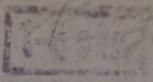


11-499
10



А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 10. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 2).

Ф. В. Чухров. К МИНЕРАЛОГИИ ФИТОМОРФОЗ И ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ. — Ф. В. Чухров. О ЗНАЧЕНИИ ПОЛУПРОНИЦАЕМЫХ МЕМБРАН ДЛЯ МИНЕРАЛЬНОГО МОРФОГЕНЕЗА. — Ф. И. Рубавишников. АЙДЫРЛИНСКИЕ ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ. — Л. Л. Шилин. РУТИЛ ИЗ АЛТЫН-ТАУ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛ-КУМАХ. — Н. И. Хитаров и Е. П. Муликовская. НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ЯРОЗИТА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Ф. В. ЧУХРОВ

К МИНЕРАЛОГИИ ФИТОМОРФОЗ И ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ

I. К МИНЕРАЛОГИИ ФИТОМОРФОЗ¹

Из числа наиболее старых работ, в которых имеются сведения о фитоморфозах, следует отметить работу К. Котта (C. Cotta, 1832). Этот автор указал, что отмершие растения в осадочных породах бывают представлены: а) отпечатками, б) окаменелостями в тесном смысле слова и в) сохранившимся органическим веществом (лигнит и др.). Различные древесные остатки Котта объединил под названием дендролитов. Однако тем же названием В. Севергин (1807) обозначал «окаменелости деревьев», а значительно позже этим термином были обозначены окремненные деревья (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Э. А. Струве, 1932). Котта отметил, что в окаменевших деревьях часто наблюдается поразительная сохранность растительной структуры. Окаменяющим веществом, по этому автору, служат: роговик, халцедон, опал, серный колчедан и др. Вмещающие породы: роговик, глина, песчаник. Процесс окаменения, по Котта, представляет постепенное превращение подвергающихся разложению частей растения. Те участки, в которых разложение вещества происходит быстрее, чем может протекать замещение, вовсе отсутствуют в псевдоморфозе или заполняются минеральным веществом. Влияния на разложение растительных тканей минерализующих растворов Котта не отмечает.

Весьма обстоятельная сводка о фитоморфозах, охватывающая литературу этого вопроса до 1850 г., принадлежит Х. Гёпперту (H. Göppert, 1850), посвятившему фитоморфозам ряд исследований (1836, 1837, 1857).

Гёпперт отмечает среди других следующие типы фитоморфоз в зависимости от характера окаменяющего материала: известковые (редки), кремнистые, гипсовые (очень редки, например, гипсовый ствол из окрестностей Павии, весящий свыше 4 ц), баритовые (третичные отложения окрестностей Крейцнаха и др.), псевдоморфозы по древесине киновари из Рейнской Баварии. Длина отдельных окаменелых деревьев, по указанию Гёпперта (1857), достигает 20 м.

Касаюсь сущности окаменения древесины, Гёпперт прежде всего пришел к выводу, что этот процесс протекает мокрым путем, т. е. при участии водных растворов, причем замещению далеко не всегда предшествует процесс разложения органического вещества. Первой стадией замещения Гёпперт считал *импреняцию* древесины; разложение последней могло происходить в результате медленного гниения или мокрым путем. Этот исследователь отметил, что при процессах окаменения часто не только сохраняется строение древесины, но и ее естественная окраска. Растворы, вызывающие замещение, сначала проникают в стенки клеток и сосудов; позже происходит выполнение пустот. Чем медленнее и однообразнее это происходит, тем яснее сохраняется структура растения. Проникающие в древесину растворы не должны иметь высокой концентрации, так как в противном случае могут

¹ Под фитоморфозом мы, вслед за К. Науманом (1860), понимаем псевдоморфозы по растительным остаткам.

возникнуть корки, которые изолируют древесину от доступа растворов. В смоляных ходах некоторых окаменелых хвойных Гёпперт наблюдал сохранившиеся смоловидные бугорки. Им же в некоторых окаменелых деревьях наблюдались повреждения, которые могут быть объяснены деятельностью насекомых.

Процесс замещения, по Гёпперту, происходит очень медленно, и нет оснований полагать, что в прошлом он протекал иначе, чем теперь. Отмечается, что мягкие части животных и нежные части растений разлагаются быстро и не подвергаются замещению. В работах Гёпперта описаны примеры неполного замещения древесины. Последняя в этом случае обычно бывает обуглена. Иногда сердцевина минерализуется, а периферические участки минерализацией не затрагиваются.

Превращение в халцедон и кварц саговиковых растений отмечено В. Бо-кландом (1834). По указанию этого исследователя, внутреннее строение древесины выражено тем менее отчетливо, чем более грубозернистое сложение имеет окаменяющий материал; вмещающий фитоморфозы известняк проникнут кремнистым веществом и содержит выделения кварца. Более поздние описания и анализы кремнистых фитоморфоз приводятся в работах Hoges'a, Oudemans'a (Jahresb. Chem., 1869 и 1874), Ф. Ноультона (F. Knowlton, 1889).

Процесс окремнения древесины в третичных слоях Арканзаса рассмотрен Р. Коллом (R. Call, 1891), который пришел к выводу, что кремнезем заимствован из песков, являющихся на ряду с гравием вмещающей породой окремневшей древесины. Окремнению подвергался лигнит, но не свежая древесина. Процесс окремнения рассматривается как замещение «частица за частицу». По А. Петгольду (A. Petzholdt, 1853) образование кремнистых фитоморфоз может происходить в результате замещения древесины, начинающегося в полостях. Образованию фитоморфоз может предшествовать частичное разрушение древесины, что облегчает доступ в нее минерализующих растворов. В этом случае древесное строение сохраняется целиком или частично. Ротплетцом (Rotpletz, 1892) описан древесный ствол, замещенный аморфным кремнеземом из кремнистых отложений Иеллоустонского национального парка. Ряд данных о кремнистых фитоморфозах имеется в работе Р. Джона (R. John, 1927), который пришел к выводу, что подвергающаяся окаменению древесина может быть совершенно свежей или частично разложившейся. Тот же автор указал, что окаменение во многих случаях может ограничиваться выполнением клеток и межклеточных пространств минерализующим веществом. В недавно изданной книге Г. Инглиша (G. English, 1934) отмечается, что псевдоморфозы опала по дереву весьма обильны в северо-западной части Невады. Указываются также «окаменевшие леса» в Аризоне, в которых отдельные, замещенные кремнистым веществом, деревья имеют длину до 30 м при поперечнике около 1 м. Инглиш считает, что замещение происходит частица за частицу, благодаря чему могут сохраняться детали строения древесины. Г. Гейнитц (H. Geinitz, 1848) описал псевдоморфозы серного колчедана, роговика и карбоната кальция по араукариям из Германии. В роговиковых фитоморфозах отмечаются продольные каналы, возникшие до замещения вследствие частичного разложения древесины; на стенках этих каналов наблюдаются кристаллы кварца, реже — кальцита и барита. Кальцитовые псевдоморфозы по древесине описаны также Х. Стоксом (H. Stocks, 1902), Ч. Феттке (Ch. Fettke, 1925) и др. Замещение растительной ткани сульфидом железа, частью с хорошо сохранившейся клеточной структурой, в образцах из угольных залежей Иллинойса описано Г. Шварцем (G. Schwartz, 1927). Ф. Бернауэр (F. Bernauer, 1935) наблюдал на острове Вулкане быстрое образование инкрустаций серного колчедана на растительных остатках, что, однако, не сопровождалось замещением растительной ткани. А. Роджерс (A. Rogers, 1910) описал псевдоморфозы по дереву малахита с сохранившимся клеточным строением из Бишгэма в штате Юта. Значительно раньше псевдоморфозы по дереву мала-

хита, азурита и халькозипа отмечены Брейтгауштом (Jahresb. Chem., 1863). Халькозиновые псевдоморфозы описаны также Е. Папенфусом (E. Papenfus, 1931) и Р. Фишером (R. Fischer, 1937). Р. Блюму (R. Blum, 1847) принадлежит указание на баритовые псевдоморфозы по дереву из лейасового известняка Франкена. В продольном изломе эти псевдоморфозы обнаруживают строение древесины. Местами древесина превратилась в уголь, который обычно сопровождается баритом или располагается в массе последнего. Тот же автор отметил сидеритовые фитоморфозы. Т. Финсон (Jahresb. Chem., 1863) описал интересный случай замещения древесины фосфатом и фторидом кальция из меловых отложений. И. Ван-Беммеленом (I. van Bemmelén, 1900) описаны «сучки», состоящие из смеси кристаллических феррокарбоната и феррофосфата из дерново-болотной руды. По внешней форме эти сучки соответствуют псевдоморфозам по дереву. В. Дэдди (W. Dudley, 1890) принадлежит описание голубого землистого фосфата из группы виванита по корням, найденным на месте их произрастания. Отмечается также замещение растительной ткани доломитом, галенитом, сфалеритом, гематитом, лимонитом и др. (A. Grabau, 1913; H. Potonié u. W. Gotthard, 1921).

Отрывочные упоминания об окаменевших ископаемых растениях России имеются в работах П. Палласа (P. Pallas, 1773, 1776, 1801). Более подробные сведения опубликованы И. Георги (I. Georgi, 1798), по сообщению которого кремнистые псевдоморфозы по дереву встречаются: на Валдайских возвышенностях; на берегу Сызранки, выше Сызрани; на берегу Волги, у Сызрани и в других местах; в Западном Приуралье; в южной части Общего Сырта; в Губерлинских горах; в районе Казахских степей; в Сибири — по Енисею, Чулыму, у Нерчинска, у Охотска, на Камчатке и т. д. У Ульяновска встречается псевдоморфоза по древесине «окаменевшей глины». У с. Хорошева под Москвой обнаружена фитоморфоза, сложенная мергелем. Известковые фитоморфозы известны, по Георги: с берегов Суры, Сызранки, Белой, Сима и Исети, из бассейна Енисея и т. д. Отмечаются также проникнутые железным купоросом обломки древесины с рек Исети, Тобола и Аргуни. Псевдоморфозы по древесине бурого железняка найдены: в окрестностях Петрозаводска; на реках Исети и Туре (Урал); у Юговского завода на Урале; на Иртыше и Енисее, а также в Забайкалье. Многие из фитоморфоз, по указанию Георги, обладают ясно выраженным строением древесины. Вес отдельных кремнистых фитоморфоз достигает 655 кг и более. Дополнения к данным Георги приведены В. Севергиным (1807). В частности, им отмечаются: известковые псевдоморфозы по древесине, найденные на Дону, Каме и др.; окаменевшие «бревна» и «коренья» из песчаных слоев Общего Сырта; древесина, замещенная колчеданом (вероятно, серным) из Валдайских гор и т. д. Е. Эйхвальд (E. Eichwald, 1844) описал кремнистые псевдоморфозы по древесине из бывших Пермской и Оренбургской губерний. Псевдоморфозы фосфата, карбоната и фторида кальция из слоев меловых фосфоритов Курского, Брянского и других районов описаны А. Энгельгардтом (1867), который указал на общность в составе цемента фосфоритов, с одной стороны, и окаменелых деревьев — с другой. Костычев и Марграф (1867) нашли, что те же компоненты входят в состав вещества окаменелых губок из слоев саморода. По данным А. Энгельгардта, окаменелые деревья из меловых фосфоритных залежей Ардени имеют состав, аналогичный составу фитоморфоз из русских фосфоритовых залежей меловой системы. В. Н. Чирвинский (1919) установил, что исследованные им фитоморфозы из слоев саморода сложены в основном минералом состава $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$; впоследствии этому минералу было дано название к у р с к и т. Согласно В. Н. Чирвинскому, курскит является весьма распространенным компонентом фосфоритов европейской части СССР. Значительно позже это подтвердилось исследованиями Г. И. Бушинского (1937). Последнему принадлежит также указание на псевдоморфозу по древесине из Лопатинского рудника Егорьевского фосфоритового месторождения, сложенную в основном фосфатом, карбонатом и фторидом кальция.

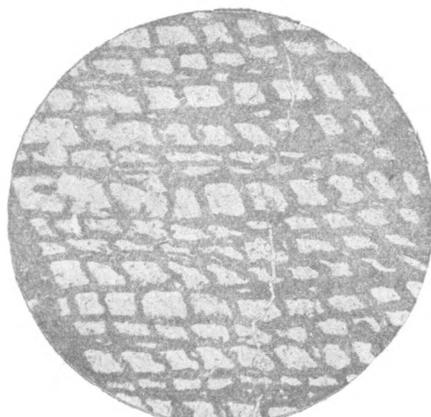
Ниже приводятся описания различных псевдоморфоз по растительным остаткам, собранных автором в естественных и искусственных обнажениях железорудных отложений Керченского полуострова.

Северная мульда (Ново-Карантинный рудник)

I. Поперечник фитоморфозы около 10 см. На поверхности ее имеются выделения окислов железа и марганца. Сложена в основном баритом. Окраска в изломе серовато-белая, сероватая и буроватая. Макросложение плотное или веерообразное. Годовые кольца и другие детали строения древесины наблюдаются лишь местами. Имеются полости, на стенках которых располагается натечный, частью бугорчатый барит, реже — мелкие кристаллики барита. Один сектор псевдоморфозы сложен почти аморфным минералом, представляющим по составу, в основном, фосфат, карбонат и фторид кальция. В дальнейшем этот минерал мы будем условно именовать фосфатом. Фосфат не реагирует на барий. Окраска его желтовато-белая. Волокнистое строение древесины и годовые кольца сохранились. В отдельных участках фосфата заметны радиальные трещинки, частью выполненные окислами железа. Под микроскопом обнаруживается, что барит в главной



Фиг. 1. Ново-Карантинный рудник. Псевдоморфоза барита по древесине, поперечный срез. Видны клетки различной толщины, соответствующие различным периодам роста. Снято при скрещенных николях. $\times 50$.



Фиг. 2. Ново-Карантинный рудник. Псевдоморфоза барита по дереву, поперечный срез. (Барит светлый) выполняет водопроводящие каналы и частично участвует в строении стенок клеток. Черное — органическое вещество. Снято при скрещенных николях. $\times 50$.

массе имеет звездчатое строение. Несомненно замещение баритом фосфата, что особенно хорошо можно видеть в зоне контакта этих минералов. Фосфат в продольном срезе имеет ясное строение древесины и почти не действует на поляризованный свет.

II. Помимо описанной выше фосфато-баритовой фитоморфозы, в старом карьере рудника нами встречены и чисто баритовые фитоморфозы. Строение древесины сохранилось не во всех из них. Слагающий фитоморфозы барит частью землистый (чертится ногтем), частью ясно-кристаллический (ногтем не чертится). На поверхности некоторых фитоморфоз наблюдается глинистое вещество. В полостях фитоморфоз иногда содержится натечный барит. Под микроскопом в поперечном срезе в значительной части баритовых фитоморфоз обнаруживается клеточное строение. При этом в большинстве случаев барит не только замещает вещество стенок клеток, но и заполняет водопроводящие каналы (фиг. 1). Однако местами барит наблюдается главным образом в водопроводящих каналах, тогда как стенки клеток в ос-

повпом сложены черным непрозрачным или темно-бурым просвечивающим органическим веществом, частью содержащим выделения барита (фиг. 2). Помимо барита с клеточным строением, под микроскопом обнаруживается веровидный барит.

Вещество одной фитоморфозы с ясно сохранившимися признаками растительной структуры проанализировано Н. А. Козловой и М. Л. Рафаэлю. Для анализа был отобран однородный материал с минимальным количеством окислов железа и марганца. Результаты анализа, приводимые ниже, показывают, что фитоморфоза сложена довольно чистым баритом.

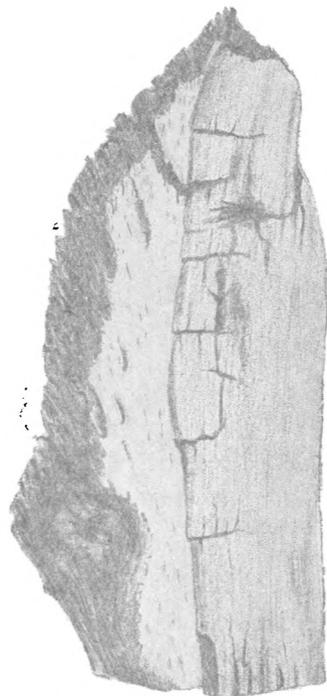
BaO	64.99	Al ₂ O ₃	0.16
CaO	0.20	SO ₃	33.91
MgO	0.06	P ₂ O ₅	0.31
Fe ₃ O ₃	0.08	SiO ₂	0.58
Mn ₂ O ₃	0.14		
		Сумма	100.43

Камыш-бурунская мульда

1. Южное крыло мульды, разведочный шурф Т С Х А № 8, проба № 15. Описываемый образец представляет штафф древесины, степень обугленности которой неодинакова в различных участках. Местами разложение древесины протекло настолько интенсивно, что образовались полости, впоследствии оказавшиеся выполненными баритом (фиг. 3). Барит имеет серовато-белую окраску и обладает в массе плотным, а на поверхности частью патечным строением. Под биноклем в плотном барите обнаруживаются признаки звездчатого строения.

II. Южное крыло мульды, разведочный шурф Т С Х А № 8, проба № 5. Образец представляет частично обуглившуюся древесину. В последней много полостей, часть из которых представляет зазоры между годовыми кольцами, тогда как другие имеют неправильную ориентировку и соответствуют участкам, в которых разложение древесины протекало наиболее интенсивно. Часть таких полостей выполнена серовато-белым, сравнительно неплотным баритом, отдельные участки которого легко превращаются в порошок при истирании между пальцами. В массе барита заключены темные точечные включения, вероятно, представляющие остатки древесины. Под микроскопом барит оказывается состоящим из мелких белых сферолитоводобных агрегатов, имеющих ясно выраженное лучистое строение.

III. Береговой обрыв. Штафф полубуглившейся древесины (лигнита) содержит небольшое количество барита и гипса. Последний наблюдается на поверхности штаффа, тогда как барит выполняет некоторые продольные полости в древесине. Внутренние участки баритовых выделений более плотны, чем наружные, которые, как и в предыдущем случае, дают при истирании между пальцами тонкий порошок. В плотных участках под биноклем устанавливаются признаки сферолитового строения. Под микроскопом в продольном срезе наблюдаются веровидные и звездчатые агрегаты барита. В поперечном срезе в основной массе барита также видны звездчатые агрегаты, и лишь на периферии среза



Фиг. 3. Камыш-бурун, шурф Т С Х А № 8^{1/2} Барит (белый) в массе частично обуглившейся древесины. ^{1/2} натуральной величины.

у контакта барита с лигнитом в первом из них выражено клеточное строение; окраска барита здесь буроватая за счет органического вещества. В данном случае несомненно, что замещению древесины предшествовало образование полостей в участках, подвергшихся наиболее интенсивному разложению.

IV. Береговой обрыв. Слабо обуглившаяся древесина, как и вмещающая ее плотная руда, вскипает от соляной кислоты, причем наиболее интенсивно вскипают периферические участки древесины. В продольных полостях имеются корочки гипса, а в некоторых участках древесины заключены округлые удлиненные желвачки барита, обладающего лучистым строением.

В том же береговом обрыве встречен обломок полуобуглившейся древесины, обогащенный гипсом и не содержащий барита. Гипс отложился в вертикальных полостях, частично выполняя их. Кроме того, он образует небольшие разрозненные выделения в древесине и располагается на границе между ней и вмещающей породой. В массе гипса имеются продольные включения волокон древесины. Периферические участки последней частично вскипают от соляной кислоты; заметное вскипание обнаруживается и при действии соляной кислоты на вмещающую руду.

V. Береговой обрыв. Барит образует полные псевдоморфозы по веточкам дерева. Эти фитоморфозы имеют длину до 2 см при толщине до 1 см. Детали растительной структуры не сохранились. Внутреннее строение лучистое, причем неделимые располагаются перпендикулярно оси удлинения веточки. Поверхностные участки отличаются земляным сложением и чертятся ногтем.

VI. Старый Камыш-бурунский рудник (б. рудник Таганрогского общества). Замещению баритом подверглись веточки дерева, длиной до 4 см при поперечнике 6—8 мм. Детали древесного строения отсутствуют, но на поверхности наблюдаются небольшие выступы, соответствующие сучкам. Имеются полости, инкрустированные натечным бугорчатым баритом



Фиг. 4. Камыш-бурун, шурф ТСХА № 55. Фитоморфоза, сложенная баритом (внутри) и фосфатом (снаружи). $\frac{2}{3}$ натуральной величины.

с лучистым строением. Барит основной массы фитоморфоз также обладает лучистым строением. Как и в образце V, неделимые барита располагаются перпендикулярно оси удлинения веточек.

VII. Южное крыло мульды, шурф ТСХА № 55. Фитоморфоза имеет поперечник около 7 см. Сложена плотным, частью веерообразным баритом, обладающим серовато-белой, желтоватой или буроватой окраской. Периферические участки состоят из сохранившегося волокнистое строение древесины мягкого и легко истирающегося между пальцами минерала, который мы условились выше называть фосфатом (фиг. 4). С поверхности этот минерал пачкает пальцы. Окраска его желтоватая. По определению В. В. Даниловой, описываемый фосфат содержит 1.24% F. В массе барита имеются продольные полые капалы с круглым сечением. Под микроскопом в барите детали растительной структуры не обнаружены.

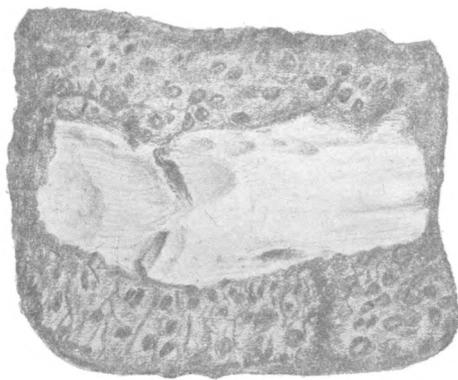
VIII. Береговой обрыв. Фитоморфоза в основном сложена крупно-кристаллическим агрегатом фосфата из группы вивианита. В массе последнего имеются реликтовые включения разрушенной древесины и барита; последний образует радиально-лучистый агрегат. Остатки древесины располагаются как во внутренних, так и в периферических участках фитоморфозы.

γ -керченит, играющий главную роль в строении описываемой фитоморфозы, имеет в массе синевато-черную окраску, а в порошке — голубоватую. Спайность совершенная, на плоскостях спайности обладает стекляннным блеском. Твердость около 3, удельный вес 2.57. Вмещающая порода — оолитовая железная руда. Анализ γ -керченита, выполненный Н. А. Козловой, дал результаты, приводимые ниже.

