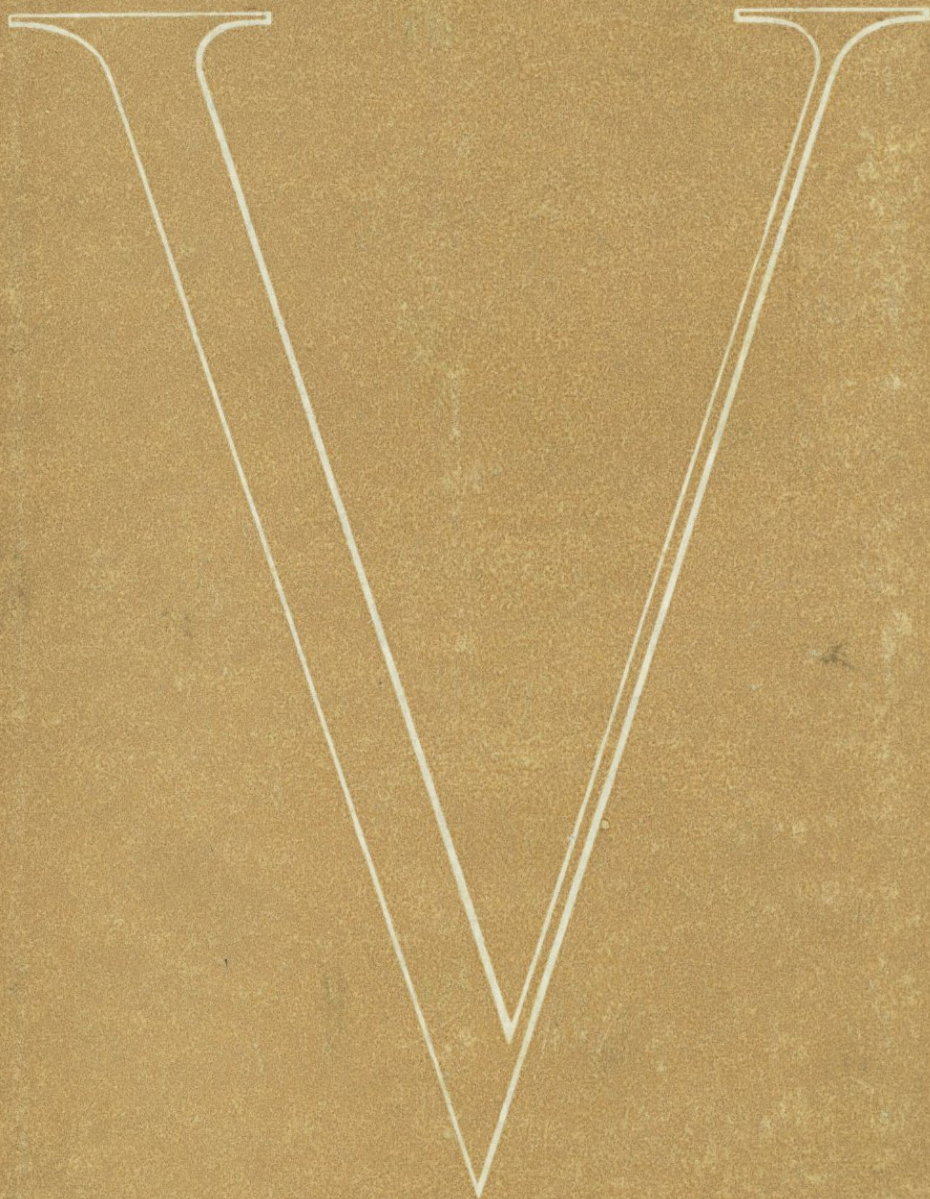


Л. Ф. БОРИСЕНКО

ВАНАДИЙ



Л. Ф. БОРИСЕНКО

ВАНАДИЙ
(минералогия,
геохимия
и типы
эндогенных
месторождений)

592



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА, 1973

Борисенко Л. Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М., «Недра», 1973, с. 192.

В основу работы положены материалы, собранные автором на различных массивах и эндогенных месторождениях Урала, Карелии, Кавказа, Казахстана, Восточной Сибири, а также обобщены многочисленные данные, полученные советскими и зарубежными исследователями.

Изучены и охарактеризованы минералы-концентраты ванадия и собственные его минералы из эндогенных образований. Наиболее детально исследован главный концентрат ванадия — титаномагнетит. Впервые в СССР открыт и изучен новый минерал — кристаллическая пентаокись ванадия.

Детально рассмотрена ванадиеносность всех главных типов изверженных пород: ультраосновных, основных, средних, кислых и щелочных. Приведены данные о распределении ванадия в изверженных породах и показано, что уровень концентрации ванадия тесно связан с их минеральным составом. Контрастные содержания ванадия в минералах нашли свое отражение в характере его корреляционных связей с главными породообразующими и рудными элементами.

Дана характеристика эндогенных месторождений ванадия различных генетических типов. Главное внимание уделено магматическим месторождениям. На большом материале показано, что титаномагнетитовые, магнетит-ильменитовые и гематит-ильменитовые месторождения, руды которых содержат повышенное количество ванадия, приурочены к массивам ультраосновных и основных пород нормального ряда.

Рассмотрены главные факторы (кристаллохимические, физикохимические и геологические), определяющие поведение ванадия в процессах формирования изверженных пород и генетически связанных с ними месторождений.

Проведена сравнительная характеристика ванадийсодержащих руд эндогенных и экзогенных месторождений. Обобщены данные по извлечению ванадия из руд различных типов.

Таблиц 104, иллюстраций 25, список литературы — 291 название.

С развитием науки и техники в производство внедряются все новые химические элементы. Открытый в XIX в. ванадий по интенсивности освоения промышленностью является одним из ведущих металлов XX в. После того, как в начале девятисотых годов были установлены ценные легирующие свойства ванадия, благоприятно влияющего на качество сталей, его производство и потребление неуклонно растут. Именно эти свойства ванадия позволили ему занять прочное место в черной металлургии, которая в настоящее время потребляет основное количество производимого ванадия.

Первыми легирующее воздействие ванадия на сталь открыли французские инженеры, а затем Г. Форд стал широко применять ванадистую сталь в автомобилестроении. Начиная с 1900—1905 гг. ванадий занял прочное место в промышленности. В сталях присадки ванадия обычно невелики и составляют 0,1—1, редко до 5%, а в чугунах, как правило, не более 0,1%. Однако в сплавах на основе титана содержание ванадия достигает 17%, а иногда и более. Ванадистые сплавы на основе титана имеют большое будущее, так как помимо большой прочности они обладают значительно меньшим весом по сравнению со сталями. Ведь плотность титана почти в два раза меньше плотности железа. Один из распространенных в США сплавов (90% титана, 6% алюминия и 4% ванадия) широко используется для изготовления деталей космических кораблей, ракет-носителей, баллистических ракет и скоростных самолетов. Получены также сплавы, содержащие ванадий, на основе тантала, ниобия, циркония, никеля, кобальта, меди, алюминия, магния и др. Применяется ванадий и в химической промышленности, где его соединения служат катализаторами при производстве уксусной и серной кислот и при крекинге нефти.

Во многих странах ведутся исследовательские работы по применению металлического ванадия или сплавов на основе ванадия в атомной промышленности и космической технике. Более детальную характеристику применения ванадия в промышленности можно найти в работах Ю. В. Ефимова, В. В. Барона, Е. М. Савицкого (1969), Б. И. Когана и Т. И. Камочкиной (1965).

Общий объем производства ванадия в капиталистических странах следующий:

1963 г. 6500 т (Mining Annual Review, 1968)
 1965 г. 8300 т (Mineral Trade Notes, 1966)
 1966 г. 8430 т (Mining Annual Review, 1968)
 1967 г. 10000 т (Rose, 1967)
 1968 г. 11390 т (Graham, 1969)
 1969 г. 14240 т (Thomson, 1970)

Около половины ванадия, производимого в капиталистическом мире, приходится на США (табл. 1). Характерно, что на долю

Таблица 1
 Потребление и производство ванадия в США

Год	Объем, т	Литературный источник
Потребление ванадия		
1955	1900	R. P. Fischer (1966)
1964	3500	Тот же
1965	4400	G. Weissenburger (1966)
1967	4500	G. E. De Huff (1965)
1967	5000	Mining Annual Review (1968)
1968	4540	Тот же
1969	5583	Mining Annual Review (1971)
Производство ванадия		
1954—1958 (среднее)	3100	G. E. De Huff (1965)
1959	3700	Тот же
1960	4900	»
1961	5260	»
1962	3250	»
1963	3500	»
1962	3500	Mining Annual Review (1965)
1963	3800	Тот же
1964	4200	»
1968	5200	T. A. Graham (1969)
1969	5800	Mining Journal (1970)

черной металлургии США в 1969 г. приходилось 93% от всего объема его потребления в этой стране.

Темпы развития мировой добычи ванадия (без СССР, а с 1945 г. без стран народной демократии) изменялись следующим образом:

Год	%	Год	%
1913	100	1950	242
1929	157	1955	441
1937	168	1957	334
1940	260	1960	555
1945	223	1962	671

В 1963 г. основная добыча ванадия в странах капиталистического мира (Быховер, 1967) производилась в США (61,4%), Африке (31,3%) и Европе (7,3%). К 1969 г. эти соотношения изменились:

в США произведено около 41% ванадия, в Африке — 44% и в Европе — 15%.

Ванадий и его соединения получают из руд эндогенных и экзогенных месторождений. В связи с постепенной отработкой богатых руд экзогенных месторождений ванадия все большую роль в производстве ванадия играют титаномагнетитовые, ильменит-магнетитовые, ильменит-гематитовые и другие руды эндогенных месторождений. На базе некоторых из них — в Южно-Африканской Республике (месторождение бушвельдского комплекса), Финляндии (месторождение Отанмяки) и Норвегии (месторождение Родсенд) — работают крупные заводы. В Витбенке (ЮАР) находится самое большое за рубежом предприятие, проектная мощность которого составляет около 5800 т ванадия в год — примерно половина производимого ежегодно в капиталистических странах ванадия. Очевидно, с каждым годом значение руд эндогенных месторождений, которые обладают огромными запасами и довольно устойчивыми содержаниями ванадия, в производстве этого ценного металла будет постоянно возрастать.

В Советском Союзе главным сырьем для производства ванадия являются титаномагнетитовые и магнетит-ильменитовые руды эндогенных месторождений. Промышленное производство феррованадия из этих руд было налажено в 1935 г. на Чусовском заводе («Основы металлургии», 1967). Основным поставщиком ванадийсодержащих концентратов на протяжении многих лет было Кусинское месторождение на Урале. Огромные запасы титаномагнетитовых руд на Гусевогорском и собственно Качканарском месторождениях позволяют в отношении ванадия делать самые оптимистические прогнозы. Вступление в строй крупнейшего в мире Качканарского горнообогатительного комбината укрепило сырьевую базу ванадия в СССР.

Для извлечения ванадия из железных руд эндогенных месторождений известно несколько способов. Согласно одному из них рудный концентрат подвергается обжигу с добавкой хлористого натрия и последующим выщелачиванием водой или разбавленными кислотами. В СССР применяется другой способ: после доменной плавки почти весь ванадий переходит в чугуны. Этот ванадийсодержащий чугун идет на передел на конверторную сталь, после чего остаются шлаки, содержащие до 25% пятиокиси ванадия. Эти шлаки подвергаются обжигу с силвинитом или содой и последующему выщелачиванию, выделяется техническая пятиокись ванадия. Из нее затем получают феррованадий — сплав железа с 35—80% ванадия, который и является главным продуктом для черной металлургии. По данным Н. П. Слатвинского-Сидака, В. И. Потапова и С. Х. Папикяна (1969 г.), применение соды значительно повышает качество технически чистой пятиокиси ванадия.

Разработаны методы получения и рафинирования металлического ванадия. Получен металлический ванадий высокой чистоты.

ты — 99,98% (Metals a. materials today, 1967). Однако до настоящего времени ванадий является одним из самых «трудных» металлов, получаемых в чистом виде.

Исследования геохимии, минералогии и геологии месторождений ванадия тесно связаны с историей его освоения промышленностью. Все основные результаты, характеризующие ванадиеносность пород и руд, были получены только в XX в., когда определилась главная область его потребления — черная металлургия. На протяжении нескольких десятилетий главным сырьевым источником для получения ванадия в большинстве стран были руды экзогенных месторождений, поэтому преобладающая часть работ связана с их детальным исследованием. В сводных обобщениях, специально посвященных ванадию (А. Е. Ферсман, 1933 г.; Пятницкий, 1936; Fester, 1937; Leutwein, 1941; Rankama, Sahama, 1950; Goldschmidt, 1954; Щербина, 1965₂), очень кратко охарактеризованы лишь некоторые особенности его распределения в изверженных породах, породообразующих и аксессуарных минералах. В геолого-экономических обзорах (Богданович, Ненадкевич, 1919; Krusch, 1937; Argall, 1943; Людоговский, 1948; Лукашев, 1953; Москевич, 1959; Имшенецкий, 1960; Fischer, 1966; Быховер, 1967; De Huff, 1965; Roy, 1969; Борисенко, 1970; D. A. Paist Pings, 1970 г. и др.) приведены краткие сведения об эндогенных месторождениях, руды которых используются для получения ванадия. Данные о ванадии содержатся также во многих работах, посвященных исследованию петрохимии изверженных пород или геохимии, минералогии и геологии месторождений других металлов (Малышев, Пантелеев, Пэк, 1934; Tongeren, 1938; Sahama, 1945; Lundehårdh, 1946; Nockolds, Mitchell, 1948; Рупасова, 1948; Wager, Mitchell, 1953; Малышев, 1957_{1, 2}; Ноколдс, Аллен, 1958; Sen, Nockolds, Allen, 1959; Овчинников, 1960; Латыш, 1960; Павлов, 1961; Мархинин, Сапожникова, 1962; Герасимовский, Беляев, 1963; Кухаренко и др., 1965; Вахрушев, 1965; Coertze, 1966; Овчинников, 1968; Борисенко, 1961, 1964, 1966 и др.).

Учитывая возрастающий из года в год объем потребления ванадия промышленностью, в ИМГРЭ начиная с 1959 г. проводилось систематическое изучение геохимии, минералогии и месторождений ванадия различных генетических типов. В. Н. Холодовым (1968) проводились исследования ванадия в осадочных породах.

Автор занимался изучением ванадия преимущественно в эндогенных образованиях, затронув лишь отдельные вопросы, относящиеся к ванадиеносности экзогенных образований. Совместно с Е. Н. Борисенко (1962) им были изучены некоторые особенности минералогии и геохимии уникальных волконскоитовых месторождений, содержащих ванадий.

Всего было изучено 35 эндогенных месторождений Урала, Карелии, Малого Кавказа и Казахстана. Руды ванадиевых месторождений других районов СССР были исследованы совместно с

Б. П. Золотаревым (Сибирь) и А. В. Лапиным (Забайкалье, Кольский полуостров). Совместно с Е. К. Серафимовой ванадий изучался в возгонах вулкана Безымянный (Камчатка). Автором были также исследованы образцы из коллекций В. В. Ляховича, Л. С. Бородина, Б. Г. Лутца, Б. П. Золотарева, С. М. Бескина, В. Д. Баранова, Т. А. Смирновой, Л. А. Соколовой, О. Е. Юшко-Захаровой, В. Е. Островского, С. Б. Абовяна, Ю. А. Полканова и других геологов.

В процессе исследования эндогенных образований основное внимание было обращено на ванадиеносность титаномagnetитовых и ильменит-магнетитовых месторождений в ультрабазитах и базитах.

В процессе работы автор пользовался консультациями Л. Н. Овчинникова, И. Д. Борнеман-Старынкевич, В. В. Иванова, И. П. Кушнарера, В. В. Ляховича, Н. В. Нечелюстова, Ю. А. Пятенко, Д. А. Родионова, К. Д. Субботина, В. П. Федорчука, В. В. Щербины. Всем вышеупомянутым геологам, оказавшим помощь в работе, автор выражает свою глубокую признательность.

ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВАНАДИЯ, МЕТОД ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВАНАДИЯ

Ванадий — элемент первой подгруппы V группы четвертого большого периода периодической системы Д. И. Менделеева. Кроме него в первую подгруппу входят ниобий, тантал, и протактиний. В природе известны два изотопа ванадия: V^{50} (0,25%) и V^{51} (99,75%); V^{50} слабо радиоактивен; период полураспада 10^{14} лет. Искусственно получены радиоактивные изотопы V^{47} , V^{48} , V^{49} , V^{52} , V^{53} , из которых V^{48} применяется как индикатор; период полураспада у него равен 16 дням.

Вместе со скандием, титаном, хромом, марганцем, железом, кобальтом и никелем ванадий относится к так называемым переходным элементам, у которых в валентном слое N находится два электрона, а достраивается слой M (табл. 2). Подобная специфика строения атомов ванадия и других переходных элементов приводит к большому сходству физических и химических свойств, что способствует их совместному нахождению во многих природных соединениях. Это обстоятельство дало основание В. М. Гольдшмиду выделить элементы № 21—28, т. е. скандий, титан, ванадий, хром, марганец, железо, кобальт и никель, в отдельное семейство железа. В. М. Гольдшmidt подчеркнул этим, что все элементы семейства имеют сходство с наиболее распространенным железом и часто ассоциируют с ним в природных соединениях. В химическом отношении трехвалентный ванадий наиболее близок к трехвалентным хрому и железу. По величине атомных весов, атомных объемов, плотностей и других свойств ванадий близок к элементам семейства железа (табл. 3). Эта чрезвычайно важная особенность указанных элементов определяет их геохимическое родство. Ведь энергетические характеристики атомов, от которых зависит устойчивость образующихся минералов, тесно связаны с их размерами и плотностями. Температуры плавления и кипения элементов, являющиеся функцией строения их атомов, для вана-

Строение электронных оболочек у элементов семейства железа

Слой		K		L			M			N	
Главное квантовое число n		1		2			3			4	
Орбитальное квантовое число l		0		0	1	0	1	2	0	1	
Подгруппа		1 s	2 s	2 p	3 s	3 p	3 d	4 s	4 p		
21.	Sc	2	2	6	2	6	1	2	—		
22.	Ti	2	2	6	2	6	2	2	—		
23.	V	2	2	6	2	6	3	2	—		
24.	Cr	2	2	6	2	6	5	1	—		
25.	Mn	2	2	6	2	6	5	2	—		
26.	Fe	2	2	6	2	6	6	2	—		
27.	Co	2	2	6	2	6	7	2	—		
28.	Ni	2	2	6	2	6	8	2	—		

дня и других элементов семейства железа также близки (см. табл. 3).

На поведение ванадия и остальных элементов семейства железа в природных процессах влияют величины массовых чисел стабильных изотопов.

Sc	45	Cr	50, 52—54	Co	59
Ti	46—50	Mn	55	Ni	58, 60—62, 64
V	50, 51	Fe	54, 56—58		

Эти величины особенно близки для ванадия, титана, хрома и железа.

Общим для ванадия и ряда других элементов семейства железа является переменная валентность. При этом могут освобождаться не только s -, но и d -электроны. В соединениях валентность ванадия 2, 3, 4 и 5. После отрыва пятиявалентных электронов атом ванадия имеет внешнюю электронную оболочку типа благородных газов.

В магматических образованиях известны соединения только трехвалентного ванадия. Это касается как собственных минералов ванадия, так и минералов-концентраторов, где ванадий содержится в виде примеси. В гидротермальных образованиях найдены минералы, в которых установлены: V^{3+} (карелианит), V^{4+} (харадаит) и V^{5+} (кристаллическая пятиокись ванадия). Природные соединения, в которых содержится V^{2+} , не обнаружены. Характерно, что температура плавления окислов ванадия с повышением степени

Физические и химические постоянные элементов семейства железа

Атомный номер	Элемент	Эффективный атомный радиус, Å		Атомный объем, см ³ /г·атом	Атомный вес (массовое число)	Плотность, г/см ³ при 20° С	Точка плавления, °С	Точка кипения, °С	Состояние	S°—энтропия в нормальном состоянии кал/град×моль	c _p ⁰ —средняя молярная теплоемкость вещества в нормальном состоянии кал/град×моль
		По L. Pauling (1960 г.)	По J. Zemann (1966 г.)								
По Дж. Кей, Т. Лэби											
21	Sc	1,62	1,64	14,7	44,96	3,0	1400	2500	Кристаллическое	—	—
22	Ti	1,47	1,45	10,6	47,90	4,5	1680	3300	Кристаллическое II	7,24	6,01
23	V	1,34	1,35	8,4	50,95	6,1	1920	3400	Кристаллическое	7,05	5,85
24	Cr	1,28	1,27	7,2	52,01	7,1	1900	2600	»	5,68	5,58
25	Mn	1,27	1,32	7,4	54,94	7,4	1250	2100	{Кристаллическое IV, α Кристаллическое II, γ	7,59 7,72	6,29 6,59
26	Fe	1,26	1,27	7,1	55,85	7,9	1539	2900	Кристаллическое	6,49	6,03
27	Co	1,25	1,26	6,8	58,94	8,9	1492	2900	Кристаллическое III	6,8	6,11
28	Ni	1,24	1,24	6,6	58,71	8,9	1453	2820	Кристаллическое II	7,20	6,21

Примечание. Атомные веса даны в химической шкале, т. е. O = 16 (естественный изотопный состав кислорода); точки плавления и кипения для Р-нормальной плотности (г/л при 20° С); кристаллические состояния II, III, IV... относятся к различным кристаллическим формам.

окисления понижается: V_2O_3 — 1970, VO_2 — 1545, V_2O_5 — 690° С.

Большая разница потенциалов ионизации между третьим и четвертым и особенно между четвертым и пятым электронами (табл. 4) показывает, что для отрыва четвертого и пятого элек-

Таблица 4

Основные кристаллохимические константы ванадия

Константы	V^{2+}	V^{3+}	V^{4+}	V^{5+}	Исследователь
Ионный радиус, Å	0,72	0,65	0,61	0,40	В. М. Гольдшmidt (1926—1934 гг.) L. Pauling (1927 г.) L. H. Ahrens (1952 г.) Н. В. Белов, Г. Б. Бокский (1954 г.) J. Zemann (1966 г.)
	0,88	0,74	0,63	0,56	
	0,95	0,74	0,63	—	
	0,72	0,67	0,61	—	
Координационное число	—	0,65	—	—	J. Zemann (1966 г.)
	6	6	6	4	
Отношение $r_i V : r_i O$	0,63	0,53	0,45	0,40	0,42
Объем ионов, Å	2,85	1,70	1,05	0,74	0,86
Электроотрицательность	—	1,35	1,6	1,8	1,8
	—	1,4	1,7	1,9	1,9
То же, ккал/г·атом	—	235	280	315	315
	165	230	275	300	300
Потенциал ионизации, в	15,13	30,31	48,35	68,7	68,7

тронов ванадия необходима большая энергия. Этим объясняется предпочтительное нахождение ванадия в магматических образованиях в виде V^{3+} .

Размеры ионов ванадия средние (см. табл. 3), что, согласно В. М. Гольдшmidtу, не должно способствовать его накоплению в кислых расплавах. Этот вывод подтверждают исследования эндогенных пород и минералов различного генезиса.

Основные геохимические черты элементов в значительной степени зависят от их способности образовывать соединения с кислородом или серой. Значения электроотрицательности ванадия (см. табл. 4), в особенности V^{3+} , говорят о том, что для него несколько предпочтительнее ионные связи. В соединениях трехвалентного ванадия с кислородом степень ковалентности связи составляет около 43,4% (определено с учетом разности электроотрицательностей; А. С. Поваренных, 1963 г.).

Как показал В. И. Лебедев (1969 г.), большое значение для оценки межатомных расстояний кислородных соединений, часто характеризующихся промежуточным характером химических связей (частично ионных и частично ковалентных), имеют ионно-атом-

ные радиусы. Если межатомное расстояние в металлическом ванадии равно 2,62 Å, а атомный радиус 1,31 Å, то в анионе $(VO_4)^{3-}$ межатомное расстояние составляет 1,86 Å, а радиус ванадия 1,41 Å. В различных соединениях у ванадия в связях могут участвовать возбужденные 3d- и 4s-уровни.

Халькофильные свойства ванадия возрастают по мере увеличения его валентности. Для того чтобы оценить степень сродства ванадия с серой, можно воспользоваться формулой, предложенной В. И. Лебедевым, $(r_A - r_i) \cdot I_1$, где r_A — атомный радиус, r_i — ионный радиус; I_1 — потенциал ионизации (в эв). Степень халькофильности возрастает от V^{3+} к V^{4+} и V^{5+} . Характерно, что в состав небольшого числа природных сульфидов ванадий входит в четырехвалентном или пятивалентном состоянии: колусит $Cu_{125}(V, Sn)_3(As, Sb)_4S_{32}$, патронит V_2S_5 , сульванит $3Cu_2S \cdot V_2S_5$, но не в виде V^{3+} . Встречаются эти минералы преимущественно в породах и рудах экзогенного происхождения. В сульфидах (пирит, халькопирит и др.) и сульфатах из гидротермальных образований, как правило, содержится мало ванадия ($< 0,03\%$).

Слабое проявление ванадием халькофильных свойств отражается и на кривой атомных объемов (рис. 1), где он расположен на убывающей ветви и находится очень близко к типичным сидерофильным элементам (Fe, Co, Ni), с которыми (особенно с Fe) он обычно ассоциирует в минералах.

Согласно геохимической классификации В. М. Гольдшмидта, ванадий относится к литофильным элементам. Однако чрезвычайно близкое его расположение на кривой атомных объемов к железу указывает на некоторую тенденцию к проявлению у ванадия сидерофильных свойств. И если самородный ванадий в природе не найден, то предпочтительная геохимическая связь у этого элемента с железом проявлена вполне отчетливо. Поэтому в минералах эндогенных образований ванадий, как правило, встречается в виде соединений с кислородом, но концентрируется не в породообразующих, а в рудных минералах, главным образом в титаномагнетите и магнетите. Родство ванадия к типичным сидерофильным элементам находит свое отражение в соответствующих классификациях элементов А. Е. Ферсмана (1933 г.) и А. Н. Заварицкого (1944 г.). Согласно А. Е. Ферсману, ванадий наряду с железом, кобальтом, никелем, платиной и платиноидами включен в группу элементов «ультраосновных магм». А. Н. Заварицкий в своей классификации выделил самостоятельную группу геохимически близких «элементов железа»: титан, ванадий, хром, марганец, железо, кобальт, никель.

В заключение отметим, что переменная валентность ванадия (так же, как титана, хрома, железа) способствует образованию комплексных соединений, которые имеют донорно-акцепторный характер. Согласно А. Е. Ферсману, V^{5+} относится к типичным комплексным анионам. Известны соли пированадиевой, метаванадиевой, ортованадиевой и гексаванадиевой кислот. С кислотами

фосфора, мышьяка, кремния, олова, вольфрама и молибдена ванадий образует комплексные гетерополикислоты. В этих кислотах центральным атомом может быть ванадий или атомы указанных элементов.

Значительная часть природных ванадатов является солями ортованадиевой кислоты H_3VO_4 ; встречаются они, как правило, в экзогенных образованиях. Однако довольно хорошо раствори-

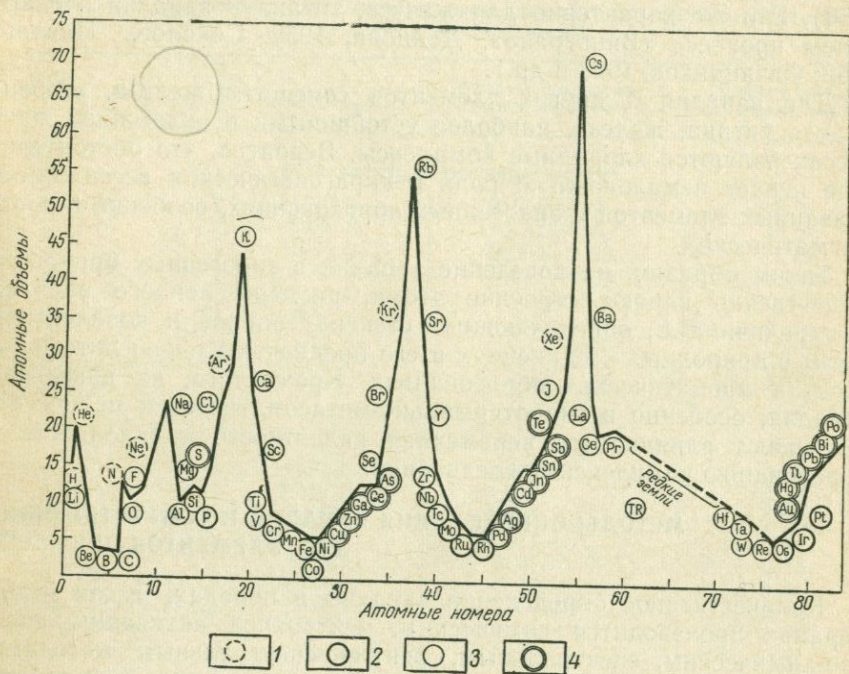


Рис. 1. Кривая атомных объемов элементов. По В. М. Гольдшмидту
 Элементы: 1 — атмофильные; 2 — сидерофильные; 3 — литофильные; 4 — халькофильные

мая ортованадиевая кислота с анионом $[VO_4]^{3-}$ может мигрировать в слабокислых гидротермальных растворах, образуя в восстановительных условиях, как отмечал В. В. Щербина (1970), труднорастворимый V^{3+} — гидрат (монтрозент $VOOH$). В воде ванадий может присутствовать в форме комплексной изополикислоты предположительно состава $H_2[O(V_2O_5)_2,5]$. Склонность к образованию комплексов способствует переносу ванадия гидротермальными растворами.

С галогенами ванадий образует целый ряд галогенидов и оксигалогенидов. Кристаллические тетрафторид ванадия VF_4 , оксифторид VOF_2 и пентафторид VF_5 неустойчивы в воде. VF_5 , например, охотно образует комплексные соединения типа $Me(VF)_6$.

С другой стороны, VOF_2 с фторидами других металлов образует двойные соли типа $\text{Me}[\text{VOF}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}]$. Кристаллическая VF_5 легко сублимирует при температуре 111°C . Хлориды VCl_3 , VCl_4 и оксихлориды VOCl и VOCl_3 легко растворяются в воде. VCl_4 плавится при температуре $18^\circ \pm 2^\circ\text{C}$.

Склонность ванадия к образованию галогенидов способствует его миграции в природных процессах, например, в процессах, связанных с вулканической деятельностью (Борисенко и др., 1970). Это же характерно для железа, титана и ванадия в скарновом процессе (Виноградов, Донцова, 1952; Соколов, Павлов, 1962; Овчинников, 1963 и др.).

Для ванадия и других элементов семейства железа, особенно для титана, железа, наиболее устойчивыми в эндогенных процессах являются хлоридные комплексы. Вероятно, что обстоятельство играет немаловажную роль в парагенетических ассоциациях указанных элементов в эндогенных образованиях, особенно в постмагматических.

Таким образом, на поведение ванадия в эндогенных процессах существенно влияют строение атома, размеры ионного радиуса r_i и величина E , определяющие степень ионной и ковалентной связи в природных соединениях и его предпочтительную литофильность в магматических образованиях. Кроме того, на поведение ванадия, особенно в гидротермально-метасоматических процессах, оказывают влияние его переменная валентность и склонность к образованию комплексных соединений.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВАНАДИЯ И СОПУТСТВУЮЩИХ ЕМУ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Количественное определение ванадия в породах, рудах и минералах производится химическим, нейтронной активации, спектро-химическим, спектральным, рентгеноспектральными методами. Почти все результаты, которые использованы в настоящей работе, получены спектральным методом на многоканальной фотоэлектрической установке ДФС-10, разработанным Л. И. Сердобовой. Часть определений ванадия выполнены на спектрографе ДФС-13 (аналитик В. И. Редькина). Так как среди интрузивных пород наиболее высокие содержания ванадия характерны для ультрабазитов и базитов, к которым приурочены все крупные эндогенные месторождения ванадийсодержащего титаномагнетита и магнетита, именно для этих пород и минералов Л. И. Сердобовой был разработан метод квантометрического количественного определения ванадия на установке ДФС-10. Принцип действия и устройство этой установки описаны М. В. Лобачевым и др. (1959 г.). Кроме ванадия указанным методом в породах из одной навески определялись титан, хром, никель, марганец, а в титаномагнетите — еще и магний.

Для введения порошковой пробы в зону разряда использовался модернизированный аппарат УСА-5 с ленточным транспор-

тером, что позволило полностью автоматизировать цикл количественного определения ванадия и сопутствующих ему элементов-примесей.

Интервал определяемых концентраций для указанных элементов различен — для ванадия от 0,005 до 1% в породе и от 0,015 до 0,4% в магнетите, титаномагнетите (табл. 5).

Таблица 5

Длины волн исследуемых элементов, интервал определяемых по ним концентраций и ширина входной щели

Элементы	Длина волны, Å	Интервал определяемых концентраций, вес. %	Ширина входной щели, мм
В магнетите и титаномагнетите*			
V	4379,2	0,015—0,4	0,10
Ni	3050,8	0,01—0,5	0,10
Cr	4254,3	0,004—0,25	0,15
Cr	4344,5	0,1—3,00	0,15
Mg	5183,6	0,1—10,0	0,15
Mn	4783,4	0,1—1,00	0,15
Ti	3372,8	0,1—2,00	0,15
Сг (внутренний стандарт)	2961,2	—	0,10
В породах			
V	4379,2	0,005—1	0,10
Ni	3050,8	0,007—1	0,10
Cr	4254,3	0,001—0,1	0,15
Cr	4344,5	0,1—1	0,15
Mn	4783,4	0,07—1,0	0,15
Ti	3372,80	0,17—2,00	0,15
Вi (внутренний стандарт)	2897,9	—	0,10

* Для определения более высоких содержаний V, Ti и Cr проба разбавлялась 1:5 и 1:10.

Анализ магнетита и титаномагнетита. Порошок магнетита (300 мг) истирают в вибрационной мельнице в течение 10 мин. Затем 30 мг магнетита смешивают с буфером (1:5). В буферную смесь входит 40% угольного порошка, 50% стекла и 10% окиси меди, которая служит элементом сравнения. Магнетит с буфером тщательно перемешивают в вибросмесителе, после чего берут навески для анализа. Смесь магнетита с буфером (80 мг) насыпают на ленточный транспортер аппарата УСА-5. Порошок вдувается в течение 20 сек в дугу переменного тока от генератора ДГ-1 ($I=20$ а, $V=220$ в). По окончании экспозиции последовательно опрашиваются запрограммированные каналы квантометра. Рабочие графики строятся по эталонным порошкам в координатах $\lg \frac{I_{ан}}{I_{ср}}$ и $\lg C$ (Борисенко, Сердобова, 1965). Для

анализа магнетита использовались искусственные эталоны, приготовленные в лаборатории на основе Fe_2O_3 (табл. 6). Окись же-

Т а б л и ц а 6

Химический состав искусственных эталонов

Эталон	Содержание элемента, вес. %					
	V	Ti	Mg	Mn	Cr	Ni
I	1,00	3,00	10,0	1,00	1,00	1,00
II	0,33	1,00	3,33	0,33	0,33	0,33
III	0,166	0,50	1,66	0,166	0,166	0,166
IV	0,055	0,17	0,55	0,055	0,055	0,055
V	0,018	0,056	0,18	0,028	0,018	0,018
VI	0,006	0,019	0,06	0,006	0,006	0,006

леза прокаливали в муфельной печи при 1100°C . Полученный порошок по структуре близок к магнетиту. Анализируемые элементы вводили в форме окислов в головной эталон, а затем последовательно разбавляли основой.