FeO	25.12	Fe ₂ O ₃	16.86
MgO	6.03	P ₂ O ₅	28.10
MnO	0.64	H ₂ O	28.44
CaO	0.27	Нераств. ост.	0.06
		Сумма	99.52

По этим данным фосфат фитоморфозы представляет магnezиальную разновидность γ -керченита и имеет формулу $7(\text{Fe, Mg, Mn, Ca})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 23\text{H}_2\text{O}$.

IX. Разведочный шурф на южном крыле мулды. Фитоморфозы, имеющие форму веточек, заключены в зеленовато-или желтовато-серой глине, содержащей разрозненные включения бурых железистых оолитов и выделения мелкокристаллического и землистого фосфатов из группы вивианита в трещинах и пустотах. Поперечник фитоморфоз до 8 мм, длина до 3.5 см. Слагающий их материал представлен минералом из группы вивианита, глинистым веществом и плотным баритом; эти компоненты играют неодинаковую количественную роль в различных участках одной и той же «веточки». Под микроскопом признаки продольной волокнистости древесины наблюдаются только в массе барита, который в основном имеет сферолитовое строение. В фосфате заключены кластические зерна кварца, что говорит против замещения фосфатом древесины и позволяет рассматривать эти фитоморфозы в основном как результат выполнения полостей.



Фиг. 5. Кыз-аульский рудник. Псевдоморфоза фосфата по древесине, заключенная в оолитовой руде. 1/2 натуральной величины.

Кыз-аульская мулда

1. Кыз-аульский рудник. Псевдоморфоза компактного белого или желтовато-белого фосфата по древесине заключена в плотной оолитовой марганцевистой руде (фиг. 5). Фосфат имеет твердость около 1. Ясно сохранилось волокнистое строение древесины. На плоскостях излома обильны бурые и черные дендриты. Полостей мало; частью они выполнены патчным псиломеланом.

Под микроскопом в поперечном срезе заметно клеточное строение. В продольном срезе обнаруживается волокнистое строение древесины. Как в продольном, так и в поперечном срезах фосфат почти не действует на поляризованный свет. В массе фосфата обнаруживаются сферические звездчатые агрегаты барита. Анализ вещества фитоморфозы в основном вы-

полчен Н. А. Козловой; определение фтора произведено М. О. Степан. Результаты анализа (в %) приводятся в следующей таблице.

CaO	48.64	Fe ₂ O ₃	1.52
P ₂ O ₅	32.26	Mn ₂ O ₃	1.46
CO ₂	5.37	H ₂ O ⁺	3.03
F	3.69	H ₂ O ⁻	2.39
Cl	0.02	Нераств. ост.	2.65
Сумма 101.03			
—O = F ₂ + Cl ₂ 1.55			
99.48			

Те же данные в более удобном для вывода формулы виде приводятся ниже. При пересчете анализов мы придерживались старых представлений о наличии изоморфизма между фтором, хлором, гидроксильной группой и группами CO₃ и SO₄, оставив в стороне новые идеи В. Грунера и Д. Мак-Коннеля (W. Gruner a. D. McConnell, 1937) об изоморфизме между кальцием и углеродом, а также между углеродом и фосфором. Эти идеи, равно как и выводы Мак-Коннеля (McConnell, 1938) о возможности замещения углерода серой и кремнием, требуют, как нам кажется, дополнительных исследований.

Таблица 1

Компоненты	Данные анализа	В чистом веществе в пересчете на 100%	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
CaO	43.19	46.02	0.8206	8.16
P ₂ O ₅	32.26	34.38	0.2420	2.34
CO ₂	5.37	5.72	0.1300	1.25
CaF ₂	7.58	8.07	0.1031	} 0.1034
CaCl ₂	0.03	0.03	0.0003	
H ₂ O ⁺	3.03	3.23 ¹	0.1794	
H ₂ O ⁻	2.39	2.55	0.1416	1.37
Fe ₂ O ₃	1.52	—	—	—
Mn ₂ O ₃	1.46	—	—	—
Нераств. ост.	2.65	—	—	—
Сумма	99.48	100.00	—	—

Приближенная формула вещества, слагающего фитоморфозу: 8CaO · 2P₂O₅ · CaF₂ · CO₂ · 2H₂O⁺ · 1.5 H₂O⁻, или для абсолютно сухого вещества: 2Ca₃(PO₄)₂ · CaF₂ · CaCO₃ · Ca(OH)₂ · H₂O = 2Ca₃(PO₄)₂ · CaF₂ · 2Ca[CO₃(OH)₂] · H₂O.

¹ Железо и марганец связаны в дендритах и характеризуют их состав. Нерастворимый остаток представлен баритом. В виду недостаточной чистоты анализированного вещества приведенную выше формулу нельзя отождествлять с формулой чистого фосфатного минерала, по крайней мере, до подтверждения ее новыми исследованиями.

II. Кыз-аульский рудник. Фитоморфоза сложена баритом и минералом, который мы условились называть фосфатом. Барит, главным образом, располагается в периферических участках фитоморфозы. Окраска его бурая, сложение плотное, имеются полости с мелкими кристалликами бесцветного барита на стенках. На поверхности барита выделились окислы

¹ Здесь, как и в других анализах, приводимых в настоящей статье, из состава чистого вещества не исключена вода, связанная с окисью железа и, быть может, с окисью марганца, так как количество этой воды не ясно.

железа и марганца. Фосфат слагает сердцевину и частично периферические участки фитоморфозы (фиг. 6). Окраска буроватая. Строение древесины сохранилось отчетливо. В продольном направлении расщепляется на пластинки, соответствующие частям концентрических годовых слоев. Излом ровный или занозистый. Местами наблюдаются полости, частично с кристалликами барита. Часть фосфата составляет реликтовые участки в массе барита. На продольных плоскостях излома фосфата имеются черные и бурые дендриты. Под микроскопом в продольном срезе у фосфата обнаруживаются тонковолокнистое строение и хорошо сохранившиеся сердцевинные лучи (фиг. 7); на поляризованный свет фосфат местами действует очень слабо, местами не действует вовсе. В поперечном срезе фосфат обнаруживает клеточное строение, на поляризованный свет почти или вовсе не действует. Удельный вес фосфата 2.91. Твердость около 2.5. Показатель преломления 1.609. Барит ясно замещает фосфат, с чем связано исчезновение растительной структуры (фиг. 8). Строение барита в основном звездчатое или веерообразное, и лишь местами сохранилась растительная клеточная структура.



Фиг. 6. Кыз-аульский рудник. Фитоморфоза, сложенная баритом (светлый) и фосфатом (темный). Натуральная величина.

Результаты анализа аморфного минерала фитоморфозы, тщательно отделенного от барита, приводятся ниже (табл. 2). Анализ выполнен Н. А. Козловой при участии М. О. Степан, которой произведено определение фтора.

В таблице 3 приводятся эти же данные в виде, более удобном для вывода формулы. Из состава чистого вещества исключена сера. Основанием для этого служит ассоциация фосфата фитоморфозы с сульфатом в виде барита. Так как по условиям разложения вещества при анализе компоненты барита не могли перейти в раствор, принимаем, что сера связана в виде гипса и соответственно уменьшаем количества CaO и H_2O . Учитывая



Фиг. 7. Кыз-аульский рудник. Псевдоморфоза фосфата по дереву, продольный срез. Видны волокна и сердцевинные лучи. Снято при одном николе. $\times 50$.



Фиг. 8. Кыз-аульский рудник. Псевдоморфоза барита и фосфата по древесине, поперечный срез. Участки с клеточным строением — фосфат, остальное — барит. Снято при одном николе. $\times 120$.

характер связи воды в гипсе, вычитаем необходимое для образования гипса количество воды поровну из количеств H_2O^+ и H_2O^- . Содержащиеся в анализированном веществе окислы железа и марганца связаны в дендритах.

Формула анализированного минерала с некоторым приближением:
 $14\text{CaO} \cdot 4\text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 2\text{CO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}^+ \cdot 2\text{H}_2\text{O}^- = 4\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 2\text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}^+ \cdot 2\text{H}_2\text{O}^-$, или для абсолютно сухого вещества: $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0.5\text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Таблица 2

Компоненты	1	2	Среднее
CaO	50.70	—	50.70
MgO	0.20	0.32	0.26
P ₂ O ₅	33.60	33.69	33.65
CO ₂	5.94	5.82	5.88
F	2.24	—	2.24
Cl	0.03	—	0.03
SO ₃	0.84	—	0.84
Fe ₂ O ₃	1.06	1.07	1.06
Mn ₂ O ₃	1.13	—	1.13
H ₂ O ⁺	2.51	—	2.51
H ₂ O ⁻	2.45	—	2.45
Нераств. ост.	0.09	—	0.09
Сумма	100.79	—	100.84
— O=F ₂ + Cl ₂	0.94	—	0.94
	99.85	—	99.90

чен и представляет переходную форму от β-керченита (5FeO · 2Fe₂O₃ · 3P₂O₅ · 23H₂O) к босфориту.

Такой же состав имеет описанная ниже ископаемая кость из того же рудника. Сопоставление рентгенограмм указывает на идентичность структуры их кристаллической фазы.

III. Яныш-такиль, береговой обрыв. Встроении фитоморфозы главную роль играют землистые дериваты виванита, главным образом зеленого, в меньшем количестве желтого цвета. Периферическая корочка состоит из серовато-белого мягкого землистого барита. Желтый фосфат соответствует босфориту (3Fe₂O₃ · 2P₂O₅ · 17H₂O), зеленый фосфат точно не изу-

Таблица 3

Компоненты	Средние данные анализа	В чистом веществе	В пересчете на 100%	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
CaO	47.40	46.82	48.86	0.8712	14.20
MgO	0.26	0.26	0.27	0.0067	
P ₂ O ₅	33.65	33.65	35.11	0.2471	3.99
CO ₂	5.88	5.88	6.44	0.1395	2.26
CaF ₂	4.60	4.60	4.80	0.0615	1.00
CaCl ₂	0.03	0.03	0.03	0.0003	
SO ₃	0.84	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1.06	—	—	—	—
Mn ₂ O ₃	1.13	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2.51	2.32	2.42	0.1344	2.17
H ₂ O ⁻	2.45	2.27	2.37	0.1317	2.13
Нераств. ост.	0.09	—	—	—	—
Сумма	99.90	95.83	100.00	—	—

В том же береговом обрыве у Яныш-такиля обнаружен сероватый барит с признаками древесного строения.

II. К МИНЕРАЛОГИИ ИСКОПАЕМЫХ КОСТЕЙ

Из наиболее старых работ, в которых освещается химический состав ископаемых костей, необходимо, прежде всего, отметить работу И. Миддлтона (I. Middleton, 1844). По указанию этого исследователя, в ископаемых костях содержится больше фтористого кальция, чем в свежих, что объ-

яняется привнесом фтора в кости после смерти соответствующих организмов. Миддлтон обратил внимание на возможность использования содержания фтора в костях как критерий для определения их возраста. Наиболее богаты фтором в исследованных Миддлтоном образцах некоторые ископаемые кости третичных животных из Сиваликских холмов; максимальное содержание CaF_2 в этих костях составляет 11,68%. В свежей черепной кости человека оказалось 1,99% CaF_2 , а в черепной кости, сохранившейся в течение 2000 лет, 5,04% CaF_2 . Помимо $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ и CaF_2 обычным неорганическим компонентом всех исследованных Миддлтоном костей является CaCO_3 . Количество органического вещества обратно пропорционально возрасту кости; в свежей черепной кости человека, анализированной Миддлтоном, содержание органического вещества составляет 33,43%. Пересчет данных анализов Миддлтона показывает, что соотношение между основными неорганическими компонентами анализированных костей весьма непостоянно; в частности, в одной из третичных костей оно соответствует курскиту — $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$. Г. Бишоф (G. Bischof, 1871) указал на высокий удельный вес неорганического вещества костей, колеблющийся, по определениям этого автора, от 2,94 до 3,5, тогда как для валового удельного веса костей получены цифры от 2,08 до 2,84.

Более поздние сведения о химическом составе ископаемых костей опубликованы М. Фреми (M. Fremy, 1855), который установил наличие в них наряду с фосфатом и карбонатом также фторида кальция. Указание на содержание в костях фтора имеется также в работе К. Эби (C. Aebly, 1872).

Ван-Беммелен (I. van Bemmelen, 1897), исследовавший ископаемые кости из третичных отложений, указал на повышенное содержание в них фторида и карбоната кальция в сравнении с костями современных животных. Этот же автор отметил, что ископаемые кости имеют более высокий удельный вес, что связано с адсорбцией костным веществом из растворов кальция, фтора, фосфора и углекислоты. В результате адсорбции указанных веществ, согласно Ван-Беммелену, сначала возникает адсорбционный комплекс, из которого современем может возникать определенное химическое соединение — апатит. Представляет интерес нахождение в исследованных Ван-Беммеленом образцах ископаемых костей кальцита и пирита, образующих выделения в полостях.

По данным С. Габриэля (S. Gabriel, 1894), а также Т. Гассмана (T. Gassmann, 1910—1911), в свежих костях содержатся следующие компоненты: CaO , MgO , K_2O , Na_2O , H_2O , P_2O_5 , CO_2 , Cl , F ; эти же составные части обнаружены и в зубах. По Габриэлю, количество фтора в свежих костях не более 0,05% (в золе) и лишь в исключительных случаях достигает 0,1%. Содержание хлора в свежих костях, по данным того же автора, выражается сотыми долями процента, тогда как в зубной эмали хлора значительно больше (0,21%). Ценные данные о содержании фтора в ископаемых костях различного возраста имеются в работах М. Карно (M. Carnot, 1896); более древние кости в ряде случаев богаче фтором, чем кости более молодые, но это не выдерживается во всех анализах.

Интересно, что более древние фосфориты также в общем богаче фтором, но имеющие исключения, не позволяющие говорить о какой-либо закономерности (S. Hendrichs, W. Hill, K. Jakob, 1931). Кроме того, недостаточно оговорены критерии для сравнения.

Р. Клемент (R. Klement, 1929) нашел, что неорганическое вещество свежих костей в главной массе состоит из основного фосфата кальция — $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$ — с примесью небольших количеств карбоната кальция и магнезия и бикарбонатов щелочных металлов. Тот же автор и Г. Трёмель (R. Klement u. G. Trömel, 1932) на основании рентгеновских исследований пришли к заключению об идентичности вещества неорганической части свежих костей с гидроксил-апатитом; эксперименты Г. Трёмеля и Х. Мёллера (G. Trömel u. H. Möller, 1932) показали, что при реакциях обменного разложения в водной среде обычно получается гидроксил-апатит,

что подтверждает возможность образования в костном веществе этого соединения. К взглядам Клемента и Трёмеля присоединились М. Бредиг, Х. Франк и Х. Фильднер (M. Bredig, 1933; M. Bredig, H. Franck u. H. Földner, 1933). Наличие в свежих костях углекислоты дает основание ряду авторов считать, что неорганическое костное вещество представляет карбонат-апатит (S. Henrichs, W. Hill, K. Jakob, M. Jefferson, 1931; L. Marek, O. Wellmann u. L. Urbanyi, 1935). По заключению Бредига, Франка и Фильднера, карбонат кальция может быть примешан к гидроксил-апатиту в виде коллоида. Обстоятельная работа Х. Росберри с сотрудниками (H. Roseberry и др., 1931), посвященная рентгеновскому исследованию костей и зубов, подтвердила, что неорганическое костное вещество и зубная эмаль имеют то же строение, что и различные члены изоморфного ряда апатитов. Доказательств существования в костях свободного карбоната кальция не найдено.

Наиболее обстоятельное исследование по минералогии ископаемых костей принадлежит А. Роджерсу (A. Rogers, 1924), который изучил ископаемые кости из различных районов

и различных геологических систем. Этот автор (1917) впервые указал, что обычным минералом ископаемых костей является коллофан, аморфный минерал, состава: $\text{Ca}_2(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{Ca}(\text{CO}_3, \text{F}_2, \text{O}, \text{SO}_4) \cdot x\text{H}_2\text{O}$, где $n = 1-1.8$. Показатель преломления этого минерала в ископаемых костях составляет от 1.573 до 1.621; уд. вес 2.6—2.94. Наблюдаемое у этого минерала костей двойное преломление, по Роджерсу, является результатом напряжений. При фоссилизации костей происходят разрушение и вынос органического вещества (оссеина) и привнос фосфора, углекислоты, фтора и других веществ, проникающих в растворенном состоянии в поры костей. Возникновение пор связано с разрушением органического вещества. Удельный вес костей, в общем, тем выше, чем они древнее.



Фиг. 9. Кыз-аульский рудник. Ископаемая кость, поперечный срез. Видно слоистое расположение костного вещества вокруг каналов. Снято при скрещенных николях. $\times 50$

Ископаемые кости являются давно известными и довольно обычными среди керченских железорудных отложений; однако, исследование их химического состава и минералогической природы никем не было осуществлено, равно как не были изучены с этой стороны ископаемые кости из других районов СССР. В керченских рудах ископаемые кости представлены различными частями скелетов *Cethotherium*, *Phoca* и др. Нами были изучены три ископаемые кости из рудных слоев. Одна из них происходит из Кыз-аульского рудника и две — из Ново-Карантинного рудника. Химические анализы костей выполнены Н. А. Козловой. Фтор в обр. № 1 определен М. О. Степан, а в обр. № 2 и 3 — В. В. Даниловой.

Обр. № 1. Кыз-аульский рудник, карьер. Поверхность кости гладкая и блестящая. Излом неровный, блеск в изломе матовый. Сложение сплошное, макроскопически заметных пустот и механических примесей нет. Окраска на поверхности от темнобурой до буро-черной. Окраска в изломе в толстых кусочках темносерая, в тонких — буроватая. Тонкие осколки просвечивают слегка буроватым цветом. Твердость 5. Уд. вес 2.94. Под микроскопом основная масса кости бесцветна; слагающий ее минерал обладает двойным преломлением. Интерференционная окраска серовато-белая до белой. Средний показатель преломления 1.605 ± 0.002 . В кости имеется значительное количество полостей (Гаверсовы каналы), имеющих округлые очертания. Внутри таких полостей большую часть находится

бурое или черное вещество, вероятно, принадлежащее окислам железа и марганца и отчасти, быть может, органическому веществу. Вокруг полостей вещество кости, как правило, имеет концентрическое строение и очень напоминает оолиты, частью деформированные (фиг. 9). В продольном срезе основная масса кости обнаруживает волокнистое строение, при чем угасание волокон относительно направления их удлинения прямое. Та же основная масса в поперечном срезе волокнистости не обнаруживает и отличается облачным угасанием.

Вмещающая кость железная руда почти черная, марганцевистая. Она же заключает и фосфатные фитоморфозы, образцы которых описаны выше.

Результаты анализа ископаемой кости из Кыз-аульского рудника приведены в табл. 4. Спектральное исследование, выполненное проф. С. А. Боровиком, указало на отсутствие в анализируемом веществе элементов редких земель. Положительные результаты получены для стронция, бария, бериллия и натрия (слабые линии). Титан установлен в следах.

В следующей таблице представлены данные анализа, отнесенные к чистому веществу, т. е. за вычетом примесей окислов железа и марганца, а также нерастворимого остатка. В этой же таблице приведены молекулярные количества и их отношение.

В следующей таблице представлены данные анализа, отнесенные к чистому веществу, т. е. за вычетом примесей окислов железа и марганца, а также нерастворимого остатка. В этой же таблице приведены молекулярные количества и их отношение.

Таблица 4

Компоненты	1	2	Среднее
CaO	50.45	50.30	50.38
MgO	0.51	0.65	0.58
P ₂ O ₅	34.15	34.15	34.15
F	2.30	—	2.30
Cl	0.02	—	0.02
CO ₂	5.11	5.18	5.14
SO ₃	1.13	—	1.13
Fe ₂ O ₃	0.57	0.64	0.60
Mn ₂ O ₃	0.74	—	0.74
H ₂ O ⁺	2.03	—	2.03
H ₂ O ⁻	2.70	—	2.70
Нераств. ост.	0.75	0.95	0.85
	100.46	—	100.62
— O = F ₂ + Cl ₂	0.96	—	0.96
Сумма	99.50	—	99.66

Таблица 5

Компоненты	В чистом веществе	В пересчете на 100%	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
CaO	46.98	48.19	0.8593	} 13.99
MgO	0.58	0.60	0.0149	
P ₂ O ₅	34.15	35.04	0.2467	} 3.95
CaF ₂	4.73	4.86	0.0622	
CaCl ₂	0.03	0.03	0.0003	} 4.00
CO ₂	5.14	5.27	0.1198	
SO ₃	1.13	1.16	0.0144	} 2.15
H ₂ O ⁺	2.03	2.08	0.1155	
H ₂ O ⁻	2.70	2.77	0.1539	} 1.85
Сумма	97.47	100.00	—	—

Формула минерала, слагающего исследованную кость: 14CaO · 4P₂O₅ · 2(CO₂, SO₃) · CaF₂ · 2H₂O⁺ · 2.5H₂O⁻ = 4Ca₃(PO₄)₂ · CaF₂ · 2Ca(CO₃, SO₄) · 2H₂O⁺ · 2.5H₂O⁻, или для абсолютно сухого вещества, при учете незначительного содержания SO₃: 2Ca₃(PO₄)₂ · 0.5CaF₂ · CaCO₃ · H₂O. Эта формула,

а также удельный вес и показатель преломления указывают на тождественность минерала, слагающего ископаемую кость, и описанного выше минерала (стр. 8—10), образующего псевдоморфозу по древесине. Образцы этих веществ происходят из одного и того же горизонта марганцевистой железной руды в Кыз-аульском руднике. Как уже было отмечено выше, рентгеноскопически вещество ископаемой кости и фосфатной фитоморфозы оказалось совершенно тождественным. Кроме того, сравнение межплоскостных расстояний, определенных нами для кости и фитоморфозы из Кыз-аула, с данными Д. Мак-Коннелля (D. McConnel, 1938), а также Х. Росберри с сотрудниками (H. Roseberry и др., 1931) для различных форм апатитового вещества, показывает, что основное вещество исследованных нами кости и фитоморфозы имеет апатитовую структуру. Это находится в полном соответствии с данными других исследователей.

Обр. № 2. Ново-Карантинный рудник, старый карьер. Сложение плотное. Твердость 5. В трещинках и полостях наблюдаются черные пленки окислов марганца и желтые охристые выделения лимонита. Окраска кости буроватая. Под микроскопом наблюдаются выделения окислов железа и марганца в полостях костного вещества. Последнее обладает ясно выраженным двойным преломлением. Интерференционная окраска серовато-белая до белой. Средний показатель преломления 1.608 ± 0.002 . Уд. вес 2.96. По структуре эта кость не отличается от кости обр. № 1.

Результаты химического анализа приведены ниже.

CaO	48.42	Fe ₂ O ₃	2.87
MgO	0.76	Mn ₂ O ₃	2.47
FeO	следы	Al ₂ O ₃	следы
P ₂ O ₅	31.66	H ₂ O ⁺	2.29
CO ₂	5.32	H ₂ O ⁻	2.88
F	2.60	Нераств. ост.	0.45
Cl	0.06	TiO ₂	нет
SO ₃	0.94		
		Сумма	100.72
		— O=F ₂ + Cl ₂	1.10
			99.62

Следующая таблица содержит данные анализа без окислов железа и марганца и нерастворимого остатка, которые представляют механические примеси.

Таблица 6

Компоненты	В чистом веществе	В пересчете на 100%	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
CaO	44.55	47.47	0.8464	11.48 } 11.75
MgO	0.76	0.81	0.0200	
P ₂ O ₅	31.66	33.74	0.2375	
CaF ₂	5.34	5.69	0.0728	} 1
CaCl ₂	0.09	0.10	0.0009	
CO ₂	5.32	5.67	0.1289	1.75
SO ₃	0.94	1.00	0.0122	0.17
H ₂ O ⁺	2.29	2.45	0.1361	1.85
H ₂ O ⁻	2.88	3.07	0.1705	2.31
Сумма	93.83	100.00	—	—

Формула минерала, слагающего кость, с некоторым приближением: $12\text{CaO} \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 2(\text{CO}_2, \text{SO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}^+ \cdot 2\text{H}_2\text{O}^-$, или для абсолютно сухого

вещества с учетом незначительного содержания $\text{SO}_3 : 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 2\text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Обр. № 3. Ново-Карантинный рудник, старый карьер. Сложение плотное. Полостей нет. Твердость 5. Окраска буроватая. На поверхности и на плоскостях излома имеются пленки окислов железа и марганца. Под микроскопом в массе костного вещества наблюдаются выделения окислов железа и марганца. Анизотропия костного вещества выражена ясно. Интерференционная окраска от серовато-белой до белой. Средний показатель преломления 1.602 ± 0.002 . Уд. вес 2.93.

Данные химического анализа приводятся в следующей таблице. В отличие от обр. № 2 описываемая кость, происходящая из того же обнажения, содержит значительно меньше фтора. Возможно, что это в той или иной степени объясняется отсутствием в кости обр. № 3 трещинок и полостей, имеющих в кости обр. № 2. Трещинки и полости, несомненно, облегчают проникновение в кость растворов, содержащих фтор.

CaO	48.85	Mn_2O_3	0.58
MgO	0.80	Al_2O_3	следы
FeO	0.38	H_2O^+	2.50
P_2O_5	33.10	H_2O^-	3.00
CO_2	5.76	Нераств. ост.	0.32
F	1.60		
Cl	0.07		
SO_3	0.80		
Fe_2O_3	2.78	$-\text{O} = \text{F}_2 + \text{Cl}_2$	0.68
		Сумма	100.54
			99.86

В следующей таблице содержатся данные анализа без механических примесей, которыми являются Fe_2O_3 , Mn_2O_3 и нерастворимый остаток.

Таблица 7

Компоненты	В чистом веществе	В пересчете на 100%	Молекулярные количества	Отношение молекулярных количеств
CaO	46.44	48.29	0.8611	} 49.76
MgO	0.80	0.83	0.0206	
FeO	0.38	0.39	0.0054	
P_2O_5	33.10	34.42	0.2430	} 5.41
CaF_2	3.29	3.42	0.0438	
CaCl_2	0.11	0.12	0.0011	} 1
CO_2	5.76	5.99	0.1361	
SO_3	0.80	0.83	0.0104	3.03
H_2O^+	2.50	2.59	0.1428	0.23
H_2O^-	3.00	3.12	0.1733	3.18
Сумма	96.18	100.00	—	3.86

Приближенная формула минерала, слагающего ископаемую кость:
 $20\text{CaO} \cdot 5.5\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{CO}_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}^+ \cdot 4\text{H}_2\text{O}^-$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В керченских железорудных отложениях распространены полные фитоморфозы, сложенные баритом и фосфатами кальция или железа. Встречаются также образцы древесины в начальной стадии ее замещения минеральным веществом. В значительной части фитоморфоз сохранились детали растительной структуры, что говорит о медленном течении процесса замещения, так как при быстром отложении минерального вещества на расти-

тельных остатках образуются корки, изолирующие внутренние участки от доступа растворов. Отсутствие деталей растительной структуры в некоторых баритовых фитоморфозах имеет различные причины. Прежде всего, несомненно исчезновение растительной структуры в результате перекристаллизации барита. Кроме того, при образовании фитоморфоз имело место не только вытеснение и замещение растительной ткани, но и заполнение полостей, возникших в результате разложения древесины. На ряду с этим необходимо отметить возникновение баритовых фитоморфоз в результате вытеснения слагающего некоторые фитоморфозы минерала, близкого по составу к курскиту, с чем связано исчезновение растительной структуры. Замещению древесины предшествовало ее частичное разложение, облегчавшее доступ к растительным тканям минерализующих растворов. В небольших растительных остатках этот процесс шел слишком быстро, и разрушение растительной ткани опережало ее замещение; в этом случае создавались условия для образования фитоморфоз выполнения. Существенную роль в процессе замещения играли водопроводящие каналы. Самый факт наличия фитоморфоз в керченских рудах дает доказательство о миграции в рудной толще бария, кальция, железа, фосфора, серы, фтора и др. Руды, вмещающие фитоморфозы, в большинстве случаев достаточно легко проницаемы для растворов, а это, как нельзя более, способствовало процессам замещения. Образование фитоморфоз, сложенных фосфатами из группы вивианита, следует отнести к процессам катагенеза; первичный минерал этих фитоморфоз — вивианит или паравивианит. Возникновение баритовых фитоморфоз более вероятно отнести к процессам гипергенеза. Фитоморфозы, сложенные минералом типа курскита, образовались раньше баритовых фитоморфоз.

2. Сопоставление данных анализа ископаемой кости и фосфатной фитоморфозы из Кыз-аульского рудника на Керченском полуострове приводит к заключению о наличии в керченских железорудных отложениях минерала состава $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0.5 \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Наиболее близко этот минерал стоит к курскиту, которому В. Н. Чирвинский придал формулу $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$. Как уже отмечалось выше, минерал, анализ которого в основном послужил для вывода этой формулы, образует псевдоморфозы по древесине, что весьма сближает его с такими же псевдоморфозами из Кыз-аульского рудника. Различие между курскитом В. Н. Чирвинского и описанными нами минералами с приведенной выше формулой в основном заключается в содержании CaF_2 . Вода в анализе В. Н. Чирвинского не определена, но о содержании ее, равно как и о содержании нерастворимого остатка, можно предположить на основании значительного дефицита суммы. Удельные веса наших минералов и минерала Чирвинского почти совпадают.

3. Сопоставление данных анализов ископаемых костей и аналогичных им по составу фитоморфоз указывает на значительное колебание в содержании отдельных компонентов, которые, однако, в различных образцах оказываются одними и теми же. В связи с тонкокристаллической, до микроскопически-аморфной, природой вещества фитоморфоз нам кажется вполне вероятным, что основой фосфатов фитоморфоз и ископаемых костей является апатитовое вещество со строгими стехиометрическими соотношениями компонентов, которое содержит в виде твердого раствора избыточные по отношению к его формуле элементы. В соответствии со старыми, но не потерявшими своего значения идеями Ван-Беммелена, ископаемые кости и близкие к ним по составу фитоморфозы можно рассматривать как сложные и подвижные адсорбционные системы. Исследования различных авторов показали, что с течением геологического времени состав ископаемых костей изменяется, в частности, в направлении увеличения содержания фтора. С полным основанием можно говорить о таком изменении и применительно к фитоморфозам аналогичного состава, так как в общей тенденции это же наблюдается и в фосфоритах. Апатитовая группировка элементов является весьма устойчивой для фтора в зоне гипергенеза при соответствующих зна-

чений рН. Несомненно, что роль этой группировки нельзя недооценивать в геохимии фтора.

4. Приведенные в настоящей работе данные показывают, что содержание фтора в ископаемых костях из отложений одного и того же возраста колеблется в значительных пределах, равно как отношение содержания фтора к содержанию фосфора. Наибольшим постоянством отличается отношение $\text{CaO:P}_2\text{O}_5$, которое в наших образцах колеблется от 3.49 до 3.65 (отношение молекулярных количеств).

ЛИТЕРАТУРА

- Бокланд В. 1834. О саговидных ископаемых растениях. СПб.
- Бушинский Г. И. 1937. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. Булл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 15, 5, 438—470.
- Костычев и Маркграф. 1867. О химическом составе окаменелых губок, встречающихся в меловой формации. Тр. I съезда естествоисп., отд. геол. и мин., 29—30.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Струве Э. А. 1932. Петрографический словарь, 407.
- Науман К. Ф. 1880. Основания минералогии. СПб., 96.
- Севергин В. 1807. Подробный словарь минералогический. СПб., I, 315.
- Чирвинский В. Н. 1919. Фосфориты Украины. Петроград, 50.
- Энгельгардт А. 1867. О химическом составе окаменелых деревьев и костей, встречающихся в меловой формации. Тр. I съезда естествоисп., отд. геол. и мин., 24—28.
- Алеу С. 1872. Ueber die Konstitution des phosphorsauren Kalkes der Knochen. Journ. prakt. Chem., N. F., 5, 308—311.
- Van Bemmelen I. M. 1897. Die Absorption. Anhäufung von Fluorcalcium, Kalk, Phosphaten in fossilen Knochen. Z. anorg. Chem., 15, 90—122.
- Van Bemmelen I. M. 1900. Ueber das Vorkommen, die Zusammensetzung und die Bildung von Eisenanhäufungen in und unter Mooren. Z. anorg. Chem., 22, 325.
- Bernaer F. 1935. Rasche Verkiesung organischer Reste an vulkanischen Schwefelquellen. Zbl. Min., A, 11, 343—344.
- Bischof G. 1871. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Supplement-Band, Bonn, 93—95.
- Blum R. 1847. Nachtrag zu den Pseudomorphosen des Mineralreichs. Stuttgart 152—213.
- Bredig M. A. 1933. Zur Apatitstruktur der anorganischen Knochen und Zahnschmelze. Z. physiol. Chem., 216, 239—243.
- Bredig M. A., Franck H. H. und Földner H. 1933. Beiträge zur Kenntnis der Kalk-Phosphorsäure-Verbindungen. Z. Elektrochem. 39, 12, 965.
- Call R. E. 1891. The Tertiary Silicified Woods of Eastern Arcansas. Amer. Journ. Sci., (3), 42 (142), 394—401.
- Carnot M. A. 1892. Sur la composition des ossements fossiles et la variation de leur teneur en fluor dans les différentes étages géologiques. C. R. Acad. Sc. Paris, 15, 243—246.
- Carnot M. A. 1896. Ann. d. mines, n. s., 10, 175.
- Cotta C. B. 1832. Die Dendrolithen. Dresden und Leipzig.
- Dudley W. L. 1890. A Curious Occurrence of Vivianite. Amer. Journ. Sci., (3), 40, 120—121.
- Eichwald E. 1844. Ueber einige fossile Pflanzen des kupferführenden Sandsteins im Permischen und Orenburgschen Gouvernement. N. Jahrb. Min., 142—146.
- English G. L. 1934. Getting Acquainted with Minerals. London, 100.
- Fettke Ch. R. 1925. Note on Calcified Log from the Pittsburgh Coal Near Morgantown, West Virginia. Amer. Min., 10, 5, 109—112.
- Fischer R. P. 1937. Sedimentary Deposits of Copper Vanadium-Uranium and Silver in Southwestern United States. Econ. Geol., 32, 2, 197—198.
- Fremy M. E. 1855. Recherches chimiques sur les os. Ann. chim. et phys., 43, 47—107.
- Gabriel S. 1894. Chemische Untersuchungen über die Mineralstoffe der Knochen und Zähne. Z. physiol. Chem., 18, 257—302.
- Gassmann T. 1910—1911. Chemische Untersuchungen von gesunden und rachitischen Knochen. Z. physiol. Chem., 70, 161—170.
- Geinitz H. B. 1848. Die Versteinerungen des deutschen Zechsteingebirges. Dresden u. Leipzig, 23—25.
- Georgi G. 1798. Geographisch-physikalische und naturhistorische Beschreibung des Russischen Reichs. Königsberg 3, 600—607.
- Göppert H. R. 1836. Ueber den Zustand, in welchem sich die fossilen Pflanzen befinden, und über den Versteinerungsprozess insbesondere. Poggend. Annal. d. Phys. u. Chem., 38, 8, 561—573.

- G ö p p e r t H. R. 1837. Ueber die Bildung der Versteinerungen auf nassem Wege. *Ibid.*, 42, 13, 593—607.
- G ö p p e r t H. R. 1850. Monographie der fossilen Coniferen. Leiden, 132, 133, 136, 138.
- G ö p p e r t H. R. 1857. Ueber den versteinerten Wald von Radowenz bei Adersbach in Böhmen und über Versteinierungsprozess überhaupt. *Jahrb. Geol. Reichsanst.* Wien, 8, 725—738.
- G r a b a u A. W. 1913. *Principles of Stratigraphy*. N. Y., 1080.
- G r u n e r W. and M c C o n n e l D. 1937. The Problem of Carbonate-Apatites. *Z. Krist.*, 97, 3, 208—215.
- H e n d r i c h s S. B., H i l l W. L., J a c o b K. D. and J e f f e r s o n M. E. 1931. Structural Characteristics of Apatite-Like Substances and Composition of Phosphate Rock and Bone as Determined from Microscopical and X-Ray Diffraction Examinations. *Industr. and Engin. Chem.*, 23, 1413—1418.
- Jahresberichte über die Fortschr. d. Chem. etc. f. 1862, 772, 773, 774.
- Jahresberichte über die Fortschr. d. Chem. f. 1869, 1251.
- Jahresberichte über die Fortschr. d. Chem. f. 1874, 1292.
- J o h n R. N. S. 1927. Replacement vs. Impregnation in Petrified Wood. *Econ. Geol.*, 22, 7, 728—739.
- K l e m e n t R. 1929. Die Zusammensetzung der Knochensubstanz. *Z. physiol. Chem.*, 184, 132—142.
- K l e m e n t R. und T r ö m e l G. 1932. Hydroxylapatit, der Hauptbestandteil der anorganischen Knochen und Zahnschmelze. *Z. physiol. Chem.*, 213, 263—269.
- K n o w l t o n F. H. 1889. Fossil Wood and Lignite of the Potomac Formation. *Bull. Un. St. Geol. Surv.*, 56.
- M a r e k L., W e l l m a n n O. u. U r b a n y i L. 1935. Weitere Untersuchung über den chemischen Aufbau der Knochensalze. *Z. physiol. Chem.* 234, 165—175.
- M c C o n n e l D. 1938. Structural Investigations of the Isomorphism of the Apatite Group. *Am. Min.*, 23, 1, 1—18.
- M i d d l e t o n I. 1844. Vergleichende Analyse frischer und fossiler Knochen. *N. Jahrb. Min.*, 813—816.
- P a l l a s P. S. 1801. Reise durch Verschiedene Provinzen des Russischen Reichs. *SPb.* I, 247, 251, 446.
- P a l l a s P. S. 1773. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reichs. *SPb.*, 2, 282.
- P a l l a s P. S. 1776. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reichs. *SPb.* 3, 409.
- P a p e n f u s E. B. 1931. «Red-Bed» Copper Deposits in Nova Scotia and New Brunswick. *Econ. Geol.*, 26, 3, 314—330.
- P e t z h o l d t A. 1853. *Silification organischer Körper*. Halle.
- P o t o n i é H. und G o t h a n W. 1921. *Lehrbuch der Paläobotanik*. Berlin, 6, 7.
- R o g e r s A. F. 1910. Notes on Some Pseudomorphs, Petrifications and Alteration. *Proc. Amer. Phil. Soc.*, 49, 21.
- R o g e r s A. F. 1917. A. Review of the Amorphous Minerals. *Journ. Geol.*, 65, 6, 515—541.
- R o g e r s A. F. 1924. Mineralogy and Petrography of Fossil Bone. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 35, 3, 535—553.
- R o s e b e r r y H. H., H a s t i n g s A. B. and M o r s e J. K. 1935. X-Ray Analysis of Bone and Teeth. *Journ. Biol. Chem.*, 90, 395—406.
- R o t p l e t z. 1892. Ueber die Verkieselung aufrechtstehender Baumstämme durch die Geysier des Yellowstone Parks. *Botan. Zbl.*, 49, 114—115.
- S c h w a r t z G. M. 1927. Iron Sulphide Pseudomorphs of Plant Structure in Coal. *Journ. Geol.*, 35, 375—377.
- S t o c k s H. B. 1902. On the Origin of Certain Concretions in the Lower Coal-Measures. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 58, 46—58.
- T r ö m e l G. und M ö l l e r H. 1932. Die Bildung schwerlöslicher Calciumphosphate aus wässriger Lösung und die Beziehungen dieser Phosphate zur Apatitgruppe. *Z. anorg. u. allg. Chem.*, 206, 227—240.
- T s c h i r w i n s k y W. 1911. Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphorite. *N. Jahrb. Min.*, 2, 51—74.

F. V. CHUKHROV

A CONTRIBUTION TO THE MINERALOGY OF PHYTOMORPHOSES AND FOSSIL BONES

SUMMARY

Various pseudomorphoses and vegetable remains or phytomorphoses as well as fossil bones are not infrequently to be found in the iron-ore deposits of the Kerch Peninsula.

Baritic are the most common among the phytomorphoses. Many of them

are distinguished by well preserved vegetative structure (Fig. 1 and 2) while others are characterised by its absence. The former represent the result of slow displacement of the vegetative tissues and the latter are due to filling of cavities consequential to the disintegration of the wood. Baritic phytomorphoses are also observed in the formation, of which there occurred displacement of the wood and filling of cavities therein. Fragments of semi-charred wood containing barites formed in its cavities and partly displacing it are likewise described in the present work (Fig. 3). Analysis of one phytomorphosous barites is rendered on page 5.

Phytomorphoses composed of vivianite group of phosphates as well as kurskite type minerals are of less frequent occurrence in the Kerch ores.

Of the vivianite group of minerals forming the pseudomorphoses on wood, γ -kerchenite is described for the first time, the analysis and form being cited on page 7. The phytomorphosis composed by kerchenite is a result of filling-of the cavities formed in the dense ore consequential to the disintegration of wood.

The mineral of kurskite type, first established by the author in the Kerch ores, possesses an alternating composition (vide analysis on pages 9). The phytomorphoses it composes possess, as a rule, well preserved vegetative structure (Fig. 8).

Optically, the mineral of kurskite type is isothropic. X-ray examination has shown that its crystalline phase has an apatite structure.

The chemical composition of fossil bones described by the author and distinguished by their inconstancy are not to be embraced within the precincts of the composition of any definite mineral (vide analysis on pages 13, 14, 15). Their optical constants and specific gravity do not pass beyond the fluctuations indicated by A. F. Rogers (1917). A conception of the microscopic structure of the fossil bones from the Kerch ironore deposits is rendered by Fig. 9. X-ray examination of the fossil bones has shown their main constituent to be apatite substance.

The author infers that the fossil bones and the phytomorphoses approaching them by their composition and consisting of the mineral of kurskite type, represent complex adsorption systems, the composition of which changes in time, in particular due to the adsorption of fluorine from the solutions. As it is known, I. M. van Bemmelen, who studied fossil bones, arrived at the same conclusions much earlier (1897).

Ф. В. ЧУХРОВ

О ЗНАЧЕНИИ ПОЛУПРОНИЦАЕМЫХ МЕМБРАН ДЛЯ МИНЕРАЛЬНОГО МОРФОГЕНЕЗА

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О ПОЛУПРОНИЦАЕМЫХ МЕМБРАНАХ

Полупроницаемыми мембранами (перепонками, перегородками) или сверхультрафильтрами в узком смысле называют слой вещества, отделяющие два раствора или раствор и чистый растворитель и являющиеся непроницаемыми для растворенного вещества, но проницаемыми для растворителя. Например, мембрана из железистосинеродистой меди пропускает молекулы воды, но не пропускает растворенные в ней молекулы сахара. К этому типу мембран весьма близко стоят, и в дальнейшем изложении не будут выделяться особо, такие мембраны, через которые проходят молекулы как растворителя, так и растворенного вещества, но с неодинаковой скоростью. Например, скорость прохождения воды через мембрану железистосинеродистой меди значительно больше скорости прохождения через ту же мембрану сульфата меди.

Наиболее известный опыт, иллюстрирующий понятие о полупроницаемых мембранах, заключается в следующем. Если бросить в сосуд с раствором железистосинеродистого калия (желтой кровяной соли) кусочек растворимой соли меди, например, медного купороса, то произойдет следующая реакция:



Выделившийся при этой реакции осадок железистосинеродистой меди образует оболочку (мембрану) на кусочке медного купороса. Через эту оболочку внутрь образовавшейся ячейки диосмирует вода, благодаря чему объем ячейки увеличивается, оболочка растягивается. Переходящий в раствор сульфат меди диосмирует через ту же мембрану из ячейки и встречает у ее поверхности молекулы железистосинеродистого калия. Образуются новые порции осадка железистосинеродистой меди, вызывающие утолщение первоначальной оболочки. Растяжение последней может идти неравномерно; наиболее тонкие участки дают червеобразные и ветвистые отростки, количество которых может быть настолько велико, что вполне оправдывает известные названия «коллоидный сад» или «химические цветы». Аналогичные результаты можно получить и в том случае, если в растворе находится соль меди, а центром осаждения служит железистосинеродистый калий. Наиболее эффектный результат получается, если пользоваться разбавленными растворами. В концентрированных растворах мембраны быстро становятся слишком толстыми и растяжение их идет гораздо медленнее.

Установление равновесия определяется выравниванием концентраций растворимой соли внутри мембранной ячейки и вне ее.