В методе вдвухания необходимым условием правильности анализа является одинаковая степень дисперсности порошков проб и эталонов, если молекулярная форма вхождения элементов в пробы и эталоны одна и та же. Однако этого условия недостаточно при использовании эталонов с другой формой вхождения элементов, чем в анализируемых пробах. Для устранения влияния на результаты анализа минерального состава проб необходимо тонкое истирание анализируемого материала и используемых эталонов. Размеры испаряемых частиц не должны превышать нескольких микронов. Только в этом случае допустимо применение искусственных эталонов для анализа магнетита.

Правильность определения ванадия, титана, магния, хрома, марганца методом вдвухания на квантотомре проверялась с помощью количественного спектрального анализа при испарении магнетита из электрода. Этот метод разработан в спектральных лабораториях ИГЕМ А. Мартыновой и Института геологии УФАН СССР — Н. А. Ярош. Результаты анализов, полученных различными методами, свидетельствуют об отсутствии систематических ошибок анализа в определениях ванадия (табл. 7) и других элементов-примесей: титана, хрома, марганца, магния.

В таблице приведены ошибки воспроизводимости определения для V, Ti, Cr, Mn, Mg:

$$S_{\text{отн}} = \sqrt{\frac{(x - \bar{x})^2}{2n}} \cdot 100\%,$$

где $x = \frac{C_1}{C_2}$; $\bar{x} = \frac{\bar{C}_1}{\bar{C}_2}$; $\bar{C}_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n C_i$; $\bar{C}_k = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n C_k$; C_1 и C_2 — резуль-

Содержания ванадия (в вес. %) в титаномагнетите, полученные химическим (1), спектральным (2) методами и на квантометре ДФС-10 (3)

Номер пробы	1	2	3	Исследователь
452	0,25	0,22	0,27	Ю. И. Дмитриева
456	1,11	1,12	1,15	Тот же
458	0,33	0,34	0,32	»
446	0,53	0,54	0,43	»
448	0,29	0,28	0,28	»
1-10-к	0,38	0,42	0,36	О. В. Карпова
77/45	0,46	0,49	0,36	Тот же
11-38-39	0,22	0,20	0,21	»
2239	0,26	—	0,24	Л. Ф. Борисенко
1689-м	0,33	—	0,34	Тот же
2624-м*	0,05	—	0,05	»

* Магнетит.

таты единичных определений; \bar{C}_i и \bar{C}_k — среднее из результатов, определенных в группе анализов; n — число анализов в группе.

Средняя квадратичная ошибка воспроизводимости $S_{отн}$ не превышает 10,5% (табл. 8).

Таблица 8

Средняя квадратичная ошибка воспроизводимости ($S_{отн}$) элементов, определяемых в магнетите и титаномагнетите

Элемент	$S_{отн}$, %	Интервал концентрации, вес. %
V	8	0,01—0,1
Ti	10,5	0,1—1,0
Mg	9,2	0,1—3,0
Cr	9,4	0,001—0,1
Mn	8,0	0,1—1,0

Анализ ультраосновных и основных пород. Тщательно истертые образцы пород (100 мг) дисперсностью 200 меш смешивают с буфером, содержащим 50% угольного порошка и 50% стекла. Внутренним стандартом является висмут, который добавляется к пробе в виде Bi_2O_3 (содержание Bi_2O_3 в этой смеси составляет 0,5%). Готовую смесь анализируют на квантометре при двукратном повторении. В качестве эталонов использовались природные образцы пироксенитов и дунитов, предварительно проанализированные методами химического анализа на ванадий, а также титан, хром, никель, марганец. Каждая проба

испаряется в дуге переменного тока от ДГ-1 при $I=20$ ом в течение 20 сек. Рабочие графики строятся в координатах $\lg \frac{I_{ан}}{I_{ср}}$ и $\lg C$.

Правильность полученных данных на квантометре (k) проверялась методами химического анализа (x). Например, в пироксенитах установлено ванадия:

в пробе 515 0,014 (k) и 0,017 (x),
 » 640 0,013 (k) и 0,011 (x),
 » 607 0,011 (k) и 0,009 (x).

Ошибка воспроизводимости анализа пород на квантометре ДФС-10 показана в табл. 9. Средняя относительная квадратичная ошибка воспроизводимости V, Ti, Cr, Mn, Ni в породах не превышает 11,4%.

Таблица 9
 Средняя квадратичная ошибка воспроизводимости ($S_{отн}$) элементов, определяемых в ультрабазитах и базитах

Элемент	$S_{отн}$, %	Интервал концентрации, вес. %
V	8,3	0,01—0,2
Ni	10,5	0,01—0,1
Cr	11,4	0,01—1,0
Ti	10,8	0,1—2,0
Mn	9,4	0,1—0,5

Результаты квантометрического определения ванадия, титана, хрома, никеля в стандартной пробе диабазы (W-1) и спектрографического определения ванадия в стандартной пробе гранита (G-1), полученные в спектральной лаборатории ИМГРЭ, и содержания этих же элементов, взятые из работ других исследователей, довольно близки (табл. 10).

Таблица 10
 Содержание ванадия (в г/т) в стандартных образцах гранита (G-1) и диабазы (W-1)

Элемент	G - 1	W - 1	Метод определения	Исследователь
V	19±5	Не опр.	Спектральный Рентгеноспектральный	R. Negishi (1961)
	18	»		Z. H. Kalman, L. Heller (1962)
	21	245	Спектральный » »	J. Rooke, A. Fisher (1962)
	Не опр.	224		O. J. Ioensuu, N. H. Suhr (1962)
	23	255		D. M. Hirst (1962)
—	240	»	T. Peters (1963)	

Элемент	G - 1	W - 1	Методы определения	Исследователь
	14	250	»	C. O. Jngamells, N. H. Suhr (1963)
	15	240	»	S. R. Taylor, F. Kolbe (1964)
	He опр.	340	»	R. H. Filby (1964)
	25	333	Масс-спектрометр	R. Brown, W. A. Wolstenholme (1964)
Ti	14	260	Спектральный	Настоящая работа
	1100	6400	»	S. R. Taylor, F. Kolbe (1964)
	—	6700	»	Настоящая работа
Cr	29	154	Масс-спектрометр	R. Brown, W. A. Wolstenholme (1964)
	—	156	Спектральный	Настоящая работа
Ni	—	75	»	S. R. Taylor, F. Kolbe (1964)
	—	75	»	Настоящая работа

Аналогичные данные для ванадия вычислены М. Флейшером (Fleischer, 1965): 16 г/т для G-1 и 240 г/т для W-1.

Глава II

ВАНАДИЙ В МИНЕРАЛАХ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В природе известно большое количество минералов, в которых ванадий является главным или одним из главных компонентов. Всего открыто около семидесяти таких минералов; больше половины из них содержат группы $[VO_4]$ и классифицируются как ванадаты. Но основная часть собственных минералов ванадия экзогенного происхождения, и они в настоящей работе не рассматриваются. В эндогенных образованиях достоверно установлены: карелианит, кристаллическая пятиокись ванадия, монтрозит, кульсонит, ноланит, вейкфилдит, харадаит, кавансит, яма-тоит, голдманит, мухинит, сульванит, содержащие 6,3—68% ванадия. Кроме того, известны ванадийсодержащие минералы, концентрации ванадия в которых достигают 2—5%. Только ванадомагнетит, представляющий собой титаномагнетит с включениями кульсонита, имеет магматический генезис. Остальные минералы гидротермального происхождения (табл. 11) и находятся в тесной ассоциации с сульфидами и некоторыми минералами урана.

Собственно ванадиевые минералы и минералы, концентрация ванадия в которых достигает нескольких процентов, относятся к трем классам: окислам, силикатам и сульфидам. Карелианит,

Содержание ванадия в собственных минералах и минералах-концентракторах ванадия (в вес. %)

Минерал, его химическая формула	V	V ₂ O ₃	VO ₂	Генетический тип месторождения	Исследователь
Собственные минералы ванадия*					
Карелианит, V ₂ O ₃	63,2—68,0	92,9—100	—	Гидротермальный	J. Long e. a. (1963)
Кристаллическая пятиокись ванадия, V ₂ O ₅	до 56	—	—	»	Данные Л. Ф. Борисенко, Е. К. Серафимовой, М. Е. Казаковой, Н. Г. Шумяцкой
Монтрозит, (V, Fe) OOH	40,7—43,9	59,81—64,54	—	»	Б. В. Бродин, Ю. М. Дымков (1961)
Кульсонит, FeO·V ₂ O ₃	37,6—48,8	55,46—72,04	—	Магматический и гидротермальный	S. Radtke (1962)
Ноланит, 4FeO·V ₂ O ₃ ·4V ₂ O ₄	46,2	17,37	57,66	Гидротермальный	S. C. Robinson e. a. (1957)
Харадаит, Sr ₂ V ₂ O ₂ [Si ₄ O ₁₂]	14,4	—	23,4	»	Y. Takeuchi, W. Joswig (1967 г.)
Вейкфилдит, YVO ₄	25	—	—	»	N. M. Miles e. a. (1971)
Кавансит, Ca (VO) Si ₄ O ₁₀ ·6H ₂ O	10,5	—	17,1	»	L. W. Staales e. a. (1967)
Яматоит, (Ca, Mn) ₃ (V, Al) ₂ × (SiO ₄) ₃	16,9	24,9	—	»	T. Yoshimura, H. Momoi (1964 г.)
Голдманит, Ca ₃ (V, Fe, Al) ₂ × (SiO ₄) ₃	12,5	18,3	—	Контактово-метасоматический	R. H. Moench, R. Meyrowitz (1964)

* Собственные минералы содержат более 5% ванадия.

Минерал, его химическая формула	V	V ₂ O ₃	VO ₂	Генетический тип месторождения	Исследователь
Мухинит, Ca ₂ (Al ₂ V)[SiO ₄]× ×[Si ₂ O ₇]O(OH)	6,3	11,29	—	Контактово-метасоматический	А. Б. Шепель, М. В. Карпенко (1969)
Сульванит, Cu ₃ VS ₄	14,2	—	—	Гидротермальный	W. de Jong (1928 г.)
Минералы-концентраторы ванадия					
Ванадомагнетит, FeO·(Fe, V) ₂ O ₃	4,94	7,25	—	Магматический	J. J. Frankel (1942)
Эсколаит, Cr ₂ O ₃	3,12	4,58	—	Гидротермальный	O. Kouvo, Y. Vuorelainen (1958)
Гидротированная окись хрома	4,61	6,78	—	»	V. Yrgö e. a. 1968
Ильменорутил, (Ti, Nb, Ta, Fe ²⁺)O ₂	3,1	—	—	»	B. С. Гайдукова (1966)
Давидит, (Fe ²⁺ , La, Ce, V)× ×(Ti, Fe ³⁺) ₅ O ₁₂	1,96	2,88	—	Пегматитовый и гидротермальный	J. D. Hayton (1960)
V-гранат (Ca, Mg) ₃ × ×(Al, Fe ³⁺ , V ³⁺ , Cr ³⁺) [SiO ₄] ₃	3,4	5	—	Гидротермальный	C. T. Бадалов (1951)
V-турмалин	3,92	5,76	—	»	Тот же
V-эгирин, Na(Fe, V)[Si ₂ O ₆]	2,71	3,98	—	»	E. S. Larsen, F. W. Hunt (1914)
Колусит, Cu ₂₅ (V, Sn) ₃ (As, Sb) ₄ S ₃₂	2,28	—	3,72	»	J. Murdoch (1953 г.)
Галлит, CuGaS ₂	3,3	—	—	»	B. Geier, J. Ottemann (1970 г.)

кристаллическая пентаокись ванадия, эсколаит и гидротированная окись хрома являются простыми окислами, а монтрозент, кульсонит, ноланит, вейкфилдит, ванадомангнетит, давидит — сложными. К сложным сульфидам относятся сульванит и колусит.

Харадаит и V-эгирин принадлежат к цепочечным силикатам, V-турмалин — к кольцевым, а голдманит, V-гранат, яматоит и мухинит — к силикатам с изолированными тетраэдрами.

Только для ноланита в Канаде известны относительно крупные скопления. Все остальные минералы ванадия встречаются редко.

СОБСТВЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ВАНАДИЯ

Карелианит открыт Дж. Лонгом и др. в Финляндии (Long e. a., 1963).

Химический состав. Теоретический состав — 100% V_2O_5 . Состав минерала, определенный на электронном микроанализаторе, следующий (в вес.%): V_2O_5 $92,9 \pm 2,5$; Cr_2O_3 $3,7 \pm 0,5$; MnO $1,5 + 0,5$; Fe_2O_3 $4,1 + 0,5$; сумма 102,2.

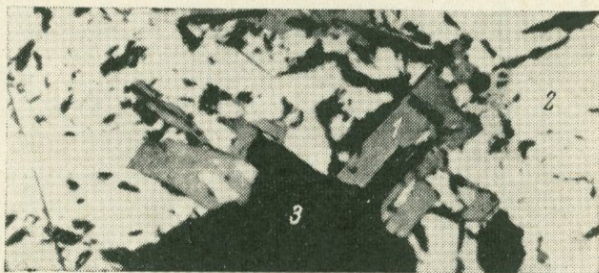


Рис. 2. Выделения карелианита (1) в пирротине (2), 3 — кварц. Рудное поле Оутокумпу (Финляндия). Увел. 75

Структура. Сингония тригональная. Пространственная группа $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$; $a_h = 4,99 \text{ \AA}$; $c_h = 13,98 \text{ \AA}$; $c_h : a_h = 1 : 0,357$; $Z = 6$ или $a_{rh} = 5,48$; $\alpha = 54^\circ 12'$; $Z = 2$ (Long e. a., 1963). Минерал изоструктурен с гематитом, эсколаитом и корундом.

Форма выделения. Встречается карелианит в виде мелких зерен иногда призматической формы (рис. 2). Размер зерен до 0,3 мм.

Физические свойства. Излом раковистый. Твердость 8—9. Уд. вес (вычисленный) 4,95. Цвет черный, черта черная. Микротвердость, по Виккерсу, 1790 кгс/мм².

Микроскопия. В полированных шлифах карелианит коричнево-оливково-серый. Слабо плеохроирует. Внутренних рефлексов нет. Сильно анизотропен.

Испытание. Травится HNO_3 (1 : 1). Межплоскостные расстояния приведены в табл. 12.

Рентгенограмма карелианита

hkl	$d, \text{Å}$	I	hkl	$d, \text{Å}$	I
102	3,67	70	212	1,58	1
104	2,71	90	214	1,47	20
110	2,49	80	300	1,44	40
006	2,33	1	119	1,32	5
113	2,2	20	1.0.10	1,25	5
204	1,84	25	220	1,22	1
116	1,7	100	306		

Условия съемки. Fe-излучение; $D=114,6$ мм.

Нахождение и генезис. Обнаружен в валунах рудного поля Оутокумпу в Финляндии. Впервые руды этого района были описаны в 1953 г., карелианит был открыт позднее И. Виорелайненом. Руды района приурочены к тектонической зоне нарушения в кварцитах. Ванадиевые минералы (карелианит и, по-видимому, кульсонит) встречаются главным образом в сульфидных жилах, где находятся в тесной ассоциации с пирротинном и халькопиритом (см. рис. 2), а также с кобальтовым пентландитом и сфеном. Вместе с карелианитом встречаются редкие мелкие зернышки ноланита. Ванадийсодержащий эсколаит (4,58% V_2O_5), открытый в районе Оутокумпу (Koivu, Vuorelainen, 1958), вместе с карелианитом не встречается.

Пятиокись ванадия* впервые детально изучена Л. Ф. Борисенко, Е. К. Серафимовой, М. Е. Казаковой и Н. Г. Шумяцкой (1970).

Химический состав. Теоретический состав — 100% V_2O_5 . Химический анализ (из навески 32 мг), выполненный М. Е. Казаковой, дал следующие результаты (в вес. %): V_2O_5 39; Na_2O 3,9; п. п. п. 12,5 (H_2O , CO_2 , Cl_2 , F_2); нерастворимый остаток 42; сумма 97,4. Присутствие нерастворимого остатка объясняется загрязнением образца пепловым материалом, в состав которого входят SiO_2 (24%), Fe_2O_3 (3,3%) и CaO (7%); спектральным методом в нем установлены магний и алюминий (целые проценты).

Структура. Ромбическая сингония. Параметры решетки, вычисленные на основе данных рентгенограммы порошка ($a=4,35$; $b=11,53$; $c=3,57$), очень близки к параметрам искусственной пятиокиси ванадия ($a=4,36$; $b=11,48$; $c=3,55$).

Форма выделения. Встречается кристаллическая V_2O_5 в виде скоплений ($\sim 1,5$ см²) мелких иголочек, которые не связаны между собой и легко отделяются друг от друга (рис. 3). Длина отдельных иголочек $\leq 1,5$ мм, толщина $\leq 0,1$ мм.

* Назван щербинаитом в честь советского геохимика В. В. Щербины (Л. Ф. Борисенко. О новом минерале — щербинаите. «Зап. Всесоюз. минер. об.-ва» ч. 101, вып. 4, 1972).

Физические свойства. Иголочки V_2O_5 легко расщепляются по длине, ломкие. Уд. вес 3,2 (у искусственной V_2O_5 — 3,36). Цвет желтовато-зеленый.

Микроскопия. Просвечивает под бинокулярной лупой. Показатель преломления 2,42 (определен В. Г. Фекличевым из рефракции).

Испытание. Легко растворяется в разбавленных HCl или HNO_3 . Межплоскостные расстояния природной и искусственной * V_2O_5 хорошо совпадают (табл. 13).

Таблица 13

Рентгенограмма пентиоксида ванадия

№ линии	Природная V_2O_5		Искусственная V_2O_5		
	I	$d, \text{Å}$	I	$d, \text{Å}$	hkl
1	22	5,726	40	5,76	200
2	100	4,339	100	4,38	001
3	28	4,067	35	4,09	101
4	—	—	7	3,48	201
5	28	3,411	90	3,40	110
6	50	2,883	65	2,88	400
7	22	2,760	35	2,76	011
8	10	2,687	15	2,687	111
9	20	2,608	40	2,610	310
10	—	—	7	2,492	211
11	—	—	7	2,405	401
12	24	2,176	17	2,185	002
13	—	—	11	2,147	102
14	—	—	8	2,042	202
15	16	1,993	17	1,992	411
16	22	1,9199	25	1,919	600
17	22	1,8901	17	1,900	302
18	20	1,8602	13	1,864	012
19	—	—	5	1,840	112
20	20	1,7819	3	1,778	020
21	10	1,7582	30	1,757	601
22	20	1,6487	11	1,648	021
23	—	—	7	1,632	121
24	—	—	9	1,5764	611
25	22	1,5618	11	1,5640	412
26	—	—	3	1,5396	701
27	10	1,5171	17	1,5149	321
28	—	—	11	1,5124	420
29	20	1,4945	17	1,4925	710
30	14	1,4412	5	1,4421	602
31	12	1,3585			
32	12	1,3477			
33	10	1,3369			
34	16	1,2691			
35	10	1,2530			
36	14	1,2209			

* Для искусственной пентиоксида ванадия данные взяты из американского справочника ASTM.

Нахождение и генезис. Пятиокись ванадия обнаружена в возгонах одной из трещин в андезитах вулкана Безымянный (Камчатка), по которой поднимаются вулканические газы, имеющие температуру 500—550°С. В ассоциации с кристаллической пятиокисью ванадия обнаружены галогениды петрогенных

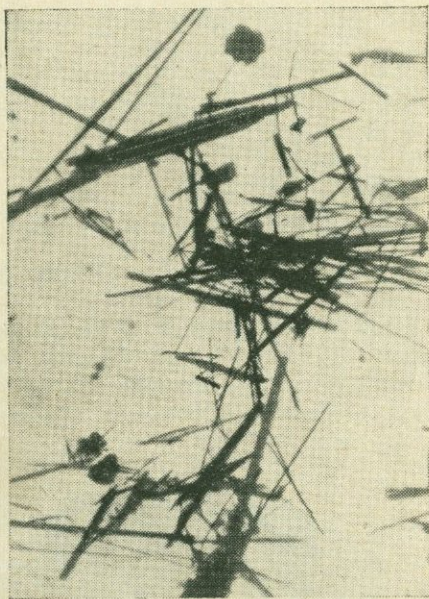


Рис. 3. Выделения кристаллической пятиокиси ванадия. Вулкан Безымянный (Камчатка). Увел. 18

элементов. Отмечена в возгонах вулкана Изалько, Сальвадор (R. Stoiber, F. Dügg, 1963 г.).

Монтрозейт открыт А. Д. Уиксом и др. (Weeks, Cisney, Scherwood, 1950).

Химический состав. Теоретический состав — V_2O_5 89,28%, H_2O 17,92%. Согласно химическим анализам (табл. 14) в минерале из Пришибрамского месторождения (ЧССР) содержится до 19,63 вес. % Fe_2O_3 , а также магний, кальций, марганец, уран, свинец и кремний (Бродин, Дымков, 1961).

Спектрально в монтрозейте установлены: 0,01—0,1% Ti, Zr, Ni; 0,003—0,01% Co; $\leq 0,01\%$ As. Формула минерала (V, Fe)OОН.

Структура. Ромбическая сингония D_{2h}^{16} —Pbmm; $a=4,54$; $b=9,97$; $c=3,03$; $a:b:c=0,445:1:0,304$; $Z=4$ (Evans, Block, 1953).

Химический состав монтрозита (в вес. %)

Компо- ненты	Номер образца			Компоненты	Номер образца		
	1	2	3		1	2	3
Na ₂ O	0,03	—	—	UO ₂	0,046	0,128	0,027
K ₂ O	0,02	—	—	SiO ₂	3,70	1,80	1,50
MgO	0,36	0,37	0,35	H ₂ O ⁺	11,15	12,0	12,0
CaO	0,38	0,60	0,77	H ₂ O ⁻	0,47		
MnO	0,013	0,11	0,08	Сумма	100,339	92,94	90,66
PbO	—	0,002	0,001				
V ₂ O ₃	64,54	65,68	59,81				
Fe ₂ O ₃	19,63	12,25	16,12				

Морфология кристаллов. Обычно ромбические дипирамиды.

Форма выделения. Мелкие уплощенные по (010) и удлинённые по оси *c* (до 0,5 мм) кристаллики, сферолиты, сложенные игольчатыми кристаллами, которые расположены радиально; почковидные корки, имеющие зональное строение (рис. 4).

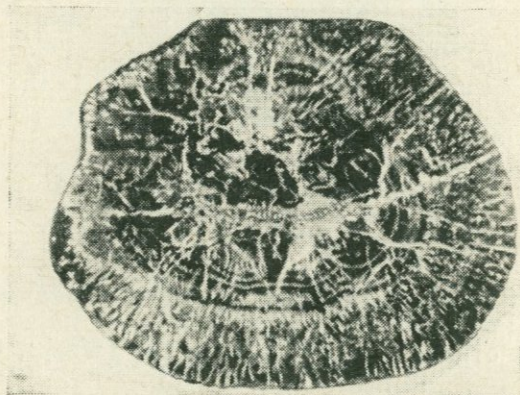


Рис. 4. Зональное строение почки монтрозита. Фотография отполированной почки, срез параллелен основанию корки. Увел. 5

Физические свойства. Совершенная спайность по (010) и (110). Излом раковистый. Твердость 4,3—4,6; микротвердость, по данным Б. В. Бродина и Ю. М. Дымкова (1961), 266—360 кгс/мм², по данным Н. П. Ермолаева (1967), — 274 кгс/мм². Цвет черный, черта черная, непрозрачен. Притягивается электромагнитом.

Микроскопия. Непрозрачен в проходящем свете. В полированных шлифах серовато-белый с коричневым оттенком. Сильно анизотропен. Внутренних рефлексов нет (Бродин, Дымков, 1961).

Испытание. Наблюдаются экзотермические эффекты при температурах 200—300 и 590—620°С; выше 650°С минерал плавится.

Межплоскостные расстояния приведены в табл. 15.

Таблица 15

Рентгенограмма монтрозита. По А. Д. Уиксу и др. (Weeks, Cisney, Sherwood, 1953)

<i>h k l</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>h k l</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>h k l</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
020	1	4,75	220	2	2,151	151	8	1,512
110	10	4,31	131	6	1,965	250	6	1,490
120	8	3,38	230	6	1,918	006; 002	6	1,467
130	10	2,644	041	2	1,841	061	6	1,391
021	8	2,495	221	6	1,731	170	2	1,302
111	6	2,423	241	6	1,689	132	2	1,282
121	8	2,217	321	6	1,605			

Условия съемки. Си-излучение.

Примечание. Интенсивности, приведенные авторами по шестибальной шкале, пересчитаны на десятибальную (Бонштедт-Куплетская, 1967₂).

Нахождение и генезис. Известен в кальцитовых жилах гидротермального свинцово-цинкового Пршибрамского месторождения (ЧССР). Монтрозит ассоциирует с настураном, а также с антраксолитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, пиротином. Б. В. Бродин и Ю. М. Дымков (1961) считают возможным нахождение монтрозита и в других гидротермальных месторождениях, подобных Пршибрамскому. По данным Н. П. Ермолаева, в гидротермальных месторождениях Рудных гор монтрозит встречается в кварцевых жилах, где ассоциирует с коффинитом, гётитом, сульфидами меди и железа, гидрослюдами и флюоритом. Кроме монтрозита Н. П. Ермолаевым отмечаются и другие минералы ванадия, которые, однако, им не диагностированы; отмечен розкозлит.

Кульсонит. Назван в честь индийского геолога Кульсона (J. A. Dunn, 1937 г.). Первоначально это название относилось к магнетиту, богатому ванадием. Позднее кульсонитом ($\text{FeO} \cdot \text{V}_2\text{O}_3$) стали называть крайний член изоморфного ряда шпинелей (Radtke, 1962).

Химический состав. Теоретический состав — FeO 32,40%, V_2O_3 67,60%. В природных образцах содержание FeO меньше (табл. 16).

Химический состав кульсонита (в вес. %)

Компоненты	1	2	3	4
FeO	30,75	27,92	26,34	7,6
MnO	—	—	—	21,9
Cr ₂ O ₃	—	—	—	4,8
Fe ₂ O ₃	0,52	0,24	2,01	—
V ₂ O ₃	68,41	72,04	55,46	63,0
Сумма	99,68	100,20	83,81	97,3

1—3 — кульсонит из месторождения Буэна Виста, шт. Невада, США (Radtke, 1962); 4 — ванадиевая шпинель с высоким содержанием марганца из месторождения Оутокумпу, Финляндия (Long e. a., 1963).

Результаты анализа 4 отвечают формуле (Mn, Fe) (V, Cr, Fe)₂O₄, но по всем другим показателям минерал подобен кульсониту (Long e. a., 1963).

Структура. Кубическая сингония $O_h^7 - Fd\bar{3}m$; $a=8,297 \pm \pm 0,002$ (Radtke, 1962), $Z=8$.

Форма выделения. Встречается в виде мелких включений в титаномагнетите (продукты распада твердого раствора) или в виде мелких самостоятельных зерен в гидротермальных жилах.

Физические свойства. Твердость 4,5—5. Уд. вес. 5,17—5,20. Блеск металлический. Цвет порошка почти черный.

Микроскопия. В проходящем свете непрозрачен. В отраженном свете голубовато-серый. Изотропен.

Испытание. Растворяется в концентрированной H₂SO₄. Межплоскостные расстояния кульсонита из Буэна Виста и Оутокумпу приведены в табл. 17.

Таблица 17

Рентгенограмма кульсонита

Буэна Виста			Оутокумпу		Буэна Виста			Оутокумпу	
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
111	35	4,79	15	4,88	044	95	1,466	60	1,50
—	—	—	2	4,14	135	5	1,104	1	1,35
022	58	2,93	40	2,99	026	10	1,312	2	1,29
—	—	—	1	1,84	335	25	1,266	1	1,28
113	100	2,50	100	2,55	226	18	1,249	—	—
222	4	2,39	2	2,44	444	7	1,198	—	—
004	78	2,07	25	2,12	117	3	1,162	1	1,13
331	3	1,903	—	—	—	—	—	15	1,10
224	28	1,693	1	1,72	—	—	—	1	1,06
115	91	1,597	—	—	—	—	—	—	—

Условия съемки: Cr K_α-излучение; $D=114,7$ мм.

Нахождение и генезис. Встречается в виде мельчайших включений, представляющих собой продукт распада твердых растворов в титаномагнетите магматических месторождений Индии; такой титаномагнетит содержится обычно в основных интрузивных породах. Кроме того, кульсонит установлен в горах Буэна Виста (США), в прожилках магнетита, ассоциирующего со скаполитом, апатитом, сфеном, щелочными плагноклазами и амфиболами. Эти жилки секут андезиты. Кульсонит встречается в виде пластинчатых включений в магнетите (ориентированы по 111), а также в виде самостоятельных зерен. В сульфидных жилках Оутокумпу (Финляндия) встречены редкие включения кульсонита с повышенным содержанием марганца. Жилки с кульсонитом Буэна Виста и Оутокумпу гидротермального генезиса.

Ноланит открыт В. Г. Барнесом и М. М. Кьюраши (Barnes, Qurashi, 1952), впервые минерал детально описан С. К. Робинсоном (Robinson, 1955).

Химический состав. Теоретический состав (в %): FeO 24,97; V₂O₃ 17,37; V₂O₄ 57,66 — для формулы 3FeO·V₂O₃·3V₂O₄; FeO 26,10; V₂O₃ 13,62; V₂O₄ 60,28 — для формулы FeO·V₂O₃·4V₂O₄. По данным анализов (Robinson e. a., 1957) состав минерала следующий (в вес. %):

	FeO	V ₂ O ₃	V ₂ O ₄	Сумма
Анализ 1	24,0	16,5	59,8	100,3
Анализ 2	25,92	14,23	59,85	100,00

Анализ 2 пересчитан на 100% (Бонштедт-Куплетская, 1967₁).

Структура. Гексагональная сингония. Возможные пространственные группы C_{6v}^3 — $P62c$, $P6mc$ или $P6/mmc$; $a = 5,854 \pm 0,005$ и $c = 9,295 \pm 0,010$; $c : a = 1 : 0,630$ (Barnes, Qurashi, 1952). В элементарной ячейке 16 атомов кислорода, которые образуют несовершенную плотнейшую гексагональную упаковку, и 10 атомов металлов.

Морфология кристаллов. Характерны формы: $c\{0001\}$, $m\{10\bar{1}0\}$ и $p\{1011\}$.

Форма выделения. Гексагональные пластинки размером 10—20 м или корочки, состоящие из радиальнолучистых кристаллов, длина которых достигает 1 мм.

Физические свойства. Твердость около 5. Уд. вес 4,65. Цвет черный. Непрозрачен. Слабо просвечивает в тонких сколах.

Микроскопия. В проходящем свете непрозрачен. В полированных шлифах анизотропен. Погасание прямое.

Испытание. Растворяется разбавленной серной кислотой (1:4). Межплоскостные расстояния приведены в табл. 18.

Нахождение и генезис. Найден во многих урано-ванадиевых рудниках близ оз. Биверлодж в районе Саскачеван (Канада). Все месторождения гидротермальные. На руднике Никольсон Майн и других месторождениях этого района ноланит встре-

Рентгенограмма ноланита (район оз. Биверлодж)

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d, Å</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d, Å</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d, Å</i>
100	15	5,09	104	1	2,12	312	4	1,346
002	55	4,66	203	30	1,969	215	6	1,333
101	8	4,47	212	10	1,779	206	6	1,320
102	100	3,44	105	6	1,750	107	20ш	1,282
110	15	2,95	204	20	1,719	400	1	1,269
103	90	2,66	213	25	1,636	401	4	1,256
200	15	2,55	302	13	1,595	224	4	1,238
112	90	2,49	006	4	1,543	402	4	1,223
201	40	2,46	205	60	1,495	207	6	1,176
004	6	2,33	220	22ш	1,461			
202	50	2,23	304	1	1,357			

Условия съемки: $\text{Cu-K}\alpha$ -излучение; $D = 114,7$ мм.

чается в виде корочек, состоящих из лучистых кристаллов, которые располагаются в зальбандах жил на контакте с доломитом. Иногда ноланит приурочен к брекчированным участкам доломита. Для ноланита характерна следующая ассоциация: пирит, гематит, урановая смолка, халькопирит, ильменит, галенит, а также доломит, кварц и кальцит. Иногда ноланит образует тонкую сетку в халькопирите, урановой смолке, доломите и кварце; встречается также в виде сростков с ильменитом. В Оутокумпу (Финляндия) мелкие зернышки ноланита отмечались в сульфидных жилах (Long e. a., 1963).

В результате выветривания за счет разрушения ноаланита и урановой смолки образуется карнотит.

В некоторых рудных телах района Саскачеван ноланит образует скопления, позволяющие рассматривать их как возможное сырье на ванадий.

Харадаит впервые описан У. Такеучи и В. Джосвигом (1966).

Химический состав. Теоретический состав (в %): VO_2 23,4; SrO 33,7 и SiO_2 42,9. Формула минерала $\text{Sr}_2\text{V}_2\text{O}_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$.

Структура. Сингония ромбическая. Пространственная группа *Amm*; $a=7,06$; $b=14,64$; $c=5,33$; $a : b : c = 0,482 : 1 : 0,364$; $Z=2$. Структура минерала характеризуется батиситовыми цепочками $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$. Уд. вес. (измеренный) 3,80. Спайность (010).

Нахождение и генезис. Найден пока только в Японии, где установлен в кварцевых жилах, секущих родонит. Минерал гидротермальный (данные о генезисе харадаита сообщены Э. М. Бонштедт-Куплетской).

Вейкфилдит открыт Н. М. Милсом, Д. Д. Хогартом и Д. С. Русселом (Miles, Hogarth, Russell, 1971). Назван по месту нахождения Вейкфилд Лейк.

Химический состав. Теоретический состав — Y_2O_3 55,4%, V_2O_5 44,6%. По данным спектрального анализа не чисто отобранных образцов вейкфилдита обнаружено 20% Y_2O_3 и 12% V_2O_5 , а также кремний, кальций, железо, уран, лантаноиды и другие элементы, на долю которых приходится 63,1%. Формула минерала YVO_4 .

Структура. Сингония тетрагональная. $14_1/amd$; $a=7,105 \pm 0,003$; $c=6,29 \pm 0,01$ Å; $Z=4$. Минерал относится к группе циркона.

Морфология кристаллов. Обычны призматические кристаллы или призмы с пирамидальным окончанием, похожие на кристаллы циркона.

Форма выделения. Очень мелкие кристаллы (средний размер 0,07 мк) или тонкозернистая масса, не поддающаяся разделению.

Физические свойства. Твердость 5. Уд. вес для синтетического минерала (рассчитанный) 4,25. Цвет желтый до светлорычжевого.

Микроскопия. Оптически одноосный, положительный.

Испытание. Результаты расчета рентгенограммы порошка показали сильные линии: 4,74 (17); 3,56 (100); 2,66 (50); 2,51 (30); 2,21 (25); 1,824 (75); 1,774 (20).

Нахождение и генезис. Найден севернее Оттавы (Канада) в зональных гранитных пегматитах рудника Эванс-Лоу в ассоциации с голландитом. Предполагается, что вейкфилдит образовался из поздних щелочных растворов.

Кавансит открыт Л. В. Сталесом, Х. Т. Эвансом и Дж. Линдсеем (Staaes, Evans, Lindsay, 1967); назван по составу.

Химический состав. Согласно анализу в минерале содержится (в вес. %): CaO 11,5; VO_2 17,1; SiO_2 49,4; H_2O 21,0; сумма 99,0. Формула минерала $Ca(VO)Si_4O_{10} \cdot 6H_2O$.

Структура. Ромбическая сингония. Пространственная группа $Pc2_1/n$ или $Pc2_1/n$; $a=9,792 \pm 0,002$; $b=16,644 \pm 0,003$; $c=9,629 \pm 0,002$; $a:b:c=0,587:1:0,577$; $Z=4$.