Полупроницаемые мембраны играют чрезвычайно важную роль в живых организмах. Считают, что наружный слой протоплазмы всех живых клеток представляет полупроницаемую мембрану.

В виду того, что обычные полупроницаемые мембраны представляют осадки, их часто называют осажденными мембранами (Niederschlagsmembranen).

К ИСТОРИИ ВОПРОСА О ПОЛУПРЕНИЦАЕМЫХ МЕМБРАНАХ

Понятие о полупроницаемых мембранах обычно связывается с именем М. Траубе (M. Traube), который в 1867 г. опубликовал обстоятельное исследование по этому вопросу.

По указанию Траубе, «каждый осадок, интерстиции которого меньше, чем молекулы его компонентов, может при соприкосновении растворов этих компонентов принимать мембранную форму». Полупроницаемые мембраны, как заключил Траубе, непроницаемы для всех молекул, величина которых больше, чем промежутки в массе образующего мембрану осадка. Таким образом, Траубе рассматривает мембраны как своеобразные сита для молекул. Этому исследователю удалось получить полупроницаемые мембраны при реакции K_4FeCN_6 с уксуснокислой и хлористой медью. Были получены полые ячейки с эластичными стенками, которые имели состав Cu_2FeCN_6 . Оказалось, что рост ячеек наблюдался лучше, если соль меди находилась внутри их, а кровяная соль в окружающем растворе. Удалось также получить мембраны берлинской лазури в результате взаимодействия с ферроцианидом калия разбавленного раствора хлорного железа. Ячейки берлинской лазури дали длинные трубчатые отростки, вытянутые кверху. Для берлинской лазури, возникшей при взаимодействии желтой кровяной соли с ферросульфатом, мембраны получить не удалось.

В качестве одного из выводов Траубе нужно отметить его указание на то, что не все тела, образующие осадки, дают мембраны. В. Оствальд (W. Ostwald, 1890) указал, что в ряде случаев целесообразно говорить о проницаемости мембран не для солей, а для ионов, от которых зависит способность солей проходить через полупроницаемую перегородку. Например, мембрана ферроцианида меди, по Оствальду, проницаема для ионов Cl^- , но не проницаема для ионов SO_4^{2-} и Ba^{++} . Ряд весьма ценных данных о мембранах получен Г. Квинке (G. Quinke, 1902—1903). Этот исследователь пришел к заключению, что нерастворимые осадки, из которых построены полупроницаемые мембраны, в первые моменты своего образования представляют вязкие маслянистые жидкости, время затвердения которых для различных веществ неодинаково, — от секунды до месяцев и даже годов. Например, осадки, которые дают с желтой кровяной солью хлориды железа и никеля, затвердевают в течение 1—2 секунд; аналогичный осадок с хлоридом кобальта затвердевает в течение 15 секунд, а осадок с сульфатом меди требует для затвердения 1—30 секунд. Для осадков, полученных при взаимодействии некоторых солей с Na_2SiO_3 , указывается следующее время, в течение которого они сохраняют жидкую консистенцию: $FeCl_3$ 0.3—0.5 сек.; $MnCl_2$ —15—20 сек.; $CuSO_4$ —30 сек.; $CoCl_2$ —120 сек. При затвердении жидкого осадка происходит выделение воды. Мембраны, состоящие из жидкого вязкого осадка, могут растягиваться, не разрываясь при увеличении количества жидкости внутри ячейки. Отвердевшая мембрана, напротив, при этих условиях испытывает разрыв.

Помимо мембран, полученных при взаимодействии с желтой кровяной солью хлорида и сульфата меди, а также хлоридов и сульфатов Ni, Co и Fe, Квинке получил мембраны при взаимодействии с метасиликатами натрия и калия следующих солей, не считая отмеченных выше: $FeSO_4$, $CuCl_2$, $CoSO_4$, $NiCl_2$, $NiSO_4$, $MnSO_4$ и др. Удалось также получить мембраны карбоната кальция при погружении в раствор хлористого кальция кусочков соды. Первичный осадок $CaCO_3$, по указанию Квинке, является жидким в течение 1—3 секунд. Причину того, что отростки мембранных ячеек вытягиваются вверх, Квинке, на примере образования мембраны Cu_2FeCN_6 при взаимодействии желтой кровяной соли и сульфата меди, видит в том, что сульфат меди, заключенный внутри ячейки, имеет меньший удельный вес, чем ферроциа-

вид калия. Трубочатые отростки ячейки образуются в местах прорыва мембраны восходящим раствором. Р. Лизеганг (R. Liesegang, 1930), помещавший в раствор K_2SiO_3 кусочки хлорной меди, получил горизонтальные трубочатые отростки. Р. Зигмонди (1933) указывает, что мембраны представляют плоско расположенные гели, обладающие особой твердостью и эластичностью; у него находим следующие замечания о полупроницаемых мембранах: «Мы можем считать, что структура большинства осажденных мембран, например, из ферроцианистой меди, очень тонка, — еще тоньше, чем структура ультрафильтров, которые, как известно, способны еще к уплотнению...» «То, что обуславливает полупроницаемость в осажденных мембранах, несомненно, находится далеко в амикроскопической области».

Исследования Коллендера над мембранами ферроцианида меди применительно к неэлектролитам показали, что способность диосмировать не зависит от химических свойств соединений и что увеличение молекулярного объема соединения уменьшает его способность диосмировать через мембрану. Например, вещества с молекулярным объемом 80 легко диосмируют через мембрану Cu_3FeCN_6 , тогда как вещества, молекулярный объем которых составляет около 120—140, диосмируют весьма медленно или не диосмируют вовсе. Следовательно, максимальный поперечник молекул, проходящих через эту мембрану, составляет около 0.4 μ ; заметим, что поперечник воды составляет в форме газа 0.26 μ . Опыты Коллендера подкрепили в применении к неэлектролитам предположение Траубе о том, что мембраны играют роль сит по отношению к молекулам различной величины. По указанию Э. Райдила (1936), проницаемость мембран для ионов находится в обратной зависимости от их гидратных объемов. Один из примеров полупроницаемых мембран указал П. П. Веймарн (1907), по наблюдениям которого при сливании растворов Ва (CNS)₂ и CoSO₄ замечается кристаллизация сульфата кобальта внутри ячеек, имеющих полупроницаемые стенки из BaSO₄. Х. Фрейндлих (H. Freundlich, 1923) принадлежат указания на мембраны силикатов свинца и меди, а также на мембраны таннатом железа и других соединений. П. Роланд (P. Rohland, 1905) обратил внимание на то, что свойством полупроницаемости обладают некоторые глины, именно жирные и высокопластичные. Для экспериментов были использованы глины, предвительно высушенные на воздухе, так как во влажном состоянии они непроницаемы для воды. Оказалось, что через такие глины диосмируют: H₂O, NaCl, BaCl₂, CuSO₄ и хромат калия. Для сахарата железа и растворов кремнезема, гидроокиси железа и крахмала эти же глины оказались непроницаемыми.

Наиболее ранняя попытка приложить учение о полупроницаемых мембранах к решению вопросов минерального морфогенеза принадлежит Х. Граберу (H. Graber, 1908), которым дано оригинальное объяснение генезиса изученных им так называемых конкреций с ядром (Kernkonkretionen). Более поздние указания на значение полупроницаемых мембран для образования некоторых агрегатов минералов сделаны Р. Лизегангом и А. Кнопфом (A. Knopf, 1916). Ниже дается освещение отдельных вопросов, решение которых может представиться в новом свете, при учете установленных физической и коллоидной химией положений о полупроницаемых мембранах.

ПРИМЕРЫ ПРИЛОЖЕНИЯ УЧЕНИЯ О ПОЛУПРЕНИЦАЕМЫХ МЕМБРАНАХ К ОБЪЯСНЕНИЮ ГЕНЕЗИСА МИНЕРАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Дендриты. Имеющиеся попытки приложить учение о полупроницаемых мембранах к образованию дендритов касаются лишь дендритов так называемых моховых агатов. Эти образования были известны еще Плинию, который при описании агатов выделил особо Dendrachates, «имеющий изображения кустарников». Этот автор отметил также, что агаты из Индии «представляют виды рек, лесов» и т. д. В СССР моховые агаты встречаются, по сообщению П. П. Пилипенко, в Забайкалье, в верховьях Аргуни. В ос-

нове современного понимания гезезиса моховых агатов отдельными исследователями лежат опыты Гергенса (Gergens, 1858), выполненные еще до установления понятия о полупроницаемых мембранах. Этот исследователь помещал в раствор щелочного метасиликата, например Na_2SiO_3 , кусочки железного купороса; на их поверхности образовывались зеленовато-бурые оболочки. Внутрь возникших таким путем ячеек проникала путем осмоса вода, вызывавшая увеличение объема ячеек и растяжение их оболочек. По истечении приблизительно одной минуты у ячеек появлялись трубчатые отростки, вытянутые к поверхности раствора; толщина этих отростков составляла 0.5—1.5 мм. Направление роста трубочек вполне объяснимо, если учесть различие в удельном весе растворов сульфата и щелочного силиката. Трубочки в опытах Гергенса были тем тоньше, чем концентрированнее был раствор щелочного метасиликата. При сильном разбавлении раствора этого соединения быстрее происходило растворение железного купороса, и трубочки приобретали большую толщину.

При слиянии сильно концентрированного раствора железного купороса и раствора метасиликата натрия, по Гергенсу, возникают многочисленные полые червеобразные трубочки, внутри которых заключен раствор сульфата железа; это соединение расходуется на реакцию с кремнекислым натрием, благодаря чему внутри трубочек появляется сульфат натрия. Общая картина таких трубочек очень напоминает вид некоторых моховых агатов. Законсервировать эти образования и получить их в твердом геле кремнезема не удалось, так как это требует длительного времени. Получаемые при указанных выше опытах мембраны в настоящее время рассматриваются как состоящие из коллоидного кремнезема, а не из силиката железа, как это допускал Гергенс.

Позже Гергенса на указанный путь объяснения происхождения моховых агатов стал Р. Лизеганг (R. Liesegang, 1919); эту же точку зрения разделял Х. Фрейндлих (H. Freundlich, 1923). П. П. Пилипенко (1934) в весьма ценной работе о гезезисе агатов также отметил, что трубчатые формы моховых агатов возникают в растворе.

А г а т ы. В 1912 г. была опубликована работа Лизеганга, посвященная гезезису так называемого Membrantrümmerschicht. Исследованный образец имеет на основном беловатом или нежнокрасном фоне неправильно изогнутые полоски буро-черного цвета с шириной 0.5 мм при длине от 2 до 18 мм. В значительной части эти полоски имеют вид буквы С. Для уяснения гезезиса описанного агата Лизеганг проделал следующий опыт. В раствор желатины сначала был влит концентрированный раствор азотнокислого серебра, после чего к полученной смеси был добавлен хлористый кальций. Образовались мембранные ячейки хлористого серебра, рост которых прекратился после того, как все азотнокислое серебро перешло в хлористое. Ячейки распались на отдельные участки. После застывания массы желатины вид ее с обрывками мембранных ячеек соответствовал виду Membrantrümmerschicht. Образование последнего, по заключению Лизеганга, происходило в результате аналогичных явлений в золе или очень пластичном геле кремнезема (или силиката) при соприкосновении его с раствором солей тяжелых металлов. В начальный момент образовалось известное количество мембранных ячеек с диаметром в несколько миллиметров и толщиной стенок до 0.5 мм. Эти ячейки впоследствии дали отдельные обрывки, сохранившиеся в геле кремнезема при его уплотнении и затвердевании.

В агатах уругвайского типа, по данным Лизеганга, иногда наблюдаются, помимо параллельных окрашенных полос, ветвистые трубчатые образования, возникновение которых аналогично возникновению трубчатых форм в моховых агатах (R. Liesegang, 1911, 1915, 1919). В виду того, что эти трубчатые образования имеют значительную морфологическую общность со сталактитами, Лизеганг употребил для них название «псевдосталактиты». Рост псевдосталактитов в отличие от нормальных сталактитов происходит

не в воздушной среде, а в растворе, от характера которого зависят их внешний вид и состав.

К о н к р е ц и и . Х. Грабер (H. Graber, 1908), изучавший так называемые конкреции с ядром (Kernkonkretionen)¹ из Северной Богемии, пришел к заключению, что в их образовании существенную роль играли полупроницаемые мембраны. Для доказательства этого был проделан следующий опыт. В сосуд, наполненный песком, был введен насыщенный раствор железного купороса. К внутренним стенкам сосуда предварительно были прикреплены кусочки едкой щелочи (KOH, NaOH) или едкой извести. Вокруг этих кусочков быстро возникли пузырчатые образования с тонкими оболочками (мембранами) гидрата закиси железа, представляющие не что иное, как мембранные ячейки. Оболочки этих ячеек расширялись в течение нескольких часов до наступления равновесия. По истечении нескольких дней гидрат закиси железа в основном перешел в гидрат окиси; сложенные из последней и песчинок кольца, соответствовавшие оболочкам (мембранам) ячеек, приобрели значительную прочность. Оказалось, что в присутствии хлористого натрия (в растворе) переход закисного железа в окисное и затвердевание оболочек происходили значительно быстрее. По истечении нескольких недель гидрат окиси железа сделался совершенно твердым, приобрел черный цвет в изломе и несколько металлический блеск. По указанию Грабера, применение едкой извести благоприятствовало образованию из водной окиси железа гематита. Указанным путем Граберу удалось получить конкреции с поперечником 2 см при толщине оболочек 3 мм. Кроме шаровых, были также получены трубчатые конкреции. Вместо гидрата окисей К, Na или Са были применены кусочки мрамора, что повлияло на ход процесса лишь в сторону его замедления. Грабер высказал предположение, что в природных условиях центрами осаждения гидроокиси железа в песчаниках может служить какой-либо карбонат, в частности, карбонат кальция.

Рудные структуры. Необходимо отметить попытку применения представлений о полупроницаемых мембранах к объяснению генезиса рудных структур, принадлежащую А. Кнопфу (A. Knopf, 1916). Им описаны выделения оловянного камня в ассоциации с гематитом, халцедоном, люсцитом, тридимитом и опалом, в виде жилок среди третичных риолитов Северной Невады. Оловянный камень представлен разновидностью, носящей название деревянистого оловянного камня (wood tin). Кнопф считает несомненным его выделение из гидротермальных растворов в виде коллоидного осадка, что вполне подтверждается метаколлоидным характером агрегатов минерала. Этот исследователь пришел к заключению, что отдельные полые концентрические агрегаты образовались при участии полупроницаемых мембран; возникшие таким путем полости внутри агрегатов впоследствии оказались выполненными гематитом, в меньшем количестве опалом. Наиболее новая работа, дающая обоснование коллоидного происхождения низкотемпературного оловянного камня, принадлежит Р. Херценбергу (R. Herzenberg, 1936).

О ГЕНЕЗИСЕ ПУЗЫРЧАТОЙ ХРИЗОКОЛЛЫ ИЗ ДЖЕЗКАЗГАНА

Хризоколла является одним из распространенных минералов Джезказганского меднорудного месторождения. В наибольшем количестве она встречается в выработках Златоустовского рудного района. При посещении этих выработок в 1936 г. нами было установлено присутствие в них хризоколлы в виде чрезвычайно оригинальных для нее пузырчатых агрегатов, образующих корочки на сером песчанике. Представление о форме этих образований дает приводимая ниже фотография (фиг. 1). Облик пузырча-

¹ В конкрециях с ядром имеется различие в составе внутренних участков (ядра) и периферических (оболочек).

тых агрегатов полусферический. Поперечник их до 0.5 мм. Толщина стенок соответствует сотым долям миллиметра. На дне многих пузырчатых полостей можно видеть хризоколлу в виде колломорфных выделений. В тех же полостях наблюдаются и выделения малахита.

Указания на пузырчатые агрегаты хризоколлы в литературе нам не известны. Поэтому приобретает особый интерес выяснение генезиса агрегатов подобного рода. Мы считаем, что образование пузырчатой хризоколлы могло



Фиг. 1. Пузырчатая хризоколла из Джезказгана.

происходить при участии полупроницаемых мембран. Мембранные формы метасиликата меди, как отмечалось выше, в свое время в лабораторных условиях были получены Г. Квинке, что дает полное основание утверждать о возможности их образования и в природных условиях. Нам кажется вероятным следующий (но не единственный) путь образования пузырчатой хризоколлы из Златоустовского района Джезказгана.

На стенке трещины в рудоносном песчанике из водных растворов отложилась легко растворимая соль меди, предположительно сульфат. В ту же трещину центростремительно проникли растворы, содержавшие кремнезем в виде щелочного метасиликата. В результате взаимодействия между осадок — гель состава $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. последним и солью меди образовался осадок — гель состава $\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Выделение этого геля происходило непосредственно на растворимой соли меди в виде полупроницаемых оболочек. Через эти оболочки внутрь образовавшихся ячеек проникала вода, вызвавшая увеличение их объема и растворение заключенной в ячейках соли меди. Последняя центробежно перемещалась из ячеек и вступала во взаимодействие с щелочным метасиликатом, что и послужило причиной выделения новых порций метасиликата меди на наружных поверхностях оболочек ячеек. Таким путем возникли пузырчатые формы геля метасиликата меди, внутренние полости которых первоначально были выполнены водой. С течением времени стенки ячеек затвердели, аморфный осадок приобрел скрытокристаллическое строение. Образовавшиеся при этом трещинки сделали возможным удаление из ячеек раствора.

ЛИТЕРАТУРА

- Веймарн П. П. 1907. Кристаллизация под влиянием осмотического давления. Растворитель как пустота или пустота как растворитель. Журн. русск. физ.-хим. общ., 39, 1, 623—624.
- Зигмонди Р. (Zsigmondy R.) 1933. Коллоидная химия. Харьков — Киев.
- Пилипенко П. П. 1934. К вопросу о генезисе агатов. Бюлл. Моск. общ. испыт. прир., отд. геол., 12 (2), 291.
- Плиний. 1819. Естественная история ископаемых тел. СПб., 1, 2, 19.
- Райдил Э. К. 1936. Химия поверхностных явлений. Л., 403.
- Freundlich H. 1923. Kapillarchemie. Leipzig, 1038.
- Gergens. 1858. Ueber die konfervenartigen Bildungen in manchen Chalzedonkugeln. N. Jahrb. Min., 800—807.
- Grabner H. V. 1908. Eisenreiche Kernkonkretionen aus dem Quadersandstein der nordböhmischen Kreideplatte. N. Jahrb. Min., 25 B.-B., 487—489.
- Herzenberg R. 1936. Colloidal Tin Ore Deposits. Econ. Geol., 31, 7, 761—766.
- Knopf A. 1916. Wood Tin in the Tertiary Rhyolites, Northern Nevada. Econ. Geol., 11, 7, 652—661.
- Liesegang R. E. 1912. Ein Membrantrümmer-Achat. Zbl. Min., 65—67.
- Liesegang R. E. 1930. Silikat-Gewächse. Pef. Kolloidz., 53, 2, 259.
- Liesegang R. E. 1911. Achat-Probleme. Zbl. Min., 500.
- Liesegang R. E. 1915. Pseudostalaktiten und Verwandtes. Geol. Rundschau, 5, 242, 243, 244, 245.

- Liesegang R. E. 1919. Ueber horizontal gebänderte Achate. Zbl. Min., 186, 187.
 Ostwald W. 1890. Elektrische Eigenschaften halbdurchlässiger Scheidewände. Z. phys. Chem., 6, 1, 72.
 Rohland P. 1905. Die Tone als semipermeable Wände. Z. Elektrochem., 11, 28, 455—456.
 Traube M. 1867. Experimente zur Theorie der Zellenbildung und Endosmose. Archiv Anat., Physiol. u. Wiss. Medizin, 1—2, 87—165.
 Quinke G. 1902. Ueber unsichtbare Flüssigkeitsschichten und die Oberflächenspannung flüssiger Niederschläge bei Niederschlagmembranen, Zellen, Colloiden und Gallerten. Ann. d. Phys., 7, 3, 631—682; 7, 4, 701—744.
 Quinke G. 1903. Niederschlagmembranen und Zellen in Gallerten oder Lösungen von Leim, Eiweiss und Stärke. Ann. d. phys., 11, 7, 449—488.

F. V. CHUKHROV

CONCERNING THE SIGNIFICANCE OF SEMIPERMEABLE MEMBRANES
 FOR MINERAL MORPHOGENESIS

SUMMARY

The author considers various cases of application of data on semipermeable membranes in solving several problems concerning the origin of mineral structures.

In particular, the genesis of most agate dendrites is considered (development of Gergens's theory), of «Kernkonkretionen» and certain agates, etc. The author furthermore devotes special attention to the origin of vesicular chrysocolla (Fig. No 1) from the copper deposits of Jeskazgan in Kazakhstan. In the opinion of the author the origin of vesicular aggregates of chrysocolla was a result of the mutual action of alkaline metasilicate and soluble cupreous salts, preferably sulphate. It is, incidentally, admitted that the cupreous salt was in the form of small crusts on the sandstone and the alkaline metasilicate in solution.

The possibility of arising of semi-permeable membranes of metasilicate of copper have been experimentally proven by G. Quinke in 1902.



Ф. И. РУКАВИШНИКОВ

АЙДЫРЛИНСКИЕ ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

ВВЕДЕНИЕ

Проводившиеся за последние десять лет исследования гранитных массивов Урала в целях установления их вольфрамонасности привели к открытию многих вольфрамовых месторождений. Если до революции на Урале было известно только Боевское месторождение вольфрамита, то теперь вольфрамовое оруденение констатировано на протяжении не менее 1500 км (начиная находками шеелита в шлихах на Северном Урале и кончая Айдырлинскими месторождениями на Южном Урале).

Несмотря на то, что начало золотопромышленности в Кваркенском районе Чкаловской области относится еще к сороковым годам прошлого столетия, вольфрамовые минералы в районе, в золотоносных жилах, были впервые обнаружены только в 1934 г. С этого времени и начинают производиться поисковые работы, приведшие к установлению вольфрамонасности Сувундукского гранитного массива и связанных с ним Айдырлинского массива и даек аплита и гранит-порфира.

Автором произведены исследования в 1936 и 1937 гг. на средства Урал-разведки (Айдырлинская поисково-разведочная партия) и СОПС'а Академии Наук СССР (вольфрамовый отряд Южно-Уральской комплексной экспедиции); по материалам этих исследований и составлена предлагаемая работа.

КРАТКИЙ ОРО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Район бассейна р. Сувундук, где расположены вольфрамовые месторождения, находится на восточном склоне Южного Урала и в орографическом отношении характеризуется сглаженным рельефом: разность высот едва достигает 150 м. Наиболее повышенные места: около пос. Ново-Оренбургского возвышенность имеет отметку 441 м над уровнем Балтийского моря, тригонометрический пункт Павловская — 410 м и др.

Речная сеть принадлежит бассейну р. Сувундук, впадающей на юго-западе в р. Урал. Река Сувундук имеет притоки: слева — Безымянку, Солончанку, Байтук, Айдырлю и справа — р. Карабутак и Каменку. Речки маловодные и в жаркое время усыхают иногда настолько, что или превращаются в цепь мелких озер или становятся безводными.

В геологическом строении района принимают участие осадочно-метаморфические породы девонского и нижнекаменноугольного возраста: песчаники, сланцы, известняки; глубинные породы — граниты, гранодиориты, перидотиты и связанные с ними серпентиниты; излившиеся породы — порфириты и их туфы.

Осадочная толща нижнекаменноугольного возраста прорывается вначале интрузией ультраосновной магмы, давшей Айдырлинский массив,

затем идет излияние порфиров и их туфов и, наконец, интрузия гранитной магмы, сформировавшая Сувундукский гранитный массив, Айдырлинский массив и, кроме того, давшая инъекции — дайки аплитов, пегматитов, гранит-порфиров и большое количество кварцевых жил, часть которых содержит вольфрамовые, молибденовые и висмутовые минералы.

ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В Кваркенском районе известны следующие месторождения (фиг. 1):

- 1) Айдырлинское,
- 2) Павловское, 3) Фуадовское, 4) месторождение около пос. Кваркено, 5) Байтукское, 6) Красногородское.

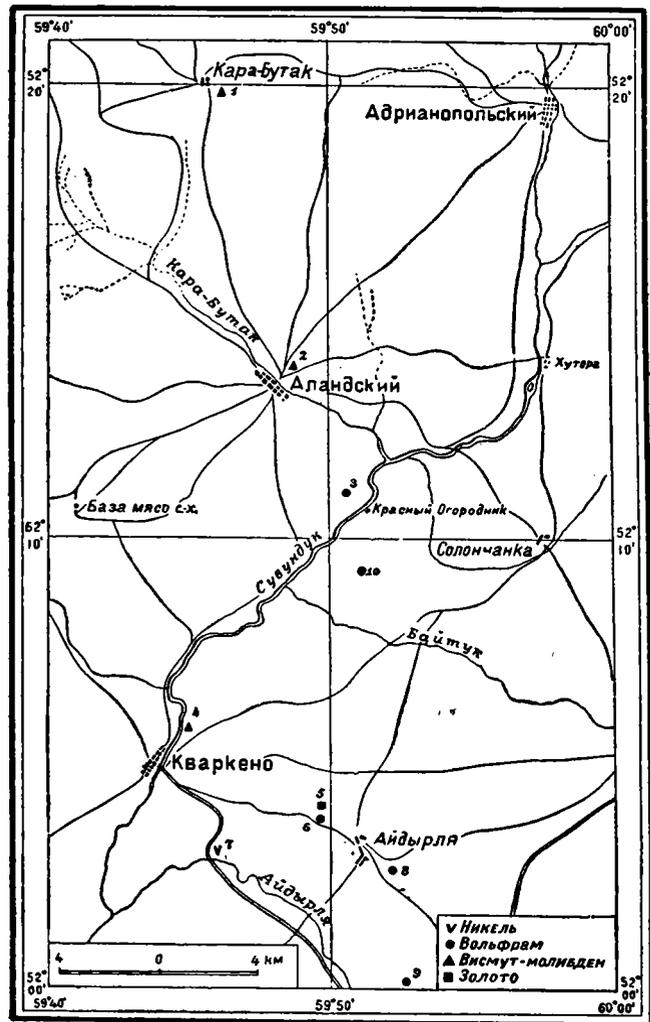
Кроме указанных вольфрамовых месторождений, в районе найдены висмутово-молибденовые месторождения; 1) Карабутакское, 2) Аландское.

1. Айдырлинское месторождение

Айдырлинское вольфрамовое месторождение находится в 10 км на северо-запад от ст. Айдырля, Южно-Уральской ж. д. Рудный участок расположен на водораздельной площади р. Айдырля и р. Байтук.

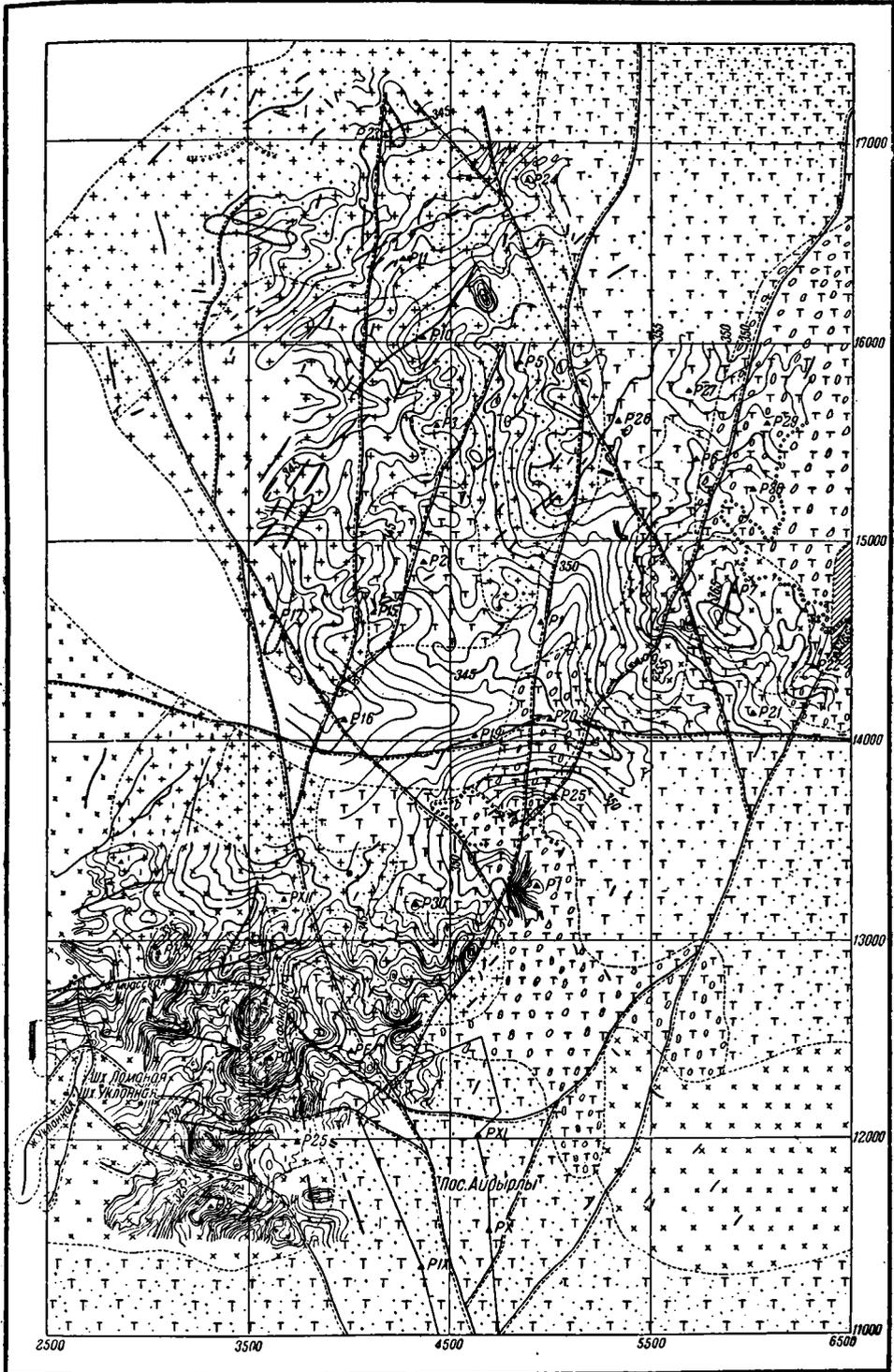
В пределах геологической карты (фиг. 2), захватывающей Айдырлинский участок, местность в южной части имеет холмистый вид, а северная часть носит равнинный характер. Рельеф участка целиком зависит от литологического состава слагающих его пород. В местах, где проходит густая свита кварцевых жил, обычно наблюдается расчлененный рельеф; повышенные участки сложены также лейкократовыми гранитами и порфиритами. Пониженные места участка заняты нормальными и каолинизированными гранитами.

На участке развиты следующие породы: граниты, гранодиориты, порфириты и их туфы, кремнистые сланцы, аплиты и новейшие отложения. Айдырлинский гранитный массив занимает площадь около 20 км², длиной до 6.5 км и шириной до 3 км. Этот массив на глубине,



Фиг. 1. Карта рудных месторождений Кваркенского района Чкаловской области.

1. Карабутанское, 2. Аландское, 3. Красногородское, 4. Кваркенское, 5—6. Айдырлинское, 7. Айдырлинское (никелевое), 8. Павловское, 9. Фуадовское, 10. Байтукское.



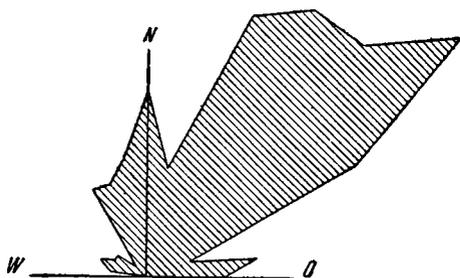
- | | | |
|-------------------|-------------------------------|---------------------------|
| Кремнистые сланцы | Окремненные порфиры и их туфы | Каолинизированные граниты |
| Порфиры и их туфы | Граниты | Лейкокрастовые граниты |
| Гранодиориты | Аллювиальные отложения | Кварцевые жилы |

Фиг. 2. Геологическая карта Айдырлинского вольфрамового месторождения

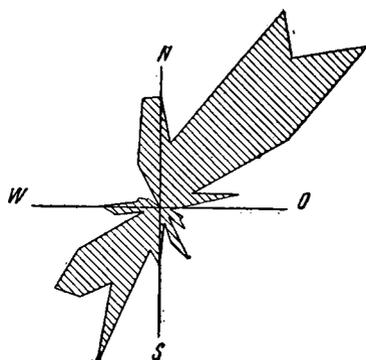
вероятно, соединяется с Сувундским массивом, расположенным на запад от участка месторождения. С юга и востока массив граничит с порфиритами. Состав массива неоднороден: в северной части развиты биотитовые граниты, южная часть сложена гранодиоритами. Среди гранодиоритов проходят аплитовые дайки.

Породы массива затронуты процессами каолинизации, серицитизации и карбонатизации. Граниты в северной части участка каолинизированы иногда до глубины 15—25 м. Серицитизация и карбонатизация пород наблюдается обычно около кварцевых жил на глубине до 100 м, и вызваны эти изменения, вероятно, действием термальных растворов, формировавших жилы.

Резких границ между отдельными разновидностями пород массива не наблюдается, одни разности постепенно переходят в другие.



Фиг. 3. Диаграмма кварцевых жил, залегающих в Айдырлинском гранодиоритовом массиве.



Фиг. 4. Диаграмма кварцевых жил, залегающих в Айдырлинском гранодиоритовом массиве.

Среди гранодиоритов в подземных выработках по жиле Уклонной был обнаружен ксенолит мраморизованного известняка, что указывает на возможную ассимиляцию известняков гранитной магмой.

Порфиры и их туфы выступают на участке в виде крупных обнажений, придающих холмистый вид местности, в местах же развития кремневых порфиритов местность представлена равниной.

Вопрос о тектонике Айдырлинского массива должен быть выделен особо и может служить специальной темой для исследования, а потому здесь будут даны только некоторые особенности тектоники.

Айдырлинский массив вытянут в северо-восточном направлении, и простираение его согласно с простираением осадочных пород. Массив рассечен большим количеством трещин (свыше 250), к которым и приурочены золоторудные и вольфрамовые месторождения.

Рассматривая диаграммы жил (фиг. 3 и 4), легко устанавливается, что в массиве доминирующее значение имеет одна система трещин с северо-восточным направлением. Падение жил большей частью крутое на северо-запад и юго-восток. Незначительное развитие имеют трещины с меридиональным и широтным простираением.

Особый интерес представляют пологопадающие жилы, представителем которых является жила Уклонная.

Описание жил

Жила Уклонная (старое название Новгородовская) находится в 1.5 км на юго-запад от прииска Айдырля. Жила разрабатывалась на золото еще в дореволюционный период через шахты Ломаную и Уклонную, в 1917 г. нижние горизонты были затоплены и работы возобновились лишь с конца 1935 г.

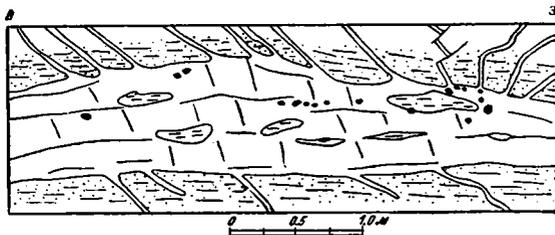
Жила имеет непостоянное простирание, в среднем СВ 8° падение 28—35° на восток.

В средней части жилы изогнута и наблюдается пережим. Можно допустить, что под влиянием бокового давления произошло смещение южной части относительно северной. Однако можно предположить наличие двух отдельных трещин, лежащих в двух почти совпадающих плоскостях.

Рассматривая план подземных выработок по жиле, устанавливается, что штреки, пройденные по жиле, не имеют прямолинейного направления, что говорит об извилистых очертаниях жилы.

Наиболее мощные участки жилы сложены массивным кварцем с небольшими оторочками плитчатого кварца, а менее мощные — плитчатым кварцем. Около раздувов жилы гранодиориты рассланцованы, а пережимы наблюдаются в плотных аплитовидных гранитах, где заметны и разрывы жил.

Характерной особенностью строения жилы является способность ее давать апофизы (фиг. 5). Иногда одна жила разбивается на две более тонких, соединяющихся между собой тонкими кварцевыми прожилками. В жиле часто наблюдаются включения измененного гранодиорита в виде обломков неправильной формы. Обычно такие брекчии импрегнированы кристаллами арсенипирита. Проф. П. П. Гудков считает, что жила образована метасоматическим путем, и такие включения породы относят к оставшимся незамеченными частям породы. Однако нахождение арсенипирита только в боковой породе и в жильных брекчиях указывает на иное происхождение жилы.



Фиг. 5. Ответвления от жилы (6-й горизонт, южный штрек, 106 м на север от южного гезенка, забой в двух метрах от штрека по падению жилы).

В период формирования жилы — образования трещины и выполнения ее силикатным раствором — происходило разрушение боковых пород, обломки которых и были сцементированы рудными растворами.

В подземных выработках удалось проследить наличие аплитовых даек, проходящих в гранодиоритах. В местах залегания даек наблюдаются пережимы жилы, что надо объяснить, вероятно, неодинаковым раздвижением стенок трещин в аплитах и гранодиоритах. В южной части жилы около аплитовой дайки наблюдается выклинивание жилы; здесь согласно падающая с жилой дайка сечется жилой под острым углом. Однако следует отметить, что контуры и направление даек выражены слабо, иногда трудно определить положение дайки. Отчетливо выраженные аплитовые дайки удалось наблюдать при проходке южного гезенка на 6-м горизонте. Контакт этих даек с гранодиоритами резкий, но неровный.

Тектонические явления после формирования рудного тела выражены весьма слабо; они сказались в небольших боковых передвигах, о чем свидетельствуют штрихи скольжения на поверхности плитчатого кварца. Установлены два направления штрихов — по простиранию и по падению жилы.

На местности выходы жилы образуют гряду, вытянутую в меридиональном направлении. Крупные выходы этой жилы особенно отчетливо выделяются в ее южной части. Здесь глыбы плотного белого кварца достигают размера 1—3 м, а мощность по свалу исчисляется до 5 м.

В настоящее время разработка жилы производится через шахту Ломаную.

Изменение боковых пород. Боковые породы жилы сильно изменены; макроскопически можно наблюдать обесцвечивание, рассланцовку и легкую разрушаемость. Минералогический состав породы под микроскопом следующий: серицит, кальцит, кварц, хлорит, арсенипирит.

Полевые шпаты нацело замещены серицито-кальцитовым агрегатом, представляющим основную массу породы. Зерна кальцита иногда имеют ромбические очертания. В общей массе породы расположены зерна кварца, имеющие частью облачное угасание. В других случаях на месте полевых шпатов развивается сосюрит. Роговая обманка нацело хлоритизирована, наблюдается также белая и желтоватая глинистая масса. Около кристаллов арсенопирита листочки серицита сдавлены; размеры их увеличиваются там, где они огибают кристаллы арсенопирита.

Результаты химических анализов свежего и измененного гранодиоритов таковы. ¹

Компоненты	Свежий	Измененный
SiO ₂	69.20	69.82
Al ₂ O ₃	15.72	17.93
Fe ₂ O ₃ + FeO	3.36	2.02
MgO	1.98	0.56
CaO	1.10	0.61
K ₂ O	2.87	3.28
Na ₂ O	4.00	2.92
Потеря при прокаливании	1.30	2.36
Гигроскопическая вода	0.03	0.20
Сумма	99.56	99.70

Таким образом, при изменении гранодиорита произошло небольшое увеличение кремнекислоты и окиси калия, уменьшилось содержание оксидов железа, кальция, магния и натрия.

Характеристика золотого и вольфрамового оруденения. Минерализация жилы Уклонной такова: золото, электрум, арсенопирит, шеелит, пирит, халькопирит, сфалерит, теннантит, галенит, кальцит, горный хрусталь, ковеллин, борнит, миметезит и лимонит.

Из этих минералов только теннантит и борнит установлены при исследовании под микроскопом, в отраженном свете; остальные же хорошо наблюдаются и макроскопически.

Золото в жиле распределяется весьма неравномерно. Наибольшие концентрации золота приурочены к местам скоплений сульфидов и наибольшего нарушения жилы и боковых пород. Золото наблюдается как в виде включений в сульфидах, так и непосредственно в кварце. Не редко наблюдается видимое золото, зерна которого то едва различимы в лупу, то достигают 3—4 мм в поперечнике. Форма выделений золота различная: угловатые зерна, пластинки, листочки и дендритовидные образования.

Цвет золота светложелтый, что объясняется повышенным содержанием серебра.

Результаты минераграфического исследования сводятся к следующим данным. Золото находится в виде зерен неправильной формы, иногда выполняет трещины в других минералах. В виде мелких выделений золото включено в халькопирите, сфалерите и тетраэдрите, иногда халькопирит мелкими зернами включен в золоте. Изредка золото протягивается тонкой каемкой по граням сфалерита, а также образует сростки с галенитом. Нитевидные выделения золота наблюдаются иногда в трещинах шеелита.

Золото, включенное в чистый кварц, чаще выполняет трещины в виде тонких прожилков.

Электрум впервые был нами установлен в жиле Уклонной. Минерал редкий. Встречается вместе с галенитом в виде самородков до 5 мм в поперечнике. Минерал с металлическим блеском, серебристо-белого цвета, с желтоватым оттенком.

¹ Химические анализы, приводимые в данной работе, выполнены в 1937 г. химической лабораторией Уральского отделения Научно-исследовательского института геологии и минералогии.

Арсенопирит является частым минералом, но развит главным образом в боковой породе; в кварце жилы редок. В последнем случае арсенопирит наблюдается в виде сплошных масс. Боковая порода импрегнирована кристаллами арсенопирита, причем наибольшая концентрация арсенопирита заметна вблизи жилы и по мере удаления от нее становится меньше. Однако не по всей жиле наблюдаются такие импрегнации. В тех местах, где нет нарушения в жиле и боковые породы не изменены или изменены слабо, арсенопирита или совсем нет, или он встречается очень редко.

Рассланцованный и серицитизированный гранодиорит, содержащий кристаллы арсенопирита, легко иногда размельчается рукой, и кристаллы легко освобождаются. Кристаллы арсенопирита обычно представлены двойниками прорастания.

Арсенопирит является наиболее ранним рудным минералом, на что указывает характер его нахождения в боковых породах и в жиле. Концентрация арсенопирита в боковых породах в жильных брекчиях свидетельствует о раннем выделении арсенопирита. Внедрение арсенопирита в боковую породу происходило в период изменения гранодиоритов термальными растворами, на что указывает огибание листочками серицита кристаллов арсенопирита и укрупнение чешуек серицита около арсенопирита.

В верхних горизонтах жилы удалось найти псевдоморфозы лимонита по арсенопириту.

Пирит встречается как в теле жилы, так и в боковой породе. В жиле пирит часто встречается вместе с другими сульфидами в виде хорошо образованных кристаллов или мелкозернистых агрегатов. Кристаллы имеют 1—5 мм в поперечнике, а агрегаты достигают 50 мм. Наблюдаемые формы: (100) с комбинационной штриховкой и (211). Кристаллы пирита в чистом кварце редки. Иногда очень мелкие кристаллы пирита обрастают кристаллы горного хрусталя в пустотах жилы; встречаются также выделения пирита в виде тончайших светложелтых пленок по трещинам кварца. Чаще всего выделения пирита приурочены к плитчатому кварцу, где он ассоциирует вместе с другими сульфидами.

В отраженном свете наблюдаются изометрические зерна, в большинстве случаев трещиноватые, причем трещины выполнены кварцем. Пирит частью замещен халькопиритом. В виде мелких зерен или тонких прожилочек включены в пирит халькопирит и сфалерит. Очень редко наблюдаются включения пирита в шеелите. В одном из полированных шлифов удалось наблюдать метаколлоидную структуру пирита. Встречается также пирит полосчатой структуры; здесь, вероятно, пирит второй генерации отложился в трещинах пирита первой генерации. Отложения пирита, в виде тонкой каемочки вокруг сфалерита и в трещинах других сульфидов и кварца, также можно считать за вторичные.

Галенит встречается в жиле, преимущественно в виде крупнозернистых агрегатов, реже мелкозернистых, и только в одном случае удалось наблюдать кристаллические грани. Скопления агрегатов галенита в кварце достигают размеров 40×60 мм. Мелкозернистый галенит покрывает тонким слоем крупнозернистый или выстилает стенки трещин в кварце.