Формула выделения. Мелкие удлиненные по оси c (до 0,2 мм) кристаллы или их скопления диаметром до 25 мм.

Физические свойства. Уд. вес 2,516 (рассчитанный) или 2,25—2,36 (измеренный). Цвет зеленовато-голубой.

Микроскопия. В проходящем свете прозрачен. Двуосный, отрицательный. $n_g=1,548$; $n_m=1,546$; $n_p=1,539$; $2V=51^\circ$. Дисперсия сильная ($r > V$). Плеохроирует.

Испытание. Результаты расчета рентгенограммы порошка показали сильные линии: 7,95(100) (110); 6,85(50) (101); 6,13 (35) (111); 3,932(35) (022); 3,409(70) (040); 3,054(35) (141); 2,783 (35) (123).

Нахождение и генезис. Найден в кальцитовых жилах в ассоциации с гейландитом и томсонитом. Эти жилы находятся

в туфах. Кавансит также обнаружен в базальтах и их брекчиях (штат Орегон, США).

Яматоит впервые описан Т. Яшимурой и Х. Момои (Yoshimura, Momo, 1964).

Химический состав. Согласно анализа в минерале содержится (в мес. %): TiO_2 0,11; Al_2O_3 1,96; V_2O_5 24,90; Fe_2O_3 1,13; CaO 19,28; MgO 0,08; FeO следы; MnO 15,92; Na_2O 0,25; K_2O 0,04; SiO_2 35,76; H_2O^+ 0,54; H_2O^- 0,10; сумма 100,07. Формула минерала $(\text{Ca}, \text{Mn})_3(\text{V}, \text{Al})_2(\text{SiO}_4)_3$. Предполагается, что минерал является членом серии $\text{Ca}_3\text{V}(\text{SiO}_4)_3$ (голдманит) — $\text{Mn}_3\text{V}_2(\text{SiO}_4)_2$.

Структура. Минерал относится к подклассу силикатов с изолированными тетраэдрами. Сингония кубическая; $a=11,974 \text{ \AA}$.

Формула выделения. Тонкозернистые скопления.

Физические свойства. Уд. вес. 3,91. Цвет желтовато-зеленый и темно-зеленый.

Микроскопия. Изотропный, $n=1,855 \pm 0,004$.

Испытание. Результаты расчета рентгенограммы порошка показали сильные линии: 2,678(53); 1,600(40); 2,445(38); 2,995(29); 1,661(21).

Нахождение и генезис. Найден в Японии в жилах гидротермального генезиса. Ассоциирует с харадаитом, родохрозитом, альбитом, антигоритом, кварцем и родонитом.

Голдманит открыт Р. Х. Мончем и Р. Мейровичем (Moench, Meugowitz, 1964). Назван в честь М. Голдмана — петрографа Геологической службы США.

Химический состав. Согласно анализа в минерале содержится (в вес. %): CaO 33,3; MnO 0,3; MgO 0,7; V_2O_5 18,3; Fe_2O_3 5,4; Al_2O_3 4,9; SiO_2 36,6; сумма 99,5. Формула минерала $\text{Ca}_3(\text{V}, \text{Fe}, \text{Al})_2[\text{SiO}_4]_3$.

Структура. Минерал относится к подклассу силикатов с изолированными тетраэдрами (группы граната, ближе всего к андрадиту и гроссуляру). Сингония кубическая; $a=12,011 \text{ \AA}$.

Формула выделения. Мелкие зерна диаметром около 0,02 мм, редко до 0,1 мм. Часть кристаллов имеет форму додекаэдра, остальные — ксеноморфные.

Физические свойства. Уд. вес 3,74 (измеренный), 3,737 (вычисленный). Цвет кристалликов, свободных от примесей, темно-зеленый или коричневатозеленый.

Микроскопия. Слабо анизотропный, $n=1,821 \pm 0,001$.

Испытание. Результаты расчета дифрактограммы порошка (табл. 19) показали сильные линии: 3,005(65), 2,688(100); 2,453(38); 1,951(22); 1,607(49).

Нахождение и генезис. Найден на небольшом урановом месторождении, приуроченном к формации Этрада; рудный район Лагуна, штат Нью-Мексико. Образовался в юрских глинистых отложениях, богатых ванадием, в зоне контакта с третичными диабазами. Предполагается, что под воздействием диабазов шла экстракция с участием ванадия из глин и кальцита извест-

Дифрактограмма голдманита

<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i> , Å
220	12	4,255	664	4	1,282
400	65	3,005	14.4.0	9	1,117
420	100	2,688	10.4.2	9	1,098
332	9	2,565	880	6	1,063
422	38	2,453	12.0.0	3	1,002
510	16	2,357	12.2.0	3	0,9883
521	16	2,194	12.2.0	9	0,9753
611	22	1,951	12.6.0	5	0,8960
620	8	1,901	12.6.2	3	0,8863
444	8	1,735	14.2.0	1	0,8498
640	18	1,667	12.8.0	7	0,8333
642	49	1,607	14.4.0	6	0,8252
800	10	1,502	14.4.2	12	0,8156
840	9	1,345	14.4.2	7	0,8176
842	10	1,312			

Условия съемки: Cu K_α - излучение.

няков. В Горной Шории (скарновое месторождение Мраморное из Ташелгинской группы железорудных месторождений) голдманит найден совместно со сфалеритом и пирротинном в жилке мощностью до 1 см. Эта жилка находится в мраморах из зоны контакта с магнетитовыми рудами (А. Б. Шепель, М. В. Карпенко, 1970 г).

Мухинит открыт А. Б. Шепелем и М. В. Карпенко (1969). Назван в честь геолога Западно-Сибирского геологического управления А. С. Мухина.

Химический состав. Согласно анализа в минерале содержится (в вес. %): CaO 22,23; MgO следы; Al_2O_3 21,81; Fe_2O_3 1,31; V_2O_5 11,29; Cr_2O_3 0,28; SiO_2 36,50; S 0,98; H_2O 1,76; сумма 96,16. Формула минерала $\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{V})[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7]\text{O}(\text{OH})$.

Структура. Минерал относится к подклассу силикатов с изолированными парами тетраэдров Si_2O_7 . Структуры эпидота, мухинита и клиноцоизита тождественны.

Форма выделения. Скопления (до 5 мм) кристаллов неправильной формы (1×2,5 мм).

Физические свойства. Твердость 8. Хрупок. Черта буровато-серая, бледная. Блеск стеклянный. Цвет в агрегате черный с коричневатым оттенком.

Микроскопия. В проходящем свете прозрачен. Хорошо выражен плеохроизм: N_g — красновато-коричневый, N_p — оливково-зеленый (бледный). Спайность по (001) и (100); угол между плоскостями спайности 64° . Двуосный, положительный. $n_g = 1,755$; $n_m = 1,733$; $n_p = 1,723 \pm 0,002$.

Испытание. Разлагается в H_2SO_4 после сплавления в пламени паяльной трубки. В разбавленном растворе H_2SO_4 дает реакцию на ванадий с перекисью водорода (желто-оранжевая окраска). Рентгенограмма порошка и дифференциальная кривая нагревания минерала, как у эпидота.

Нахождение и генезис. Найден в мраморах, слагающих кровлю Ташелгинского железорудного месторождения (Горная Шория). Ассоциирует с бледно-зеленым мусковитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом.

Сульванит открыт в 1900 г. Г. А. Гойдером в районе Бёрэ-Бёрэ (Южная Австралия).

Химический состав. Теоретический состав — Cu 51,55%; V 13,78%, S 34,67%. Ванадий замещается мышьяком (до 12,8% As).

Структура. Сингония кубическая $T_d^1 - P\bar{4}3m$; $a=5,381 \text{ \AA}$; $Z=1$.

Морфология кристаллов. Несколько удлиненные в одном направлении кристаллы; формы a (100), d (110), o (111).

Физические свойства. Совершенная спайность по (100). Излом раковистый или неровный. Хрупкий. Твердость 3,5. Уд. вес 3,84—4,01 (измеренный) и 3,94 (вычисленный). Цвет бронзово-желтый. Черта черная. Блеск металлический.

Микроскопия. Непрозрачен. В полированных шлифах темно-кремово-желтый. Изотропен. Внутренние рефлексы отсутствуют.

Испытание. Результаты расчета рентгенограммы порошка показали сильные линии: 3,39 (8); 3,11 (8); 2,40 (7); 1,910 (10).

Нахождение и генезис. Редкий. Обнаружен Ф. Л. Смирновым в одном из колчеданно-полиметаллических месторождений Центрального Казахстана в ассоциации с борнитом, блеклой рудой, сфалеритом, пиритом и энаргитом. А. И. Фесталович и Н. В. Петровская установили сульванит в кварц-золоторудных жилах Лебединского месторождения (Алдан). Кроме того, сульванит найден Е. А. Анкиновичем в глинисто-антракосолитовых сланцах Каратау и Таласского Алатау.

МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ ВАНАДИЯ. ОСОБЕННОСТИ ЕГО ВХОЖДЕНИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ ЭТИХ МИНЕРАЛОВ

Ванадий содержится в виде примеси во многих породообразующих и рудных минералах эндогенных образований. По нашим данным и по результатам других исследователей, установлено около восьмидесяти таких минералов; вероятно, общее число их значительно больше. Ванадий в количестве $\geq 0,001\%$ установлен в минералах, принадлежащих к шести различным классам: самородным металлам (Cu , Au , Bi), сульфидам, окислам (простым и сложным), силикатам, фосфатам и сульфатам (табл. 20). Кроме того, ванадий обнаружен в маггемите (0,35—0,98%; Coertze, 1966);

Главные минералы эндогенных образований, содержащие ванадий

Класс минерала	Минерал	Содержание V, %	Класс минерала	Минерал	Содержание V, %
Сульфиды	Пирит	} 0,005—0,03	Силикаты	Турмалин	0,002—5,8
	Борнит			Экстатит	} 0,003—0,01
Оксиды	Халькопирит	0,002—0,14	Диопсид	0,002—3,0	
	Пирротин		0,005—0,35	Авгит и титан-авгит	0,001—0,06
	Магнетит	0,1—4,9	Эгирин	0,007—2,7	
	Титаномагнетит	0,006—0,8	Роговая обманка	0,01—0,09	
	Хромит	0,07—0,67	Серпентин	0,001—0,03	
	Рутил	0,00—0,28	Мусковит	0,005—0,06	
	Гематит	0,03—0,2	Биотит	0,002—0,1	
	Ильменит	0,05—3,1	Плагиоклазы	0,0005—0,003	
	Ильменорутил	0,002—0,34	Калиевые полевые шпаты	0,0005—0,002	
	Фосфаты	Перовскит	0,07—1,96	Кварц	≤0,0005
Давидит		0,001—0,08			

рубине (0,018—0,033%; Alexander, 1948); лопарите, цирконе, лозерите (>0,03%); лампрофиллите (0,0046%); мурманите (0,006—0,019%); ломонсовите (0,0064%); эвдиалите (0,03%); арфедсоните (0,0114%); рамзаите (0,0064%); энigmatите (0,0108%); В. И. Герасимовский и др., 1966 г.); ортите и манганортите (0,18%); Овчинников, Цимбаленко, 1948); берилле (0,002%); аксините (0,022—0,045%); тремолите (0,004%); актинолите (0,014%); антофиллите (0,0028%); алуните (0,013—0,018%); данные Л. Ф. Борисенко); хлорите (0,024%; Nickel, 1954); гастингсита (0,03—0,06%; Engel, 1965) и в некоторых других минералах.

Повышенной ванадиеносностью (обычно 0,03—1%, редко до нескольких процентов ванадия) характеризуются в основном оксиды и силикаты; главными среди них являются титаномагнетит, магнетит, ильменит, пироксены, роговая обманка, биотит.

В минералах интрузивных и эффузивных пород ванадий находится в виде катионов V³⁺. Присутствие V⁴⁺ установлено в собственных его минералах: ноланите, кавансите, харадаите. Пятивалентный ванадий в отличие от минералов осадочных пород встречается чрезвычайно редко и установлен например в возгонах вулканов и в вейкфилдите из наиболее поздних гидротермальных образований в зональных пегматитах.

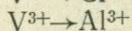
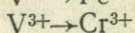
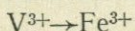
Для трехвалентного ванадия в минералах магматических пород главной формой нахождения является изоморфное замещение некоторых двух-, трех- и четырехвалентных катионов. Наибольшее сходство кристаллохимических свойств наблюдается у ванадия и ряда элементов семейства железа (Fe, Cr, Ti), а также алюми-

Размеры ионных радиусов, значения электроотрицательностей для Mg, Al, Ti, V, Cr, Fe при шестерной координации

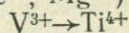
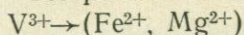
Элемент	Электронная конфигурация наиболее слабо связанных электронов	Валентность	Ионный радиус, Å	Электроотрицательность, ккал/г·атом]
Mg	(3s) ²	2	0,66	172
Al	(3s) ² (3p) ¹	3	0,51	220
Ti	(3d) ² (4s) ²	3	0,76	220
		4	0,68	260
V	(3d) ³ (4s) ²	3	0,74	235
		4	0,63	280
Cr	(3d) ⁵ (4s) ¹	3	0,63	250
Fe	(3d) ⁶ (4s) ²	2	0,74	185
		3	0,64	245

ния (табл. 21). Все эти элементы, находящиеся в минералах в шестерной координации, могут замещаться трехвалентным ванадием. Наиболее широко распространены следующие изоморфные замещения.

изовалентные



гетеровалентные



С другой стороны, Fe³⁺ и Cr³⁺ могут замещать трехвалентный ванадий в собственных его минералах: карелианите, кульсоните, монтрозит и голдманите.

В породообразующих и рудных минералах V³⁺, как правило, накапливается в минералах, в которых возможны изовалентные изоморфные замещения Fe³⁺ (магнетит, роговая обманка, биотит). Например, в минералах, структура которых относится к типу шпинели, V³⁺ характеризуется неограниченным изоморфизмом с Fe³⁺. Это подтверждается искусственно полученными шпинелями состава FeV₂O₄; MgV₂O₄; ZnV₂O₄. Замещению такого рода способствуют очень близкие размеры ионных радиусов и значений электроотрицательностей V³⁺ и Fe³⁺ (см. табл. 21). На возможность изовалентного замещения V³⁺ → Fe³⁺ в магнетите указывалось еще В. М. Гольдшмидтом (Goldshmidt, 1924—1926) и В. В. Щербиной (1935).

Согласно данным кристаллохимии, магнетит относится к типу инвертированной шпинели V^[4] (Al^[6], V^[6]) O₄, где в четверной координации находится Fe³⁺, а в шестерной — изоморфно Fe²⁺ и Fe³⁺. Так как в природных соединениях катионы V³⁺ обычно имеют шестерную координацию, можно ожидать, что трехвалентный ванадий в магнетите предпочтительно будет занимать позиции V^[6]. С понижением температуры магнетит стремится очиститься от содержащихся в его составе элементов-примесей и максимально

приблизиться к структурному состоянию $\text{Fe}^{3+[\text{I}]}(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})^{[\text{I}]} \text{O}_4$. В результате образуются структуры распада твердых растворов. В самостоятельную минеральную фазу в магнетите выделяются большей частью ильменит и шпинель. Этому способствуют как более высокие концентрации титана и алюминия в титаномагнетите, так и заметные расхождения r_i и E у этих элементов и Fe^{3+} , а также разная валентность у Ti^{4+} и Fe^{3+} . Ванадий в абсолютном большинстве случаев, вероятно, за счет невысокого содержания и близости кристаллохимических свойств Fe^{3+} и V^{3+} остается в составе магнетита, не образуя включений собственных минералов.

Проведенные исследования нашего материала, содержащего $\leq 0,84\%$ V, с помощью оптического и рентгеноструктурного методов анализа, а также на микрозонде не позволили установить в титаномагнетите и магнетите собственных минералов ванадия. Таким образом, магнетит относится к таким минералам, в которых катионы Fe^{3+} и V^{3+} в значительной степени взаимозаменяемы. Только при содержаниях ванадия, составляющих несколько процентов, в титаномагнетите наблюдаются включения кульсонита FeV_2O_4 . Такие включения установлены, например, в титаномагнетите некоторых железорудных месторождений Индии (штаты Орисса, Сингхбхум; Дж. Дана, 1944 г.).

Из других рудных минералов, в которых за счет изовалентного замещения $\text{V}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ содержания ванадия могут достигать от нескольких десятых долей процента до 1—2%, следует указать гематит, маггемит, давидит (см. табл. 20).

Относительно невысокие концентрации ванадия в рудных минералах, обычно составляющие $\leq 1\%$, определяются не составом и структурой этих минералов, а общим не слишком высоким уровнем содержания ванадия в земной коре и возможностью его широкого вхождения в порообразующие силикаты. Среди них наиболее распространенными являются роговая обманка, диопсид, авгит, биотит и эгирин. Ванадий практически всегда содержится в этих минералах из различных типов интрузивных и эффузивных пород. Максимальная его концентрация установлена в эгирине. Изовалентные замещения, когда Fe^{3+} замещается V^{3+} , наблюдаются также в ортите, эпидоте, гроссуляре, хлорите и некоторых других минералах, в которых всегда присутствует значительное количество трехвалентного железа.

Трехвалентный ванадий может замещать Cr^{3+} , что подтверждается высокими его содержаниями в эсכולаите (до 3,12% V) и в гидротированной окиси хрома (до 4,6% V). Присутствие ванадия всегда устанавливается в хромите (до 0,8%), где он может замещать Cr^{3+} , а также Fe^{3+} . Однако содержание ванадия в этом минерале обычно не превышает 0,0%, что объясняется не ограниченной изоморфной емкостью хромшпинелидов, а общей низкой степенью его концентрации в дунитах и перидотитах. Например, эти породы гипербазитовой формации Урала, к которым приурочены месторождения хромита, содержат 0,0005—0,008% ванадия.

Изовалентный изоморфизм $V^{3+} \rightarrow Al^{3+}$ возможен в корунде, гранате, мусковите, берилле, хризоберилле, алуните. Несмотря на то что V_2O_3 имеет структуру корунда и изоморфна с Al_2O_3 (А. Ю. Поляков, А. М. Самарин, 1950 г.), максимальные содержания ванадия в природном корунде не превышают 0,037%. По нашим данным, в берилле из пегматитов содержится лишь 0,0022% V, тогда как в синтезированном берилле до 50% атомов алюминия может быть замещено ванадием (Frondel, Ito, 1968).

В природных гранатах содержание ванадия обычно не превышает 0,11%. Только в одном гранате было установлено до 3,14% ванадия (Бадалов, 1951), и известны лишь единичные находки голдманита (до 12,5% V). Но в искусственных гранатах весь алюминий, находящийся в шестерной координации, может быть замещен ванадием. Были синтезированы следующие ванадийсодержащие гранаты: $Ca_3V_2Si_3O_{12}$, $Ca_3V_2Ge_3O_{12}$, $Cd_3V_2Si_3O_{12}$, $Cd_3V_2Ge_3O_{12}$ и $Mn_3V_2Ge_3O_{12}$ (Милль, 1964). Получены образцы искусственного хризоберилла, в котором до 70% атомов алюминия замещено V^{3+} (Padurow, Schusterius, 1954). Следовательно, несмотря на заметную разницу в размерах ионных радиусов и величины электроотрицательностей (см. табл. 21), изоморфное замещение Al^{3+} , особенно находящегося в шестерной координации, возможно в широких пределах. Только общий низкий уровень концентрации ванадия в эндогенных образованиях, где встречаются корунд, берилл и другие минералы алюминия, являются главной причиной, ограничивающей изоморфизм Al^{3+} и V^{3+} .

Наряду с изовалентным изоморфизмом для трехвалентного ванадия характерны и гетеровалентные изоморфные замещения, которые особенно распространены в железомagneзиальных силикатах и некоторых окислах. Возможен гетеровалентный изоморфизм двух родов: 1) трехвалентный ион ванадия замещает двухвалентный катион, 2) трехвалентный ион ванадия замещает четырехвалентный катион. Первый случай характерен для главных породообразующих минералов, а второй — для некоторых минералов титана.

В железомagneзиальных силикатах трехвалентный ванадий может замещать Fe^{2+} и Mg^{2+} , находящиеся в шестерной координации, по схеме: $(Fe^{3+}, V^{3+}) + Al^{3+} \rightarrow (Fe^{2+}, Mg) + Si^{4+}$. Однако при замещении такого рода в железомagneзиальных силикатах количество трехвалентного железа обычно в десятки или сотни раз превышает количество ванадия. Таким образом, роль трехвалентного ванадия при таком замещении по сравнению с Fe^{3+} второстепенна. Гетеровалентное замещение по указанной схеме наблюдается в оливине, ортопироксенах, клинопироксенах, некоторых амфиболах, биотите. И хотя экспериментально было доказано, что изоморфная емкость в отношении ванадия, например для клинопироксенов (Цветков, 1948), очень велика (до 5% V), все перечисленные минералы содержат в общем мало ванадия. Видимо, подобное явление, так же как и для других минералов, зависит

в первую очередь от общего невысокого содержания ванадия в расплаве.

Низкие концентрации ванадия в оливине (до 0,005%), несмотря на наличие в его составе двухвалентного железа и магния, объясняются относительно простым составом этого минерала, затрудняющим компенсацию заряда, необходимую при гетеро-валентном изоморфизме.

В рутиле, ильменрутиле, сфене, перовските, ильмените, рамзаите может осуществляться гетеро-валентный изоморфизм второго рода. Электронейтральность при таком замещении может осуществляться за счет вхождения в кристаллическую структуру минералов катионов с более высокой валентностью. Возможно, что эту роль играют катионы (Ta, Nb)⁵⁺, которые, как правило, содержатся во всех указанных минералах (табл. 22). Схема гете-

Т а б л и ц а 22

Содержания ванадия, тантала и ниобия в минералах титана

Минерал	Ванадий	Ниобий *	Тантал *
Рутил	0,067—0,5	0,0143—8,58	0,00098—0,0854
Ильменит	0,028—0,22	0,0286—5,43	0,00122—0,0976
Перовскит	0,002—0,34	0,0086—7,34	0,0122—0,244
Сфен	0,0282—0,068	0,0286—5,26	0,00049—1,11
Рамзаит	0,0046	0,715—4,38	0,1095—0,366

* По данным М. В. Кузьменко, Е. М. Еськовой (1968).

ро-валентного замещения: $V^{3+} + (Nb, Ta)^{5+} \rightarrow 2Ti^{4+}$. Однако в рутил ниобий может входить в виде Nb^{4+} . В этом случае компенсация заряда при замещении трехвалентным ванадием четырехвалентного титана будет затруднена.

В ильмените более вероятно гетеро-валентное замещение и первого и второго рода, т. е. трехвалентном ванадием Fe^{2+} и Ti^{4+} . Присутствующее в ильмените трехвалентное железо (до 12%) замещает Fe^{2+} и Ti^{4+} . Очевидно, в ильмените V^{3+} следует за Fe^{3+} .

Как известно, Fe_2O_3 изоструктурна с $FeTiO_3$ и ее нахождение в минерале отражено в формуле ильменита $Fe_{1-x}^{2+} Fe_{2x}^{3+} Ti_{1-x}O_3$, предложенной В. И. Михеевым и А. И. Калининым (1961).

П. Рамдор полагал, что в ильмените TiO_2 замещается на VO_2 . Однако убедительных доказательств в пользу этого нет, что отмечалось В. В. Щербиной (1965).

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВАНАДИЯ В КОСМОСЕ, МЕТЕОРИТАХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ванадий является широко распространенным элементом. Его присутствие установлено во всех главных типах изверженных горных пород земной коры, а также обнаружено в метеоритах, спектрах звезд и Солнца. Космическая распространенность ванадия, определенная Х. Зюссом и Х. Юри (Suess, Urey, 1956), равна 220 атомов ванадия на $1 \cdot 10^6$ атомов кремния, Л. Аллером (L. Alleg, 1953 г.) для Солнца — 158,3.

Относительная распространенность ванадия в космосе довольно близка к его распространенности в земной коре, где, согласно А. П. Виноградову (1962), на $1 \cdot 10^6$ атомов кремния приходится 200 атомов ванадия. Однако космическая распространенность ванадия, по И. Грину (1959 г.), представленная в граммах на тонну, равна 0,21, что примерно в 1000 раз меньше среднего содержания ванадия в породах земной коры.

Новейшие исследования образцов Луны, доставленных космическим кораблем «Apollo-11», показали, что ванадий присутствует во всех пробах (табл. 23). Минеральный состав отдельных типов

Таблица 23

Содержание ванадия в образцах Луны (в вес. %) (Preliminary examination..., 1969)

Тип породы (№ пробы)	Число образцов	Содержание V	
		от — до	среднее
Тонкозернистые пористые кристаллические изверженные породы (№ 20, 22, 57, 72)	4	0,0020—0,0040	0,0032
Среднезернистые кристаллические изверженные породы, содержащие пустоты (17, 45, 50, 58)	4	0,0030—0,0080	0,0046
Брекчии (21, 61)	2	0,0022—0,0032	0,0027
Тонкий материал, т. е. обломки меньше 1 см и пыль (37)	1	—	0,0042
Валовая проба для биологического анализа	1	—	0,0030
Среднее для пород Луны	12	0,0020—0,0080	0,0036

лунных пород следующий (в объем. %): 1) тонкозернистые пористые кристаллические породы состоят из клинопироксена (53), плагиоклаза (27), стекла и ильменита (88) 2) среднезернистые кристаллические породы — из клинопироксена (46), плагиоклаза (31), стекла (11), кристобалита (5), оливина (до 10), аксессуарных минералов (7). Плагиоклаз в обоих типах пород представлен глав-

ным образом анортитом. Среднее содержание ванадия в образцах различных типов довольно близко (0,0027—0,0046%). Полученные для пород Луны данные показывают, что хотя средняя концентрация ванадия (0,0036%) в них по крайней мере на порядок ниже, чем кларк для земной коры, она намного выше общей космической распространенности ванадия (I. Green, 1959 г.).

ВАНАДИЙ В МЕТЕОРИТАХ

Ванадий был обнаружен во многих метеоритах; среднее содержание его в метеоритном веществе около 0,0056—0,013% (табл. 24). Вероятно, наиболее точным средним содержанием ванадия в метеоритном веществе следует считать данные, полученные А. П. Виноградовым (1962, 1965), — 0,007%. Каменные метеориты, как известно, составляют подавляющую часть метеоритов, падающих на Землю. Среди всех типов метеоритов именно их состав наиболее близок к среднему составу метеоритного вещества. Частные определения ванадия в хондритах, ахондритах (или в силикатной их фазе; см. табл. 23) показывают, что в них содержится 0,001—0,009% ванадия. Концентрации ванадия в железных метеоритах намного меньше ($\leq 0,000007$ —0,0006) по сравнению с каменными.

Минеральный состав каменных метеоритов следующий: орто- и клинопироксены, оливин, плагиоклазы, Ni-железо, троилит, хромит, ильменит, апатит и некоторые другие минералы, причем количество железомagneзиальных силикатов составляет около 70—90%. На их долю приходится основная часть ванадия, содержащегося в каменных метеоритах. Однако максимальные концентрации ванадия (до 0,5%) установлены в хромите. Эта особенность распределения ванадия характерна и для каменных, и для железных метеоритов. Так, в хромите из хондрита «Кунашак» установлено 0,5% ванадия, а в хромите из Сихотэ-Алиньского железного метеорита — 0,3% ванадия (Юдин, 1958; Дьяконова, 1958). Однако общее количество хромита в метеоритах слишком мало, чтобы оказать решающее влияние на их ванадиеносность. Например, в Сихотэ-Алиньском железном метеорите содержится всего 0,3% хромита и троилита (Л. Г. Кваша, 1958 г.), а в хондрите «Никольское» — 0,1% (Юдин, 1960). Но все-таки на их долю может приходиться около 16—19% ванадия, содержащегося в хондритах. В табл. 25 приведены расчеты для хондритов различных групп — H, L и LL (Bunch *et al.*, 1968), которые произведены с учетом фазового их состава (Keil, 1962).

Присутствие ванадия (до 0,0098%) установлено также в троилите — FeS (см. табл. 23) и, хотя его количество в метеоритах может составлять несколько процентов, влияние троилита на общее содержание ванадия в хондритах невелико. В качестве примера рассмотрим распределение ванадия в хондрите «Холбрук». Если среднее содержание ванадия в троилите принять равным

Содержание ванадия в метеоритах и выделенных из них минеральных фракциях (в вес. %)

Метеоритное вещество	Содержание V	Исследователь
Метеориты вообще	0,013	А. Е. Ферсман (1932 г.)
» »	0,008	В. Ю. Левин, С. В. Козловская, А. Г. Старкова (1956)
» »	0,0151	F. Heide (1957)
» »	0,0056	H. Brown (1949)
Каменные метеориты	0,005	V. M. Goldschmidt (1937)
» »	0,007	А. П. Виноградов (1962)
Хондриты	0,0065	D. M. Kemp, A. A. Smales (1960)
» »	0,008	А. А. Явнель (1964)
» »	0,008	L. Greenland, J. Lovering (1965)
Эвкриты	0,01	M. B. Duke (1967)
» »	0,005	А. П. Виноградов (1970)
Железные метеориты	0,0006	I. Noddack, W. Noddack (1930)
» »	0,00002	D. M. Kemp, A. A. Smales (1960)
» »	<0,000007—	T. A. Linn, C. B. Moore (1968)
	0,000022	
Силикатная часть каменных метеоритов	0,009	H. Brown (1949)
Металлическая часть железных метеоритов	0,0006	Тот же
Силикаты	0,005	F. Heide (1957)
Ni-железо	0,0006	Тот же
Металлическая фаза железных метеоритов	0,000006	А. А. Явнель (1964)
Хондрит «Холбрук»	0,0098	B. Mason, H. Wiik (1961)
Хондрит «Orgueil»	0,009	B. Mason (1962)
Хондрит «Revelstoke»	0,007	R. E. Folinsbee e. a. (1967)
Хондрит «Звонковое»	0,001	С. П. Родионов (1959)
Немагнитная фракция хондрита «Ноян-Богдо»	0,0045	Г. Г. Воробьев, О. Намнандорж (1961)
Силикатная фаза хондритов «Тарбагатай»	0,0085	Г. Г. Воробьев (1961)
«Демина»	0,0091	Тот же
«Кунашак»	0,0053	»
«Никольское»	0,001	И. А. Юдин (1960)
Троилит	0,0045	I. Noddack, W. Noddack (1930)
»	0,0039—	W. Nichiporuk, A. Chodos (1959)
	0,0098	
Сульфидные нодулы из октаэдритов классов <i>Ogg</i> и <i>Og</i>	0,00385—	T. A. Linn, C. B. Moore (1968)
	0,00477	
Сульфидные нодулы из октаэдритов класса <i>Om</i>	0,00013—	Те же
	0,00114	
Сульфидные нодулы из октаэдритов класса <i>Of</i>	0,000062—	»
	0,00281	
Хромит из железного метеорита (Сихотэ-Алиньского)	0,3	М. И. Дьяконова (1958)
Хромит из хондрита «Кунашак»	0,5	И. А. Юдин (1958)
Хромит из хондритов	0,46—0,5	T. E. Bunch e. a. (1968)
Оливин из паласита	0,0017	А. П. Виноградов (1965)

Содержание ванадия в хромите хондритов

Группа хондритов	Среднее содержание V_2O_5 в хондритах, г/т	Среднее содержание хромита в хондритах, вес. %	Содержание V_2O_5 , г/т		Относительное количество V в хромите, %
			в хромите	с учетом содержания хромита в хондритах	
H	101,8(8)	0,25(24)	7000	17,5	17,3
L	113,9(12)	0,30(28)	7300	21,9	19,2
LL	128(3)	0,27(3)	7500	20,2	15,8

Примечание. В скобках дано число образцов.

0,004%, то на его долю приходится 0,00032% ванадия, содержащегося в хондрите. Общая концентрация ванадия в метеорите «Холбрук» составляет 0,0098%, а количество троилита (вычисленное) в нем равно 7,9% (Mason, Wiik, 1961). Таким образом, в троилите заключено около 3,3% ванадия, находящегося в хондрите «Холбрук». Главная же часть ванадия содержится в железомagneзиальных силикатах (оливине, гиперстене, диопсиде), количество которых в этом метеорите составляет 72,06%. Присутствующее в метеорите «Холбрук» Ni-железо (8,33%) не может существенно влиять на его ванадиеносность, так как обычно содержит ничтожное количество ванадия. Приведенный пример показывает, что основная часть ванадия, содержащегося в хондритах, заключена в силикатах. Это подтверждается всеми известными результатами количественных анализов, согласно которым в силикатной фазе метеоритов устанавливаются повышенные концентрации ванадия.

Наоборот, в железных метеоритах главными носителями ванадия являются троилит и хромит. Согласно современным исследованиям, в металлической фазе железных метеоритов содержится лишь 0,00000 n% V, тогда как в троилите — 0,00 n%, а в хромите — 0, n% ванадия. Сравнение распределений ванадия в каменных и железных метеоритах показывает, что в первых ванадий проявляет преимущественно литофильные свойства, а во вторых достаточно сильно проявлены халькофильные свойства. Чрезвычайно низкие содержания ванадия в металлической фазе и каменных, и железных метеоритов указывают на то, что сидерофильные свойства в обоих случаях у ванадия проявлены слабо. Подавленность сидерофильных свойств у ванадия по сравнению с другими свойствами отмечалась и другими исследователями (Явнель, 1964; Mason, 1966).

В заключение рассмотрим некоторые особенности ванадиеносности тектитов, которые, по-видимому, представляют собой хорошо проплавленные стекла, образовавшиеся за пределами Земли (Воробьев, 1963). Эти стекла обнаружены в Европе, Австралии,

Тасмании, Южной Америке. Во всех образцах тектитов установлен ванадий (от 0,0016 до 0,0099%), его больше в стеклах с повышенными содержаниями железа (Charman e. a., 1967).

ВАНАДИЙ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В земной коре ванадий установлен в интрузивных и эффузивных породах различного состава — ультраосновных, основных, средних, кислых и щелочных, в которых распределен он неравномерно. Более высокие содержания ванадия характерны для основных и некоторых типов ультраосновных и щелочных пород, а наиболее низкие — для кислых пород. Уровень ванадиеносности магматических пород определяется количеством содержащихся в них титаномагнетита, магнетита, ильменита, сфена и железомagneзиальных силикатов. Лейкократовые породы бедны ванадием. Ванадиеносность эффузивных пород, как правило, отвечает ванадиеносности соответствующего им типа интрузивных пород.

Ванадий в ультраосновных породах

Ультраосновные породы земной коры характеризуются невысокими средними содержаниями ванадия (0,002—0,004%; Leutwein, 1941; Виноградов, 1962; Turekian, Wedepol, 1961). По нашим данным, среднее содержание ванадия в ультрабазитах 0,0046%. Для отдельных районов установлены повышенные концентрации ванадия в ультрабазитах, например в ультрабазитах Малайского архипелага содержится 0,0168% ванадия. На территории СССР высокое среднее содержание ванадия (0,0254%) характерно для ультраосновных пород платиноносного пояса (габбро-пироксенит-дунитовая формация) Урала (табл. 26); средние содержания вана-

Таблица 26

Среднее содержание ванадия в ультрабазитах платиноносного пояса Урала

Порода	Распространенность пород, %	Содержание V в породе, г/т		Относительное количество V в породе, %
		среднее	с учетом распространенности пород	
Дуниты	21,4	29(53)	6,2	2,4
Пироксениты	78,6	317(150)	248,2	97,6
В среднем для ультрабазитов	—	—	254,4	—

Примечание. В скобках дано число проб.

дия в дунитах и пироксенитах взяты по нашим данным, а распространенность этих пород вычислена с учетом занятых ими площадей. Перидотиты, занимающие в этом поясе подчиненное положение, не учитывались.