Макроскопически наблюдается следующее взаимоотношение галенита с другими минералами. Нередко грани горного хрусталя, выделившегося по стенкам небольших пустот в кварце, матовые и покрыты мелко- и крупнозернистым галенитом. Это обстоятельство указывает на позднюю генерацию галенита по сравнению с горным хрусталем.

Под микроскопом наблюдаются сростки галенита с золотом, включения зерен халькопирита в золоте и выполнение золотом тонких трещин в галените.

После травления азотной кислотой поверхность зерен галенита в течение полуминуты потемнела и внутри остались светлые пятна, принадлежащие поверхностям серебряного минерала, вероятно, аргента.

Анализируя взаимоотношения зерен галенита с другими сульфидами, можно сделать вывод, что галенит выделился позднее халькопирита, одновременно с золотом или раньше.

С ф а л е р и т обычно включен в кварце в виде среднезернистых агрегатов, достигающих до 3—4 см в поперечнике, вместе с другими сульфидами и реже — в свободном кварце.

В полированных шлихах сфалерит наблюдается в сростании с халькопиритом, тетраэдритом и галенитом.

Нередко халькопирит и галенит замещают сфалерит, что указывает на более раннее выделение последнего. Мелкие зерна арсенопирита наблюдаются внутри сфалерита; трещинки в сфалерите выполнены халькопиритом.

Т е т р а э д р и т встречается реже пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита. Обычные выделения — сплошные массы, достигающие 30 мм в поперечнике.

Под микроскопом изометричен; иногда неправильные зерна тетраэдрита находятся в сростании со сфалеритом. В тетраэдрите наблюдаются эмульсионные выделения и тонкие жилки халькопирита. По сравнению с халькопиритом, тетраэдрит выделился раньше. Наблюдаются мелкие включения арсенопирита в тетраэдрите.

Т е н н а н т и т был обнаружен только при мипераграфическом исследовании. Мелкие зерна его встречаются вместе с халькопиритом.

К о в е л л и н редок и образуется обычно в виде тонкой пленки на халькопирите, являясь продуктом изменений последнего.

Х а л ь к о п и р и т, находится в жиле всегда сплошными массами. Под микроскопом наблюдается в виде неправильных зерен и выполняет трещинки в кварце и других минералах. Наблюдается иногда в виде эмульсионных выделений в сфалерите и тетраэдрите, а также в виде включений зерен в пирите.

Б о р н и т встречается очень редко. Форма нахождения — неправильные зерна и тонкие прожилочки в халькопирите.

Ш е е л и т встречается в южной части жилы, на 4—6 горизонтах, на глубинах по вертикали 86—110 м. Распределяется шеелит в этой части жилы весьма неравномерно. Участки жилы, обогащенные шеелитом, имеют в длину до 1—2 м. Зона с вольфрамовым оруденением прослеживается по простиранию и по падению, но так как верхние горизонты жилы выработаны, то совершенно нельзя судить о наличии шеелита в этих горизонтах.

Шеелит в жиле приурочен преимущественно к плитчатому кварцу; замечается также, что наибольшая концентрация шеелита приурочена к тонким участкам жилы. Включения шеелита прослеживаются также в мелких кварцевых прожилках, отходящих в стороны от основной жилы.

Величина вкрапленных агрегатов шеелита колеблется от микроскопических до 0,3 м в поперечнике; иногда он выполняет тонкие трещины в кварце.

Хорошо образованных кристаллов шеелита обнаружено не было; наблюдались лишь грани, принадлежащие тетрагональной дипирамиде.

В отраженном свете наблюдаются изометрические зерна шеелита, разбитые трещинами по различным направлениям. Часто трещины в шеелите выполнены кварцем и реже сульфидами, что указывает на раннее выделение шеелита. Очень редко трещины в шеелите выполняются волосовидным золотом.

Г о р н ы й х р у с т а л ь. Бесцветный или окрашенный гидроокислами железа в желтый и бурый цвет горный хрусталь встречается по стенкам пустот в кварце. Кристаллы обычно представляют комбинации гексагональной призмы и двух ромбоэдров. Длина кристаллов до 5 см.

К а л ь ц и т встречается как в основной жиле, так и в мелких ее ответвлениях. Обычно кальцит включен в кварце в виде крупнозернистых белых или желтоватых агрегатов. Включения кальцита имеют форму вытянутых по простиранию гнезд с размерами от микроскопических до $1 \times 0,25$ м. В некоторых местах жилы наблюдаются включения горного хрусталя в каль-

пите, и тонкие трещинки по спайности кальцита выполняются халькопиритом.

Миметезит. Этот минерал очень редок; встречен в небольшой пустоте кварца вместе с золотом, сфалеритом и галенитом. Зеленоватые призматические кристаллы достигают до 5 мм в длину. Форма — гексагональные призмы.

Лимонит встречается в верхних горизонтах в виде бурых пленок в трещинах кварца и в виде псевдоморфоз по пириту, а в боковых породах иногда наблюдаются псевдоморфозы по арсенипириту.

Краткая характеристика жильного кварца. Микроскопически в жиле можно выделить две разновидности кварца: 1) массивный и 2) плитчатый. Большая часть жилы выполнена массивным кварцем; последний обычно наблюдается в центральной части жилы, а около зальбандов появляется плитчатый кварц.

Макроскопически массивный кварц жирный, молочно-белого цвета, плотного сложения, иногда трещиноват. Внутри массивного кварца часто встречаются пустоты, по стенкам которых выделяются кристаллы горного хрусталя. Минерализация этой части жилы весьма слабая; мала и золотосодержательность.

Под микроскопом такой кварц имеет зернистое строение, зерна имеют неправильные контуры, раздробленности зерен не наблюдается, затухание зерен почти одновременное.

Висячем и лежащем боку жилы наблюдается кварц плитчатого строения. Кварц разбит продольными трещинами на отдельные плиты толщиной 1—30 см; толщина плиток увеличивается от периферии к центру. Часто по трещинам наблюдаются грубые штрихи, образовавшиеся в результате передвижек.

Под микроскопом в этом кварце наблюдается трещиноватость; трещинки развиты по двум направлениям, под углом, близким к прямому. Форма зерен неправильная, края зазубрены. Отдельные зерна имеют облачное угасание. Нередко трещины в кварце выполнены мелкозернистым агрегатом кварца последующей генерации.

Эта часть жилы является наиболее продуктивной в смысле рудоносности. Наибольшие скопления сульфидов, золота и шеелита приурочены к плитчатому кварцу.

Таким образом в жиле мы выделяем два текстурных типа кварца — массивный и плитчатый. Массивная текстура, по С. Ф. Адамсу (1934), явилась результатом взаимного уплотнения кристаллов в процессе их роста. Кварц полосчатой текстуры возник в результате различных подвижек, имевших место после формирования жилы.

Характер распределения золота и шеелита в жиле. Золото и шеелит распределяются в жиле неравномерно, так же как и другие минералы.

В зоне окисления (судя по сохранившимся остаткам рудных отвалов, по старательским работам и по выходам жилы) можно обнаружить только лимонит в виде псевдоморфоз по пириту, реже по арсенипириту и в виде корочек по трещинам кварца. Из других вторичных минералов был обнаружен только в одном месте миметезит. Зона окисления доходит до глубины 30—40 м. С окислительными процессами связано и повышенное содержание золота; из архивов по добыче выяснено, что верхние части жилы были золотом богаче нижних.

Зона цементации, по П. П. Гудкову, охватывает 4 верхних горизонта, нами же слабое ее проявление констатировано также на 5-м и 6-м горизонтах (110 м). Характерные минералы зоны цементации — борнит и ковеллин — частично на этой глубине замещают халькопирит; однако наибольшая часть рудной массы представлена неизменными первичными минералами.

В жиле не наблюдается резких переходов из зоны окисления в зону цементации и из последней в зону первичных руд. На глубине 140—240 м (по кернам буровых скважин) в кварце вкраплены пирит, халькопирит

и арсенопирит; признаков изменения последних не констатируется. Данные этих скважин указывают на то, что на глубине 140 м уже идет зона первичных руд и там арсенопирит включен в кварце жилы, причем его содержание, как и содержание других сульфидов, увеличивается.

Золото в жиле как по простиранию, так и по падению распределяется неравномерно. Особенно высокое содержание золота было в интервале между 3-м и 4-м горизонтами.

В северной части жилы, в пределах верхних четырех горизонтов, выявляется кустовое содержание золота. Эти кусты и столбы, обогащенные золотом, приурочены к местам развития плитчатого кварца, к местам, где боковые породы претерпели наибольшее изменение.

Этапы Минералы	Фазы	Пневматолитический				Гидротермальный			Гипер- генный
		D	E	F	G	H	J	K	L
Золото									
Электролит									
Арсенопирит									
Шеелит									
Пирит									
Халькопирит									
Сапирит									
Тетраэдрит									
Теннантит									
Галенит									
Кальцит									
Кварц									
Миметезит									
Ковеллин									
Борнит									
Лимонит									

Фиг. 6. Геохимическая диаграмма жилы Уклонной

Последовательность образования минералов. На ниже помещенной диаграмме приведена последовательность образования минералов по жиле Уклонной (фиг. 6).

Ж и л а С а ф о н о в с к а я находится в 0,5 км на запад от прииска Айдырля. Раньше производилась добыча золота через шахту Сафоновскую, работы приостановлены на глубине 60 м. В 1934 г. в отвалах шахты Сафоновской впервые и был обнаружен шеелит. Простирание жилы СЗ 340°, падение 70° на запад.

По отвалам старой шахты минерализация устанавливается следующая: арсенопирит, галенит, пирит, шеелит, горный хрусталь, халцедон и лимонит. Жила проходит в гранодиоритах, которые около жилы изменены и импрегнированы арсенопиритом и пиритом.

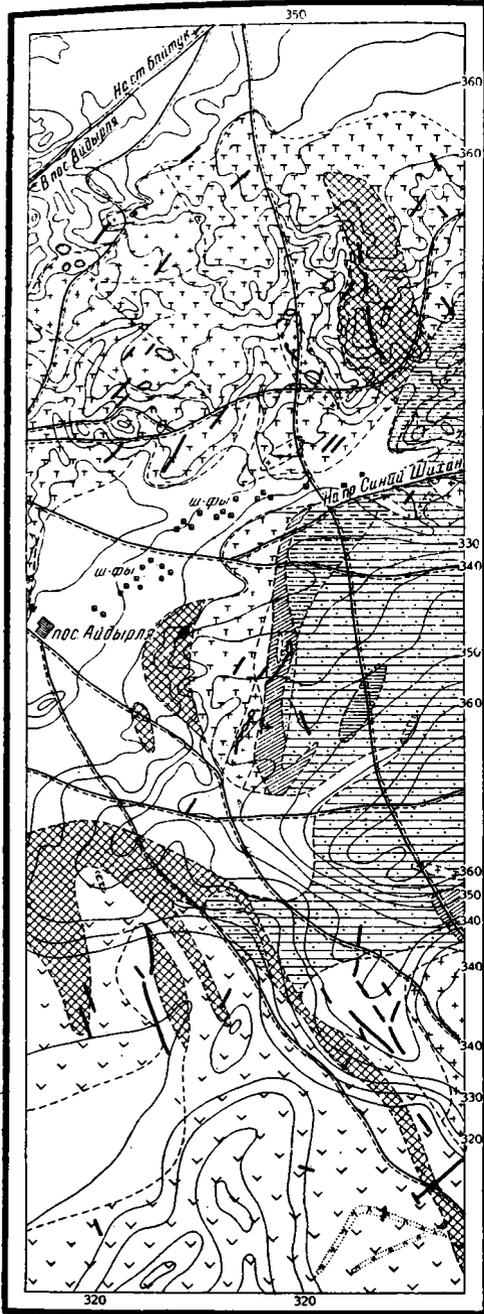
2. Павловское месторождение

Павловское вольфрамовое месторождение находится в 1,5 км на юго-восток от прииска Айдырля и в 8 км на северо-запад от ст. Айдырля Южно-Уральской ж. д.

На рудоносной площади в пределах геологической карты (фиг. 7) наблюдается холмистый рельеф в северо-западной и южной частях. Наиболее повышенные части участка имеют отметку 370 м (гряда кремнистых пород) и пониженная часть 305 м (около прииска Айдырля); разность высот 65 м. Возвышенности сложены яшмами, порфиридами и серпентинитами, равнинные части — песчаниками, сланцами и гранитами, пониженные — наносами.

Примерно в центральной части участка проходит в юго-западном направлении лог, который, дальше на юго-западе, впадает справа в р. Айдырлю. В этом логу наблюдается большое количество старых выработок (дудок и небольших карьеров), которыми производилась разработка россыпи.

На участке развиты следующие породы: яшмы, кремнистые сланцы, песчаники, глинистые и углисто-глинистые сланцы, хлоритовые сланцы, порфириды и их туфы, серпентиниты, граниты, аплиты и гранит-порфиры.



Фиг. 7. Геологическая карта Павловского участка:

- 1 — серпентиниты;
- 2 — граниты;
- 3 — кварцевые жилы;
- 4 — жилы пироксенита;
- 5 — яшмы и кремнистые сланцы;
- 6 — серые песчаники;
- 7 — красные песчаники;
- 8 — глинистые сланцы;
- 9 — углисто-глинистые сланцы;
- 10 — порфириты и их туфы;
- 11 — аллювиальные и делювиальные отложения;
- 12 — элементы залегания.

Описание жил. В 1935 г. на участке было обнаружено 5 жил с вкрапленностью вольфрама; из них заслуживают внимания только две: № 1 и 2, которые и разрабатываются в настоящее время. Комбинатом «Оренбург-золото» пройдена шахта глубиной 30 м и из нее штреком длиной 70 м прослежено рудное тело.

Вмещающими породами являются аплиты и глинистые сланцы. Около жилы № 1 породы сильно изменены. Простираение жилы СВ 15—30°, углы падения меняются от 15 до 50° на восток.

В северо-восточной части рудное тело разветвляется на три прожилка.

Минерализация жилы следующая: вольфрамит, шеелит, пирит, халькопирит, галенит, кварц, малахит, азурит, каолин, тунгстит, лимонит.

В о л ь ф р а м и т встречается в жиле гнездами в виде шестоватых и зернистых агрегатов.

Из анализов вольфрамитов видно, что они относятся к ферберитовому ряду.

По классификации М. М. Тетяева (1926) вольфрамиты Павловского месторождения могут быть отнесены к № 16, 2 и № 2, 5.

Ш е е л и т встречается в жиле значительно реже, чем ферберит, в виде неправильных зерен светложелтого и темножелтого цвета. Зерна шеелита наблюдаются как нарощими на агрегатах вольфрамита, так и в сростании с вольфрамитом: включения шеелита по спайности в вольфрамите и наоборот

Этапы		Пневматолитический				Гидротермальный			Гипергенный
Минералы		D	E	F	G	H	J	K	L
Вольфрамит									
Шеелит									
Кварц									
Полевой шпат									
Халькопирит									
Галенит									
Малахит									
Каолин									
Азурит									
Тунгстит									

— вольфрамита в шеелите. Хорошо образованные кристаллы шеелита не наблюдались.

П и р и т наблюдается в виде кубиков или пентагональных додекаэдров, достигающих до 5 мм в поперечнике.

Х а л ь к о п и р и т в виде мелких выделений вкраплен в кварце;

Фиг. 8. Геохимическая диаграмма Павловской жилы

в верхних горизонтах на его месте развиваются малахит, азурит и лимонит.

Г а л е н и т находится редко в виде мелкозернистых агрегатов.

Г о р н ы й х р у с т а л ь обычно в виде призматических кристаллов (комбинация гексагональной призмы и двух ромбэдров) выполняет небольшие пустоты в теле жилы. Редко можно встретить бесцветные и прозрачные кристаллы, обычно же — трещиноватые и мутные.

М а л а х и т и а з у р и т развиваются на месте халькопирита; первый — в виде лучистых агрегатов, а второй — в виде мелких зерен.

К а о л и н выполняет мелкие пустоты в кварце, вероятно, на месте полевых шпатов. В закрытой трубке выделяет воду, на угле с азотнокислым кобальтом образуется тенарова синь.

Т у н г с т и т встречается в виде зеленовато-желтых корочек, покрывающих ферберит. Минерал с матовым блеском, землистый. Не плавится. В кислотах растворяется. После сплавления с содой и растворения в соляной кислоте выпадает желтый осадок WO_3 , который синее после прибавления олова.

Л и м о н и т находится в виде псевдоморфоз по пириту и в виде темно-бурых корочек в трещинах кварца.

К в а р ц жилы большей частью трещиноватый и окрашен гидроокислами железа в желтый и бурый цвет; встречается и молочно-белый плитчатый. Под микроскопом кварц представляется состоящим из неправильных зерен различной величины, края соприкосновения неровные. В крупных зернах наблюдается облачное угасание и трещиноватость. Между зернами кварца и по трещинам встречаются включения лимонита.

Последовательность выделений минералов представлена на диаграмме (фиг. 8).

3. Фуадовское месторождение

Вольфрамит в отвалах старых выработок на Фуадовском отводе был обнаружен весной 1937 г. старателем Шмелевым Н. И; с этого времени и началась добыча золота и вольфрамита на этом участке.

Фуадовское месторождение находится в 6 км на юго-восток от присиска Айдырля и в 4 км на северо-запад от ст. Айдырля Южно-Уральской ж. д., в 0.5 км на восток от южной дороги, связывающей присиск Айдырлю и станцию того же названия.

В пределах рудного участка местность имеет холмистый вид и сложена песчаниками, глинисто-углистыми сланцами и гранит-порфирами.

Месторождение представлено серией кварцевых жил, проходящих в песчаниках и глинистых сланцах. Простираение жил СЗ 330°, падение 30—80° на восток.

Минерализация: вольфрамит, пирит и лимонит. Вольфрамит встречается в жилах в виде крупнозернистых агрегатов, содержание его гнездовое.

4. Месторождение около пос. Кваркено

Участок месторождения находится по левую сторону р. Сувундук, в 1 км на северо-восток от пос. Кваркено. Местность имеет холмистый вид, создающийся благодаря обнажениям гранитов и гряд с мраморизованными известняками.

В обнажении мраморизованных известняков, в правом берегу р. Сувундук, на расстоянии 750 м на северо-восток от пос. Кваркено, на плоскостях сланцеватости мраморов наблюдаются фиолетовые зерна флюорита и желтоватые пленки висмутовой охры. В развалах кварца среди мраморов обнаружены следующие минералы: бисмутит, шеелит, эпидот, мусковит. Бисмутит встречается преимущественно в виде псевдоморфоз по висмутину желтовато-зеленоватого цвета.

5. Байтукское месторождение

Байтукское вольфрамовое месторождение находится по левую сторону р. Сувундук, в 12 км на северо-запад от присиска Айдырля и в 16 км на запад от ст. Байтук Южно-Уральской ж. д. Орографически местность представлена двумя меридионально вытянутыми грядами гранитов, разделенных широким логом, впадающим на юге в р. Байтук. В геологическом строении участка принимают участие следующие породы: граниты, кварциты, амфиболиты и жильные породы — аплиты и пегматиты.

Описание жил. Южная жила проходит среди порфировидных крупнозернистых двуслюдяных гранитов. Простираение жилы близкое к меридиональному, падение 70° на запад. Минерализация следующая: ортоклаз, мусковит, кальцит, галенит, шеелит, горный хрусталь.

Этапы		Пневматолитический				Гидротермальный			Пегматитовый
Фазы		D	E	F	G	H	J	K	L
Минералы									
Ортоклаз									
Мусковит									
Кварц									
Шеелит									
Пирит									
Галенит									
Кальцит									
Лимонит									

Фиг. 9. Геохимическая диаграмма Байтукских жил

Ортоклаз наблюдается главным образом около зальбандов в виде зерен, имеющих до 3 мм в поперечнике; большая часть его каолинизирована.

Мусковит развит в виде отдельных мелких зеленоватых или золотистых чешуек по всей мощности жилы, но скопления агрегатов приурочены к зальбандам.

Кальцит встречается очень редко в виде мелких белых зерен, с ясно выраженной спайностью по ромбоздру.

Очень редкие включения среднезернистых агрегатов галенита едва достигают 5 мм в поперечнике.

Шеелит находится в жиле в виде мелких желтоватых зерен, а горный хрусталь выполняет мелкие пустоты.

Северная жила подвергалась поверхностной разведке в 1936 г. Насчитывает в длину 300 м, падение 70° на запад. Минерализация жилы такая же, как и южной.

Последовательность выделений минералов видна на диаграмме (фиг. 9).

6. Красногородское месторождение

Красногородское месторождение находится в 1 км к западу от колхоза «Красный огородник» по правую сторону р. Сувундук, на территории Кваркенского района Чкаловской области. От ближайшей станции Байтук Южноуральской ж. д. отстоит к северо-западу на 17 км.

Местность в пределах рудного участка в орографическом отношении представляет собою гряду, вытянутую в меридиональном направлении, с пологим склоном на восток к р. Сувундук. Участок сложен двуслюдяными микроклиновыми гранитами, аналогичными гранитам, слагающим Байтукский участок. Мелкие дайки аплита и пегматита рассекают гранит по различным направлениям.

Месторождение представлено серией кварцевых жил, проходящих в средне- и крупнозернистых гранитах. Нередко около жил гранит до глубины 1—2 м каолинизирован.

На участках обнаружено около 30 жил, из которых разведывалось 11. Простираение жил от СЗ 334° до СВ 45°, падение 45—80° на запад.

Минерализация жил: кварц, мусковит, ортоклаз, флюорит, пирит, молибденит, сфалерит, шеелит, рутил, висмутит, бисмутит, лимонит.

Минералы	Стапы	Фазы	Пневматолитический				Гипротермальный			Гипергенный
			D	E	F	G	H	J	K	L
Ортоклаз										
Мусковит										
Молибденит										
Висмутит										
Кварц										
Шеелит										
Рутил										
Сфалерит										
Пирит										
Флюорит										
Бисмутит										
Лимонит										

Фиг. 10. Геохимическая диаграмма Красногородских жил.

Кварц плотный, белого и голубовато-серого цвета и трещиноватый, желтого и бурого цвета. Под микроскопом наблюдаются мелкие зерна, достигающие 0.05 мм в поперечнике, и крупные — до 2.0 мм. Кварц трещиноват и мутный, угасание облачное.

Мусковит включен в кварц в виде мелких чешуек желтоватого или бледно-зеленоватого цвета.

Ортоклаз встречается в виде мелких зерен белого и желтоватого цвета и приурочен обычно к зальбандам жилы.