Повышенное содержание ванадия в ультрабазитах платиноносного пояса Урала (табл. 27) объясняется большой распространен-

Таблица 27

Содержание ванадия в ультрабазитах отдельных массивов платиноносного пояса Урала (в вес. %)

Массив	Пироксенит	Верлит	Оливинит	Дунит
Гусевогорский	0,052	0,025	0,0043	—
Качканарский	0,050	—	0,015	—
Васильевские горы	0,021	0,013	—	—
Баранчинский	0,018	0,011	0,0036	—
Билимбай	0,034	0,026	—	—
Косьвинский Камень	0,024	0,006	—	0,0028
Конжаковский Камень	0,026	0,015	—	0,0031
Вересовый Бор	0,024	—	—	0,0029
Нижне-Тагильский	0,016	—	—	0,0024
Светлый Бор	0,010	—	—	0,0037

ностью в его пределах пироксенитов. Однако в земной коре среди ультрабазитов преобладают не пироксениты, а перидотиты, которые в основном и определяют общий невысокий уровень среднего содержания ванадия в ультраосновных породах.

В качестве примера рассмотрим, как складывается суммарное содержание ванадия в ультрабазитах всего Урала (рудные разности перидотитов и пироксенитов при расчете не учитывались). Используя средние концентрации ванадия в пироксенитах и дунитах с учетом их распространенности на Урале, взятой по С. П. Соловьеву (1952), было произведено определение общего среднего содержания ванадия для ультрабазитов Уральской геосинклинальной области (табл. 28).

Таблица 28

Среднее содержание ванадия в ультрабазитах Урала

Порода	Распространенность пород, %	Содержание V в породе, г/т		Относительное количество V в породе, %
		среднее	с учетом распространенности пород	
Пироксениты	3,8	300(160)	11,8	25,4
Перидотиты	95,1	36(99)	34,2	74,0
Дуниты	1,1	23(80)	0,3	0,6
Среднее содержание			46,3	

Примечание. В скобках дано число проб.

Так как клинопироксениты на Урале распространены значительно шире, чем ортопироксениты, среднее содержание ванадия было взято для первых пород (300 г/т). Концентрации ванадия в дунитах гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций Урала очень близки, поэтому его средние содержания (23 г/т) вычислялись для проб дунитов обеих формаций. Верлиты распространены в ультрабазитах Урала ограниченно, слагая небольшие участки преимущественно среди пироксенитов платиноносного пояса. Поэтому среднее содержание ванадия бралось только для гарцбургитов и образовавшихся по ним серпентинитов (36 г/т). Содержание ванадия для неизменных (или слабо серпентинизированных) гарцбургитов и развившихся по ним серпентинитов довольно близки.

Содержание ванадия для каждого типа пород Урала (пироксенитов, перидотитов, дунитов) определялось по формуле

$$x = \frac{\sum_{i=1}^n n_i x_i}{\sum_{i=1}^n n_i},$$

где n_i — число проб; x_i — среднее содержание ванадия в породах одного массива.

Согласно расчету, часть ванадия, приходящаяся на перидотиты, составляет около 74% от его общего количества, содержавшегося в уральских ультрабазитах. Часть ванадия заключена в пироксенитах (25,4%), а на долю дунитов приходится ничтожное количество ванадия (0,6%).

Полученное среднее содержание ванадия (46,3 г/т) в ультрабазитах Урала наиболее близко к среднему значению, вычисленному для ультраосновных пород К. Турекьяном и К. Ведеполем (Turekian, Wedepol, 1961) и А. П. Виноградовым (1962) и равному 0,004%. Таким образом, главный пай в общем количестве ванадия, содержащемся в ультрабазитах, принадлежит перидотитам. Характерно, что средние концентрации ванадия в перидотитах других районов довольно близки к его среднему содержанию в ультрабазитах Урала (табл. 29).

Следует отметить, что оливиниты и пироксениты из ультраосновных-щелочных комплексов, так же как и ультрабазиты нормального ряда, содержат неодинаковое количество ванадия. Например, среднее содержание ванадия в оливинитах Карело-Кольской провинции составляет 0,0066%, а в пироксенитах этой же провинции — 0,021% (Герасимовский, Беляев, 1963; Кухаренко и др., 1965).

Следовательно, для ультрабазитов характерны существенные различия средних содержаний ванадия в разновидностях этих пород.

Содержание ванадия в перидотитах (в вес. %)

Порода	Массив, район	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от — до	среднее	
Гарцбургит серпентинизированный	Урал	99	0,0011—0,0076	0,0036	Данные Л. Ф. Борисенко То же »
То же	Малый Кавказ Мончегорский (Кольский полуостров)	77 7	0,0017—0,0080 0,0027—0,0064	0,0039 0,0046	
»	То же	3	0,0022—0,0076	0,0052	В. И. Герасимовский, Ю. И. Беляев (1963) Н. Н. Read, В. Т. Nag (1963 г.) Данные А. Б. Фомина То же
»	Комплекс Инч (Шотландия)	1	—	0,004	
Гарцбургит	Побужье, (УССР)	51	—	0,005	Данные А. Б. Фомина То же
Лерцолит	То же	21	—	0,007	

Таблица 30

Распределение ванадия в минералах ультрабазитов

Порода, массив	Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание V, г/т		Относительное количество V в минерале пробы, %
			в минерале	с учетом содержания минерала в пробе	
Пироксенит. Гусевгорский (проба 64/444)	Титаномагнетит	14,7	4700	690	75,0
	Диопсид	62,9	210	130	14,1
	Роговая обманка	22,4	450	100	10,9
Горнблендит, Ревдинский (проба 2440)	Титаномагнетит	15,8	3500	550	65,5
	Роговая обманка	54,8	520	280	33,3
	Плагноклаз	29,0	30	10	1,2
	Халькопирит	0,4	—	—	—

Главным концентратом ванадия является титаномагнетит (табл. 30). Обычно содержание ванадия в этом минерале составляет 0, n%. В клинопироксенах и роговой обманке из ультрабазитов содержится 0,0 n% ванадия, а в оливинах, ортопироксенах и развившемся по ним серпентине — 0,000 n — 0,00 n% ванадия. В хромшпинелидах концентрации ванадия могут достигать 0,8% (Wet, 1956), но, как правило, в них содержится 0,0 n%. Безрудные дуниты и оливиниты обычно содержат мало ванадия — от 0,0004 до 0,008%. И наоборот, в пироксенитах и горнблендитах, даже

Содержание ванадия в кимберлитах и пикритах (в вес. %)

Порода	Место взятия пробы	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от — до	среднее	
Кимберлитовая брекчия	Трубки «Зарница», «Удачная» (Якутия)	9	—	0,008	В. В. Бурков, Е. К. Подпорина (1965)
Кимберлит базальтоидный	То же	14	—	0,014	То же
Кимберлит	Трубка «Мир» (Якутия)	4	0,004—0,0065	0,0055	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Якутия	459	—	0,017	В. А. Литвинский (1961)
»	Басутоленд (Африка)	—	—	0,015	J. V. Dawson (1962)
Включения в кимберлитах					
перидотиты	Африка	1	—	0,004	Gregory, Tooms (1969)
»	Трубка «Мир» (Якутия)	2	0,006—0,015	0,01	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Трубка «Слюдянка» (Якутия)	2	0,0014—0,028	0,021	То же
»	Якутия	11	—	0,0028	А. А. Панкратов (1961)
лерцолиты	»	3	—	0,001	Тот же
оливиниты	»	11	—	0,007	»
пироксениты	»	3	—	0,015	»
Пикритовые порфириты, анкариты, пикриты	Припятский прогиб	2	0,062—0,07	0,066	Данные В. С. Гладких
То же	Маймеча-Котуйская провинция	5	0,02—0,06	0,034	То же
»	Кузнецкий Алатау	1	—	0,015	»

содержащих мало титаномагнетита, концентрации ванадия могут достигать 0,1%.

Эффузивные аналоги ультрабазитов, как известно, имеют чрезвычайно ограниченное распространение. Для пикритовых порфиритов и анкаратрит-пикритов Маймеча-Котуйской провинции, Припятского прогиба и Кузнецкого Алатау средние содержания ванадия соответственно составляют 0,034; 0,066; 0,015% (табл. 31), т. е. по своему уровню наиболее близки к пироксенитам. Содержание ванадия в кимберлитах не превышает 0,014%, а в ксенолитах ультраосновных пород из кимберлитов содержится до 0,028% (см. табл. 31).

Ванадий в основных породах

Основные породы различных типов характеризуются высокими содержаниями ванадия. Наибольшее среднее содержание ванадия, установленное для основных изверженных пород земной коры, достигает 0,04% (Leutwein, 1941). Однако результаты других исследователей (Виноградов, 1962; Turekian, Wedepol, 1961) указывают на значительно меньшие средние содержания ванадия в основных породах (0,02—0,025%). Среднее содержание ванадия, полученное нами для габбро платиноносного пояса, составляет 0,0248% (по 40 пробам). Вообще содержания ванадия в нормальных габбро колеблются от 0,01 до 0,066%, достигая в рудных габбро 0,15—0,20%; в нормальных или роговообманковых габбро содержания ванадия обычно составляют 0,02—0,03% (табл. 32).

Таблица 32
Содержание ванадия в габбро и норитах (в вес. %)

Порода	Массив	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от—до	среднее	
Габбро	Баранчинский (Урал)	3	0,040—0,053	0,046	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Уктусский (Урал)	3	0,010—0,044	0,031	То же
»	Велимяки (Карелия)	7	0,013—0,036	0,023	» »
»	Баргушатский хребет (Армения)	3	0,030—0,042	0,034	» »
»	Лысанский (Восточный Саян)	—	—	0,032	В. И. Герасименко (1961)
»	Земля Виктории (Антарктида)	4	0,015—0,028	0,021	Warren, Hamilt
»	Дулус (США)	3	0,010—0,028	0,018	(1965 г.) H. W. Fairbairn e. a. (1957 г.)
»	Скаергард (Гренландия)	1	—	0,014	L. R. Wager, R. L. Mitchell (1953)
Габбро роговообманковое	Баранчинский (Урал)	9	0,027—0,066	0,036	Данные Л. Ф. Борисенко
	Билимбай (Урал)	2	0,012—0,012	0,012	То же

Порода	Массив	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от—до	среднее	
Габбро оливиновое	Нижне-Тагильский (Урал)	2	0,015—0,016	0,0155	То же
	Ревдинский (Урал)	2	0,034—0,044	0,039	» »
	Баранчинский (Урал)	6	0,009—0,045	0,024	» »
	Баргушатский (Армения)	4	0,018—0,036	0,029	» »
То же	Лысогорский (Западный Саян)	1	—	0,0112	И. М. Волохов, В. М. Иванов (1961)
» »	Комплекс Инч (Шотландия)	1	—	0,0415	Н. Н. Read, В. Т. Hag (1963 г.)
Троктолит	То же	2	0,003—0,008	0,0055	Те же
»	Баргушатский (Армения)	3	0,015—0,017	0,016	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Джилский (Армения)	1	—	0,005	То же
Габбронорит	Баранчинский (Урал)	2	0,025—0,040	0,032	» »
Норит	Мончегорский (Кольский полуостров)	1	—	0,013	» »
»	Седбери (Канада)	1	—	0,0165	Н. В. Stonehouse (1954)
Норит и габбро	Онтарио (Канада)	6	0,003—0,016	0,0078	G. M. Friedman (1957)
	Шотландия	6	0,005—0,025	0,014	S. R. Nockolds, R. L. Mitchell (1948)

В троктолитах и норитах концентрации ванадия меньше (0,002—0,016%).

Содержания ванадия в жильном габбро колеблются от 0,01 до 0,1%. Значительные концентрации ванадия в некоторых пробах жильных габбро и габбро-пегматитах Ревдинского и Баранчинского массивов (Урал) объясняются присутствием в них скоплений титаномагнетита. Наоборот, в жильных плагиоклазитах (безрудных), также широко распространенных в некоторых гипербазитовых массивах, содержания ванадия не превышают тысячных долей процента; например, плагиоклазиты Гусевоторского массива содержат 0,0007—0,0076% ванадия.

Главными концентраторами ванадия в габбро являются магнетит, ильменит, пироксены, амфиболы, а в некоторых разновидностях — биотит. Так, в слабо оруденелом габбро Волковского массива (Урал) около 85% содержащегося в этой породе ванадия приходится на рудные минералы (табл. 33); часть ванадия содержится в диопсиде (14,5%) и апатите (0,6%).

В качестве другого примера рассмотрим распределение ванадия в минералах кварц-биотитового норита Южной Калифорнии. Данные для расчета взяты из работы Н. Сена, С. Р. Ноколдса и Р. Алена (Sen et al., 1959). Основная часть ванадия этого норита

Распределение ванадия в минералах габбро Волковского массива (проба 195)

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание V, г/т		Относительное количество V в минерале пробы, %
		в минерале	с учетом содержания минерала в пробе	
Титаномагнетит и ильменит	11,7	7000	820	84,9
Апатит	7,1	85	6	0,6
Плагиоклаз	54,3	Не обн.	—	—
Диопсид	26,9	520	140	14,5

содержится в биотите, магнетите и авгите. На долю этих минералов приходится около 85% ванадия, находящегося в породе (табл. 34).

Таблица 34

Распределение ванадия в минералах кварц-биотитового норита Южной Калифорнии

Минералы	Содержание минерала в породе, %	Содержание V, г/т		Относительное количество V в минерале пробы, %
		в минерале	с учетом содержания минерала в пробе	
Магнетит	0,5	6000	60,0	31,4
Ильменит	1,5	900	13,5	7,1
Биотит	16,0	400	64,0	33,5
Авгит	8,0	480	38,4	20,0
Гиперстен	9,0	170	15,3	8,0
Плагиоклаз и кварц	62,0	—	—	—

В габбро-диабаззах, диабаззах, базальтах и долеритах концентрации ванадия того же порядка, что и в габбро. Большей частью средние содержания в базальтах составляют 0,02—0,03%. Например, в океанических толеитовых базальтах содержится 0,029% ванадия (Ноколдс, Аллен, 1958; С. G. Engel e. a., 1965 г.), а в андезитобазальтах — 0,02% (Taylor e. a., 1969). В долеритах Сибирской платформы установлено 0,022% (А. М. Иванова, 1971 г.), 0,019% (Г. В. Нестеренко и др., 1964 г.) и 0,016% (Борисенко, Золотарев, 1969) ванадия. Вместе с тем известны районы, где базальты характеризуются резко повышенной ванадиеносностью. Так, например, в базальтах Камчатки установлено 0,046% (Мархинин, Сапожникова, 1962), а на Украине в базальтах бассейна р. Камышевахи 0,063% ванадия. Еще более высокие концентрации ванадия установлены нами в рудных габбро-диабаззах Южной Карелии — до 0,41%. Однако количество титаномагнетита в последних достигает нескольких десятков процента, что оказывает ре-

шающее влияние на общий уровень концентраций ванадия. Помимо образцов, отобранных на массивах различных районов СССР, нами были изучены образцы габбро и базальтов из рифтовых зон Индийского океана. Концентрации ванадия в них составляют 0,07 и 0,032%, т. е. того же порядка, что и в обычных габбро.

Главными концентраторами ванадия в диабазах, базальтах и долеритах, так же как в габбро, являются титаномагнетит и клинопироксены. Все исследованные образцы титаномагнетита, отобранные из указанных пород различных районов СССР, характеризовались повышенными концентрациями ванадия. Например, в титаномагнетите из долеритов Сибирских траппов установлено 0,23—0,55% V (Борисенко, Золотарев, 1969; Альмухамедов, 1968), из андезито-базальтовых Курильских островов 0,26—0,38% (Борисенко, Золотарев, 1969), из андезитовых и долеритовых порфириров Армении 0,16—0,62% (Мнацаканян, 1965), из габбро-диабазов Карелии 0,55% (среднее из 68 проб). Содержания ванадия в клинопироксенах из пород этого же типа на порядок ниже и составляет для долеритов трапповой формации Сибири 0,02—0,05% (Лебедев, 1959).

Таким образом, в интрузивных и эффузивных породах основного состава не только близки средние содержания ванадия, но и главные минералы-концентраторы этого элемента характеризуются сходными его содержаниями.

Ванадий в средних и кислых породах

Концентрации ванадия в средних и особенно в кислых породах заметно меньше, чем в основных. По данным А. П. Виноградова (1962) и С. Р. Тейлора (1968 г.), в средних породах содержится 0,01—0,0075% ванадия. Результаты наших исследований показали, что в диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах концентрации ванадия колеблются от 0,0023 до 0,012% (табл. 35). В эффузивных аналогах диоритов — андезитах — содержания ва-

Таблица 35

Содержание ванадия в диоритах и гранодиоритах (в вес. %)

Порода	Массив	Содержание V
Диорит	Зимовнинский (Восточный Саян)	0,007
	Рефтинский (Урал)	0,012
Кварцевый диорит	Шилово-Каневский (Урал)	0,006
	Буландинский (Казахстан)	0,0094
Гранодиорит	Добринский (Хабаровский край)	0,0048
	Эдыгейский (Западная Тува)	0,0048
	Насынкульский (Южный Казахстан)	0,006
	Арга-Ыннах-Хайский (Северо-Восток СССР)	0,0036
	Зимовнинский (Восточный Саян)	0,0070
	Шилово-Коневский (Урал)	0,0033
	Сысертский (Урал)	0,0023

надия того же порядка. Однако в андезитах и андезито-дацитах отмечаются и более высокие его содержания, достигающие, например, на Камчатке 0,028 и 0,018% соответственно (Мархинин, Сапожникова, 1962). Вероятно, так же как и для базальтов Камчатки, на ванадиеносность андезитов оказывает влияние геохимическая специфика этой провинции.

В кислых породах концентрации ванадия еще меньше, чем в средних. Концентрации ванадия, по данным большинства исследователей, составляют в них 0,0005—0,005%. Вычисленное нами среднее содержание ванадия в гранитах 0,002%. Результаты количественного спектрального анализа (табл. 36) показывают, что в кислых изверженных породах Урала, Кавказа, Казахстана, Сибири и других районах СССР наблюдаются колебания содержаний ванадия (0,00n—0,000n%). Более высокие содержания ванадия отмечаются в биотитовых гранитах (0,001—0,0075%, в среднем

Т а б л и ц а 36
Содержания ванадия в гранитах (в вес. %)

Порода	Массив	Число проб	Содержание V	
			от—до	среднее
Гранит биотитовый	Урикский (Восточный Саян)	1	—	0,0017
То же	Кочкарский (Урал)	1	—	0,0013
» »	Тунгульский (Западная Тува)	2	0,008—0,0015	0,0012
» »	Карахольский (Западная Тува)	2	0,0023—0,0030	0,0028
» »	Мурзинский (Урал)	1	—	0,0016
» »	Талицкий (Горный Алтай)	1	—	0,0075
» »	Котур-Кызылтау (Центральный Казахстан)	2	0,0022—0,0032	0,0027
» »	Боровский (Северный Казахстан)	3	0,0009—0,0014	0,0012
» »	Ачисайский (Мугоджары)	1	—	0,005
Гранит лейкократовый	Эльджуртинский (Северный Кавказ)	2	0,0003—0,009	0,0006
То же	Река Арзон (Северная Осетия)	3	0,005—0,0018	0,0010
» »	Река Тастык (Восточная Тува)	2	0,0005—0,0009	0,0007
» »	Зерендинский (Северный Казахстан)	7	0,0003—0,0007	0,0006
Гранит лейкократовый	Макинский (Северный Казахстан)	2	0,0004—0,0004	0,0004
То же	Ачисайский (Мугоджары)	2	0,001—0,001	0,001
Гранит аляскитовый	Нижнеудинский (Восточный Саян)	2	0,0005—0,0011	0,0008
То же	Котур-Кызылтау (Центральный Казахстан)	4	0,0007—0,0011	0,0009
Аляскит	Баянаульский (Центральный Казахстан)	8	0,0006—0,0026	0,0016
»	Ачисайский (Мугоджары)	4	0,001—0,001	0,001

0,0032%), а более низкие — в лейкократовых гранитах (0,0003—0,001, в среднем 0,00065%), в аляскитах и аляскитовых гранитах (в среднем 0,0012%). Эта же особенность распределения ванадия в интрузивных породах подтверждается Н. Е. Залашковой и А. А. Ситниным (1967), которые в биотитовых гранитах Восточной Сибири установили 0,0035% ванадия, а в мусковитовых гранитах — 0,00075%. В щелочных гранитах Кольского полуострова (Западные Кейвы) в среднем установлено 0,0033% ванадия (Герасимовский, Беляев, 1963).

Низкие содержания ванадия характерны для жильных аплитов и пегматитов (0,0006—0,0015%), а также для альбитизированных (0,0006%), грейзинизированных гранитов (0,0005—0,001%) и грейзенов (0,0014%).

Эффузивные аналоги гранитов также характеризуются невысокими концентрациями ванадия: в липарито-дацитах установлено 0,0012%, в перлитах — 0,0014% и обсидианах — 0,0022%. Таким образом, в кислых породах наблюдаются большей частью низкие содержания ванадия.

Так как главными концентраторами ванадия в средних и кислых породах являются роговая обманка, биотит, магнетит, сфен, а плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц содержат обычно 0,0005—0,003% ванадия, то и ванадиеносность указанных пород определяется большим количеством содержащихся в них фемических и рудных минералов.

Как показывают расчеты, выполненные нами на основании данных С. Р. Ноколдса и Р. Л. Митчелла (1952), главная часть

Таблица 37

Распределение ванадия в интрузивных породах комплекса Морвен-Строншен (Западная Шотландия)

Минерал	Кварцевый диорит			Относительное количество V в минерале пробы, %	Гранодиорит	
	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание V, г/г				Содержание минерала в породе, вес. %
		в минерале	с учетом содержания минерала в пробе			
Кварц	23	—	—	—	16	
Калиевый полевой шпат	13	Следы	—	—	17	
Плагиоклаз	46	15	6,9	10,2	48	
Биотит	11	400	44,0	64,7	11	
Роговая обманка	5	300	15,0	22,1	6	
Сфен	} 2	300	2,0	3,0	} 2	
Апатит		10	—	—		
Рудный минерал		—	—	—		
Циркон		—	—	—		
			Σ67,9			

Минерал	Гранодиорит			Гранит				
	Содержание V, г/т		Относительное количество V в минерале в пробе, %	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание, V г/т		Относительное количество V в минерале в пробе, %	
	в минерале	с учетом содержания минерала в пробе			в минерале	с учетом содержания минерала в пробе		
Кварц	—	—	—	29	—	—	—	
Калиевый полевой шпат	Следы	—	—	24	10	2,4	8,8	
Плагиоклаз	10	4,8	9,8	38	10	3,8	14,0	
Биотит	300	33,0	67,7	7	300	21,0	77,2	
Роговая обманка	150	9,0	18,4	—	—	—	—	
Сфен	300	2,0	4,1	} 2	—	—	—	
Апатит	Следы	—	—		Следы	—	—	
Рудный минерал	—	—	—		—	—	—	—
Циркон	—	—	—		—	—	—	—
		Σ48,8				Σ27,2		

ванадия содержится в средних и кислых породах, в темноцветных минералах даже тогда, когда сами они играют в этих породах второстепенную роль. Например, в кварцевом диорите содержится 16% роговой обманки и биотита, но на их долю приходится 86,8% содержащегося в породе ванадия. В граните присутствует 7% биотита, на долю которого приходится 77,2% ванадия, содержащегося в этой породе (табл. 37). В кварцевых диоритах, Южной Калифорнии (Sen, Nockolds, Allen, 1959) согласно пересчету около 90% ванадия содержится в биотите и магнетите, суммарное количество которых в породе составляет только 8% (табл. 38). В наиболее лейкократовых разностях гранитов и эффузивных их аналогов, как правило, содержатся минимальные количества ванадия ($\leq 0,001\%$).

Таблица 38

Распределение ванадия в кварцевом диорите Южной Калифорнии

Минерал	Содержание минерала в породе %	Содержание V, г/т		Относительное количество V в минерале в пробе, %
		в минерале	с учетом содержания минерала в пробе	
Плагиоклаз и кварц	76	Следы	—	—
Калиевый полевой шпат	14	Не обн.	—	—
Роговая обманка	2	190	3,8	7,7
Биотит	7	295	20,6	41,7
Магнетит	1	2500	25,0	50,6

Ванадий в щелочных породах

Средние содержания ванадия, установленные К. Турекьяном и К. Ведеполем (Turekian, Wedepol, 1961), в сиенитах того же порядка, что и в кислых породах (0,003%). Вычисленное нами среднее содержание ванадия в сиенитах, граносиенитах и нефелиновых сиенитах равно 0,0049%. Колебания концентраций ванадия в этих породах значительные (0,0003—0,0163%, табл. 39).

Таблица 39

Содержание ванадия в щелочных породах (в вес. %)

Порода	Массив, район	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от—до	среднее	
Сиенит	Озерная Варака (Кольский полуостров)	1	—	0,0038	А. В. Лапин (1966 г.)
»	Тагильский (Урал)	2	0,0023—0,0044	0,0023	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Бассейн р. Балактыч-Хем (Восточная Тува)	1	—	0,0049	То же
»	Комплекс Инч (Шотландия)	4	0,0003—0,0005	0,0004	Н. Н. Read, В. Т. Nag (1963 г.)
»	Матча (Киргизия)	3	0,0025—0,0036	0,003	В. И. Герасимовский, Ю. И. Беляев (1963)
»	Кызыл-Омпул (Киргизия)	6	0,0035—0,0073	0,0054	Те же
Граносиенит	»	2	0,0060—0,0072	0,0066	» »
»	Кунгур-Тюбе (Киргизия)	1	—	0,0027	» »
»	Воронежский кристаллический массив	1	—	0,0056	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Баянаульский (Центральный Казахстан)	2	0,0006—0,0037	0,0022	То же
Миаскит	Вишневы горы (Урал)	4	0,0028—0,0043	0,0035	В. И. Герасимовский, Ю. И. Беляев (1963)
Микросиенит	Осокино-Александровское месторождение (Урал)	3	0,008—0,010	0,009	Данные Л. Ф. Борисенко
Нефелиновый сиенит	Орто-Такойский (Средняя Азия)	2	0,004—0,008	0,006	То же
»	Малый Ковдор (Кольский полуостров)	1	—	0,009	А. В. Лапин (1966 г.)
»	Енисейский кряк	2	0,0004—0,0010	0,0007	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Коргередаба (Тува)	1	—	0,0004	То же
»	Хибинский массив (Кольский полуостров)	5	0,006—0,0266	0,0117	В. И. Герасимовский, Ю. И. Беляев (1963)
»	Контозерский (Кольский полуостров)	2	0,0154—0,0163	0,016	Те же
»	Сахарюкский (Кольский полуостров)	12	0,0024—0,0092	0,0037	» »
»	Ловозерский (Кольский полуостров)	14	0,0026—0,0088	0,0056	» »

Содержание ванадия в стандартной пробе сиенита CAAS соответствует, по данным разных исследователей, 0,0063—0,0088% (Ragland, 1968).

Концентрации ванадия в менее распространенных щелочных породах (луявритах, ийолитах, мельтейгитах, нефелинитах, лимбургитах), установленные В. И. Герасимовским, Ю. И. Беляевым (1963) и В. С. Гладких (1968 г.), обычно составляют 0,02—0,03%. Повышенные содержания ванадия в породах связаны главным образом с присутствием в них до нескольких процентов титаномагнетита, перовскита, сфена и, возможно, шорломита или мелонита. Повышенные концентрации ванадия характерны также для монцонитов (0,02%), которые часто содержат довольно много железомagneзиальных минералов.

Главными концентраторами ванадия в более распространенных сиените и нефелиновом сиените являются щелочные амфиболы и клинопироксены. Содержание ванадия в этих минералах, например в нефелиновых сиенитах Армении, составляют около 0,17% (Хачатурян, 1967). Наиболее высокое среднее содержание ванадия — 0,033% — установлено для мельтейгитов из ультраосновных-щелочных комплексов Карело-Кольской провинции. Примерно такого же порядка содержания ванадия определены в эффузивных аналогах щелочных пород. По данным В. С. Гладких (1968 г.), средние содержания ванадия в нефелинитах Маймеча-Котуйской провинции достигают 0,028%. Характерно, что те же эффузивные породы Кузнецкого Алатау содержат ванадия примерно в 5—10 раз меньше. В данном случае на ванадиеносность пород влияет не только их принадлежность к определенному типу, но и их нахождение в разных провинциях.

СРЕДНЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ВАНАДИЯ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исследование ванадиеносности главных типов магматических пород показали чрезвычайную неравномерность его концентраций (табл. 40). Эта особенность распределения ванадия отмечалась как для изверженных пород земной коры в целом (Turekian, Wedepol, 1961; Виноградов, 1962 и др.), так и для отдельных регионов (Tonbergen, 1938; Sahama, 1945 и др.). Вычисленные нами средние содержания ванадия в ультрабазитах, базитах и других типах магматических пород базируются на количественных определениях в средних пробах и представительных образцах, собранных на массивах Урала, Кавказа, Карелии, Кольского полуострова, Восточной Сибири и других районов Советского Союза. При расчете были также учтены данные количественных определений ванадия в базальтах и щелочных породах других исследователей (Герасимовский, Беляев, 1963; Г. В. Нестеренко и др., 1964 г. и др.). Полученные результаты подтверждают неравномерность распределения содержаний ванадия в главных типах магматиче-

Средние содержания ванадия в различных типах магматических пород (в г/т)

Порода	A. П. Виноградов (1962; 1970)	F. Leutwein (1941)	K. Turekian, K. Wedepol (1961)	R. Daly (1933 г.)	S. R. Taylor (1968 г.)	Данные Л. Ф. Борисенко	W. Tongeren (1938)	Th. G. Sahara (1945)	P. N. Lundeherdth (1946)	Данные Л. Ф. Борисенко	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ультраосновные	40*	20*	40	—	—	49	168	17	—	254	49
Габбро (основные)	200	400	250	—	—	235	392	56	320	248	258
Диориты (средние)	100	—	—	—	75	68	—	—	—	—	40
Граниты (кислые)	40	1—20	—	—	40	20	56—112	17	30	—	18
Граниты (много Са)	—	—	88	55	—	26	—	—	—	—	22
Граниты (мало Са)	—	—	44	30	—	8	—	—	—	—	10
Сиениты и нефелиновые сиениты (щелочные)	—	—	30	—	—	48	—	34	—	23	29
Базальты	—	—	—	—	250	289	—	—	—	—	—
Толентовые базальты	290	—	—	—	270**	—	—	—	—	—	—
Андезиты	—	—	—	—	175	140	—	—	—	—	—

1—6—изверженные породы земной коры; 7—то же, Малайский архипелаг; 8—то же, Южная Лапландия; 9—то же, Швеция (Центральный Рослаген); 10—то же, платиноносный пояс Урала; 11—то же, Урал.

* Перидотиты.

** Океанские породы.

ских пород земной коры. Характерно, что в различных породах каждого отдельно взятого типа ванадий распределен также неравномерно, особенно в ультрабазитах и базитах.

Решающее влияние на ванадиеносность этих пород оказывают повышенные концентрации титаномагнетита. Поэтому все рудные разности ультраосновных и основных пород характеризуются содержаниями ванадия по крайней мере на порядок выше средних его концентраций для родственных по петрографическому составу, но безрудных пород. Результаты определений ванадия в рудных разновидностях магматических пород не учитывались при расчете средних содержаний ванадия в породах. Это делалось для того, чтобы получить наиболее достоверные средние содержания ванадия в главных типах магматических пород, по возможности исключив влияние экзотических их разновидностей. Что касается средних и кислых пород, то больших содержаний магнетита в них, как правило, не устанавливается.

Степень ванадиеносности этих пород в значительной степени определяется присутствием таких феррических минералов, как биотит и роговая обманка. В диоритах концентрации ванадия обычно не столь контрастны, как в гранитах. Поэтому только для гранитов были вычислены средние содержания ванадия отдельно для биотитовых гранитов (или с высокими концентрациями кальция,

по К. Турекьяну и К. Ведеполу) и лейкократовых гранитов (с низкими содержаниями кальция). Среднее содержание ванадия в гранитах определено из примерного соотношения распространенности (2:1) этих двух разновидностей гранитов.

Вычисленные средние содержания ванадия в главных типах магматических пород земной коры наиболее близки к результатам А. П. Виноградова (1962), К. Турекьяна и К. Ведеполя (Turekian, Wedepol, 1961) и С. Р. Тейлора (Taylor, 1968 г.). Только средние содержания ванадия в гранитах по сравнению с данными этих исследователей в два раза меньше. Однако полученное нами среднее содержание ванадия в кислых породах (20 г/т) близко к его концентрации в стандартной пробе гранита G-1 (14—23 г/т), а также к результатам Ф. Лейтвейна (Leutwein, 1941) и Ч. Г. Сахамы (Sahama, 1945).

Кларк ванадия в магматических породах земной коры, определенный разными исследователями, составляет 0,01—0,0315% (табл. 41). Полученные нами результаты позволили вычислить

Таблица 41

Средние содержания ванадия в земной коре и изверженных породах (в вес. %)

Земная кора		Изверженные породы	
Содержание V	Исследователь	Содержание V	Исследователь
0,00л	I. H. Vogt (1968)	0,017	F. W. Clarke, H. S. Washington (1924)
0,018	G. Berg (1929)	0,020	G. Hevesy (1932 г.)
0,020	A. E. Ферсман (1928—1953 гг.)	0,015	V. M. Goldshmidt (1933)
0,010	B. M. Гольдшмидт (1938)	0,0168*	W. Tongeren (1938)
0,015	K. Rankama, Th. Sahama (1950)	0,0315**	P. H. Lundehärdt (1946)
0,00л	B. H. Вернадский (1954)	0,010	D. M. Shaw (1954 г.)
0,015	V. M. Goldshmidt (1954)	0,015	K. Rankama (1954)
0,011	B. Mason (1958)	0,0149	M. K. Horn, I. A. S. Adams (1966)
0,009	A. П. Виноградов (1962)	0,0188	Данные Л. Ф. Борисенко
0,0135	S. R. Taylor (1964)		
0,020	R. L. Parker (1967)		

* Малайский архипелаг.

** Швеция (Центральный Рослаген).

среднее содержание ванадия в магматических породах с учетом их распространенности (граниты 16,2%, гранодиориты и диориты 17,3%, базальты, габбро, амфиболиты и эклогиты 65,6%, дуниты и перидотиты 0,3%, сиениты и нефелиновые сиениты 0,6% (от общего объема земной коры). Распространенность взята по А. Б. Ровнову и А. А. Ярошевскому (1967).

Вычисленное среднее содержание ванадия в изверженных породах соответствует 187,5 г/т (табл. 42), т. е. близко к данным

Таблица 42

Среднее содержание ванадия в магматических породах земной коры

Порода	Распространенность пород, % от общего объема земной коры	Содержание V в породах, г/т		Относительное количество V в породе, %
		среднее	с учетом распространенности пород	
Граниты	16,2	20(126)	3,2	1,7
Гранодиориты и диориты	17,3	68(41)	11,8	6,3
Базальты, габбро, амфиболиты, эфлогиты	65,6	262(510)	172,1	91,7
Перидотиты	0,3	49(293)	0,1	0,1
Сиениты, нефелиновые сиениты	0,6	48(68)	0,3	0,2
	Среднее содержание		187,5	—

Примечание. В скобках дано число проб.

А. Е. Ферсмана, Г. Берга (Berg, 1929), Р. Л. Паркера (Parker, 1967), Г. Хевеси (G. Hevesy, 1932 г.). Отметим, что для ультраосновных пород было взято среднее содержание ванадия только в перидотитах (гарцбургитах, лерцолитах и развившихся по ним серпентинах), так как именно эти породы наиболее распространены.

По А. Н. Заварицкому (1955), перидотитов в земной коре примерно в 40 раз больше, чем пироксенитов. Для щелочных пород брались концентрации ванадия только в более распространенных сиенитах и нефелиновых сиенитах.

Если рассматривать земную кору как смесь гранитов и базальтов с отношением 2 : 3, то среднее содержание ванадия будет равно $C_V = \frac{20 \cdot 2 + 289 \cdot 3}{5} = 188$ г/т (среднее вычисленное содержание в гранитах 20 г/т, в базальтах 289 г/т).

Если теперь обратиться к общему количественному распределению ванадия в магматических породах различных типов, то с учетом распространенности отдельных групп магматических пород около 92% всего ванадия содержится в основных породах, около 8% — в кислых и средних и лишь несколько десятых процента от общего количества ванадия приходится на ультраосновные-щелочные породы (см. табл. 42).

Средние содержания ванадия в породах отдельных магматических формаций могут заметно отличаться друг от друга ввиду неодинаковой распространенности в каждой из них ультраосновных, основных, средних и кислых пород и их разновидностей. Так, ультрабазиты габбро-пироксенит-дунитовой формации в семь раз

богаче ванадием, чем ультраосновные породы гипербазитовой формации Урала (0,003%), где преобладают гарцбургиты.

Наконец, на уровень ванадиеносности изверженных пород одного типа, но из разных магматических формаций, могут влиять геохимические особенности последних. Однако в большинстве случаев их влияние незначительно.

Глава IV

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНАДИЯ

Несмотря на то что в мировой экономике эндогенные месторождения ванадия стали играть чрезвычайно большую роль, их детальной генетической классификации до сих пор нет. В наиболее полной классификации промышленных месторождений титана, составленной И. И. Малышевым (1957_{1,2}), можно почерпнуть ограниченные сведения, касающиеся ванадия. Классификации месторождений ванадия Г. И. Людоговского (1948) и М. М. Москевич (1959) в основном имеют оценочный характер.

В предлагаемой генетической классификации эндогенных месторождений ванадия (табл. 43) учтены магматические формации, в которых встречаются интрузивные тела, несущие оруденение с повышенными содержаниями ванадия; региональный структурный контроль, определяющий положение рудоносных интрузий; комплексы горных пород, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения ванадия. Кроме того, приняты во внимание форма и размеры рудоносных массивов, их возраст, форма рудных тел и типы руд, особенности состава минерала-концентратора ванадия, типичная ассоциация этого минерала с указанием других полезных компонентов, содержащихся в рудах.

По происхождению эндогенные месторождения ванадия подразделяются на магматические, контактово-метасоматические и гидротермальные. Среди них наиболее распространены магматические ванадийсодержащие магнетит-ильменитовые и титаномагнетитовые месторождения. Контактново-метасоматические и гидротермальные месторождения магнетита, магномагнетита, давидита и рутила встречаются реже. Еще менее распространены месторождения ноланита.

Эндогенные месторождения ванадия в подавляющем большинстве случаев пространственно и генетически связаны с комплексами основных интрузивных пород. В геосинклинальных и орогенных областях месторождения ванадия установлены в трех формациях: 1) габбро-диорит-диабазовой; 2) габбро-пироксенит-дунитовой; 3) габбро-монцит-сиенитовой и габбро-сиенитовой. На древних щитах и платформах (активизированные участки) месторож-

Генетическая классификация эндогенных

Магматическая формация	Региональный структурный контроль, определяющий положение рудных интрузий	Тип эндогенных месторождений ванадия (по главному ванадийсодержащему минералу и вмещающей породе)	Главные особенности рудоносных массивов	Примеры месторождений
---------------------------	---------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------	-----------------------

Магматические

Габбро-диорит-диабазовая	Геосинклинальная область. Вытянутые интрузии, положение которых контролируется нарушениями между двумя разнородными толщами	Магнетит-ильменитовые в габбро и габбро-амфиболитах	Вытянутые дайкообразные тела габбро и габбро-амфиболитов малой мощности, протяженностью десятки километров	Кусинское (Урал)
Габбро-пироксенит-дуни-товая	Геосинклинальная область. Межформационные интрузии, вытянутые в виде «поясов» согласно складчатости вдоль глубинных разломов фундамента	Титаномагнетитовые в пироксенитах	Крупные гипербазитовые массивы, сложенные преимущественно пироксенитами с подчиненным количеством перидотитов и оливинитов (десятки квадратных километров)	Гусевогорское (Урал)
То же	То же	Титаномагнетитовые в пироксенитах	Небольшие шпиро-видные обособления пироксенитов (1—3 км ²) в крупных массивах габбро	Баронские горы (Урал)
» »	» »	Титаномагнетитовые в горнблендитах	Вытянутые зоны горнблендитов (протяженностью 10—12 км) в крупных габбровых массивах	Первоуральское (Урал)
» »	» »	Титаномагнетитовые в габбро	Крупные сложнодифференцированные массивы габброидных пород	Волковское (Урал)
Габбро-монцит-сиенитовая	Орогенные области. Положение интрузий контролируется дизъюнктивными нарушениями	Титаномагнетитовые в оливинитах	Вытянутые обособления оливинитов (<1 км ²) в небольших массивах габбро	Сваранское (Кавказ)

месторождений ванадия

Возраст месторождений	Форма рудных тел и типы руд	Главный рудный минерал-концентрат ванадия; среднее содержание в нем ванадия, вес. %	Характерная ассоциация главного рудного минерала-концентра-тора ванадия	Прочие полезные компоненты, содержащиеся в руде
-----------------------	-----------------------------	-------------------------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------

месторождения

Протерозой	Крутопадающие жиллообразные тела сплошных руд и зоны вкрапленной руды, вытянутые по простиранию вмещающих габбро и габбро-амфиболитов	Магнетит; 0,44	Ильменит, пирит, роговая обманка, плагиоклаз, хлорит, гранат, биотит	Ti, CoSc
Палеозой	Крупные рудные залежи главным образом в диаллитовых и роговообманковых пироксенитах. Руды преимущественно вкрапленные, реже мелкопрожилковые и шпировые	Титаномагнетит; 0,35	Ильменит, шпинель, диопсид, роговая обманка	Pt и платиноиды, Au, Ti, Sc
»	Вытянутые, часто полосчатые рудные зоны в пироксенитах. Руды сплошные и вкрапленные	Титаномагнетит; 0,28	Ильменит, шпинель, апатит, диопсид	P
»	Рудные зоны в горнблендитах, вкрапленные, реже шпировые руды	Титаномагнетит; 0,42	Ильменит, шпинель, халькопирит, роговая обманка, плагиоклаз	—
»	Линзовидные рудные залежи в габбро. Преимущественно вкрапленные, реже шпировидные руды	Титаномагнетит; 0,72	Ильменит, борнит, халькопирит, апатит, роговая обманка, плагиоклаз	Cu, P, Ti, Se, Te
Третичный	Линзовидные рудные залежи, вытянутые по простиранию оливинитов. Вкрапленные руды, редко сплошные руды	Титаномагнетит; 0,22	Шпинель, оливин, серпентин	Mg

Магматическая формация	Региональный структурный контроль, определяющий положение рудных интрузий	Тип эндогенных месторождений ванадия (по главному ванадийсодержащему минералу и вмещающей породе)	Главные особенности рудоносных массивов	Примеры месторождений
<p>Дифференцированных габбровых и норитовых интрузий</p> <p>Габбро-диабазы формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анортозитов</p>	<p>Древние платформы (относительно активизированные зоны). Громадные лополиты приурочены к мультисубпараллельным прогибам.</p> <p>Гипабиссальные интрузии, связанные с расколами в кристаллическом основании древних платформ</p>	<p>Титаномагнетитовые в норитах, анортозитах и габбро-пироксенитах</p> <p>Титаномагнетитовые в габбро-диабазе</p>	<p>Очень крупные тела протяженностью сотни километров, сложнодифференцированные, расслоенные габбро, нориты, гипербазиты</p> <p>Вытянутые пластобразные тела диабазов и габбро-диабазов протяженностью от нескольких до десятков километров</p>	<p>Месторождения бушвельдского комплекса (ЮАР)</p> <p>Пудожгорское (Карелия)</p>
<p>Анортозитовая</p> <p>»</p>	<p>Зоны активизации в обрамлении докембрийских щитов. Громадные пластовые интрузивные тела, приуроченные к разломам по периферии щитов</p> <p>То же</p>	<p>Магнетит-ильменитовые в габбро-анортозитах</p> <p>Ильменит-гематитовые в габбро-анортозитах</p>	<p>Очень крупные плутоны габбро-анортозитов, площадь которых достигает нескольких тысяч квадратных километров</p> <p>Крупные массивы габбро-анортозитов (до нескольких тысяч квадратных километров)</p>	<p>Месторождения Адирондакских гор: Сэнфорд Хилл, Ор Маунтин и др. (США)</p> <p>Лак-Тию, район оз. Аллард (Канада)</p>
<p>»</p>	<p>Складчатые пояса в краевых частях древних платформ</p>	<p>Рутил-ильменитовые в анортозитах</p>	<p>Крупные тела анортозитов (десятки квадратных километров)</p>	<p>Пиней Ривер и Роузленд (шт. Виргиния, США)</p>
<p>»</p>	<p>Зоны глубинных разломов на границе древних платформ и геосинклинальных зон</p>	<p>Титаномагнетит-ильменитовые в габбро-пироксенитах</p>	<p>Тела габбро-анортозитов от нескольких до десятков, иногда сотен квадратных километров</p>	<p>Кручининское (Забайкалье)</p>

Возраст месторождений	Форма рудных тел и типы руд	Главный рудный минерал-концентратор ванадия: среднее содержание в нем ванадия, вес. %	Характерная ассоциация главного рудного минерала-концентратора ванадия	Прочие полезные компоненты, содержащиеся в руде
Докембрий	Пластообразные или четкообразно расположенные линзы. Сплошные, а также вкрапленные руды	Титаномагнетит; около 1 (в руде)	Ильменит, рутил, шпинель	Ti
Протерозой	Рудные зоны, вытянутые согласно простиранию габбро-диабазов. Вкрапленные руды	Титаномагнетит; 0,55	Ильменит, халькопирит, борнит, апатит, плагиоклаз, пироксен	Ti, Cu (?)
Докембрий	Вытянутые рудные зоны, обычно на контакте габбро и анортозитов. Вкрапленные и сплошные руды (местами полосчатые)	Магнетит; 0,34 (в центре)	Ильменит, плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, гранат, биотит, апатит	Ti
Докембрий	Пластообразные рудные тела, согласные со структурами массива; линзы. Полосчатые руды, состоящие из сплошных и вкрапленных	Ильменит; 0,21 (в руде)	Гематит, плагиоклаз, авгит, апатит	Ti
Докембрий	Зоны преимущественно-вкрапленных руд и жилообразные тела нельсонитов	Рутил; 0,17	Ильменит, апатит, плагиоклаз	Ti, P
Палеозой	Пластообразные залежи вкрапленных и линзы сплошных руд	Титаномагнетит; 0,20	Ильменит, апатит	Ti, P

Магматическая формация	Региональный структурный контроль, определяющий положение рудных интрузий	Тип эндогенных месторождений ванадия (по главному ванадийсодержащему минералу и вмещающей породе)	Главные особенности рудоносных массивов	Примеры месторождений
---------------------------	---------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------	-----------------------------------------	-----------------------

Контактово-метасоматические

Габбро-пироксенит-дунитовая	Геосинклинальная область. Межформационные интрузии, вытянутые в виде «поясов» вдоль глубинных разломов	Магнетитовые в скарнированных породах	Участки скарнированных эффузивных и осадочных пород у контакта (или на некотором удалении от него) интрузий, сложенных сиенитами, диоритами, гранодиоритами, щелочными гранитами	Осокино-Александровское (Урал)
-----------------------------	--------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------	----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	--------------------------------

Гидротермальные

Трапповая толеит-базальтовая	Древняя платформа. Положение интрузий траппов тесно связано с глубинными разломами фундамента, которые наиболее развиты в краевых частях синеклизы	Магнетитовые в областях распространения траппов	Пластовые тела (силлы) или дайки долеритов, а также вулканические трубки взрыва, выполненные эксплозивной брекчией. Мощность силлов достигает нескольких сотен метров	Камышевский Байкитик (Сибирь)
Гранитоидных батолитов «пестрого» состава	Области активизации древних платформ и щитов. Положение гранитных интрузий определяется глубинными разломами фундамента	Ноланит-уранинит-карбонатные в породах древних метаморфизованных комплексов	Участки метаморфической толщи, которые прилегают к контактам крупных гранитных массивов	Никольсон-Майн и другие месторождения района оз. Биверлодж (Канада)

дения ванадия приурочены к следующим формациям: 1) формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий; 2) к габбро-диабазам формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов; 3) анортизитовой; 4) трапповой (толеит-базальтовой); 5) формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава (формации выделены по Ю. А. Кузнецову, 1964).

Наиболее крупные интрузии, несущие оруденение ванадийсодержащих минералов-концентраторов (магнетита и титаномагнетита), находятся в анортозитовой (периферическая часть Ка-

Возраст месторождений	Форма рудных тел и типы руд	Главный рудный минерал-концентрат ванадия; среднее содержание в нем ванадия, вес. %	Характерная ассоциация главного рудного минерала-концентрата ванадия	Прочие полезные компоненты, содержащиеся в руде
-----------------------	-----------------------------	-------------------------------------------------------------------------------------	----------------------------------------------------------------------	-------------------------------------------------

месторождения

Палеозой	Вытянутая рудная зона (вкрапленные руды) с небольшими по мощности (1—10 м) пластообразными телами сплошных магнетитовых руд	Магнетит; 0,24	Апатит	—
----------	-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------	--------	---

месторождения

Мезозой	Пластообразная рудная залежь, согласная с напластованием вмещающих пород; расположена между траппами и толщей осадочно-метаморфических пород. Сплошные шестоватые руды, сплошные зернистые руды, местами ноздревато-пористые	Магномагнетит; 0,6	Апатит, хлорит	—
Докембрий	Жилы и зоны прожилково-вкрапленных руд, приуроченные преимущественно к тектоническим нарушениям, секущим метаморфические толщи	Ноланит; 46,2	Кальцит, уранинит, пирит, гематит, халькопирит, ильменит, галенит	U

надского щита) и габбро-пироксенит-дунитовой формациях (латиноносный пояс Урала), а также в формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий (бушвельдский комплекс).

Для эндогенных месторождений ванадия, как правило, характерна пространственная и генетическая связь с магматическими формациями, в которых широкое развитие имеют ультраосновные и основные породы нормального ряда. Многочисленные месторождения и рудопроявления титаномагнетита ультраосновных-щелоч-

ных комплексов (с карбонатами) обычно содержат мало ванадия, в среднем 0,08% в титаномагнетите (Борисенко, Лапин, 1971). Несомненно, что на ванадиеносность отдельных типов эндогенных месторождений существенно влияет геохимическая специализация магм.

Интрузии, к которым приурочены месторождения ванадия, связаны с образованием глубинных разломов на древних платформах, в обрамлении докембрийских щитов и платформ, в геосинклинальных областях — участки ранних этапов развития последних. Большое разнообразие в составе изверженных пород и в геологическом строении массивов, к которым приурочены магматические месторождения ванадия, тесно связано со специфическими особенностями тектонического развития различных участков земной коры, которые влияли как на фракционное выплавление вещества, так и на дифференциацию базальтового расплава и порядок кристаллизации минералов. Так, ванадийсодержащий титаномагнетит Волковского, Гусевогорского (Урал) и подавляющего большинства других месторождений в габбро, перидотитах и пироксенитах выделялся после силикатов — фузивный тип, а титаномагнетит рудных габбро-диабазов Пудожгорского и Койкарского месторождений (Карелия) удалялся из расплава одним из первых — сегрегационный тип. Характерно, что титаномагнетитовое орудуение обычно не выходит за пределы ультраосновных и основных пород, чем подтверждается тесная генетическая его связь с материнскими породами магматического происхождения. Это же отмечалось Г. А. Соколовым (1957), И. И. Малышевым (1957₂), А. И. Богачевым и др. (1963), А. П. Лебедевым (1963, 1965), М. Н. Годлевским (1968), О. А. Богатиковым и др. (1970 г.).

Многие интрузии базитов и ультрабазитов, к которым приурочены магматические месторождения, имеют огромные размеры, достигающие нескольких тысяч квадратных километров, и сложное строение. Особенно крупные интрузии характерны для анортозитовой формации. Массивы, сложенные ультраосновными породами, обычно не превышают нескольких десятков квадратных километров, например в габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Обычно массивы ультрабазитов и базитов имеют расслоенный характер, хотя и не везде хорошо выраженный. Например, Бушвельдский лополит представляет собой очень крупное расслоенное тело с отчетливым чередованием анортозитов, пироксенитов, габбро и норитов. Тела массивного ванадийсодержащего титаномагнетита залегают среди анортозитов и пироксенитов в верхней части стратифицированного комплекса, слагающего лополит. Менее четко выражена расслоенность ультрабазитов платиноносного пояса, что отмечалось В. А. Решитько (1961), О. А. Воробьевой и др. (1962). Вероятно, расслоенность базит-ультрабазитовых массивов в значительной степени обусловлена кристаллизационной дифференциацией в результате охлаждения расплава в пределах камеры застывания.

Интрузии, с которыми тесно связаны эндогенные месторождения ванадия, имеют различный возраст (от докембрия до кайнозоя). Преимущественно они размещены в областях докембрийской и палеозойской складчатости (рис. 5—7).

Наиболее крупные месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитовых и магнетит-ильменитовых руд, расположенные на древних платформах и в зоне обрамления кристаллических щитов, сформировались главным образом в докембрии. Ванاديеносные месторождения геосинклинальных областей имеют преимущественно ранне- и среднепалеозойский возраст. Таким образом, для магматических месторождений ванадия выделяются две главные эпохи рудообразования: докембрийская и ранне-среднепалеозойская. Более молодыми являются гидротермальные магномагнетитовые месторождения в областях распространения траппов (мезозой).

Форма ванадийсодержащих рудных тел магматических месторождений довольно разнообразна: жилы и шилы сплошных руд; зоны, линзы, жилообразные тела, пластообразные или трубообразные залежи преимущественно вкрапленных или шлирово-вкрапленных руд.

Форма рудных тел контактово-метасоматических месторождений в значительной степени зависит от формы скарновых образований, которые в свою очередь в основном определяются контролируемыми структурами, по которым развивался скарново-рудный метасоматоз. Так, в Тагило-Кушвинском районе на Урале, где находятся Осокино-Александровское и Евстунинское месторождения ванадийсодержащего магнетита, оруденение преимущественно развито вдоль тектонических зон север-северо-западного направления, по которым шло наиболее интенсивное замещение.

Для гидротермальных ванадийсодержащих месторождений характерны жилообразные тела, приуроченные к зонам нарушения, а также пластообразные залежи, обычно согласные с основными элементами залегания вмещающих пород и внедрившихся в них интрузивных тел.

По минеральному составу ванадийсодержащие руды магматических месторождений главным образом титаномагнетитовые, но встречаются также титаномагнетит-ильменитовые, ильменит-магнетитовые, ильменит-гематитовые, рутил-апатитовые (нельсониты). Более высокие содержания ванадия характерны для титаномагнетитовых и ильменит-магнетитовых руд. Содержания ванадия в ильмените $\leq 0,25\%$, в рутиле обычно $\leq 0,17\%$. Все породообразующие минералы, ассоциирующие с титаномагнетитом, содержат ванадия еще меньше.

В рудах контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений ванадийсодержащими минералами также являются минералы железа — магнетит и магномагнетит. Кроме того, в месторождениях этого типа встречается ванадийсодержащий давидит ($\leq 1,96\%$ ванадия). В рутиле из высокотемпературных карбо-

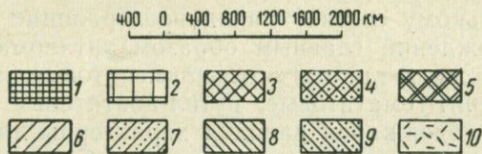
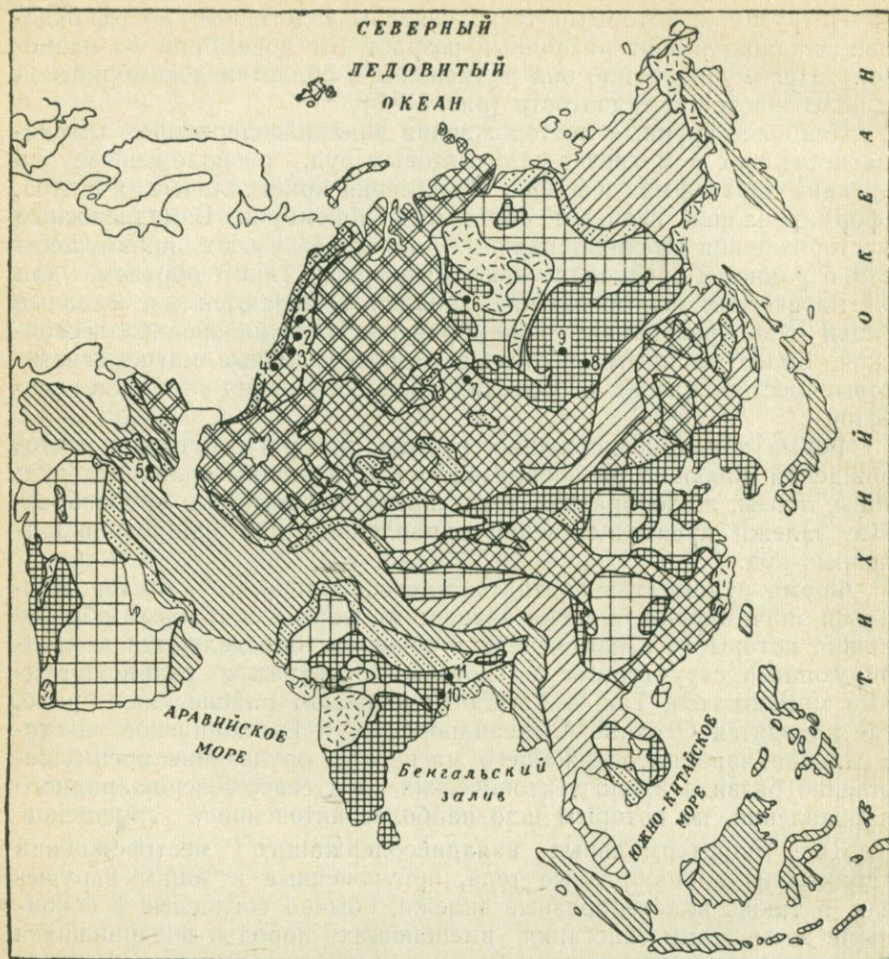


Рис. 5. Схема размещения эндогенных месторождений ванадия по основным структурным областям Азии

1 — области докембрийской складчатости; 2 — области докембрийской складчатости с платформенным чехлом; 3 — области палеозойской складчатости; 4 — краевые прогибы областей палеозойской складчатости; 5 — области палеозойской складчатости с платформенным чехлом; 6 — области мезозойской складчатости; 7 — краевые прогибы областей мезозойской складчатости; 8 — области кайнозойской складчатости; 9 — краевые прогибы областей кайнозойской складчатости; 10 — области интенсивного развития кайнозойского вулканизма.

Месторождения ванадия (цифры на схеме): 1 — Гусевогорское, 2 — Волковское, Осокино-Александровское, Евстигнинское, 3 — Первоуральское, 4 — Кусинское, Медведевское, Копанское, Маткальское, 5 — Сваранское, Камакарское, 6 — Камышевский, Байкитик, 7 — Лысанское, Кедранское, 8 — Кручининское, 9 — Чинейское, 10 — район Майурбхани, 11 — район Сингххум

натных жил определено 0,67% (Федорчук, 1956), а в рутиле гидротермально измененных сланцев — 0,21% ванадия (E. Gross, A. Parwel, 1969 г.).

В немногих гидротермальных месторождениях установлено скопление собственного минерала ванадия — ноланита.

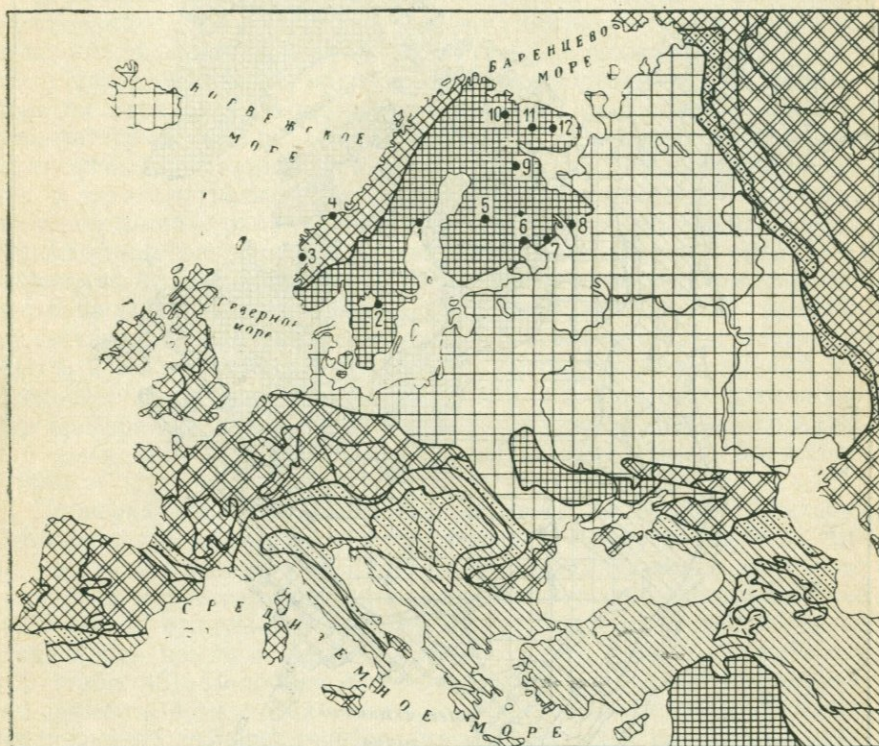


Рис. 6. Схема размещения эндогенных месторождений ванадия по основным структурным областям Европы. Условные обозначения см. на рис. 5.

Месторождения ванадия (цифры на схеме): 1 — Ульве, 2 — Таберг, 3 — Берген, 4 — Родсенд, 5 — Отанмяки, 6 — Велимяки, 7 — Койкарское, 8 — Пудожгорское, 9 — Ельтозерское, 10 — Гремяха-Вырмес, 11 — Цагинское, 12 — Кейвские интрузивы

Наиболее распространенные и важные в промышленном отношении минералы эндогенных месторождений ванадия — титаномагнетит и магнетит — могут содержать значительное количество элементов-примесей: V, Ti, Cr, Al, Mg, Mn, Zn, а также Ni, Co, Sc, Ga, Ta, Nb, Ge и др. Более высокое содержание этих элементов, особенно V, Ti, Cr, Al, характерно для титаномагнетита магматических месторождений (табл. 44). Титаномагнетит содержит продукты распада твердых растворов: плеонаст, герцинит, ульвешпи-

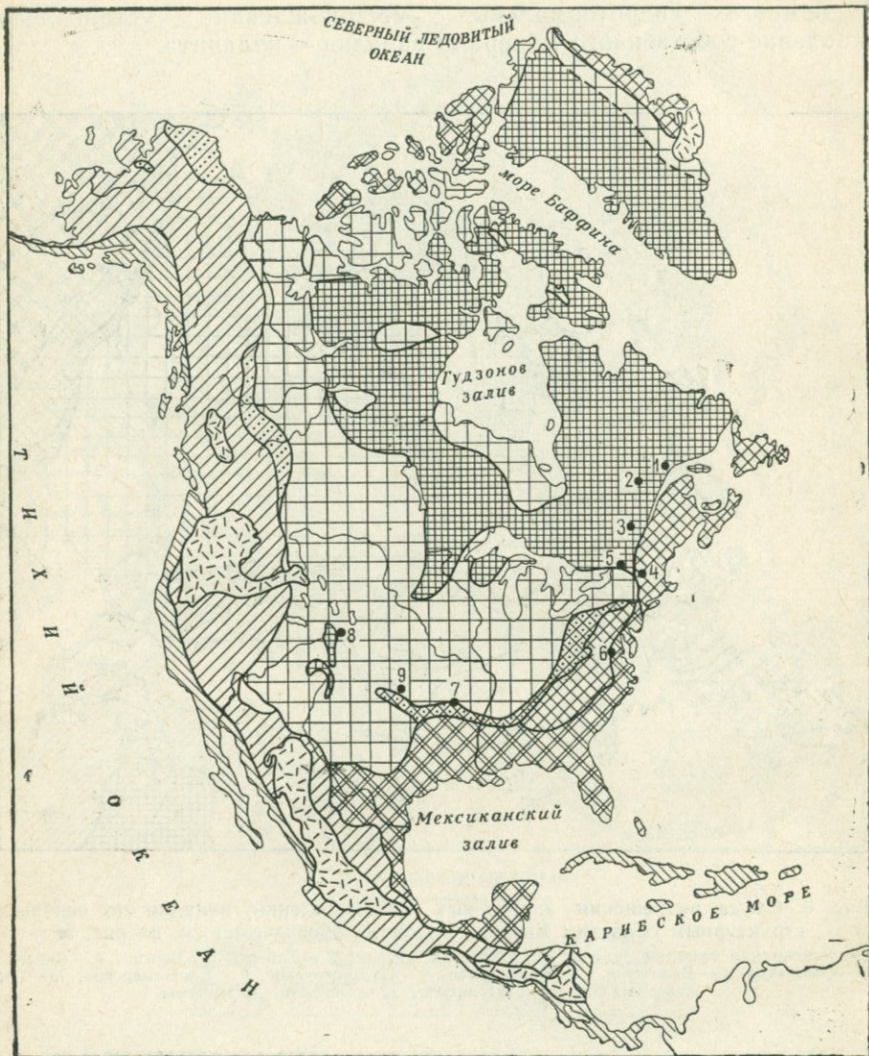


Рис. 7. Схема размещения месторождений ванадия по основным структурным областям Северной Америки. Условные обозначения см. на рис. 5.

Месторождения ванадия (цифры на схеме): 1 — Лак-Тюо, Пьюиджелон, Миллс, 2 — Сент-Илес, 3 — Сент-Урбен, Джeneral-Электрик, Ференс, 4 — Айрон-Майн Хилл, 5 — район оз. Сэнфорд, месторождение Тегавус и др., 6 — Розленд, 7 — Магнет Кове, Хот-Спрингс, 8 — Айрон Маунтин и другие месторождения плато Колорадо, 9 — район гор Уичита

нель, ильменит. Однако ванадиевая шпинель — кульсонит — встречается в титаномагнетите исключительно редко.

Магнетит контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений обычно содержит меньше элементов-примесей, чем титаномагнетит, а продукты распада твердых растворов для него не характерны (Борисенко и др., 1968).

Степень концентрации ванадия и других элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите тесно связана с генезисом месторождений. Среднее содержание ванадия (а также Ti, Cr, Sc, Ni, Al) в титаномагнетите магматических месторождений по крайней мере на порядок больше, чем в магнетите большинства контактово-метасоматических месторождений. Проведенное с помощью статистических методов сопоставление средних содержаний ванадия в титаномагнетите магматических и в магнетите скарных месторождений Урала показало, что между ними наблюдаются существенные различия. Сравнивались Евстюнинское (0,17% V) и Осокино-Александровское (0,24%), контактово-метасоматические месторождения, характеризующиеся наиболее высокой ванадиеносностью среди других месторождений этого типа, и Васимское (0,31% V), Гусевогорское (0,35% V), Первоуральское (0,42% V), Кусинское (0,44 V) и Волковское (0,72% V). Для всех возможных пар проверялась гипотеза H_0 о равенстве оценок средних содержаний $a_i = a_j$ при альтернативе неравенства $H_1: a_i \neq a_j$ (Борисенко, 1968).

Проверка гипотезы H_0 , проведенная с помощью критерия Стьюдента (t), показала, что средние содержания ванадия (а также титана и магния) в титаномагнетите магматических месторождений и в магнетите контактово-метасоматических месторождений существенно отличаются друг от друга. Все полученные значения t оказались намного выше допустимого при уровне значимости 0,05 (табл. 45). Подобное несоответствие в распределении элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите является отражением неодинаковых условий генезиса магматических и контактово-метасоматических месторождений. Результаты, полученные для месторождений Урала, согласуются с данным В. А. Вахрушева (1965) для Алтае-Саянской области, который считает, что состав магнетита контактово-метасоматических месторождений отличается от состава магнетита магматических месторождений.

На общий состав и концентрацию ванадия и других элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите эндогенных месторождений значительно влияет формационная принадлежность последних. Максимальные содержания ванадия (до 4,9%) установлены в титаномагнетите магматических месторождений, приуроченных к основным породам габбро-диорит-диабазовой формации (геосинклинальные области), а также к формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий, габбро-диабазам формации магматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов, анортозитовой формации (древние щиты и платформы).

Средние содержания элементов-примесей в титаномагнетите, магнетите типов

Генетический тип месторождения	Магматическая формация	Типы руд	Примеры месторождений
Магматические	Габбро-диорит-диабазовая	Массивные и вкрапленные в габбро и габбро-амфиболитах	Кусинское, Медведевское, Копанское (Урал)
	Габбро-пироксенит-дунитовая	Шлирово-вкрапленные и массивные в пироксенитах, верлитах, габбро и горнблендитах	Гусевогорское, Качканарское, Висимское, Волковское, Первоуральское (Урал)
	Габбро-сиенитовая	Шлирово-вкрапленные и массивные в оливинитах, перидотитах, пироксенитах, габбро, амфиболитах	Еletzозерское (Сев. Карелия), Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров)
	Дифференцированных габбровых и норитовых интрузий	Массивные в норитах, анортозитах, габбро	Месторождения бушвельдского комплекса (ЮАР)
	Мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов	Вкрапленные в габбро-диабазы	Пудожгорское и Койкарское (Карелия)
	Анортозитовая	Вкрапленные и массивные в габбро, анортозитах, пироксенитах, оливинитах	Кручининское (Забайкалье), Чинейское (Восточная Сибирь), Цагинское (Кольский полуостров)
Гидротермальные и гидротермально-метасоматические	Щелочно-ультраосновная	Шлирово-вкрапленные в оливинитах и пироксенитах	Кугда, Бор-Урях, Одихинча (Сибирь) Ковдор, Салма и др. (Кольский полуостров)
	Андезитовая Трапповая (толеит-базальтовая)	Прожилково-вкрапленные в брекчированных андезитах Массивные, вкрапленные и оолитовые в ороговикованных породах, скарноподобных метасоматитах, иногда брекчированных (ангаро-илимский тип)	Абовянское (Армения) Камышевский Байки-тик, Хакдасис, Красноярское, Кежемское, Коршуновское, Рудногорское (Сибирь)

* Элемент обнаружен не во всех пробах.

и магномангнетите эндогенных месторождений различных генетических
(в вес. %)

Минерал	Элементы-примеси							
	Mg	Sc ($\cdot 10^{-4}$)	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Ga
Титаномагнетит и магнетит	1,23	16,7	5,90	0,42	0,45	0,20	0,120	0,0032
Титаномагнетит	1,59	14,9	1,81	0,35	0,066	0,19	0,026	0,0040
	0,92	20,0	7,14	0,31	0,08	0,28	—	0,0029
»	0,43	—	8,27	0,56	0,082	0,18	Следы	—
»	0,32	3,85	9,20	0,55	0,007— 0,014*	0,32	0,017	0,0020
»	1,04	37,0	7,45	0,35	0,092	0,34	Не обн.	0,0046
»	3,50	19,2	5,46	0,08	0,66	0,30	0,126	0,0041
Магнетит	0,88	Не обн.	0,25	0,15	0,0007— 0,013	0,09	0,044	0,0020
Магномангнетит	3,12	7,9	0,19	0,12	Не обн.	0,14	0,025— 0,095	0,0034

**Результаты проверки гипотезы об однородности средних содержаний
ванадия в магнетите и титаномагнетите объединенных групп
железородных месторождений**

Статистические однородные группы месторождений	II	III	IV
I	3,777	10,124	8,966
II	—	8,096	4,879
III	—	—	6,074

I — Евстюнинское, Осокино-Александровское; II — Гусевогорское и Висимское; III — Волковское; IV — Первоуральское и Кусинское.