Флюорит выполняет пустоты в кварце в виде крупнозернистых агрегатов фиолетового цвета.

Кубики пирита достигают иногда 10 мм в поперечнике.

Молибденит встречается в ничтожных количествах в виде тончайших пластинок. С фосфорной солью стекло в восстановительном пламени получается зеленое.

Шеелит распределяется в жиле большей частью в виде полос шириной до 5 см. Цвет желтый, желто-бурый и зеленоватый. В верхних частях жил шеелит выветривается и образуются характерные пустоты.

Сфалерит встречается очень редко в виде зернистых агрегатов бурого цвета. В соляной кислоте развивается сероводород; при прокаливании на угле с азотнокислым кобальтом — реакция на цинк.

В пустотах кварца вместе с кристаллами горного хрусталя встречаются тонкие темнокрасные призмочки рутила.

Редко обнаруживается в виде серых удлиненных кристаллов висмутит.

Б и с м у т и т находится в виде псевдоморфоз по висмутину зеленовато-желтого цвета.

Последовательность выделений минералов в жилах приведена на диаграмме (фиг. 10).

7. Карабутакское месторождение

Карабутакское месторождение находится в 0.5—2 км на восток и юго-восток от хутора Карабутакского Кваркенского района и в 30 км на запад от разъезда Наследницкого Южно-Уральской ж. д.

Местность представляет равнину и сложена среднерзнернистыми гранитами с дайками аплитов и пегматитов.

Разведочными работами здесь выявлено 6 жил, проходящих в среднерзнернистых биотитовых гранитах. Наиболее интересны жилы № 1 и 4, а потому мы кратко на них и остановимся.

Ж и л а № 1. Простираение СЗ 330°, падение 60° на запад. Кварц жилы бледный с участками серого прозрачного, а также желтый и бурый. Минерализация следующая: мусковит, висмутин, бисмутит, молибденит, горный хрусталь, берилл, повеллит, ферримолибдит, висмутовая охра и марганцевые минералы.

Выделено мелких листочков светлой или слегка желтоватой слюды преимущественно к зальбандам жилы. Иногда слюда представлена в виде удлинённых пластинок (15 мм в длину и 5 мм в ширину), ориентированных перпендикулярно к зальбандам. Встречаются участки в жиле с мелкочешуйчатыми агрегатами слюды.

Химический состав следующий:

О к и с л ы	Весовые проценты	Молекулярные количества
SiO ₂	43.40	0.719
Al ₂ O ₃	34.69	0.339
Fe ₂ O ₃	2.95	0.013
K ₂ O	9.99	0.106
Na ₂ O	0.38	0.006
Гигроскопическая вода	0.20	—

Формула: 0.719 SiO₂·0.339 Al₂O₃·0.106 K₂O·?H₂O, или K₂O·3Al₂O₃·6·8 SiO₂·?H₂O. Мусковит может быть отнесен к фенгиту.

Висмутин встречается очень редко в виде стальносерых с металлическим блеском удлиненных пластинок; в верхних частях он превратился в бисмутит и висмутовую охру.

Б и с м у т и т чаще всего встречается в виде псевдоморфоз по висмутину. Псевдоморфозы эти имеют призматический облик, нередко изогнутые и достигают в длину до 8 см. Цвет бисмутита желтоватый, зеленоватый и сероватый.

М о л и б д е н и т встречается очень редко в виде мелких (1—3 мм) выделений в плотном кварце. Вместе с молибденитом встречается и п о в е л л и т в виде псевдоморфоз по молибдениту и имеет вид тонких грязновато-желтых чешуек, среди которых иногда наблюдаются и сохранившиеся еще листочки молибденита.

В и с м у т о в а я о х р а встречается обычно вместе с бисмутитом, покрывая последний желтой тонкой пленкой.

Б е р и л л наблюдается в жиле в виде зеленовато-желтых кристаллов (комбинация гексагональной призмы с пинакоидом).

Ф е р р и м о л и б д и т . Находится обычно на молибдените в виде серо-желтой пленки.

Ж и л а № 4 имеет меридиональное простираение, падение — от 35 до 70° на запад.

В обнаженной части жилы наблюдается два сброса. Южный сбрасыватель имеет простирание ЮЗ 230° и падение 70° на СЗ; наблюдаются штрихи скольжения, направленные на юго-запад под углом 5° к горизонту. В этой части заметно смятие гранитов. Смещение одной части жилы относительно другой произошло на расстоянии 0.4 м.

Этапы Минералы	Фазы	Пневматолитический				Гидротермальный			Гипер- сольный
		D	E	F	G	H	J	K	
Мусковит									
Кварц									
Берилл									
Молибденит									
Висмутин									
Пирит									
Халькопирит									
Побеллит									
Молибдит									
Медная зелень									
Бисмутит									
Морг. минералы									
Бисмутовая охра									
Лимонит									

Фиг. 11. Геохимическая диаграмма Карабутацких жил.

вкрапленных в сером дымчатом кварце. Нередко встречаются лучистые агрегаты висмутина.

Бисмутит наблюдается в виде псевдоморфоз по висмутину.

Молибденит вкраплен в кварце в виде лучистых пластинчатых агрегатов, достигающих до 5 мм в поперечнике.

Халькопирит очень редко сохраняется в верхних горизонтах, обычно же на его месте приходится наблюдать лишь медную зелень и лимонит.

Характер нахождения остальных минералов, обнаруженных в жиле, аналогичен нахождению в жиле № 1.

Последовательность выделений минералов видна на диаграмме (фиг. 11).

8. Аландское месторождение

На северо-восток в 0.5—1 км от пос. Аландского в высыпках кварца были обнаружены включения бисмутита и висмутовой охры. Разведок здесь не проводилось.

О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сравнение с другими сходными месторождениями. Интрузия гранитной магмы в осадочную толщу пород произошла в зоне разлома, в которую опустилась осадочная толща, сложенная известняками, и благодаря этому сохранилась от размыва. Сувундукский гранитный массив имеет форму лакколита, вытянутого с северо-востока на юго-запад, с более пологим восточным контактом и крутым западным. На восточное падение лакколита указывают контактовые изменения осадочной толщи, сильнее проявившиеся в восточной части массива, с образованием актинолитовых, кианитовых сланцев и окремненением известняков. В восточной же части массива наблюдаются многочисленные дайковые интрузии гранитной магмы — аплитовидные граниты, аплиты и пегматиты. Большая часть кварцевых жил, связанных с Сувундукским гранитным массивом, сосредоточена в восточной его части или в породах, вмещающих массив с восточной стороны.

Айдырлинский гранитный массив формировался позднее Сувундукского; в то же время формировались малые гранитные массивы, находящиеся на восток от прииска Айдырля.

После затвердевания гранитных массивов с пегматитовыми и аплитовыми жилами в зоне восточного контакта происходит интенсивное образование трещин, которые выполняются кремнекислыми растворами, и образуются кварцевые жилы.

Кварцевые жилы в Сувундукском гранитном массиве имеют меридиональное простирание с небольшим отклонением на северо-запад и северо-восток, падение их крутое на запад, то есть жильные трещины нормальны к контакту массива.

В первой стадии кварцевых жил образуются висмутово-молибденовые жилы (Карабутакское месторождение). Жилы эти малой мощности и малой длины по простиранию.

Во вторую стадию образуются полевошпатово-шеелитовые жилы (Красногородское и Байтукское месторождения). В последнюю очередь образуются кварцево-эпидотовые жилы, которые встречаются преимущественно в породах, контактирующих с гранитным массивом с востока и реже — в западной части массива.

В Айдырлинском массиве наблюдаются жилы трех типов: кварцево-шеелитовой (Уклонная, Сафоновская), кварцево-золоторудной и собственно кварцевой. В этом массиве зарегистрировано свыше 250 жил. Простирание жил — преимущественно северо-восточное, падение — на восток.

Часть жил имеет пологое восточное падение (30°).

Кварцевые жилы на Павловском и Фуадовском участках связаны с дайками аплитов и гранит-порфиров. Здесь жилы двух типов — вольфрамитовые и кварцево-гематитовые.

Кремнекислые растворы, содержащие в растворе тяжелые металлы и минерализаторы, проникали по плоскостям ослабления массивов.

При образовании висмутово-молибденовых жил и полевошпатово-шеелитовых играли существенную роль компоненты: F, Be, Cl, P, S, (OH).

Кварцевые жилы Карабутакского, Красногородского и Байтукского участков можно отнести, согласно схеме А. Ферсмана, П. Ниггли и Г. Шнейдергена, к пневматолитовому типу жил средней глубины.

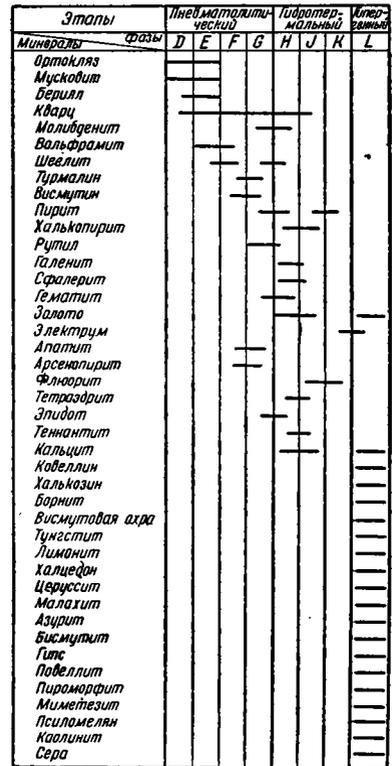
Шеелитоносные жилы Айдырлинского месторождения можно будет отнести к типу гидротермальных жил средней глубины.

Вольфрамито-шеелитовые жилы Павловского и Фуадовского месторождений можно рассматривать как пневматолитовые жилы большой глубины.

Месторождения вольфрамовых руд Айдырлинского района могут быть отнесены к двум группам: 1) вольфрамитовые с сульфидами меди, цинка, свинца и иногда с шеелитом (2-я группа по классификации М. М. Тетяева) и 2) чисто шеелитовые (3-я группа по М. М. Тетяеву). Однако в Айдырлинских вольфрамитовых месторождениях не констатированы сернистые соединения молибдена, мышьяка и висмута, характерные для месторождений Онон-Борзинского района Забайкалья (Тетяев, 1918).

Ниже дана сводная геохимическая диаграмма для кварцевых жил района (фиг. 12).

С Красногородскими и Байтукскими жилами имеют сходство по морфологии и минерализации жилы Кацбахских (Славинский, рукопись), Биргильдинских (Еселевич, рукопись) и Важеневских месторождений (Колод-



Фиг. 12 Сводная геохимическая диаграмма кварцевых жил Сувундукского массива.

кин, рукопись). С жилами Айдырлинского месторождения имеют сходство кварцево-сульфидные жилы Бураповского месторождения (Степанов, 1933).

Боевские (Заварицкий, 1916) и Кожевские месторождения отличаются от Павловских и Фуадовских более высокой температурой образования с выделением вольфрамита глобнеритового типа.

С месторождениями вольфрамита в Айдырлинском районе имеет сходство Гуджирское месторождение в Западном Забайкалье, где, по описанию М. В. Бесовой (1933), встречаются жилы второй генерации, более удаленные от магматического очага.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

1) В районе Айдырлинских золоторудных месторождений, со времени первой находки шеелита (1934), вольфрамовое оруденение констатировано во многих местах. Кроме описанных нами месторождений, вкрапления шеелита были обнаружены еще одной из жил золотого прииска Синего Шихана. В 1938 г. обнаружены новые жилы с вольфрамитом между прииском Айдырля и ст. Айдырля и включения шеелита в жилах около пос. Аладского. Принимая во внимание комплексное извлечение золота и вольфрамовых руд, район безусловно имеет значение как рудная база вольфрамовой промышленности Урала.

2) Установление вольфрамоносности жилы Уклонной и Сафоновской — на глубинах свыше 80 м в первой и около 60 м во второй — указывает на концентрацию шеелита в жилах Айдырлинского гранитного массива на больших глубинах. Возможно нахождение шеелита во многих жилах в этом массиве при проведении добычи золота из глубоких горизонтов.

3) Открытие Фуадовского месторождения вольфрамита в 1937 г. старателем Шмелевым показывает, что перспективы расширения рудной базы за счет оруденения вольфрамитом еще не исчерпываются; детальное исследование безусловно увеличит число месторождений этого типа.

4) Несомненный интерес представляет висмутовое и молибденовое оруденение, установленное в районе.

5) В целях выяснения вольфрамоносности в соседних районах — Джетыгаринском, Адамовском и других, — необходимо в ближайшее время провести обследовательские работы в гранитных массивах, расположенных на восток и юг от Айдырлинской группы золотых приисков.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамс С. Ф. 1934. Микроскопическое изучение жильного кварца. Сборник статей „Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям“.
- Бесова М. В. 1933. Коренное месторождение и россыпи вольфрамовых руд в западном Забайкалье. Редкие металлы, I, 14—18.
- Гудков П. П. 1918. Район золотых приисков А. С. Антонова и О. П. Вишневской в Орском уезде Оренбургский губ. Изв. Томск. Технологич. Инст., 34.
- Деньгин Ю. П. 1927. Обзор минеральных ресурсов СССР, вып. 2. Висмут. Изд. Геол. ком.
- Еселевич Л. В. 1937. (Рукопись.)
- Заварицкий А. Н. 1916. Отчет об осмотре Боевского месторождения в марте 1916 г. Изв. Геол. ком.
- Колодкин С. П. 1936. (Рукопись.)
- Колодкин С. П. 1937. (Рукопись.)
- Кутюхин П. И. 1937. (Рукопись.)
- Рукавишников Ф. И. 1937. (Рукопись.)
- Славинский С. С. 1937. (Рукопись.)
- Степанов И. С. 1933. Шеелит на Южном Урале. Редкие металлы, I, 5—11.
- Тетяев М. М. 1918. Вольфрамовые и оловянные месторождения Онон-Борзинского района Забайкальской области. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 32.
- Тетяев М. М. 1918. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений. Изв. Геол. ком., 37, 7, 8, 601—612.
- Тетяев М. М. 1926. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношение. Матер. по общ. и прикл. геол.
- Ферсман А. Е. 1934. Геохимия, 3, 170—171.

**THE AIDYRLY TUNGSTEN DEPOSITS IN THE SOUTH URALS
SUMMARY**

The tungsten ore-formations in the region of the Aidyrly gold mine in the South Urals were first established in 1934. As a result of geological explorations conducted in 1935—1937 a few tungsten deposits have been discovered (Aidyrly, Pavlov, Fuadov, near the village of Kvarkeno, Baituk and Krasnoogorod) and bismuth-molybden deposits (Karabutak and Aland).

These deposits represent a series of quartzous veins occurring in the porphyrous biotite granites of the Suvunduk massive rocks, in the grano-diorite of Aidyrly or in the lower carbonaceous rocks included them, (sandstone, argillaceous schists and marbly limestones).

The veins are referred to three types. The quartz veins of Karabutak, Krasnoogorod and the Baituk deposits are referred to the pneumatolytic type of vein of medium depth. Mineralisation of the Karabutak veins: muscovite, bismuthinite, molybdenite, berylpyrite, chalcopyrite, bismuthite, povellite, ferrimolybdate, bismuth ochre, psilomelane, copper-glance, limonite. In Krasnoogorod veins have been found: orthoclase, muscovite, fluorite, pyrite, molybdenite, sphalerite, scheelite, rutile, bismuthinite, bismuthite, limonite.

The Pavlov and Fuadov veins refer to the pneumatolytic of great depth. In these are to be found: wolframite (ferberite), scheelite, pyrite, chalcopyrite, gold, galenite, malachite, azurite, kaolin, tungstite, limonite.

The Aidyrly deposits are hydrothermal, of medium depth. In them are to be found: gold, electrum, arsenopyrite, scheelite, chalcopyrite, sphalerite, tetrahedrite, tennantite, galenite, calcite, covellite, bournite, mimetesite, limonite.

Further exploration work is necessary in the granite intrusions of Jetygary, Anikhov and Novo-Orsk, located to the south and east of the Aidyrly mine.

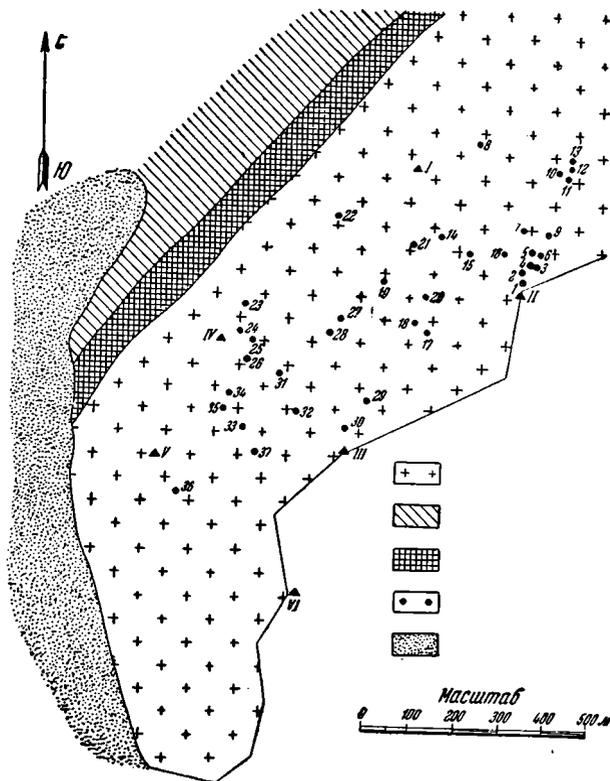
Л. Л. ШИЛИН

РУТИЛ ИЗ АЛТЫН-ТАУ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМАХ

ВВЕДЕНИЕ

В 1932 г., во время обследования западной части гор Алтын-тау (Минбайский район, Каракалпакской АССР, в Центральных Кызылкумах), работниками экспедиции Шапкиным и Смирновой был обнаружен среди кремнистых и филлитовых сланцев участок гранита, в котором встречено большое количество кварцевых жил переменной мощности от 1 см до 15 см. Наличие этих жил вызвало сильное изменение гранита, которое шло в сторону образования альбита и мусковита. Как в кварцевых жилах, так и у измененных зальбандов гранита были встречены в большом количестве хорошо образованные кристаллы черного цвета, оказавшиеся впоследствии рутилом.

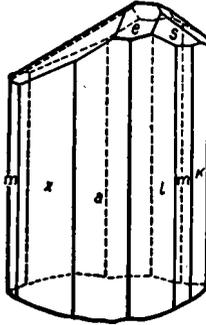
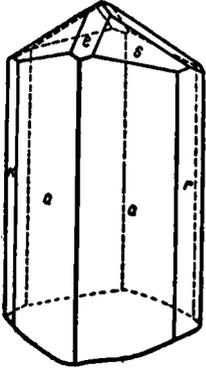
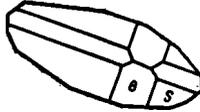
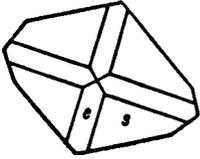
В 1933 г., при составлении геологической карты, в западной части гор Алтын-тау нами было зарегистрировано около 35 кварцевых и пегматитовых жил, содержащих этот минерал. Так как по внешним своим признакам он несколько напоминал касситерит, то на этот участок было обращено особое внимание при съемке, а также был выделен участок, для которого была сделана глазомерная съемка и нанесены выходы кварцевых жил с рутилом (фиг. 1). Одновременно рутил был собран в количествах, достаточных для кристаллографического и спектроскопического изучения. Результаты изучения этого материала и являются содержанием настоящей статьи.



Фиг. 1. Геологическая карта участка измененного гранита в западной части гор Алтын-тау.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ РУТИЛА

При изучении распространенности кварцевых жил в граните нами было установлено, что около кварцевых жил гранит сильно изменяется и переходит из среднезернистого биотитового в альбит-мусковитовую разность. Насыщенность кварцевыми жилами довольно значительна. Однако, не во всех жилах встречаются кристаллы рутила. Помимо рутила встречаются пирит, лимонит и изредка полевые шпаты. На ряду с кварцевыми жилами встречаются и пегматитовые рутилсодержащие жилы, залегающие в том же граните. Для более полной характеристики опишем наиболее типичные кварцевые и пегматитовые рутилсодержащие жилы.



Фиг. 2. Толстопризматический тип кристаллов рутила.

Фиг. 3. Плоскопризматический тип кристаллов рутила.

К числу таких жил относится кварцевая жила № 14. Она расположена на северо-восток от точки V, по правую сторону Минбай-сая, на небольшом водораздельном хребте, между саями, примыкающими с правой стороны. Кварцевая жила расчленяется на ряд более мелких прожилков, залегающих разрозненно в граните и образующих довольно мощную зону измененного гранита. Жила залегает в среднезернистом биотитовом граните, являющемся наиболее распространенным среди пород Алтын-тау. Макроскопически —

это среднезернистый, сероватого цвета гранит. Под микроскопом в нем обнаружены калиевый полевой шпат (микроклины), плагиоклаз, кварц, биотит, апатит, лимонит и др. По мере приближения к жильному телу среднезернистый биотитовый гранит постепенно принимает более светлую окраску с розоватым оттенком, в нем появляется большее количество чешуйчатой мусковитовой слюды и увеличивается количество лимонита, вызвавшего побурение вокруг включений в граните.

Произведенный количественно-минералогический подсчет двух образцов гранита, взятых в разных местах, показал, что, по мере приближения к зальбанду кварцевой жилы минералогический состав резко меняется.

Минералогический состав	Переходная	Зальбанд
Плагиоклаз	57.55%	87.76%
Калиевый полевой шпат . .	15.86	1.06
Мусковит	21.56	10.55
Кварц	3.12	—
Землистый каолиноподобный минерал	4.84	0.35
Рудные минералы, апатит и рутил	—	0.27

Отсюда видно, что количество плагиоклаза (альбита) сильно возрастает по мере приближения к зальбандам кварцевых жил, и, наоборот, уменьшается количество калиевого полевого шпата. Максимальное количество мусковита накапливается в переходной зоне и ближе к зальбандам кварцевых жил. Лимонит и рутил в большей части концентрируются у зальбандов кварцевых жил и частично в самих жилах.

На ряду с кварцевыми рутилсодержащими жилами, встречаем и пегматитовые жилы, в которых встречаются хорошо образованные пластинчатые кристаллы рутила. Так, например, жила № 6 залегает в том же среднезернистом биотитовом граните с одинаковыми околожильными изменениями. Она состоит из калиевых полевых шпатов, альбита (вторичного), кварца, мусковита и рутила. Необходимо отметить, что альбит почти всегда встречается по краям зерен калиевого полевого шпата в виде каемок, что указывает на более позднее его происхождение.