Содержание ванадия в титаномагнетите магматических месторождений одной и той же формации заметно колеблется в зависимости от петрографического состава рудных пород, которые могут быть представлены пироксенитами, перидотитами, оливинитами, горнблендитами, габбро, норитами, анортозитами, габбро-диабазами и диабазами. Максимальные содержания ванадия установлены в рудных минералах, приуроченных к породам основного состава. Наличием нескольких типов рудных пород объясняются заметные колебания содержаний ванадия в титаномагнетите из месторождений одной и той же формации. Так, для магматических железо-ванадиевых месторождений габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала наибольшие концентрации ванадия (0,72%) характерны для титаномагнетита из габбро (Волковское месторождение), более низкие (0,42%) — для титаномагнетита из горнблендита (Первоуральское) и минимальные (0,35%) — для титаномагнетита из пироксенита (Гусевогорское).

На уровень концентрации ванадия (Ti и др.) в магнетите контактово-метасоматических месторождений также может влиять формационная принадлежность массивов, с которыми они генетически связаны. Более высокие содержания ванадия характерны для магнетита тех скарновых месторождений, образование которых связано с воздействием интрузий габброидного ряда. Характерно, что и акцессорный магнетит из гранитоидов габброидного и гранитного рядов (табл. 46) также обладает разной ванадиенос-

Таблица 46

**Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите
интрузивных пород Алтае-Саянской области (в вес. %)**

Тип интрузии	Число анализов	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Pb
Гранитоиды интрузий «батолитового» типа	19	0,37	0,07	0,05	0,26	0,001	0,002	0,018
Гранитоиды габброидного ряда	21	1,55	0,17	0,08	0,49	0,003	0,017	0,012

ностью (Вахрушев, 1965). Для Урала аналогичные результаты получены Д. С. Штейнбергом и др. (1961 г.).

Метаморфизм оказывает сильное воздействие на распределение ванадия, а также титана и скандия в железных рудах эндогенных месторождений. Наиболее четко это проявлено в массивных рудах магматических месторождений, подвергшихся метаморфизму с образованием агрегата самостоятельных зерен магнетита и ильменита. В рудах Кусинского месторождения на Урале ванадий концентрируется в магнетите (до 0,62%), а скандий — в ильмените (до 0,008%). Наоборот, в ильмените содержание ванадия составляет 0,13%, а в магнетите 0,0008—0,001% скандия. В подвергшихся метаморфизму рудах Белорусского кристаллического массива (Новоселковское рудопроявление) магнетит содержит 0,3%, а ильменит — 0,07% ванадия. Аналогичное явление наблюдается на подвергшихся региональному метаморфизму Кейвских интрузивах (Кольский полуостров). В метаморфогенном ильменит-магнетитовом месторождении Отанмяки (Финляндия) ванадий концентрируется (до 1,3%) только в магнетите. Таким образом, под действием метаморфизма, которому подвергаются титаномагнетитовые руды эндогенных месторождений, образуются наиболее высококачественные ванадийсодержащие магнетит-ильменитовые руды.

Глава V

МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ

Магматические месторождения ванадия представлены главным образом титаномагнетитовыми и магнетит-ильменитовыми месторождениями, пространственно и генетически связанными с комплексами ультраосновных и основных пород нормального ряда. Главные промышленные минералы — титаномагнетит и магнетит — обычно содержат 0,5—1% ванадия. Собственные минералы ванадия на месторождениях этого типа являются большой редкостью.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ ГАББРО-ДИОРИТ-ДИАБАЗОВОЙ ФОРМАЦИИ

К месторождениям габбро-диорит-диабазовой формации относятся ванадийсодержащие магнетит-ильменитовые и титаномагнетит-ильменитовые месторождения в габбро и габбро-амфиболитах на Южном Урале: Кусинское, Южно-Кусинское, Чернореченское, Медведевское, Копанское и Маткальское. Все они приурочены к основным породам четырех массивов (Кусинского, Медведевского, или Шишимского, Копанского и Маткальского), вытянутых на 76 км в виде прерывистой полосы северо-восточного простирания (Мясников, 1959). Предполагается, что все эти массивы

являются частями единой Кусинской интрузии и на глубине объединяются.

Положение интрузии определяется крупным нарушением между двумя разнородными толщами протерозойских пород. Породы западной толщи (лежащий бок интрузии) представлены известняками, доломитами саткинской свиты, а также филлитами, кварцитами и конгломератами бакальской свиты (верхний протерозой). На протяжении Кусинского массива в высшем боку обнажаются гранито-гнейсы кувашской свиты, на протяжении Медведевского и Копанского массивов — граниты Рябиновского массива и, наконец, на протяжении Маткальского массива — кварциты кувашской и зигальгинской свит. Все эти породы относятся к верхнему протерозою.

В. С. Мясников (1959), Д. С. Штейнберг и др. (1959 г.) рассматривают кусинскую интрузию как пластообразную залежь с отдельными раздувами мощностью до 2 км, которая залегает согласно с вмещающими осадочными породами. Однако другие геологи представляют ее как дайку, приуроченную к Юрюзань-Зюраткульскому региональному разлому.

Абсолютный возраст основных пород 1100 млн. лет, что соответствует протерозою (определено К. П. Флоренским).

Нормальные габбро и развившиеся по ним габбро-амфиболиты ванадиеносны (табл. 47). Минимальные содержания ванадия

Таблица 47

Содержание ванадия в основных породах Кусинской группы
(в вес. %)

Месторождение	Порода	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от—до	среднее	
Кусинское	Габбро безрудное	3	0,03—0,063	0,044	Данные Л. Ф. Борисенко
»	Габбро с вкрапленностью титаномагнетита	3	0,12—0,15	0,14	То же
»	Габбро-амфиболит	2	0,034—0,046	0,040	»
Медведевское	Габбро с вкрапленностью титаномагнетита	2	0,12—0,19	0,155	»
»	Габбро с редкой вкрапленностью титаномагнетита	2	0,06—0,066	0,063	»
»	Габбро мезократовое	5	0,009—0,039	0,024	»
»	Габбро лейкократовое	2	0,0061—0,0075	0,0068	»
Копанское	Габбро мезократовое	3	0,028—0,112	0,069	Данные В. С. Мясникова
»	Габбро лейкократовое	6	0,022—0,062	0,042	То же
»	Габбро рудное	4	0,20—0,30	0,26	»
»	Габбро с редкой вкрапленностью титаномагнетита	3	0,059—0,095	0,072	Данные Л. Ф. Борисенко

установлены в лейкократовых габбро ($\geq 0,006\%$); его концентрации в мезократовых габбро до $0,112\%$. Максимальные содержания ванадия определены в рудном габбро (до $0,3\%$).

Повышенную ванадиеносность Кусинского и других месторождений отмечают ряд исследователей: И. И. Малышев, П. Г. Пантелеев, А. В. Пэк (1934), В. В. Щербина (1935), В. С. Мясников (1959), Л. Ф. Борисенко и В. В. Щербина (1959), Д. С. Штейнберг и др. (1959 г.), Н. Н. Кусков (1963 г.) и др.

Формы рудных тел, типы руд и минеральный состав повторяются на Кусинском, Медведевском и Копанском месторождениях (табл. 48). Однако на Кусинском месторождении преобладают

Таблица 48

Характеристика руд Кусинского, Медведевского и Копанского месторождений

Месторождение	Вмещающая порода	Форма рудных тел	Тип руды	Главные рудные минералы
Кусинское	Габбро-амфиболиты	Жило-или линзообразные тела сплошных руд мощностью до 10—12 м	Главным образом сплошные руды. В подчиненном положении — вкрапленные руды	Магнетит, ильменит
Медведевское	Габбро амфиболитованное и сосюритизированное	Главным образом линзообразные тела вкрапленных руд. Редко маломощные (до 2 м) жиллообразные тела сплошных руд	Преимущественно вкрапленные магнетитильменитовые и титаномагнетитовые руды. Сплошные ильменит-титаномагнетитовые руды	Ильменит, магнетит и титаномагнетит со структурами распада твердых растворов
Копанское	Габбро	Зоны вкрапленных руд и маломощные залежи сплошных руд	Преимущественно вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые руды. Сплошные титаномагнетитовые руды	Титаномагнетит с включениями ильменита и шпинели (структуры распада твердых растворов). Ильменит

сплошные магнетит-ильменитовые руды, а на Медведевском и особенно Копанском месторождениях существенную роль играют вкрапленные руды, большое распространение в которых имеет титаномагнетит. По структуре и текстуре руды указанных месторождений также несколько различны. Все это тесным образом связано с метаморфизмом, которому подвергались руды и вмещающие их габбро. Степень метаморфизма неодинаковая и убывает от Кусинского к Маткальскому массиву, что отмечалось В. С. Мясниковым (1959).

На Кусинском месторождении преимущественно распространены жило- и линзообразные тела сплошных руд. Менее развиты вкрапленные руды. Рудные тела приурочены к центральной части массива, где они вытянуты по его простиранию в виде параллельных полос, находящихся на расстоянии 20—30 м друг от друга. Мощность рудных тел достигает 10 м, а протяженность — 1,7 км. На глубине они выклиниваются. Вкрапленные руды прослеживаются в виде линейно вытянутых зон, параллельных телам сплошных руд. Маломощные жилы и линзы сплошных руд, как правило, имеют постепенные переходы к габбро-амфиболитам через вкрапленные разности руд. Рудные тела Кусинского месторождения залегают согласно с полосчатостью вмещающих габбро-амфиболитов.

По минеральному составу сплошные руды Кусинского месторождения представляют собой агрегат мелких зерен (0,2—0,5 мм) магнетита (60—70%) и ильменита (30—40%). Структур распада твердых растворов в магнетите, как правило, не наблюдается. В руде встречаются шпинель (до 3%), гематит и небольшое количество пирита, халькопирита и пирротина. Из нерудных минералов часто отмечается хлорит (3—5%).

На Медведевском месторождении преимущественно распространены линзообразные тела вкрапленных ильменит-магнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых руд. На Копанском месторождении, находящемся в менее метаморфизованной части полосы основных пород, наиболее распространены вкрапленные руды титаномагнетита (есть зерна ильменита), которые в виде нескольких рудных зон прослеживаются по простиранию массива. Подчиненную роль на месторождении играют маломощные (до нескольких метров) жилообразные тела сплошных титаномагнетитовых руд.

Сплошные руды Кусинского и Копанского месторождений, как отмечали И. И. Малышев, П. Г. Пантелеев, А. В. Пэк (1934) и В. С. Мясников (1959), близки по содержанию ванадия и титана. Аналогичные данные получены нами для руд Медведевского месторождения. Однако только на Кусинском месторождении основная часть ванадия сконцентрирована в магнетите: магнетитовый концентрат содержит 0,56% ванадия, ильменитовый — 0,25% и силикатные хвосты — 0,08%.

На Медведевском, Копанском и Маткальском месторождениях главная часть ванадия и титана содержится в титаномагнетите. Ильменитовый вкрапленник из рудного габбро Медведевского месторождения содержит 0,08%, а из габбро Копанского месторождения 0,12% ванадия.

По содержанию элементов-примесей титаномагнетит Медведевского и Копанского месторождений почти одинаков (табл. 49), но резко отличается от магнетита Кусинского месторождения за счет повышенной концентрации титана.

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите (в вес. %)

Элемент	Медведевское месторождение			Копанское месторождение		
	Число проб	Содержание		Число проб	Содержание	
		от—до	среднее		от—до	среднее
V	7	0,31—0,62	0,39	3	0,38—0,52	0,46
Ti	7	3,36—6,60	5,17	3	4,80—6,60	5,60
Sc	11	0,0003—0,0027	0,0015	2	0,001—0,0023	0,0016
Cr	6	0,001—0,171	—	2	0,002—0,033	0,017
Mn	7	0,11—0,36	0,24	3	0,19—0,23	0,21
Ni	3	0,012—0,028	0,019	2	0,03—0,05	0,04
Mg	7	0,13—2,34	0,95	3	0,15—0,56	0,41
Ga	4	0,0019—0,005	0,0031	2	0,0019—0,0022	0,002

Рассмотренные магнетит-ильменитовые и титаномагнетит-ильменитовые руды имеют первичномагматическое происхождение. На первом этапе становления Кусинской пластообразной интрузии в результате кристаллизационной дифференциации образовались расслоенные породы габбрового состава, в которых рудные минералы были расположены параллельно полосчатости пород. При этом главный рудный минерал всех месторождений, представленный титаномагнетитом, кристаллизовался позднее силикатов, о чем свидетельствует сидеронитовая структура вкрапленных руд. Образовавшийся титаномагнетит содержит повышенное количество ванадия и титана. По классификации А. Н. Заварицкого (1926), изученные месторождения относятся к фузивному типу. В результате более поздних метаморфических воздействий на самом северном Кусинском массиве, где метаморфизм пород был наиболее интенсивным, широкое развитие получили габбро-амфиболиты. Ильменит, находившийся первоначально главным образом в виде пластинчатых вrostков в титаномагнетите, под действием метаморфизма обособился в виде самостоятельных зерен. Образовался мелкозернистый агрегат ильменита и магнетита. В результате метаморфических процессов магнетит почти целиком очистился от титана, но в нем в основном сконцентрировался ванадий. Таким образом, под действием метаморфизма произошло разделение этих двух элементов, которые в титаномагнетите обычно сопутствуют друг другу.

Руды Медведевского, Копанского и Маткальского месторождений испытали менее интенсивные метаморфические воздействия и поэтому ванадийсодержащий титаномагнетит в них широко распространен.

В промышленном отношении наибольшую ценность представляют метаморфизованные руды. Эти руды после обогащения позволяют получать ванадийсодержащий магнетитовый концентрат высокого качества, т. е. с низкими концентрациями титана.

С этой формацией связаны магматические ванадийсодержащие титаномагнетитовые месторождения в пироксенитах, горнблендитах и габбро. Специфической особенностью интрузивов основного и ультраосновного состава этой формации является их значительная протяженность (до сотен километров). Типичным примером является платиноносный пояс Урала. Среди интрузивных пород этого пояса наиболее распространены габбро, в которых в виде прерывистой цепочки расположены массивы ультрабазитов.

Крупные магматические месторождения ванадийсодержащего титаномагнетита приурочены к пироксенитам (Качканарское и Гусевогорское месторождения), а более мелкие — к горнблендитам (Первоуральское месторождение) и габбро (Волковское месторождение).

Кроме Урала массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации известны в Восточном Казахстане (Н. П. Михайлов, 1962 г.), Западном Саяне (Волохов, Иванов, 1961), Восточном Саяне (О. Н. Глазунов, 1961 г.). Титаномагнетитовое оруденение с повышенной ванадиеносностью установлено на Восточном Саяне (Лысанское и Кедранское месторождения).

Титаномагнетитовые месторождения в пироксенитах. Пироксениты всех массивов габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала, как правило, содержат вкрапленность ванадийсодержащего титаномагнетита, но только на отдельных массивах скопления титаномагнетита достигают промышленных содержаний. По масштабам оруденения, характеру руд, форме и размерам тел рудовмещающих пироксенитов выделяются два типа: 1) вкрапленные (бедные) руды титаномагнетита в крупных массивах пироксенитов, размер которых составляет десятки квадратных километров (Гусевогорское); 2) сплошные и вкрапленные руды титаномагнетита, приуроченные к шлировидным обособлениям пироксенитов в габбро; существенную роль в последних может играть апатит (Баронское). Практическое значение для ванадия имеют руды первого типа.

С конца XVIII в. известно, что с пироксенитами Гусевых гор и горы Качканар связано титаномагнетитовое оруденение. Впервые ванадиеносность этих руд охарактеризована И. И. Малышевым и др. (1934), а П. П. Пятницкий (1936) отнес руды Качканара к перспективным на ванадий. В дальнейшем распределение ванадия в рудах Гусевогорского и Качканарского месторождений изучалось рядом исследователей: З. В. Рупасовой (1948), А. Ф. Фадеичевым (1961), Л. Ф. Борисенко (1966, 1968), В. Г. Фоминых и др. (1967) и др.

Гусевогорское месторождение приурочено к пироксенитовому массиву того же названия, находящемуся в восточной части более крупного габбро-пироксенитового Качканарского массива. Послед-

ний расположен примерно в средней части платиноносного пояса Урала, который залегает вдоль границы между Центрально-Уральским антиклинорием на западе, сложенным метаморфическими сланцами верхнего протерозоя — кембрия, и вулканогенно-осадочной толщей ордовика и силура Тагильского мегасинклинория на востоке. На границе этих двух крупных геологических структур Урала в течение готландия — девона (А. В. Пейве, 1947 г.) была зона глубинных разломов, с которыми и связано внедрение больших масс магматического расплава, активная эруптивная деятельность и широкое проявление метаморфизма.

В плане Гусевогорский пироксенитовый массив представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело, несколько изогнутое и обращенное выпуклой стороной к востоку; длина массива 8,5 км, ширина в центральной части 3,9 км. По данным А. Ф. Фаденчева (1961), пироксениты Гусевогорского массива круто, под углом 80—85°, падают на восток. В западной части тело пироксенитов или непосредственно граничит с габбро или между ними находится зона горнблендитов. В восточной части массива в пироксенитах в зоне контакта с габбро также наблюдается увеличение содержания роговой обманки.

Тело ультрабазитов Гусевогорского массива сложено в основном диаллаговыми и оливиновыми пироксенитами, среди которых встречаются участки верлитов, редко оливинитов; довольно широко представлены серпентиниты. В периферических частях массива распространены роговообманковые пироксениты и горнблендиты. Жильные образования представлены главным образом плагиоклазитами и меньше мелкозернистыми пироксенитами (гусевитами) и габбро.

Таблица 50

Содержание ванадия в ультрабазитах Гусевогорского месторождения
(в вес. %)

Порода	Число проб	Содержание V	
		от—до	среднее
Диаллагит	38	0,012—0,106	0,052
Роговообманковый пироксенит	33	0,041—0,157	0,068
Оливиновый пироксенит	20	0,011—0,039	0,017
Верлит	10	0,003—0,078	0,025
Оливинит (безрудный)	3	0,0014—0,024	0,010
Горнблендит	14	0,053—0,100	0,078

Ванадиеносность указанных пород различна (табл. 50). Повышенные концентрации ванадия характерны для рудных ультрабазитов.

Подавляющее распространение на месторождении имеют вкрапленные руды, значительно реже встречаются мелкопрожилковые и шлировые. Вкрапленные руды делятся по крупности глав-

ного рудного минерала на пять типов, из которых наиболее распространены тонковкрапленные (0,074—0,2 мм), мелковкрапленные (0,02—1 мм) и средневкрапленные (1—3 мм).

Максимальные содержания ванадия отмечаются в крупновкрапленных рудах (табл. 51).

Таблица 51

Содержания ванадия и железа в различных текстурных типах руд
Гусевогорского месторождения (выше горизонта 235 м).
По В. Г. Фоминых и др. (1967)

Текстурные типы руд	Содержание, вес. %			% от общих запасов
	Fe	V	Ti	
Дисперсовкрапленные	16,8	0,071	0,68	5,0
Тонковкрапленные	17,2	0,078	0,79	23,7
Средневкрапленные	17,8	0,084	0,82	44,3
Крупновкрапленные	18,1	0,088	0,86	17,0
	17,4	0,089	0,87	10,0

Среди рудных минералов Гусевогорского месторождения главную роль играет титаномагнетит (90%—95%), который и является основным концентратом ванадия. Количество ильменита от 1 до 10% от всего объема рудных минералов. Еще меньше распространены пирит, халькопирит, борнит, хромит, рутил, гематит; есть аксессуарные платина и золото.

Вкрапленный титаномагнетит главным образом в виде ксеноморфных зерен заполняет пространство между диопсидом (рис. 8), роговой обманкой и оливином (сидеронитовая структура). Размеры выделений такого титаномагнетита обычно колеблются от 0,1 до 2, изредка до 5—10 мм. Титаномагнетит, заполняющий межзерновое пространство между силикатными минералами, неоднороден. При большом увеличении в нем разли-

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите из разных

Элемент	Диаллагиты				Роговообманковые	
	Число проб		Содержание		Число проб	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее	проанализированных	в которых обнаружен элемент
V	14	14	0,20—0,48	0,33	9	9
Ti	14	14	1,32—2,52	1,77	8	8
Sc	7	7	0,0007—0,0033	0,002	9	9
Cr	14	14	0,007—0,103	0,042	7	7
Mn	9	9	0,15—0,22	0,19	6	6
Ni	10	10	0,011—0,028	0,015	5	5
Mg	9	9	1,56—2,10	1,98	6	6
Ga	9	9	0,0025—0,0052	0,0038	5	5

чаются мелкие включения обычно в виде пластиночек шпинели (герцинит), реже ильменита. В тесном сростании с титаномагнетитом наблюдаются также более крупные зерна шпинели и ильменита.

По данным количественного спектрального анализа в титаномагнетите установлены ванадий, титан и другие элементы-примеси



Рис. 8. Рудный диалагит сидеронитовой структуры.
Увел. 12

(табл. 52). В зависимости от вмещающих пород в нем наблюдаются колебания средних содержаний этих элементов.

Согласно результатам химического анализа (табл. 53) для титаномагнетита, отобранного из пироксенита Главной залежи, в группе R_2O_3 количество атомов Fe^{3+} равно 13,1—14,0, а в группе RO количество атомов Fe^{2+} равно 6,9—7,3.

Таблица 52

пород Гусевогорского месторождения (в вес. %)

пироксениты		Оливиновые пироксениты			
Содержание		Число проб		Содержание	
от — до	среднее	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
0,31—0,44	0,37	5	5	0,13—0,31	0,20
1,68—2,25	1,85	5	5	0,87—1,83	1,32
0,0007—0,0039	0,0018	4	4	0,001—0,0018	0,0014
0,007—0,026	0,017	5	5	0,144—2,04	0,89
0,07—0,21	0,15	3	3	0,10—0,15	0,12
0,014—0,022	0,018	2	2	0,033—0,038	0,036
0,72—1,91	1,39	3	3	0,95—2,54	1,54
0,0024—0,0044	0,0035	5	5	0,0022—0,0044	0,0035

Результаты химического анализа и их пересчета
на молекулярный состав

Компоненты	Вес. %	Молекулярные количества
SiO ₂	0,57	94
TiO ₂	2,70	338
Cr ₂ O ₃	0,13	9
Fe ₂ O ₃	59,63	3734
Al ₂ O ₃	4,56	446
V ₂ O ₅	0,50	33
FeO	29,62	4120
MnO	0,15	21
MgO	2,26	560
CaO	—	—
H ₂ O—	0,09	—
H ₂ O+	0,18	100
Сумма	100,39	9455

Аналитик И. С. Разина

Молекулярный состав титаномагнетита

Магнетит	81,9
Ильменит	7,4
Шпинель	10,0
Кульсонит	0,7

В табл. 54, 55 на примере отдельных проб пироксенита Главной и Западной залежей показано, как складывается баланс ванадия в породах с различной степенью оруденения. Даже при низком содержании титаномагнетита в пироксенитах на этот ми-

Таблица 54

Содержание ванадия в пироксенитах Главной залежи

Минерал	Проба 1705				Проба 1727			
	Содержание минерала в породе, %	Содержание V, г/г		Относительное количество V в минерале пробы, %	Содержание минерала в породе, %	Содержание V, г/г		Относительное количество V в минерале пробы, %
		в минерале	с учетом содержания минерала в породе			в минерале	с учетом содержания минерала в породе	
Диоксид	84,1	0,018	0,015	30	52,4	0,025	0,013	9,0
Роговая обманка	4,7	—	—	—	2,4	—	—	—
Титаномагнетит	11,2	0,314	0,035	70	42,1	0,314	0,132	91,0
Шпинель	—	—	—	—	3,1	—	—	—
Содержание ванадия в породе	—	—	0,050	—	—	—	0,145	—

Распределение ванадия в минералах пироксенитов Западной залежи

Минерал	Проба 164/444				Проба 169/587			
	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание V, г/г		Относительное количество V в минерале пробы, %	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание V, г/г		Относительное количество V в минерале пробы, %
		в минерале	с учетом содержания минерала в пробе			в минерале	с учетом содержания минерала в пробе	
Диопсид	62,9	0,021	0,013	14,1	51,8	0,022	0,011	9,6
Роговая обманка	22,4	0,045	0,010	10,9	25,9	0,052	0,013	11,3
Титаномагнетит	14,7	0,470	0,069	75,0	20,9	0,437	0,091	79,1
Шпинель	—	—	—	—	1,4	—	—	—
Содержание ванадия в породе	—	—	0,092	—	—	—	0,115	—

нерал приходится главная часть содержащегося в породе ванадия.

Титаномагнетитовые месторождения в горн-блендитах. Примером месторождений этого типа является Первоуральское месторождение на Среднем Урале, расположенное в 44 км западнее г. Свердловска. Оно приурочено к трем небольшим возвышенностям (Вторая, Третья и Четвертая Магнитки), вытянутым в субмеридиональном направлении на 3,5 км. Открытие месторождения относится к началу XVIII в. Первые данные о ванадиеносности руд Первоуральского месторождения опубликованы И. И. Малышевым, П. Г. Пантелеевым и А. В. Пэком (1934).

Месторождение пространственно и генетически связано с Ревдинским массивом, который расположен в самой южной части платиноносного пояса Урала. Массив имеет зональное строение: центральная часть его сложена горнблендитами, а периферическая — габбро и габбро-амфиболитами. Ширина полосы горнблендитов колеблется на участке месторождения от 100 м до 1 км. Титаномагнетитовое оруденение приурочено только к горнблендитам.

На западе габбро Ревдинского массива контактирует с метаморфическими породами Центрального антиклинория Урала, имеющими северо-восточное простираие (25—30°), падение на юго-восток; контакт тектонический. На востоке габбро контактируют с силурийскими осадочно-вулканогенными породами зеленокаменной толщи Урала. Абсолютный возраст горнблендитов, определенный аргоновым методом, 470 млн. лет (Овчинников и др., 1957).

Горнблендиты сложены в основном роговой обманкой. Меньшее распространение имеет титаномагнетит, еще менее распростра-

нены: сильно измененный полевой шпат, эпидот, хлорит, цоизит, гранат, апатит, шпинель. Среди рудных минералов встречаются ильменит, халькопирит, борнит, пирит.

Горнблендиты характеризуются неравномерной зернистостью. Выделяются следующие разновидности (Малышев, 1957^{1,2}): мелкозернистые (зерна <1 см), среднезернистые (1—2 см), крупнозернистые (2—5 см), особенно крупнозернистые (>5 см). Переходы между отдельными разностями горнблендитов бывают и четкие, и постепенные. Количество роговой обманки в безрудных горнблендитах достигает почти 100%, в рудных — обычно 70—90%.

Ванадиеносность пород Первоуральского месторождения минимальная у вмещающего габбро, более высокая у горнблендитов (табл. 56) и максимальная у рудных горнблендитов — 0,18% — 0,33% (Малышев и др., 1934).

Таблица 56

Содержание ванадия в породах Первоуральского месторождения
(в вес. %)

Порода	Число проб	Содержание V	
		от — до	среднее
Габбро, вмещающие горнблендиты	3	0,036—0,044	0,040
Габбро жильное в горнблендитах	4	0,048—0,10	0,064
Горнблендит	32	0,045—0,15	0,077

Титаномагнетит содержится в горнблендитах в нескольких формах: 1) в виде небольших шлиров до 0,3 м (по длине), редко до 2,5 м; 2) мелких жилообразных обособлений; 3) отдельных зерен или их скоплений в интрузиях между кристаллами роговой обманки (вкрапленные руды). Более высокое содержание титаномагнетита характерно для крупнозернистых и неравномернозернистых горнблендитов. Размер отдельных зерен титаномагнетита 1—5 мм. Некоторые зерна титаномагнетита из шлировидных обособлений идиоморфны.

Титаномагнетит содержит большое количество включений шпинели и несколько меньше ильменита (структуры распада твердых растворов). Ильменит присутствует также в виде обособленных зерен, находящихся в тесной ассоциации с титаномагнетитом. Согласно подсчетам в восьми полированных шлифах во вкрапленниках титаномагнетита содержится от 5,8 до 15% (в среднем 9,7%) зерен ильменита.

Согласно пересчету данных химического анализа, в титаномагнетите содержится: 67,8% магнетита, 13,4% ильменита; 18,2% шпинели и 0,6% кульсонита. В качестве главных минералов-примесей присутствуют: амфибол, хлорит и гематит (табл. 57).

По классификации И. И. Малышева (1957₂) титаномагнетит Первоуральского месторождения относится к среднетитанистым.

Результаты химического анализа титаномагнетита
из массивной руды и их пересчета на молекулярный состав

Компоненты	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	1,62	270
TiO ₂	4,97	622
Al ₂ O ₃	8,66	846
Fe ₂ O ₃	53,14	3327
Cr ₂ O ₃	0,05	3
V ₂ O ₃	0,45	30
FeO	26,52	3691
CaO	0,16	28
MgO	3,84	952
MnO	0,78	110
S	0,06	—
Сумма	100,25	9879

Молекулярный состав титаномагнетита

Магнетит	67,8
Ильменит	13,4
Шпинель	18,2
Кульсонит	0,6

В нем установлено в среднем 2,99% титана, 0,42% ванадия и другие элементы-примеси (табл. 58). Исследование полированных

Таблица 58

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите
Первоуральского месторождения (в вес. %)

Элемент	Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
V	16	16	0,28—0,53	0,42
Ti	16	16	1,29—4,32	2,99
Sc	28	28	0,00052—0,00156	0,00084
Cr	11	9	0,004—0,055	0,026
Mn	18	18	0,15—0,33	0,22
Ni	17	17	0,01—0,03	0,018
Mg	18	18	0,67—2,70	1,41
Ga	4	4	0,0056—0,0063	0,0057

шлифов на микрозонде (аналитик Л. В. Чернышева) показало, что в магнетите содержится 0,67% ванадия, а в ильмените 0,14% (табл. 59). Характерно, что и отдельные зерна ильменита, и пластинчатые его включения содержат одинаковое количество ванадия. Детальные исследования, проведенные на микрозонде, не позволили обнаружить в магнетите включений кульсонита. Пример Первоуральского и других эндогенных месторождений

Содержание V, Ti, Cr, Mn, Co, Mg, Al в магнетите и ильмените
Первоуральского месторождения (в вес. %)

Минерал	V	Ti	Cr	Mn	Co	Mg	Al
Магнетит (основная масса)	0,67	0,72	0,062	0,07	0,055	0,042	0,28
Ильменит (пластинки в магнетите)	0,14	30,72	0,014	1,78	0,051	1,50	0,024

титаномагнетита показывает, что при содержаниях $\leq 1\%$ ванадия основной формой его нахождения является изоморфное замещение $V^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$, которое легче осуществляется в магнетите, чем в ильмените.

Хотя ванадий и титан содержатся во всех рудах Первоуральского месторождения, между ними нет четкой прямой зависимости. Если содержание ванадия в титаномагнетите из шлиров (0,49%) и вкрапленных руд (0,43%) близки, то концентрации титана в них различаются (соответственно 3,62 и 1,92%), что связано со значительными колебаниями содержаний ильменита.

Подсчет баланса ванадия во вкрапленных рудах месторождения (табл. 60), показал, что на долю титаномагнетита прихо-

Таблица 60

Распределение ванадия в минералах горнблендитов

Номер пробы или порода	Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание V, вес. %		Относительное количество V в минерале пробы, %
			в минерале	количество ванадия, приходящееся на минерал	
2361 Горнблендит	Титаномагнетит	40,2	0,27	0,108	72,0
	Роговая обманка	59,8	0,07	0,042	28,0
Содержание ванадия в пробе 0,15%					
2448 Горнблендит	Титаномагнетит	30,2	0,41	0,124	72,5
	Роговая обманка	69,8	0,067	0,047	27,5

Содержание ванадия в пробе 0,171%.

дится основная часть ванадия. Однако на долю роговой обманки может приходиться в бедных рудах около 30—35% ванадия, содержащегося в руде.

Титаномагнетитовые месторождения в габбро. Представителем этого типа является Волковское месторождение, которое находится в Кушвинском районе Свердловской области. Месторождение открыто в начале XIX в. На целесооб-

разность извлечения ванадия из руд Волковского месторождения впервые указал в 30-е годы П. Н. Замятин. Наиболее детальные исследования ванадиеносности месторождения проведены К. Д. Тимоховым.

Волковское месторождение приурочено к габбровому массиву того же названия, находящемуся в пределах более крупного Тагило-Баранчинского массива (южная часть платиноносного пояса Урала). Волковский массив вытянут в северо-западном направлении. В его пределах наиболее распространены нормальные габбро, которые в северной части массива сменяются оливиновыми и оливинсодержащими габбро. На юго-западе габбро граничат с кварцсодержащими диоритами, а на востоке и северо-востоке — с габбро-диоритами и диоритами. Переходы между этими породами постепенные. Восточнее полосы диоритов находятся ортофиры и их туфы верхнего лудлоу (S_2). На севере и северо-западе Волковский габбровый массив граничит с роговообманковыми и биотитовыми сиенитами, которые относятся к кушвинскому сиенитовому комплексу.

Медно-железно-ванадиевое оруденение на Волковском месторождении в основном приурочено к нормальным габбро. Выделяются четыре участка: Северо-Западный, Волковский, Промежуточный и Лаврово-Николаевский (рис. 9).

Для габбро характерна полосчатость, обусловленная наличием более светлых (лейкократовых) участков, обогащенных полевым шпатом, и более темных, обогащенных темноцветными минералами. В направлении полосчатости габбро вытянуты также вкрапленные и шпировые обособления титаномагнетита. Структура породы в основном габбровая, а в зоне контакта с диоритами — офитовая; на участках с повышенным содержанием титаномагнетита — сидеронитовая. Главные породообразующие минералы габбро представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, роговой обманкой, апатитом, сфеном, биотитом, а главные рудные минералы — титаномагнетитом, борнитом и халькопиритом; встречаются ильменит, халькозин, ковеллин, гематит, пирит.

На месторождении выделяются два типа руд: титаномагнетитовые и титаномагнетит-борнит-халькопиритовые. Эти руды слагают довольно многочисленные линзовидные тела, субпараллельные друг другу. Всего на месторождении, по данным К. Д. Тимохова, их более двухсот. Мощность отдельных залежей от 2 до 100 м, а простираение от 50 до 2250. Направление падения залежей на запад и юго-запад. Углы падения максимальные на Северо-Западном участке (60°) и минимальные на Лаврово-Николаевском (38°). Обычно руды не имеют резких границ и постепенно за счет уменьшения вкрапленности титаномагнетита, борнита и халькопирита переходят в нерудные габбро.

На Северо-Западном участке преимущественно распространены железо-ванадиевые руды (0,145% ванадия), а на Лаврово-Николаевском — медно-железо-ванадиевые (0,073% ванадия).

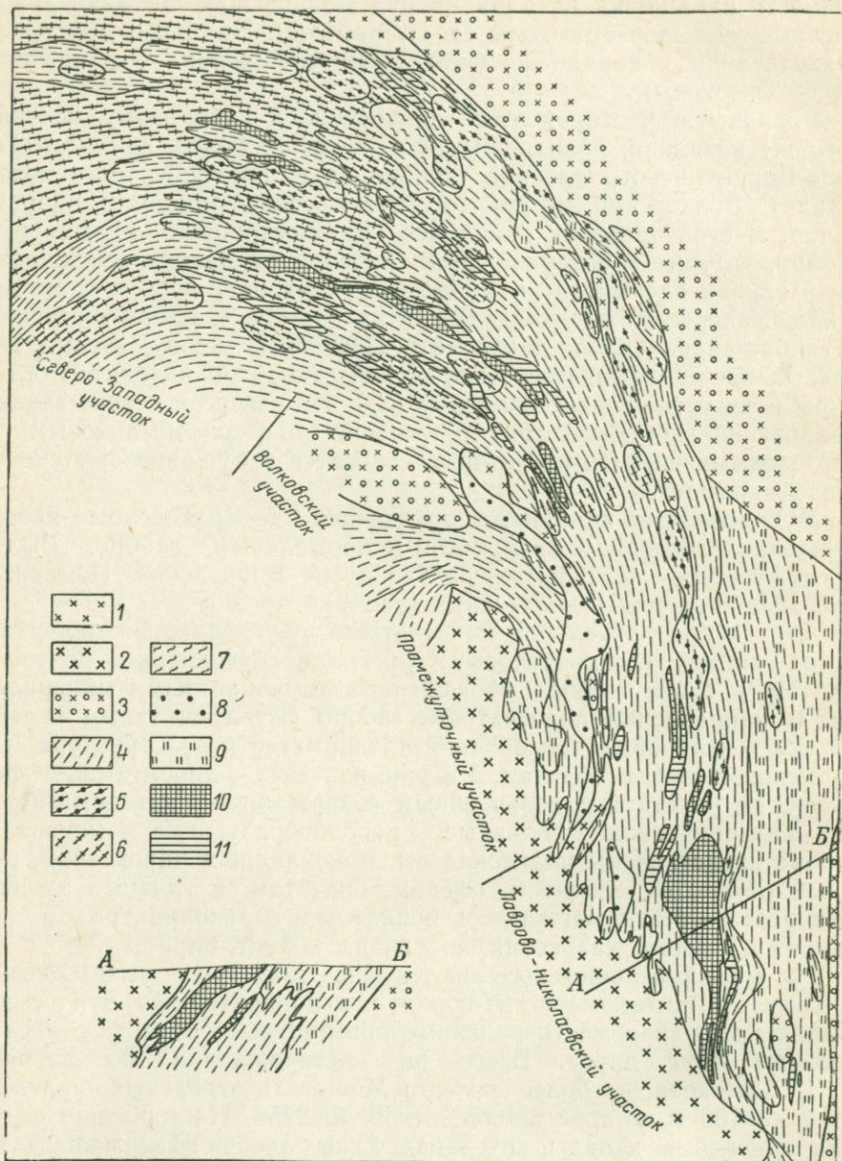


Рис. 9. Геологическая карта Волковского месторождения. Составили К. Д. Тимохов и М. В. Киселев

1 — диориты пироксеновые и роговообманковые; 2 — диориты кварцсодержащие; 3 — габбро-диориты; 4 — габбро пироксеновые (нормальные); 5 — габбро биотитсодержащие; 6 — габбро оливиновые и оливиносодержащие; 7 — габбро гипертенсодержащие; 8 — комплекс мелкозернистых пород (ороговикованные габбро и диориты); 9 — габбро офитовой структуры; 10 — медно-железно-ванадиевые руды; 11 — железо-ванадиевые руды

Габбро с богатой вкрапленностью титаномагнетита содержит до 0,5% ванадия и 4,1% титана.

Главным минералом-концентратором ванадия на месторождении является титаномагнетит, который встречается в виде мелких округлых включений в пироксене или в виде скоплений зерен, располагающихся в интерстициях между нерудными минералами (вкрапленные руды). Титаномагнетит вместе с апатитом образует относительно крупные линзовидные скопления, часто титаномагнетит ассоциирует с борнитом и халькопиритом (табл. 61).

Таблица 61
Минеральный состав рудных габбро (в объемн. %)

Минерал	Номер шлифа					
	2016	2025	2028	2022/1	2017/1	2030
Титаномагнетит	10,8	11,8	16,9	24,5	35,0	36,9
Ильменит	—	0,2	—	0,1	1,0	0,7
Халькопирит	5,8	0,6	11,0	—	1,2	2,0
Борнит	13,9	8,1	10,6	25,0	11,3	16,1
Халькозин	1,3	—	—	2,0	—	—
Нерудные минералы	68,2	79,3	61,5	48,4	51,5	44,3

В титаномагнетите Волковского месторождения, как правило, отчетливо видны пластинчатые включения ильменита (рис. 10) и в меньшем количестве — шпинели. Есть отдельные зерна ильменита (рис. 11).

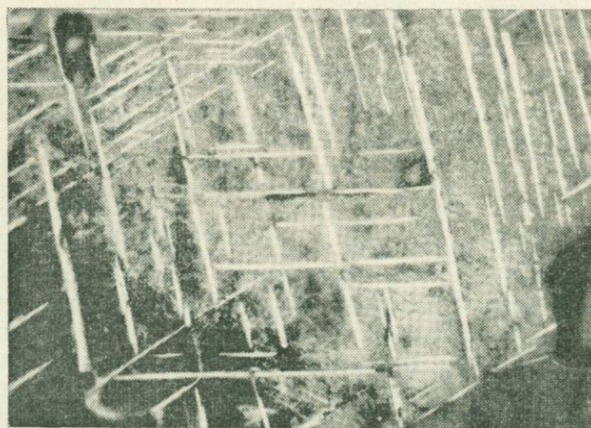


Рис. 10. Пластинки ильменита в титаномагнетите. Структура распада твердого раствора. Полированный шлиф (протравлен). Увел. 375

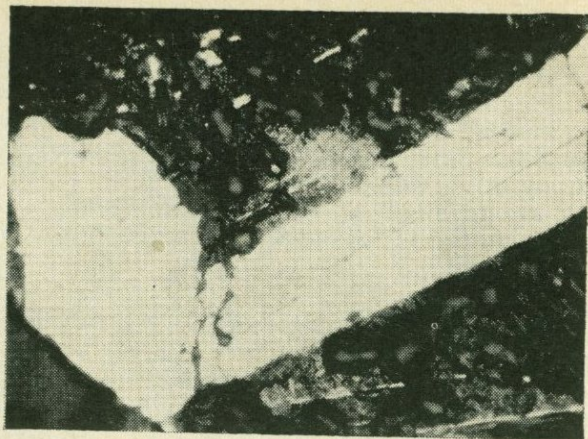


Рис. 11. Зерна ильменита в протравленном магнетите. Полированный шлиф. Увел. 375

Согласно классификации И. И. Малышева (1957₂), титаномагнетит месторождения является среднетитанистым (табл. 62).

Таблица 62

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите Волковского месторождения (в вес. %)

Элемент	Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
V	11	11	0,36—0,84	0,72
Ti	8	8	0,90—4,20	2,94
Sc	8	8	0,00143—0,00306	0,00214
Cr	8	—	—	Не обн.
Mn	8	8	0,14—0,42	0,31
Ni	8	8	0,01—0,02	0,016
Mg	8	8	0,69—1,38	0,98
Ga	5	5	0,0034—0,0051	0,0044

Он характеризуется максимальным содержанием ванадия по сравнению с титаномагнетитом других месторождений габбропироксенит-дунитовой формации. Характерной отличительной чертой волковского титаномагнетита, что отмечалось также И. И. Малышевым, П. Г. Пантелеевым и А. В. Пэком (1934), является низкое содержание хрома.

Концентрации ванадия в сульфидах месторождения малы: в борните 0,01—0,14%, в халькопирите 0,017—0,03%. В апатите установлено 0,0085% ванадия.

Рассматривая генезис ванадийсодержащих титаномагнетитовых месторождений габбро-пироксенит-дунитовой формации, следует отметить, что гипербазиты и базиты, с которыми пространственно и генетически связаны эти месторождения, относятся к магматогенным образованиям. Этому взгляда придерживались Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1909, 1934), Н. К. Высоцкий (1913), Е. П. Малдаванцев (1925), А. Н. Заварицкий (1941, 1955). В работах Е. А. Кузнецова (1939 г.), А. Н. Алешкова (1946), Б. М. Романова (1949, 1958), П. И. Халевина (1960), О. А. Воробьевой и др. (1961, 1962), В. А. Решитько (1959, 1961, 1963), Н. Д. Соболева (1955, 1961, 1963), А. Ф. Фадеичева (1961), Л. Ф. Борисенко (1961, 1963, 1964, 1966), С. Н. Иванова (1969), А. В. Ключихина, А. В. Буряченко (1969) и ряде других также подтверждается магматогенная природа этих образований. Многие геологи, работавшие в других районах, также считают, что рудоносные массивы базитов и ультрабазитов образовались за счет внедрения магмы основного состава (Ю. А. Кузнецов, 1964; Лебедев, 1963; Годлевский, 1968; О. А. Богатиков и др., 1970 г.; Карякин, 1970 и др.).

Титаномагнетитовое оруденение, характерное для ультраосновных и основных пород платиноносного пояса, большинство исследователей также считает магматическим. А. Н. Заварицкий (1937) относил его к фузивному типу, а Г. А. Соколов (1957, стр. 36) так характеризует титаномагнетитовое оруденение в габбро-пироксенитах: «То обстоятельство, что эти руды находятся внутри интрузивных массивов, а вкрапленные и шлировидные разности руд представляют собой лишь как бы некоторые фации в составе массива, обладая качественно тем же минеральным составом, что и окружающие интрузивные породы, свидетельствует, что эти руды образовались в процессе кристаллизации самих интрузивных пород».

М. А. Карасик (1955), полемизируя с Д. С. Штейнбергом (1953), отмечает, что ильменит-магнетитовые месторождения залегают в ультраосновных и основных породах согласно стратификации интрузивных массивов. С. А. Кашин (1948) указывал, что оруденение в этих месторождениях древнее комагматичных жильных пород.

И. И. Малышев (1957₂) и М. Н. Годлевский (1968) также считают титаномагнетитовое оруденение габбро-пироксенит-дунитовой формации магматическим. По мнению М. Н. Годлевского (1968, стр. 55) «...для магматических месторождений неизвестны материнские интрузии, состав которых был бы кислее диоритов, поэтому при их изучении совершенно отпадает вопрос о палингенезе и паленгенных магмах и в качестве первоисточников следует рассматривать лишь подкоровое вещество».

Высказывания Д. С. Штейнберга (1953) и В. Г. Фоминых (Д. С. Штейнберг, В. Г. Фоминых, 1962 г.), в которых по существу проводится аналогия между генезисом железорудных маг-

матических и контактово-метасоматических месторождений, вызывают возражения. Одним из доказательств, к которому они прибегают, является якобы существующая общность распределения элементов-примесей в магнетите и титаномагнетите. Однако В. А. Вахрушевым (1965), а также другими геологами (Борисенко, 1968; Борисенко и др., 1968; Борисенко, Лапин, 1971) было показано, что непрерывности ряда в распределении малых и редких элементов в титаномагнетите магматических и магнетите контактово-метасоматических месторождений нет. Поэтому наряду с другими геолого-минералогическими признаками, детально рассмотренными в литературе (Малышев и др., 1934; Щербина, 1935; Заварицкий, 1937; Карасик, 1955; Соколов, 1957; Тимохов, 1963; Малышев, 1957₂ и др.), распределение элементов-примесей в рудных минералах свидетельствует о наличии совершенно определенной разницы в образовании титаномагнетита рассмотренных магматических месторождений и магнетита контактово-метасоматических месторождений.

В промышленном отношении титаномагнетитовые месторождения габбро-пироксенит-дунитовой формации занимают одно из первых мест среди эндогенных месторождений ванадия. Некоторые месторождения этой формации характеризуются огромными запасами руд при довольно высоком и достаточно устойчивом содержании ванадия. Помимо рассмотренных Гусевогорского, Первоуральского, Волковского месторождений большой практический интерес представляют Качканарское месторождение титаномагнетита и расположенный севернее Кытлымский железорудный район. Руды всех указанных месторождений содержат повышенное количество ванадия.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ ФОРМАЦИИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГАББРОВЫХ И НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

С формацией дифференцированных габбровых и норитовых интрузий связано большое число ванадийсодержащих титаномагнетитовых месторождений в норитах, анортозитах и габбро. Отличительной чертой интрузивов основного состава, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения ванадия, являются их огромные размеры и пластообразная форма залегания. Встречаются такие интрузии только на древних платформах, где они приурочены к относительно активизированным зонам. Очень крупные тела, имеющие форму лополитов, протяженность которых измеряется сотнями километров, обычно сложно дифференцированы, расслоены. Основные породы представлены габбро, норитами и в меньшей степени анортозитами, а ультраосновные породы — пироксенитами, гарцбургитами и дунитами; преобладают габбро и нориты.

Специфической особенностью интрузивных тел этой формации является ассоциация габброидов с гранитами, при этом последние

обычно располагаются в кровле интрузии и являются более молодыми, чем основные породы. Сформировались габброидные интрузии в докембрии, когда древние платформы были относительно подвижны. Наиболее известны следующие лополиты: Бушвельд в Африке (АРЕ), Седбери в Канаде и Дюлус в США. Ярким примером пространственной и генетической связи ванадийсодержащих титаномагнетитовых месторождений с крупными габбровыми и норитовыми интрузиями является Бушвельдский лополит, приуроченный к мульдообразному прогибу в толще пород Трансваальской системы докембрия. Наиболее полное описание геологического строения, а также интрузивных пород бушвельдского комплекса было сделано А. Дю-Тойтом (1957 г.). Лополит имеет форму несколько неправильного овала, вытянутого в широтном направлении. Его протяженность вдоль длинной оси около 480 км. Интрузия внедрилась в верхнюю часть свиты Претория Трансваальской системы. По А. Дю-Тойту, становление бушвельдского комплекса протекало в несколько фаз: 1) ранняя вулканическая фаза — лавы и туфы свиты Претория; 2) поздняя вулканическая фаза — ройбергские фельзиты; 3) фаза силлов диабаза; 4) ранняя интрузивная фаза — внедрение основных и ультраосновных пород; 5) внедрение красного бушвельдского гранита; 6) щелочная фаза.

Наиболее распространенной породой бушвельдского комплекса является норит, который по минеральному составу представляет собой лабрадор-диаллаг-бронзитовую породу с магнетитом и биотитом, редко с кварцем. В норитах встречаются в виде полос и жил анортозиты. Местами нориты переходят в пироксениты (бронзититы).

Формирование бушвельдского комплекса протекало от низов протерозоя до низов мезозоя. Абсолютный возраст пород Трансваальской системы и интрузивных пород ранней фазы бушвельдского комплекса соответствует 1959 ± 150 млн. лет. Абсолютный возраст красного бушвельдского гранита, перекрывающего основные породы, соответствует 192—241 млн. лет (по рубидий-стронциевому методу, Schreiner, 1958).

Мощность тела, сложенного в основном норитами, составляет примерно 9 км. В этом теле выделяется несколько зон. К главной зоне норитов приурочены пластообразные залежи или цепочки линз ванадиеносного титаномагнетита. Реже встречаются трубообразные рудные тела, которые в некоторых случаях окружены «каймай» гортонолитовых дунитов (Coertze, 1966).

Наиболее крупные железорудные тела бушвельдского комплекса приурочены к основным и ультраосновным породам. Протяженность залежей 15 км, а мощность 6 м. Иногда они прослеживаются на значительные расстояния в виде пачки, состоящей из нескольких маломощных пластообразных тел. Простираение рудных тел в основном совпадает с направлением слоистости анортозитов и габбро. Большая часть этих тел приурочена к зоне контакта

анортозитов и габбро. Однако встречаются обособления титаномагнетита, которые имеют довольно сложные контактные взаимоотношения с вмещающими их породами (Coertze, 1966). Иногда отмечаются пересечения трубообразными рудными телами полосчатости и слоистости габбро и анортозитов.

Минеральный состав наиболее распространенных типов железных руд Бушвельдского комплекса следующий: магнетит-ильменитовый, титаномагнетит-ильменитовый и маггемит-ильменитовый. Ильменит встречается в виде самостоятельных зерен. Однако наблюдаются и пластинчатые включения ильменита в титаномагнетите (структуры распада твердых растворов). На некоторых месторождениях ильменит существенно замещен рутилом. Во многих зернах магнетита содержатся мелкие включения шпинели. Характерно, что в некоторых рудах комплекса магнетит целиком замещен маггемитом.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что все железные руды Бушвельдского месторождения характеризуются повышенной ванадиеносностью (0,2—1% ванадия) и титаноносностью (7,2—12% титана). По данным химического анализа в рудных минералах и массивных рудах комплекса наблюдаются заметные колебания содержания ванадия (табл. 63). Из десяти проанали-

Таблица 63

Содержание ванадия и железа в титаномагнетите бушвельдского комплекса (в вес. %)

Номер образца	Содержание		Fe : V	Номер образца	Содержание		Fe : V
	V	Fe _{общ}			V	Fe _{общ}	
1	0,20	52,82	264	6	0,35	54,40	155
2	0,87	52,16	60	7	0,43	55,03	128
3	0,97	52,89	55	8	0,24	51,02	213
4	0,97	53,69	55	9	0,27	49,89	185
5	0,98	54,53	56	10	0,31	49,33	159

зированных образцов более низкие концентрации ванадия установлены в шести. В большинстве образцов с пониженными содержаниями ванадия ведущую роль играет маггемит (образцы 8, 9). Но в образце 4, в котором главной составляющей является маггемит (70,8%), содержится 0,97% ванадия. Следовательно, главной причиной, определяющей степень ванадиеносности руд бушвельдского комплекса, не может являться их минеральный состав. Возможно, формирование железных руд комплекса было одновременным, что и сказалось на концентрации ванадия в титаномагнетите. Ф. Дж. Коертц (Coertze, 1966) также предполагает, что титаномагнетиты с различными содержаниями ванадия приурочены к различным рудным телам, внедрение которых происходило в разное время.

Происхождение пород бушвельдского комплекса и связанного с ними титаномагнетитового оруденения объясняется по-разному. Большинство геологов считает породы и руды комплекса магматическими образованиями, но есть и такие исследователи, которые приписывают им существенно метаморфический генезис. Но, как справедливо указал Ю. А. Кузнецов (1964), для метаморфической переработки первичных пород и образования за их счет габбро, норитов и других пород бушвельдского комплекса необходимы громадные количества минерализаторов, приносящих щелочи, алюминий и т. д. Поэтому вряд ли эта «революционная» гипотеза является правильной, по крайней мере по отношению к норитовому телу. Мы присоединяемся к мнению Ю. А. Кузнецова и считаем породы и титаномагнетитовые руды месторождений бушвельдского комплекса магматическими. К такому же выводу пришел Ф. Дж. Коертц (Coertze, 1966), детально изучивший железорудные месторождения района Леоло Маунтинс. По его данным, трубообразные рудные тела связаны с пластовыми и являются для последних питающими каналами. Таким образом, основная масса руд бушвельдского комплекса образовалась, вероятнее всего, из остаточного расплава, после более ранней кристаллизации силикатных минералов. В процессе становления массива остаточный расплав, богатый железом, титаном и ванадием, был выжат в трещины и ослабленные зоны, часто приуроченные к контакту пород различного состава, например анортозитов и габбро. Наблюдаются также жилы титаномагнетита, секущие дуниты. Иначе говоря, большая часть месторождений рассмотренного комплекса относится к фузивному типу (по А. Н. Заварицкому).

Наиболее крупные месторождения ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд находятся в районах Претории, Питерсбурга и Лиденбурга (Трансвааль, ЮАР). Среднее содержание ванадия в рудах около 1%, а общие его запасы в месторождениях бушвельдского комплекса около 13 млн. т (или около 6 млрд. т руды).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ ГАББРО-МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВОЙ И ГАББРО-СИЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИЙ

Габбро-монцонит-сиенитовая магматическая формация характерна для орогенных областей, где по сравнению с рассмотренными ранее геосинклинальными областями преобладающее развитие имеют геантиклинальные поднятия. «Интрузии габбро-монцонит-сиенитовой формации всегда бывают послескладчатыми и явно контролируются трещинной тектоникой» (Кузнецов, 1964, стр. 171). Приуроченные к этой формации интрузивные комплексы обычно многофазные. Более ранними являются породы основного (и ультраосновного) состава. Позднее образовались средние и щелочные породы, важная роль среди которых может

принадлежать монцонитам. Возраст интрузий рассматриваемой формации различен. На территории СССР в Карелии и на Кольском полуострове находятся габбро-сиенитовые массивы Ельтозерский и Гремяха-Вырмес (верхний протерозой). В Кузнецком Алатау (гора Когтах) известен габбро-монцонит-сиенитовый комплекс кембрийского возраста. На Малом Кавказе есть массивы третичного возраста, относящиеся к этой формации. Массивы имеют сложное, иногда концентрическое строение, площадь их может достигать десятков квадратных километров. Для этой формации характерны месторождения и рудопроявления ванадий-содержащего титаномагнетита (до 0,45% ванадия): Ельтозерское, Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров) и Сваранцкое (Армения).

Ельтозерский массив габброидных и щелочных пород был открыт в 1935 г. Ю. С. Неуструевым. Описание массива с указанием повышенной ванадиеносности главного рудного минерала — титаномагнетита — сделано А. И. Богачевым и др. (1963), А. А. Кухаренко и др. (1969), Б. А. Юдиным и С. И. Зак (1970) и др.

Ельтозерский массив представляет собой эллипсоидальное тело, вытянутое в север-северо-западном направлении и сложенное габброидами и щелочными породами. Он имеет концентрическое строение: центральная часть массива сложена нефелиновыми сиенитами, а периферическая — различными габброидами, перидотитами и пироксенитами. Общая площадь массива около 100 км². Породы, вмещающие Ельтозерский массив, представлены амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гранито-гнейсами (архей — нижний протерозой).

Согласно геофизическим данным, массив приурочен к зоне глубинного разлома, который прослежен на глубину до 45 км. Интрузия, в результате внедрения которой образовался Ельтозерский массив, имеет черты трещинных интрузий и интрузий центрального типа (Богачев и др., 1963; Кухаренко и др., 1969). Абсолютный возраст, по данным А. И. Тугаринова, составляет для габброидов около 1860 млн. лет, а для нефелиновых сиенитов и их пегматитов — около 1800 млн. лет.

По А. И. Богачеву и др. (1963), на Ельтозерском массиве выделяются три последовательные интрузивные фазы: 1) габброидные породы; 2) дайки диабазов и спессартитов; 3) щелочные и нефелиновые сиениты и связанные с ними дайки и жилы щелочных пород. Наиболее распространены породы первой фазы, которые образуют трубообразное тело с элементами конического строения. По морфологическим и петрографическим признакам среди них выделяются пять комплексов пород: 1) мелко- и среднезернистое габбро; 2) сидеронитовые пироксениты; 3) крупнозернистое габбро — среднезернистое полосчатое габбро; 4) плагиоклазит — перидотит; 5) слюдяное и перидотит-слюдяное ортоклазо-

вое габбро. С породами первой фазы связано титаномagnetитовое оруденение.

А. А. Кухаренко и др. (1969) несколько видоизменяют схему образования массива и выделяют два последовательных этапа, разделенных между собою во времени: 1) образования базитов и ультрабазитов за счет магмы, отвечающей по составу оливиновому габбро; 2) образования нефелиновых сиенитов, щелочных пегматитов и бостонитов. В первом этапе выделяется пять суб-фаз. В каждую фазу образовались породы, по составу в общем отвечающие комплексам, выделенным А. И. Богачевым и др. (1963).

Одной из своеобразных морфологических особенностей габброидов Елетьозерского массива является полосчатость, которая возникла, вероятно, вследствие кристаллизационной дифференциации. На некоторых участках наблюдается многократное чередование «слоев» лейкократовых и меланократовых пород мощностью около 1—2 см. На других участках отдельные «слои» достигают ширины в несколько десятков сантиметров.

Многие из ультраосновных и основных пород указанных комплексов характеризуются повышенной ванадиеносностью (табл. 64;

Таблица 64

Содержание ванадия в базитах и ультрабазитах Елетьозерского массива
(в вес. %)

Комплекс	Порода	Число проб	Содержание V	
			от — до	среднее
Мелко- и среднезернистое габбро	Мелкозернистое габбро	3	0,028—0,039	0,035
	Оливиновое габбро	1	—	0,045
Крупнозернистое габбро, среднезернистое полосчатое габбро	Амфиболитованное крупнозернистое габбро	1	—	0,05
	Плагиоклазовый перидотит	2	0,056—0,228	0,142
Плагиоклазит — перидотит	Среднезернистое полосчатое габбро	1	—	0,067
	Автометаморфизованные породы комплекса (габбро и амфиболит)	5	0,062—0,19	0,106
	Габбро-пегматит	1	—	0,095
	Плагиоклазит	1	—	0,011
	Оливиновое габбро	1	—	0,062
Перидотит	Перидотит	1	—	0,168
	Амфиболит	2	0,05—0,073	0,061
	Амфиболовый пироксенит	1	—	0,062

Богачев и др., 1963). Это же отмечается в работе А. А. Кухаренко и др. (1969), которые установили следующие средние содержания ванадия в породах Елетьозерского массива: 0,045% в пироксенитах; 0,042% в оливиновых габбро (мелкозернистых); 0,05%

в оливиновых габбро (крупнозернистых); 0,011% в эссекситах и плагиоклазитах; 0,0056% в нефелиновых сиенитах.

Наиболее высокие концентрации ванадия, железа и титана отмечаются в разностях пород, обогащенных титаномагнетитом. Например, в рудном перидотите содержится до 0,23% ванадия при 6,95% титана.

Характер оруденения вкрапленный. Главные рудные минералы — титаномагнетит и ильменит — содержатся в габбро, перидотитах и пироксенитах. В мелко- и среднезернистом габбро размер зерен титаномагнетита 0,2—1 мм, в крупнозернистом габбро 2—5 мм. Многие зерна титаномагнетита идиоморфны. В перидотитах и пироксенитах титаномагнетит обычно выполняет пространство между силикатами (сидеронитовая структура). Размер отдельных его вкраплений 0,1—2 мм. Ильменит во всех породах содержится преимущественно в виде ориентированных тонких (до 0,05 мм) пластинок в титаномагнетите. В рудных базитах и ультрабазитах встречаются также обособленные зерна ильменита (до 0,5 мм), особенно в зонах амфиболизации.

Текстура руд на месторождении полосчатая. Все сколько-нибудь значительные скопления вкрапленного титаномагнетита приурочены к меланократовым породам.

Главным концентратором ванадия (до 0,45%) на Ельтьозерском месторождении является титаномагнетит. В ильмените содержится до 0,067% ванадия (табл. 65). Уровень содержания ванадия в титаномагнетите из габбро и перидотитов близок.

Таблица 65

Содержание ванадия в титаномагнетите и ильмените из разных типов пород (в вес. %)

Порода	Титаномагнетит	Ильменит
Крупнозернистое габбро	0,45	Следы
Среднезернистое оливиновое габбро	0,36	»
Перидотит	0,38	0,045
Амфиболит	0,28	0,067

В табл. 66 приведены содержания элементов-примесей в титаномагнетите Ельтьозерского месторождения и массива Гремяха-Вырмес (Богачев и др., 1963; Полканов и др., 1967 и др.).

Ельтьозерское месторождение титаномагнетита является магматическим (Богачев и др., 1963). Все породы и руды образовались за счет дифференциации базальтовой магмы. Выделение титаномагнетита в габбро происходило главным образом до кристаллизации основной массы силикатов. Об этом свидетельствуют идиоморфные выделения зерен титаномагнетита в мелко- или крупно-

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите габбро-сиенитовой формации (в вес. %)

Элемент	Ельтьозерское месторождение				Гремяха-Вырмес			
	Число проб		Содержание		Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
V	4	4	0,27—0,45	0,35	13	13	0,11—0,45	0,25
Ti	4	4	5,59—8,66	7,02	13	13	7,69—11,63	8,72
Sc	1	1	—	0,00066	—	—	—	—
Cr	2	2	0,012	0,012	9	9	—	0,08
Mn	3	3	0,24—0,36	0,31	13	13	0,185—0,54	0,25
Ni	2	2	0,036—0,04	0,038	—	—	—	—
Mg	4	4	0,96—1,84	1,46	13	13	0,41—1,51	0,88
Ga	1	1	—	0,0035	—	—	—	—

зернистом габбро (сегрегационный тип). Однако значительная часть железа задерживалась в остаточном расплаве и кристаллизовалась затем в перидотитах и пироксенитах в виде титаномагнетита, заполняющего межзерновое пространство (фузивный тип). Магматическая природа рудных перидотитов доказывается наличием в них повернутых ксенолитов плагиоклазитов. Химический состав титаномагнетита, довольно устойчивый в однотипных породах Ельтьозерского месторождения, высокие содержания ванадия и титана, а также структуры распада твердых растворов, наблюдаемые почти во всех зернах титаномагнетита, также являются характерными признаками, магматических железорудных месторождений (Борисенко и др., 1968).

Сваранцское месторождение расположено на северном склоне Баргушатского хребта в районе селения Сваранц. Оно находится в Мисхано-Зангезурской металлогенической зоне в Даралагезском рудном районе. Месторождение открыто в 1956 г. П. Л. Епреляном и О. Т. Оганесяном. Данные о его геологическом строении опубликованы Т. Ш. Татевосяном (1966), Г. Б. Межлумяном (1960), А. П. Лебедевым (1962₁), Э. Х. Гуляном и Г. А. Дадаяном (1964), Э. А. Хачатуряном и Э. Х. Гуляном (1967). В ряде работ отмечалось повышенная ванадиеносность железных руд месторождения. Однако число количественных определений в титаномагнетите ограничено (Межлумян, 1960; Борисенко и др., 1968).

Район Сваранцкого месторождения сложен вулканогенно-осадочными породами верхнемелового и эоценового (?) возраста, которые прорваны интрузией третичного возраста. В южной части месторождения обнажаются плагиоклазовые и ороговикованные порфириды, а в восточной — плагиоклаз-пироксеновые порфириды, туфобрекчии, туфопесчаники и окварцованные порфириды эоцена (рис. 12).

Интрузивные породы месторождения разнообразны: габбро, оливиниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиениты, габбро-сиениты, монцониты, менее распространены перидотиты и пироксениты. Оруденение приурочено в основном к оливинитам. Жильные породы представлены беербахитами, андезитами, аплитами,

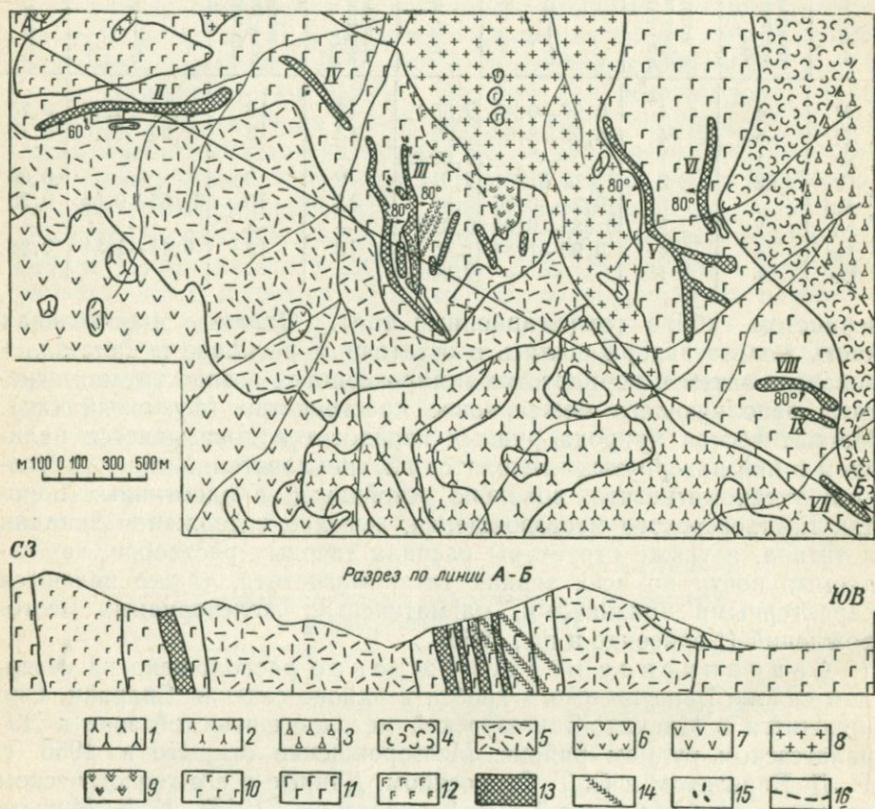


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Сваранского железорудного месторождения. По С. Г. Машуряну и С. Г. Алояну

1 — плагиоклазовые порфириты; 2 — ороговикованные порфириты; 3 — окварцованные порфириты; 4 — плагиоклаз-пироксеновые порфириты, туфобрекчии и туфопесчаники; 5 — средне-крупнозернистые монцониты; 6 — сиениты темно-серые; 7 — сиениты розовые; 8 — гранодиориты, кварцевые диориты; 9 — габбро-сиениты; 10 — мелкозернистые габбро; 11 — габбро; 12 — метаморфизованные габбро; 13 — оливиниты; 14 — дайки андезито-базальтового состава; 15 — дайки аплитового состава; 16 — предполагаемые границы пород

Все породы Сваранского месторождения содержат ванадий, однако повышенные его количества установлены только в базитах и ультрабазитах (табл. 67), особенно в рудных оливинитах — до 0,078%. Тела рудных оливинитов пространственно связаны с габброидами. Эти тела представляют собой дайко- или линзообразные

Содержание ванадия в породах Сваранцкого месторождения (в вес. %)

Порода	Число проб	Содержание V	
		от — до	среднее
Порфирит	2	0,022—0,030	0,026
Монзонит	2	0,012—0,019	0,016
Троктолит	3	0,015—0,017	0,016
Оливиновое габбро	4	0,018—0,036	0,029
Габбро	3	0,030—0,042	0,034
Роговообманковое габбро	1	—	0,060
Оливинит	9	0,018—0,078	0,039
Плагноклазовый оливинит	13	0,011—0,056	0,036
Плагноклазовый перидотит	3	0,015—0,041	0,024
Оливиновый пироксенит	6	0,024—0,051	0,036
Пироксенит	1	—	0,045

образования субмеридионального или субширотного простирания. Падение этих тел крутое на восток или юго-восток под углом 70—85°. Протяженность наиболее крупных тел достигает 1200—1400 м, мощность 50—80 м. На глубину, по предварительным данным, они прослежены примерно до 800 м. Выявлено девять крупных тел рудных оливинитов. Число более мелких шлировидных тел оливинитов (рис. 13) достигает нескольких сотен. Менее распространенные перидотиты и пироксениты встречаются в виде маломощных (обычно до нескольких метров) линзо- и жилообразных обособлений в габбро или в виде полос в зоне контакта оливинитов с габбро.

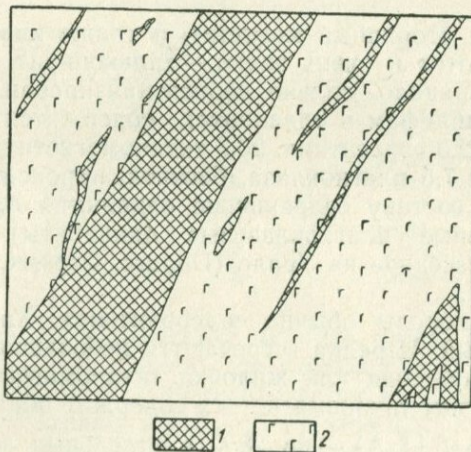


Рис. 13. Жилообразные обособления оливинитов (1) в габбро (2). Масштаб 1:10

Контакты между рудными оливинитами и вмещающими их габбро в обнажениях довольно резкие. Однако в шлифах между ними наблюдаются постепенные переходы с неровными извилистыми границами.