Рутил пегматитовых жил всегда отличается своей пластинчатой формой от несплюсненного призматического рутила кварцевых жил (фиг. 2 и 3).

Парагенетически рутил встречается в кварцевых жилах с кварцем, пиритом, лимонитом, в пегматитовых жилах — с калиевым полевым шпатом, альбитом и мусковитом, в измененном граните — с альбитом, лимонитом и серицитом. Итак, наибольшее количество кристаллов рутила призматического габитуса падает на кварцевые жилы, а плоского — на пегматитовые. Как те, так и другие жилы образовались при заполнении трещин, сопровождавшемся метаморфическими изменениями гранита и альбитизацией в пегматитовых жилах.

ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ РУТИЛА

Всего измерено семь наиболее хорошо образованных кристаллов рутила, из них четыре призматических и три плоских. Измерение показало, что в углах для обоих типов не наблюдается какого-либо различия. Дебаеграммы того и другого типа тоже оказались одинаковыми. Поэтому кристаллографическое описание обоих типов рутила ниже дается совместно. Все кристаллы рутила вытянуты по оси С.

Наиболее часто встречаются следующие 11 форм:

e — (011); s — (111); m — (110); a — (100);
 h — (120); l — (130); x — (140); r — (230).
 Q — (350); k — (340); Ψ — (490);

Штриховка на призматических формах, кроме того, часто обусловлена появлением форм с более сложными индексами.

На фиг. 2 и 3 показан общий облик кристаллов того и другого типа, встречаемых в районе.

На фиг. 4 дана гномоническая проекция кристаллов, с нанесением на нее наблюдавшихся лучей роста, за исключением лучей в зоне вертикальных призм.

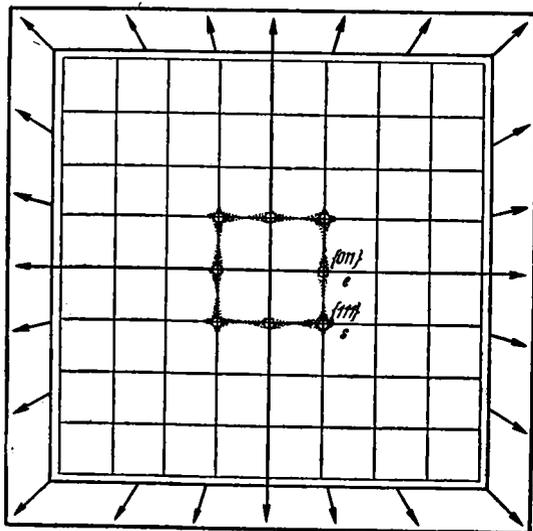
Фиг. 5 представляет собой диаграмму, показывающую частоту появления граней, наблюдавшихся на кристаллах рутила, в процентах.

Таблица 1

№ по пор.	Обозначения	Индексы	Колебания в измерениях		Среднее		Вычисленное		По Гольдшмиду	
			φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ	φ	ρ
1	a	(100)	0°04' — 0°57'	89°53' — 90°02'	0°20'	89°58'	0°00'	90°00'	0°00'	90°00'
2	m	(110)	44 37 — 45 16	89 52 — 90 01	44 56	89 58	45 00	90 00	45 00	90 00
3	k	(340)	36 22 — 36 59	89 56 — 90 01	36 40	89 58	36 52	90 00	36 52	90 00
4	r	(230)	33 12 — 33 40	89 59 — 90 01	33 23	89 59	33 41	90 00	30 41	90 00
5	Q	(350)	29 34 — 30 56	89 56 — 90 01	30 18	89 59	30 58	90 00	33 58	90 00
6	h	(120)	26 14 — 26 27	89 49 — 90 00	26 20	89 54	26 34	90 00	26 34	90 00
7	Ψ	(490)	21 38 — 23 09	90°	22 23	90°	23 57	90 00	23 57	90 00
8	l	(130)	17 37 — 18 16	89 53 — 90 01	18 20	89 58	18 26	90 00	18 26	90 00
9	x	(140)	14 05 — 14 38	89 43 — 90 01	14 20	89 56	14 02	90 00	14 02	90 00
10	e	(011)	0 04 — 0 17	31 01 — 32 45	0 12	32 31	0 00	32 47	0 00	32 40
11	s	(111)	44 32 — 45 15	41 13 — 42 34	45 00	42 12	45 00	42 19	45 00	42 12

В табл. 1 приведены результаты наблюдений, произведенных над кристаллами рутила из Минбайского района.

Грани пирамид наиболее совершенны и дают отчетливые сигналы. е (011). Грани этой формы присутствуют на всех просмотренных и измеренных кристаллах. Развиты они неравномерно. Поверхность граней в большинстве случаев матовая вследствие разъедания. От всех просмотренных граней в обоих типах намечаются лучи роста, идущие в сторону грани (111). Грани (011) в своем развитии подчинены



Фиг. 4. Гномоническая проекция кристаллов рутила обоих типов.

граням (111), которые в основном дают облик головки кристалла.

с (111). Грани этого индекса развиваются полностью на всех кристаллах и обычно в виде несимметрично развитых треугольников. Особенно это несоответствие заметно в плоском типе кристаллов. Поверхность — также матовая, изъеденная; значительно реже встречаются хорошо сохранившиеся грани, дающие хорошие сигналы.

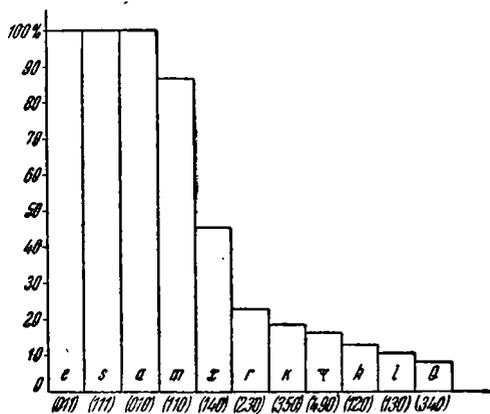
Грани призм на тех и других кристаллах очень узки и покрыты вертикальной штриховкой и при измерении дают по несколько сигналов, что затрудняло работу. Поверхность их часто разъедана и матовая. При измерении вертикальной зоны получаются почти непрерывные лучи, на которых выделяются отдельные, более яркие сигналы, соответствующие приводимым формам. Относительная величина призматических граней различна. Частота появления призм различных индексов иллюстрируется диаграммой (фиг. 5).

Формы (130), (230), (340), (350), (490) встречаются в виде единичных граней, непостоянных по ширине. На рис. 2 и 3 показано преимущественное развитие граней (350) для первого типа, связанного с кварцевыми жилами, и граней (140), (010), (130) для второго типа, генетически связанного с пегматитовыми жилами. Наиболее интенсивное развитие выше отмеченных граней придает различную внешнюю форму кристаллам.

Отношение осей на основании измерений следующее: $a : c = 1 : 0.6412$; оно немногим отличается от данных Гольдшмидта, по которому $a : c = 1 : 0.6442$.

Удельный вес, приведенный к 4°C , определенный пикнометром емкостью в 5 см^3 , равен 4.198 из навески в 3 г .

Спектроскопическое исследование кристаллов рутила, произведенное



Фиг. 5. Диаграмма частоты проявления форм на кристаллах рутила.

С. А. Боровиком, дало следующие результаты: Nb — слабые линии, Sn — сильные линии, Ta — линий не обнаружено. Наличие сильных линий Sn, вероятно, может быть объяснено тем, что Sn мог находиться в рутиле в качестве изоморфной примеси.

В заключение следует еще раз подчеркнуть генетическую связь с пегматитовыми жилами плоских кристаллов, характеризующихся развитием граней (140), (010), (130), а с кварцевыми жилами в граните — столбчатых кристаллов, характеризующихся наиболее развитыми формами (350).

L. L. SHILIN

RUTILE FROM ALTYN-TAU IN CENTRAL KYZYL-KUM

SUMMARY .

Rutile was first discovered in 1932 during explorations on the western part of the Altyn-Tau mountain in the central parts of the Kyzyl-Kum, in the Kara-Kalpak Autonomous Soviet Socialistic Republic. It was found in the quartz and pegmatite veins and in the selvage of the changed medium-granulated biotite granite.

About 35 quartz and pegmatite veins containing rutile were registered in this region during 1933.

By its external aspect rutile resembles cassiterite. A geological chart on a scale of 1 : 5.000 (Fig. 1) has been compiled for the region of greatest extension of occurrence of rutile.

Externally, the crystals of rutile are divided into two types. The first, thick-prismatic (Fig. 2) occurs in the changed granite and quartzite veins. The second type (Fig. 3), flat-prismatic, occurs in the pegmatite veins. The following eleven forms are most frequently to be met: (100), (111), (110), (010), (120), (130), (140), (230), (340), (350), (490). Striations are present on the prismatic forms.

Fig. 4 renders a gnomonic projection of both types of rutile crystals, with the radiation of growth (with the exception of radiation in the zone of vertical prisms).

Fig. 5 depicts a diagram of frequency of appearance of faces on the rutile crystals (in percentage).

Table No. 1 sums up the results of the crystallographic study of rutile.

Fig. No. 2 and 3 portray the predominating development of facets (350) for the first type, genetically associated with the quartz veins and (140), (010), (130) for the second type associated genetically with the pegmatite veins.

Specific weight equals 4.198.

The spectroscopic investigation of rutile crystals conducted by S. A. Bоровик, yielded the following results: Nb weak lines, Sn strong lines, Ta—line was not found.

Н. И. ХИТАРОВ и Е. П. МУЛИКОВСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ЯРОЗИТА

Одним из часто встречающихся минералов в зоне окисления различных сульфидных месторождений, в особенности богатых серным колчеданом, является ярозит, сложный сульфат состава $(K, Na)_2O \cdot 3Fe_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$.

Значительные скопления этого минерала, несмотря на его распространенность, однако, не так часты. Например, в многочисленных колчеданных месторождениях Среднего Урала он мало распространен. На Южном Урале ярозит встречается на крупнейшем Блявинском месторождении медистых колчеданов в виде значительных мономинеральных скоплений.

Исходные растворы ярозитовых образований, несомненно, должны быть близкими к рудничным водам, под которыми мы подразумеваем не только воды рудников, но и воды, пропитывающие не вскрытые участки оруденелых зон.

Изучение рудничных вод, собранных в различных рудниках Среднего Урала, в которых разрабатываются медистые колчеданы, и в Блявинском месторождении на Южном Урале, показало, что для этого типа сульфидных месторождений могут быть намечены две группы рудничных вод. Одна с преобладанием солей окисного железа, другая, наоборот, — солей закисного железа. В первую группу попадают типично рудничные воды, образовавшиеся за счет нисходящих вод, свободно соприкасающихся с кислородом воздуха при своем движении вниз по выработанным рудным телам и оставшимся целикам. Во вторую группу входят воды, характерные для окисляющегося рудного участка, где поступление кислорода менее свободно.

Примером вод первой группы может служить *п р о б а* № 3 из месторождения Карабаш. Место взятия пробы — Первомайский рудник, 4-й горизонт — 165 м, южное крыло, лежащий бок. Вода стекает по трухлявой массе раскрошенных пород лежащего бока, представленных слабо минерализованными сланцами.

Воды второй группы могут быть охарактеризованы пробами 15 и 30.

П р о б а 15. Месторождение Карабаш. Сталинский рудник, 6-й горизонт (180 м), северное крыло. Вода капает со стенок свежескрытой выработки, пройденной в пиритизированных серицитовых сланцах.

П р о б а 30. Месторождение Блява. Шахта № 2 (70 м); забой кваршлага № 3. Вода капает с потолка выработки, пройденной в зоне окисления, которая представлена плотным и рыхлым медистым пиритом, местами интенсивно обогащенным ковеллином, менее — халькозином. Широко развиты различные сульфаты железа и меди, с переходами от мелантерита через пизиниты к халькантитовым образованиям. В верхней части зоны окисления особенно широко распространен ярозит. Весь вышележащий рудный участок во время взятия пробы, начиная с поверхности, находился в нетронутым, естественном виде, поэтому состав этой пробы иллюстрирует естественные растворы зоны окисления Блявинского месторождения.

Состав перечисленных вод с достаточной полнотой иллюстрируется данными табл. 1.

Таблица 1

№ пробы	3			15			30		
	г/л	мг-экв.	мг-экв. %	г/л	мг-экв.	мг-экв. %	г/л	мг-экв.	мг-экв. %
Al...	1.526	169.8	6.10	2.452	272.5	13.02	3.745	416.5	7.52
Fe...	14.24	765.1	27.48	0.3013	16.20	0.78	0.530	28.48	0.51
Fe...	1.556	55.74	2.03	16.360	585.8	28.00	46.50	1664.0	30.03
Mn...	0.246	8.96	0.30	0.157	5.72	0.27	0.042	1.54	0.03
Zn...	3.465	106.0	3.80	1.377	41.90	2.00	0.230	7.01	0.13
Cu...	5.123	162.7	5.82	0.7344	23.10	1.10	6.667	209.8	3.79
Ca...	0.510	25.45	0.92	0.3767	18.80	0.90	0.328	16.40	0.30
Mg...	0.9242	76.01	2.73	0.8150	67.00	3.20	0.772	63.51	1.15
Na...	} 0.4991	21.70	0.82	} 0.1447	6.29	0.30	} 0.179	7.78	0.14
K...									
H...	—	—	—	0.0091	9.00	0.43	0.358	355.0	6.40
Сумма...	—	1391.46	50.00	—	1046.31	50.00	—	2770.02	50.00
SO ₄ связ.	59.16	1232.0	44.26	49.10	1023.0	49.20	116.7	2430.0	43.42
SO ₄ свобод.	—	—	—	0.432	9.00	0.43	17.06	355.1	6.40
Cl...	незнач. колич.	—	—	0.238	6.70	0.32	0.099	2.80	0.04
NaSO ₄	0.375	5.36	0.19	0.0052	0.07	—	0.210	3.00	0.05
НРО ₄	0.266	5.54	0.20	0.0625	1.30	0.05	0.242	5.04	0.09
(ОН), входящ. в состав основных солей окисного железа	—	148.56	5.35	—	—	—	—	—	—
Сумма...	—	1391.46	50.00	—	1040.07	50.00	—	2795.94	50.00
SiO ₂	0.1935	—	—	0.126	—	—	0.057	—	—
Окисляемость в граммах кислорода	0.1967	—	—	0.0768	—	—	—	—	—
pH ¹	2.00	—	—	2.33	—	—	0.96	—	—
Уд. вес	1.085	—	—	1.073	—	—	1.179	—	—
Сульфатный сухой остаток	95.88	—	—	88.19	—	—	218.4	—	—

И о н ы	П р о			
	свежая		после года	
	(см. табл. 1)		в растворе	
	г/л	мг-экв.	г/л	мг-экв.
Al...	2.452	272.5	не опр.	—
Fe...	0.2013	16.2	5.13	275.7
Fe...	16.36	585.8	7.69	286.2
SO ₄ связан.	49.10	1023.0	45.48	947.5
SO ₄ свобод.	0.432	9.0	—	—
(ОН), входящ. в состав основных солей окисн. железа	—	—	—	41.8

¹ Определение производилось с помощью стеклянного электрода.

Результаты анализа показывают, что вода пробы № 15, взятой в свежем-открытом рудном теле, близка по своей природе к воде пробы № 30 из Блявинской рудной зоны. Остаток пробы № 15 после анализа в количестве около литра хранился в бутылке, закрытой пробкой (не герметически). После года стояния вода из бесцветной стала буровой. На дне бутылки появился охряно-желтый осадок.

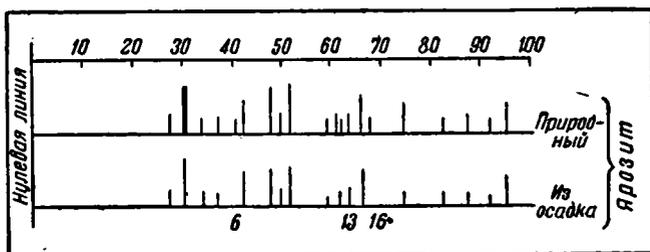
Эти изменения явились результатом медленно протекавшего процесса окисления. Приведенные в таблице 2 результаты частичного анализа изменившегося раствора и выпавшего осадка, сопоставленные с составом свежей пробы № 15 и ярозитов с Блявинского месторождения и из Новой Мексики, (по Гиллебранду) показывают, что процесс окисления сопровождался выпадением основного сульфата железа — ярозита.

Рентгенографическая съемка осадка, произведенная по методу Дебая Г. А. Ковалевым в дополнение к данным, иллюстрирующим состав порошка, подтвердила

аналогичность выпавшего продукта с ярозитом. Приводимый рисунок (фиг. 1) с достаточной наглядностью показывает сходство этих образований.

На фиг. 1 приведены схематические изображения симметричных половин дебаеграмм. Нулевая линия является срединной линией для обоих снимков. Вертикальные линии соответствуют видимым дужкам; высота этих линий пропорциональна интенсивности дужек. Расстояния вертикальных линий от нулевой увеличены вдвое против данных оригиналов. На рисунке приведены лишь линии с интенсивностью >1 . Только три второстепенных линии 6, 13 и 16, которые, возможно, появляются в природном ярозите в результате наличия каких-либо примесей, отсутствуют на снимке осадка.

Разница между значениями расстояний между дужками обоих образцов не выходит за пределы ошибок опыта для интенсивных линий. Наблюдаемая слабая размытость некоторых линий¹ в оригинале дебаеграммы порошка



Фиг. 1. Схема дебаевских линий природного ярозита и ярозита, выделившегося из рудничной воды месторождения Карабаш в лабораторных условиях.

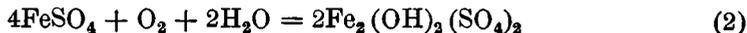
Таблица 2

б а № 15		Состав осадка в %		Состав ярозита из Блявинского месторождения	Состав ярозита из Новой Мексики
стояния					
в осадке					
г/л	мг-экв.				
не опр.	—	Fe ₂ O ₃	52.5	50.23	50.98
3.542	190.3	SO ₄	30.3	33.05	30.96
—	—	H ₂ O	9.6	10.61	11.15
4.00	83.27	Na ₂ O	6.93	5.65	6.38
—	—	K ₂ O	(по разности)	0.31	
—	—	Нераств. ост.	0.67	0.47	0.47
		Сумма	100.00	100.32	(CaO, Al ₂ O ₃ , SiO ₂)
					99.94

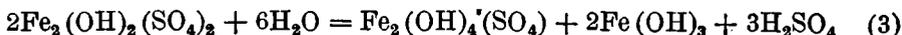
¹ Например, вторая линия.

осадка, возможно, является результатом меньшей окристаллизованности этого образования по сравнению с природным ярозитом, на дебаеграмме которого линии выражены резко.

Значительная часть закиси железа воды пробы № 15 перешла в окисную форму, и так как свободного аниона SO_4^{--} , необходимого для образования нормальных сульфатов, при этом оказалось недостаточно, то развитие получили основные сульфаты. Схематически этот процесс, начиная с момента окисления сульфида, может быть представлен нижеследующими уравнениями:



При недостатке серной кислоты, в результате гидролиза:



Реакция третья будет развиваться лишь в том случае, если H_2SO_4 не будет задерживаться, в противном случае повышение кислотности поведет к замедлению гидролиза.

Подробная химическая характеристика многочисленных проб показала, что в водах, с заметным содержанием окисного железа, не хватает эквивалентов анионов для увязки с эквивалентами катионов. Из приведенных анализов примером могут служить проба № 3 и изменившаяся проба № 15. Недостающая часть эквивалентов для увязки катионов с анионами приходится на гидроксильную группу, входящую в состав основных солей окисного железа. Судя по тем изменениям, которые произошли с пробой № 15, при существовавшем отношении закисного и окисного железа в пробе, в условиях слабого окисления, устойчивой твердой фазой, находящейся в равновесии с соответствующей жидкой фазой, является основной сульфат железа, аналогичный ярозиту.

Таким образом, результат окисления воды пробы № 15 хорошо поясняет появление тех исключительных по своему богатству скоплений ярозита, которые имеются на Бляве, характеризует исходные растворы для образования ярозита, которыми служили и служат воды зоны окисления типа пробы № 30, и расшифровывает химизм процесса образования ярозита. Повышенная концентрация этих природных растворов, в особенности пробы № 30, где сульфатный сухой остаток составляет 218 г/л, в значительной мере способствовала обильному осаждению основной серноокислой соли окисного железа — ярозита.

Н. И. КИТАРОВ and E. P. МУЛИКОВСКАЯ CERTAIN DATA ON THE GENESIS OF JAROSITE

SUMMARY

The authors of the present work render a description of jarosite discharged, under laboratory conditions, from water of the Karabash deposit in the Urals, one year after having been taken. This water is distinguished by its high content of free sulphuric acid and its analysis is given in the table on page 56.

Determination of jarosite precipitated from the ore waters was verified by X-ray examination and by chemical analysis.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	<i>Стр.</i>
Ф. В. Чухров. К минералогии фитоморфов и ископаемых костей.	1
Ф. В. Чухров. О значении полупроницаемых мембран для минерального морфогенеза	21
Ф. И. Рукавишников. Айдырлинские вольфрамовые месторождения на Южном Урале	29
Л. Л. Шилин. Рутил из Алтын-тау в центральных Кызыл-кумах	49
Н. И. Хитаров и Е. П. Муликовская. Некоторые данные о генезисе яровита	55

И С П Р А В Л Е Н И Я

Стр. 49, фиг. 1.

Пропущены пояснения к условным обозначениям.

Следует читать (сверху вниз):

гранит
сланцы
конт. зона
наносы

Тр. ИГЕН, вып. 10

Редактор изд-ва Л. С. Зайцев

Технический редактор А. П. Дронов

Корректор А. С. Шамбан

Сдано в набор 13/1 1939 г. Подписано к печати 2/ХІІ 1939 г. Формат 70×108⁴/₁₆. Бум. л. 17⁷/₈. Объем 3³/₄ п. л. В 1 п. л. 58.000 печ. зн. Уч.-авт. п. 4,76. Тираж 800 экз. Уполн. Главплита А-8680. РИСО № 795. АНИ № 1095. Заказ № 298—145. Цена 2 руб. 60 коп.

Цена 2 руб. 60 коп.

К-570