Оливиниты представляют собой обычно среднезернистую темно-серую или черную плотную породу, сложенную округлыми зернами оливина ($2V$ от -84 до $+88^\circ$), промежутки между которыми выполнены титаномагнетитом (рис. 14). Кроме того, в поро-

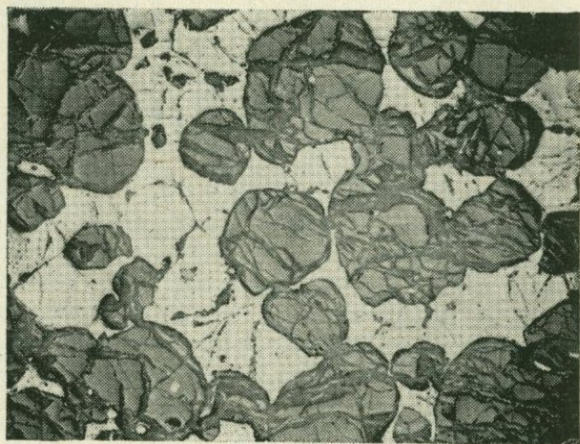


Рис. 14. Рудный оливинит. Полированный шлиф.
Увел. 35

де встречаются вторичный магнетит, а также ильменит, шпинель, плагиоклаз, биотит и очень редко — халькопирит, пирит и борнит. Оливин, как правило, сильно серпентинизирован. Согласно подсчетам по 19 шлифам в оливинитах содержится (в объем. %): 29,6 оливина, 32,3 серпентина, 20,3 титаномагнетита, 10,3 вторичного магнетита и 7,5 плагиоклаза, биотита, пироксена, шпинели. По минеральному составу сваранцские оливиниты близки к «казанскитам» (жильные плагиоклазовые оливиниты) Казанского и Павдинского массивов на Урале (Duparc, Grosset, 1916; Г. Л. Падалка, 1937 г.).

Структура породы обычно сидеронитовая. Характер оруденения вкрапленный. Изредка встречаются небольшие линзочки, шлировидные обособления или жилочки титаномагнетита. Все исследованные образцы титаномагнетита содержат обильные включения герцинита ($a_0 = 8,14 \text{ \AA}$) — до 28% в отдельных зернах (рис. 15). Значительно реже и в небольшом количестве в титаномагнетите этого месторождения встречаются пластинки ильменита.

Титаномагнетит содержит до 0,34% ванадия и до 2,22% титана (табл. 68) или до 4% титана, по Г. Б. Межлумяну (1960), а также скандий, хром, марганец, никель, магний, галлий.

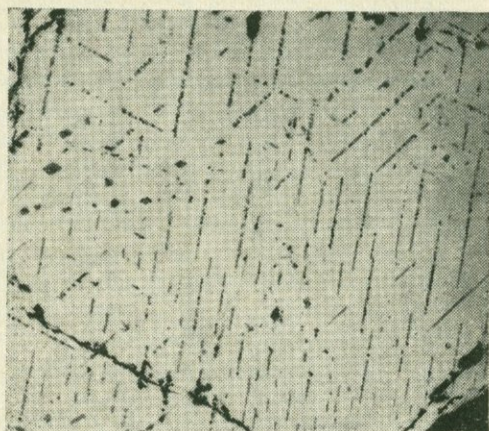


Рис. 15. Включения герцинита в титаномагнетите. Структура распада твердого раствора. Полированный шлиф. Увел. 112

Таблица 68

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите
Сваранского месторождения (в вес. %)

Элемент	Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
V	19	19	0,16—0,34	0,22
Ti	19	19	0,71—2,22	1,46
Sc	19	19	0,00065—0,00228	0,002
Cr	19	19	0,022—0,75	0,294
Mn	19	19	0,17—0,35	0,27
Ni	19	19	0,014—0,05	0,025
Mg	19	19	2,16—5,10	3,58
Ga	5	5	0,0044—0,0058	0,005

По результатам химического анализа (табл. 69) титаномагнетита для группы R_2O_3 количество атомов Fe^{3+} равно ~ 15 , а для группы RO (Fe^{2+} , Mn^{2+} и Mg) количество атомов Fe^{2+} равно 7,3—7,8. В качестве главных минералов-примесей присутствуют серпентин и герцинит. Вторичный магнетит отдельно не анализировался. Но в пробах, содержащих преимущественно вторичный магнетит, обнаружено мало ванадия. Например, в плагноклазовом оливи-

Результаты химического анализа титаномагнетита и их пересчета на молекулярный состав

Компоненты	Проба 3024-М		Проба 250	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	2,51	0416	1,01	0168
TiO ₂	5,23	0650	7,20	0903
Al ₂ O ₃	1,20	0120	3,07	0301
Fe ₂ O ₃	53,68	3362	51,64	3134
FeO	29,45	4125	32,06	4461
MnO	0,34	0048	—	—
MgO	4,81	1190	—	—
CaO	0,60	0107	2,85	0706
H ₂ O—	Не обн.	—	0,93	0166
H ₂ O+	1,44	0780	—	—
Cr ₂ O ₃	0,15	0010	—	—
V ₂ O ₅	0,41	0023	—	—
Сумма	99,82	10831	99,38	0036
Аналитик	В. Н. Архангельская		Г. Б. Межлумян (1960)	9875

Молекулярный состав титаномагнетита

Магнетит	65,7	71,7
Ильменит	15,6	20,6
Герцинит	3,1	6,9
Кульсонит	0,6	0,8
Магнезиоферрит	15,0	—

ните, содержащем 29,8% вторичного магнетита и 5,9% титаномагнетита, установлено лишь 0,017% ванадия, т. е. вторичный магнетит, образующийся при серпентинизации оливина, содержит мало ванадия.

Таблица 70

Содержание ванадия в оливините

Минерал	Содержание минерала в породе, вес. %	Содержание V в минерале, вес. %	Количество V, приходящееся на минерал, вес. %	Процент V, приходящегося на минерал (от 100%)
Оливин	38,1	0,0016	0,001	1,41
Серпентин	22,4			
Титаномагнетит	25,8	0,27	0,070	98,59
Магнетит (вторичный)	9,8			
Плагиоклаз	2,8			
Шпинель	1,1			

В табл. 70 на примере пробы рудного оливинита (тело № 2) показано, как складывается баланс ванадия. Около 98,6% содержащегося в руде ванадия приходится на титаномагнетит.

Рассматривая генезис рудных оливинитов Сваранцкого месторождения, следует отметить, что образование их, вероятно, несколько запаздывало по сравнению с формированием габбровой интрузии. Оливиниты могли внедряться по трещинам в уже консолидированные интрузивные породы габбрового состава. К такому же выводу на происхождение оливинитов Сваранцкого месторождения пришли Г. Б. Межлумян (1960), А. П. Лебедев (1962₁), Ш. А. Азизбеков и др. (1964 г.) — все они считают генезис оливинитов магматическим. Титаномагнетитовое оруденение, пространственно и генетически связанное главным образом с оливинитами, следует отнести к фузивному типу. Однако А. П. Лебедев (1962₁) предполагает, что по крайней мере часть рудного вещества была привнесена позднее в уже сформировавшиеся оливиниты. Не говоря о форме переноса и проникновении в оливиниты этой второй порции рудного компонента, А. П. Лебедев все же относит рудные оливиниты Сваранцкого месторождения к «особому типу магматического оруденения». Установленные нами в титаномагнетите месторождения содержания элементов-примесей (см. табл. 68) оказались относительно устойчивыми. Концентрации большинства этих элементов близки к их содержаниям в титаномагнетите других магматических месторождений, но отличаются от магнетитов абсолютного большинства контактово-метасоматических месторождений. Очевидно, если и была вторая порция рудного вещества, внедрившаяся в уже закристаллизовавшиеся оливиниты, то генетически она скорее всего тесно связана с базитовым расплавом.

Практическое значение титаномагнетитовых месторождений габбро-монзонит-сиенитовой формации пока незначительно. Промышленному освоению руд Елетьозерского месторождения мешают высокие содержания титана. Титаномагнетит Сваранцкого месторождения содержит относительно мало ванадия, в особенности по сравнению с эксплуатируемыми месторождениями габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала. По-видимому, руды месторождений габбро-монзонит-сиенитовой формации следует отнести к резервным для ванадия.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ В ГАББРО-ДИАБАЗАХ ФОРМАЦИИ МИГМАТИТОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ АНАТЕКТИТОВ

Формация мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов характерна для древних платформ. Породы этой формации, особенно гранитоиды, широко распространены в Карелии. Там же встречаются гипабиссальные интрузии габбро-диабазов, генетически связанные с расколами в кристаллическом основании древней платформы. Но только некоторые полого залегающие тела габбро-диабазов характеризуются повышенными концентрациями ванадийсодержащего титаномагнетита. В настоящее время известно два месторождения титаномагнетита — Пудожгорс-

кое и Койкарское (район Онежского озера). Пластовая интрузия габбро-диабазов, с которой связано Пудожгорское месторождение, (рис. 16) залегает в древних гранитах, относящихся к нижнему структурному ярусу платформы (кристаллическое основание — архей и нижний протерозой).

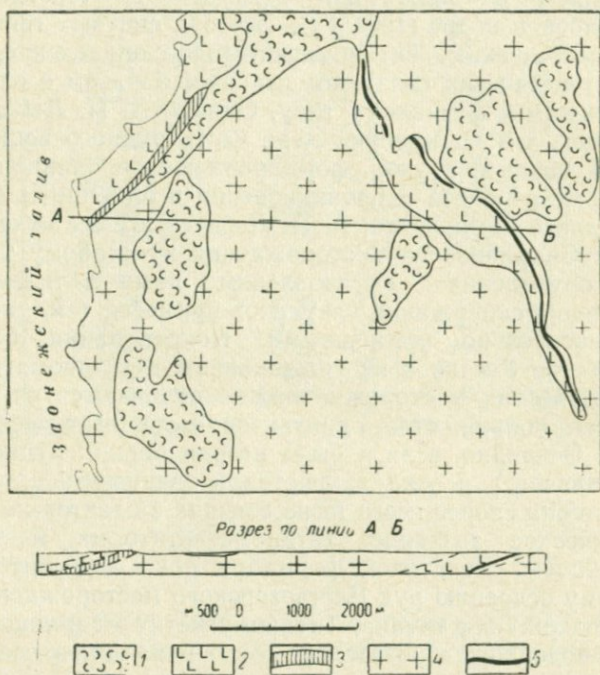


Рис. 16. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения. По Г. А. Потапову и Е. М. Михайлюк
 1 — четвертичные отложения; 2 — диабазы и габбро-диабазы (иотний); 3 — кварцито-доломитовая толща (карельская формация, протерозой); 4 — граниты II группы — онежские (архей); 5 — рудные габбро-диабазы

Габбро-диабазы Койкарского месторождения приурочены к верхнему структурному ярусу, который сложен слабо дислоцированными кварцито-песчаниками иотнинской свиты. Мощность тел габбро-диабазов этих месторождений достигает 140 м, а протяженность — нескольких километров. Несмотря на различие в структурном положении габбро-диабазов исследованных месторождений, они имеют много общего в строении, минеральном и химическом составе и поэтому рассматриваются вместе.

Интрузивные тела габбро-диабазов, с которыми пространственно и генетически связаны Пудожгорское и Койкарское месторождения, в сечении имеют сложное строение. Можно выделить «слои».

которые хорошо прослеживаются по простиранию этих тел: более основные разности пород тяготеют к подошве, а более кислые — к кровле. «Слой» рудных габбро-диабазов расположен ближе к лежащему боку интрузий; мощность этого «слоя» до 24 м.

Главные минералы рудных габбро-диабазов — плагиоклаз, клинопироксен, титаномagnetит, ильменит (табл. 71); второстепен-

Таблица 71

Минеральный состав рудных габбро-диабазов (в объемн. %)

Минерал	Пудожгорское месторождение				Койкарское месторождение			
	Число шлифов		Содержание минерала		Число шлифов		Содержание минерала	
	просмотровных	в которых обнаружен минерал	от — до	среднее по 24 шлифам	просмотровных	в которых обнаружен минерал	от — до	среднее по 11 шлифам
Титаномagnetит и ильменит	24	24	23,4— 44,8	34,3	11	11	18,9— 32,3	25,4
Плагиоклаз	24	24	14,0— 46,7	28,8	11	11	22,5— 44,2	34,9
Роговая обманка и хлорит	24	24	16,5— 43,6	28,7	11	11	31,8— 42,0	36,4
Клинопироксен	24	21	0,3— 9,4	3,9	11	9	0,4— 3,4	1,1
Биотит	24	24	1,3— 8,9	3,7	11	11	0,2— 5,0	1,9
Апатит	24	24	0,2— 1,1	0,6	11	11	0,1— 1,2	0,3

ные — биотит; аксессуарные — апатит, кварц, халькопирит, пирит, борнит, пирротин; вторичные — уралитовая роговая обманка, хлорит, серицит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, кальцит, ковеллин, гематит.

Текстура рудных габбро-диабазов вкрапленная: зерна титаномagnetита довольно равномерно распределены в массе породообразующих минералов по простиранию «слоя»; но постепенно убывают в крест его простирания. Структура породы призматически-зернистая, офитовая.

Количество титаномagnetита в рудных габбро-диабазов согласно подсчетам достигает 44,8% (см. табл. 70). Преобладающие размеры его кристаллов 0,8—1,2 мм. Выделения титаномagnetита часто идиоморфны. Многие зерна имеют форму октаэдров. Однако грани кристаллов титаномagnetита обычно несколько закруглены, а иногда и сильно искажены за счет коррозии (рис. 17). Встречаются зерна титаномagnetита, «изъеденные» на 40—50%. Минералы, которые развились при замещении титаномagnetита, представлены роговой обманкой, хлоритом, эпидотом с включениями пылевидного magnetита (рис. 18).



Рис. 17. Зерна титаномagnetита в рудном габбро-диабазе. Пудожгорское месторождение. Полированный шлиф. Увел. 7



Рис.. 18. Корродированные зерна титаномagnetита в габбро-диабазе. Мурнев кряж. Увел. 12

В протравленных полированных шлифах видно, что в титаномагнетите присутствуют тонкие включения ильменита (шпинель не обнаружена). Наблюдаются пластинчатая, решетчатая и эмульсионная структуры. При пересечении пластинки ильменита утончаются или выклиниваются, что указывает на их образование за счет распада твердых растворов (П. Рамдор, 1962 г.). По толщине пластинок ильменита структуры распада можно подразделить на микропластинчатую и микрорешетчатую (0,001—0,01 мм), грубопластинчатую и груборешетчатую (до 0,1 мм) структуры. Реже встречаются брусковые выделения ильменита толщиной до 0,4 мм. В тесной ассоциации с титаномагнетитом встречаются отдельные зерна (0,05—0,5 мм) ильменита или их скопления.

Низкие содержания в титаномагнетите Пудожгорского и Койкарского месторождений хрома, магния и высокие концентрации ванадия и титана (табл. 72, 73) показывают, что их состав наиболее

Таблица 72

Результаты химического анализа титаномагнетита и их пересчета на молекулярный состав

Компоненты	Проба 3545-М		Проба 3650-М	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	0,97	161	2,14	356
TiO ₂	14,58	1824	18,43	2307
Al ₂ O ₃	0,58	57	2,49	245
Fe ₂ O ₃	47,13	2951	41,13	2575
V ₂ O ₅	0,88	58	1,27	85
FeO	34,30	4773	33,90	4718
MnO	0,11	16	0,21	36
MgO	0,95	236	Не обн.	—
CaO	0,29	52	0,24	43
Сумма	99,79	10123	99,81	10365
Уд. вес	5,0	—	5,2	—

Молекулярный состав титаномагнетита

Магнетит	57,2	45,3
Ильменит	36,1	44,7
Гематит	0,4	2,1
Кульсонит	1,1	1,7
Остаток	5,2	6,2

Проба 3545-М — Пудожгорское месторождение; проба 3650-М — Койкарское месторождение.

Аналитик Т. И. Мачихина.

близок к составу титаномагнетита основных пород. Например, титаномагнетит из габброидных интрузий Алтае-Саянской области (Вахрушев, Кривенко, 1966) и Урала (Борисенко и др., 1968) характеризуются подобными же концентрациями элементов-примесей.

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите Пудожгорского и Койкарского месторождений (в вес. %)

Элемент	Пудожгорское месторождение				Койкарское месторождение			
	Число проб		Содержание		Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
Ti	16	16	6,0—9,0	7,21	13	13	9,0—13,0	11,2
V	25	25	0,41—0,68	0,55	43	43	0,40—0,73	0,55
Sc	25	25	0,00026—0,00065	0,0004	23	23	0,0003—0,0013	0,0007
Cr	22	12	0,0007—0,014	—	62	42	0,0014—0,017	0,003
Mn	24	24	0,14—0,38	0,28	43	43	0,14—0,35	0,36
Ni	10	10	0,007—0,028	0,018	9	9	0,012—0,021	0,016
Mg	24	24	0,13—0,43	0,28	43	43	0,21—0,50	0,33
Ga	6	1	0,0010—0,0022	0,0014	6	6	0,0012—0,0037	0,0024

Одной из особенностей исследованного титаномагнетита является относительная устойчивость концентраций ванадия. На построенных графиках для разреза через зону рудных габбро-диабазов Пудожгорского и Койкарского месторождений (рис. 19) видно, что кривая содержаний ванадия (и титана) в них довольно точно следуют кривой содержаний титаномагнетита. Поэтому все рудные габбро-диабазы характеризуются повышенными концентрациями ванадия, которые составляют 0,13—0,41%. Колебание содержаний ванадия в этих породах зависит в основном от количества присутствующего в них титаномагнетита.

Большинство исследователей (С. И. Зак, Н. Л. Херувимова, К. О. Кратц и др.), изучавших габбро-диабазы Пудожгорского и Койкарского месторождений, считают оруденение этих месторождений магматическим, сегрегационным. Разделяя эту точку зрения, автор считает, что габбро-диабазы сформировались, вероятно, в гипабиссальных условиях. Относительно быстрое остывание интрузий габбро-диабазов привело к появлению на контакте пластовых тел с вмещающими породами зон закалывания (афанитовые диабазы). Устойчивые содержания ванадия, титана и других элементов-примесей в титаномагнетите, отобранном в различных частях рудных габбро-диабазов Пудожгорского и Койкарского месторождений, свидетельствуют о сходных условиях кристаллизации этого минерала. Как известно, относительное постоянство содержаний элементов-примесей характерно для титаномагнетита магматических месторождений (Карасик, 1955; Щербина, 1959; Борисенко, 1968). По составу элементов-примесей, их концентрациям и специфике распространения титаномагнетит из габбро-диабазов Южной

Карелии сходен с титаномагнетитом из основных пород других магматических формаций.

Кристаллизация титаномагнетита началась, по-видимому, несколько раньше силикатов и затем шла одновременно, что привело к образованию довольно большого количества мелких идиоморфных кристаллов рудного минерала. Выделившиеся кристаллы ти-

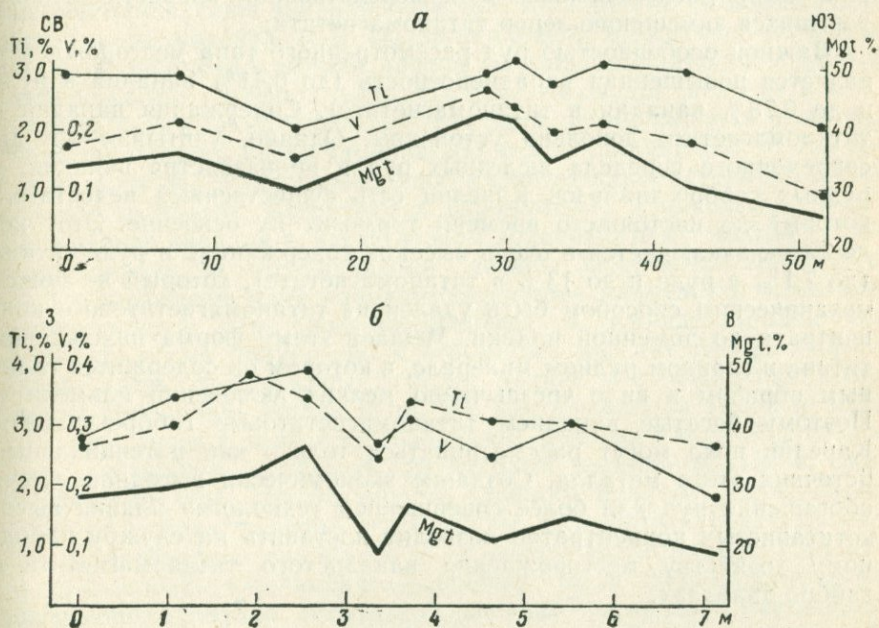


Рис. 19. График зависимости концентраций ванадия и титана в габбро-диабазе от количества содержащегося в них титаномагнетита
а — Пат-Гора, карьер; *б* — Койкарское месторождение, участок Свят-Наволок, канава 2

таномагнетита, как более тяжелые, опускались в нижнюю часть полого залегающих пластовых тел габбро-диабазов, в результате чего образовались расслоенные интрузии. Более лейкократовые породы в таких интрузиях находятся в верхних частях. Однако на всех участках пластовых интрузий габбро-диабазов, даже при самых больших содержаниях титаномагнетита, его кристаллы сохраняют свою индивидуальность.

Сидеронитовая структура, а также участки сплошного магнетита в исследованных габбро-диабазе не наблюдаются. Наличие в руде большого количества корродированных кристаллов титаномагнетита скорее всего находится в тесной связи с более поздним метаморфизмом, под действием которого в габбро-диабазе произошла почти полная амфиболизация пироксена, а рудный минерал был частично растворен и использован на построение амфибола и других железистых минералов (хлорита, эпидота, биотита). В не-

которых образцах из рудных минералов остались только мелкие зернышки ильменита.

Появление кайм ильменита вокруг зерен титаномагнетита также связано с частичным выносом магнетитового вещества и перетолжением ильменита. В ходе этого процесса мелкие пластинки ильменита укрупнились и образовали самостоятельные обособления, часто расположенные в непосредственной близости от подвергшихся замещению зерен титаномагнетита.

Важной особенностью руд рассмотренного типа месторождений является повышенная ванадиеносность (до 0,41% ванадия в руде и до 0,73% ванадия в титаномагнетите). Содержания ванадия в титаномагнетите довольно устойчивы. Однако, учитывая методы современного передела железных руд и производства ванадия, у рудных габбро-диабазов Карелии есть существенный недостаток, который до настоящего времени тормозит их освоение. Этот недостаток заключается в очень высоких содержаниях в руде титана (до 7,1% в руде и до 13% в титаномагнетите), который не может механическим способом быть удален из титаномагнетитового концентрата до доменной плавки. Мешает этому форма нахождения титана в главном рудном минерале, в котором он содержится главным образом в виде чрезвычайно мелких включений ильменита. Поэтому богатые ванадием титаномагнетитовые габбро-диабазы Карелии пока могут рассматриваться только как потенциальный источник этого металла. Создание экономически выгодной схемы обогащения руд или более совершенной технологии плавки высокотитанистых концентратов позволит поставить на службу народному хозяйству месторождения ванадистого титаномагнетита в габбро-диабазях.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Анортозитовая формация приурочена к зонам активизации в обрамлении докембрийских щитов, складчатым поясам в краевых частях древних платформ, а также к зонам глубинных разломов на границе древних платформ и геосинклинальных зон. Ю. А. Кузнецов (1964) считает возможным образование крупных анортозитовых тел в связи с образованием флексурных перегибов и разломов при дифференциации древних кратонов на щиты и платформы. Наиболее распространены анортозиты, с которыми обычно ассоциируют нориты, габбро-нориты, габбро, реже пироксениты.

Для анортозитовой формации характерно несколько типов ванадийсодержащих месторождений: 1) магнетит-ильменитовые и ильменит-гематитовые в габбро-анортозитах; 2) рутил-ильменитовые в анортозитах; 3) титаномагнетит-ильменитовые в габбро-пироксенитах. Крупные ванадийсодержащие месторождения этой формации известны в США, Канаде, Скандинавии. В СССР к ним относятся Кручининское и Чинейское месторождения в Забайкалье, Цагинское и Кейвские интрузивы на Кольском полуострове.

Магнетит-ильменитовые и ильменит-гематитовые месторождения в габбро-анортозитах. Массивы, сложенные этими породами, встречаются преимущественно в обрамлении докембрийских щитов и в краевых частях древних платформ. Ванадийсодержащие магнетит-ильменитовые месторождения приурочены к очень крупным плутонам габбро-анортозитов, площадь которых достигает тысяч квадратных километров. Их образование связано с глубинными разломами. Магнетит-ильменитовые месторождения ванадия известны в габбро-анортозитах Адирондакского массива (США), залегающего в осадочно-метаморфической толще докембрия (серия Уенвилл). Наиболее крупные месторождения Сэнфорд Хилл, Ор Маунтин и др. тяготеют к контакту габбро и анортозитов. Рудная зона месторождения Сэнфорд Хилл прослежена на расстояние 550 м при ширине 180 м. По составу руды этого месторождения магнетит-ильменитовые, иногда в них есть апатит. Встречаются вкрапленные и массивные руды. Содержание ванадия в магнетитовом концентрате около 0,34%. Запасы ванадия на месторождении Сэнфорд Хилл около 280 тыс. т.

Крупнейшее в мире ванадийсодержащее ильменит-гематитовое месторождение Лак-Тио, находящееся в Канаде (район оз. Аллард), также приурочено к огромному массиву габбро-анортозитов. Здесь же известны и более мелкие месторождения этого типа — Пуджолан, Миллз и др. На месторождении Лак-Тио имеются три рудных тела пластообразной формы, которые расположены согласно с основными структурами массива (Главное, Скалистое, Грейдер). Протяженность главного рудного тела около 1 км, а мощность около 90 м. Руды полосчатые, представляют собой чередование сплошных и вкрапленных разностей. Главный рудный минерал — ильменит — содержит около 20% пластинчатых включений гематита (структура распада твердых растворов). В рудах месторождения Лак-Тио содержится 0,22% ванадия. Запасы ванадия составляют около 140 тыс. т.

В Европе к месторождениям этого типа относится титаномагнетитовое месторождение Таберг (Швеция), приуроченное к габбро-анортозитовому массиву Эккерзунд-Эогндаль, находящемуся в южном обрамлении Балтийского щита. Руды этого месторождения представляют собой довольно густой вкрапленник титаномагнетита в норите. В рудах присутствуют также апатит и сульфиды. Содержание ванадия в титаномагнетите составляет 0,62%; запасы ванадия на месторождении Таберг около 600 тыс. т.

Рутиловые и ильменитовые месторождения в анортозитах. С телами анортозитов, площадь которых составляет десятки квадратных километров, связаны ванадийсодержащие рутил-ильменитовые месторождения. Анортозитовые массивы приурочены к складчатым поясам в краевых частях древних платформ. Примером месторождений этого типа являются Пиней Ривер и Роузленд (штат Виргиния, США). Оруденение представлено зонами вкрапленных руд, жило- и линзообразными телами, сложен-

ными рутилом и апатитом или ильменитом и апатитом (нельсониты). Богатые руды содержат до 80% рутила. Концентрации ванадия в рутиле составляют около 0,17% (Ross, 1947).

Возраст габбро-анортозитовых и анортозитовых массивов, с которыми пространственно и генетически связаны рассмотренные ванадийсодержащие магнетит-ильменитовые, ильменит-гематитовые и рутил-ильменитовые (с апатитом) месторождения, докембрийский. В работах Х. Вильямса, Ф. Тернера, И. Гильберта (1957 г.), Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961) подчеркивается, что собственно анортозитовые ассоциации характерны преимущественно для докембрия. В большинстве случаев они представляют собой огромные пластовые интрузии, образование которых тесно связано с зонами глубинных разломов.

Представления о генезисе анортозитовых массивов противоречивы. Несмотря на различия в деталях, большинство геологов считает анортозитовые и габбро-анортозитовые массивы и связанное с ними оруденение магматическими (Balk, 1931; А. П. Лебедев, 1953 г.; Малышев, 1957₂ и др.). Для многих месторождений, генетически связанных с анортозитами и габбро-анортозитами, предполагается, что внедрение рудного расплава было более поздним и шло оно по тектонически ослабленным зонам в породах габбро-анортозитового состава. Присутствие в рудах многих месторождений апатита делает это допущение вероятным. Как известно, наличие апатита в рудах указывает на повышенные содержания летучих, которые способствовали некоторой задержке в кристаллизации рудных минералов по сравнению с силикатными. По классификации А. Н. Заварицкого (1937), большинство месторождений, приуроченных к анортозитам и габбро-анортозитам, относятся к фузивному типу.

Титаномагнетит-ильменитовые месторождения в габбро-пироксенитах. Примером месторождений этого типа является Кручининское месторождение, расположенное в 60 км к северо-востоку от Читы в бассейне р. Кручины. Это месторождение изучалось А. П. Лебедевым (1963, 1965), который дал геолого-петрографическую характеристику интрузивным породам и подробно описал слагающие их главные минералы. Им же были получены данные о ванадиеносности различных типов пород и главных минералов: пироксена и титаномагнетита. Данные о рудах месторождения опубликованы Н. А. Щербаковой и А. В. Пальминой (1957 г.), И. С. Вахромеевым (1959), А. С. Бабкиным (1962).

Кручининское месторождение приурочено к Ангашанскому (или Кручининскому) габбро-анортозитовому массиву, площадь которого 4 км². Массив является частью сложного палеозойского интрузивного комплекса. Породы этого комплекса слагают юго-восточную часть хребта Черского и северо-западный склон Даурского хребта.

В районе месторождения распространены различные граниты

палеозойского возраста, значительная часть которых разгнейсована. Среди гранитов находятся массы, сложенные анортозитами, габбро и пироксенитами также палеозойского возраста. Контакты габбро-пироксенитов с гранитами резкие. По данным А. В. Фоминко и Д. П. Шмелева, граниты Кручининского месторождения моложе габбро-пироксенитов. По предположению А. П. Лебедева (1965), гранитная интрузия, более поздняя по своему образованию, переместила уже сформированный габбровый массив в верхнюю часть земной коры, превратив его в «бескорневую интрузию».

В строении Ангашанского массива, с которым собственно и связано главное скопление ванадиеносных руд, принимают участие две серии пород; они относятся к двум фазам, имеющим между собой интрузивные контакты. Породы одной фазы, представленные главным образом рудными пироксенитами и габбро, распространены в северной части массива (габбро-пироксенитовый комплекс). Породы другой фазы (диорит-анортозитовый комплекс) находятся в южной и западной частях массива (рис. 20). По данным И. С. Вахромеева (1959) и А. П. Лебедева (1965), в диорит-анортозитах встречаются ксенолиты габбро и пироксенитов, что указывает на более раннее образование последних. Однако по времени образования пород обеих фаз близки друг к другу.

Одной из особенностей интрузивных пород Ангашанского массива является расслоенность габбро-пироксенитового комплекса. По данным бурения довольно четко фиксируется чередование горизонтов пироксенитов и габбро. Кроме того, в каждом горизонте наблюдается более тонкая слоистость, обусловленная чередованием меланократовых прослоев (пироксенитового или косьвитового состава) с более лейкократовыми прослоями. Характерно общее моноклинальное падение слоистости на восток под углом от 20 до 40°. Мощность отдельных слоев обычно колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Между породами разного состава в габбро-пироксенитовом комплексе, как правило, наблюдаются постепенные переходы. Среди пироксенитов встречаются маломощные прослои казанскитов (31,9% оливина).

В табл. 74 приведены результаты подсчетов по шлифам для пород габбро-пироксенитового комплекса Кручининского месторождения (Лебедев, 1965). Все породы этого комплекса содержат ванадий (в вес. %): оливиновое габбро 0,005; рудное габбро 0,055; сидеронитовое габбро 0,115; рудный пироксенит 0,066; косьвит 0,09; казанскит 0,083.

Главным минералом-концентратором ванадия на Кручининском месторождении является титаномагнетит. Встречается он в виде двух генераций: 1) мелкие включения (0,02—0,05 мм) в зернах пироксена, главным образом косьвитов и пироксенитов; 2) более крупные зерна (до 1—2 мм) титаномагнетита, образующие скопления в интерстициях между кристаллами силикатов (сидеронитовая структура). Титаномагнетит второй генерации является главным рудным компонентом в составе вкрапленных и

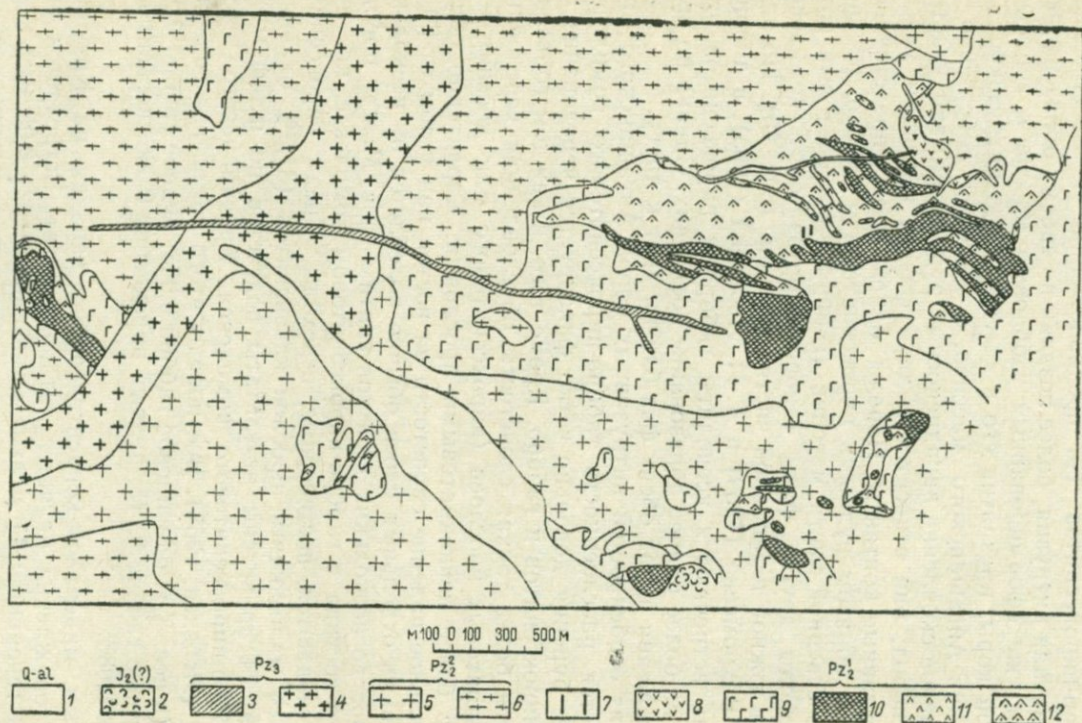


Рис. 20. Геологическая карта Кручининского месторождения. По В. В. Беренгиловой и Н. С. Кириличниковой
 1 — современные аллювиальные отложения; 2 — граувакковые песчаники; 3 — гранодиориты; 4 — аляскинские щелочные граниты с дымчатым кварцем; 5 — биотит-роговообманковые пегматондные граниты; 6 — порфиридные биотит-роговообманковые разгнейсованные граниты; 7 — диабазы; 8 — осветленные хлоритизированные габбро, кварц-полевошпат-хлоритовые породы; 9 — анортозиты; 10 — пироксениты с рудной вкрапленностью; 11 — полосчатые рудные оливиновые габбро; 12 — габбро с рудной вкрапленностью

Минеральный состав основных и ультраосновных пород (в объем. %)

Минерал	1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	35,7	32,9	34,0	19,9	6,9	8,6
Пироксен моноклинный	25,9	10,5	30,5	35,6	50,9	31,7
Пироксен ромбический	—	—	—	—	—	—
Оливин	15,7	—	10,5	6,6	—	31,9
Керсутит	5,5	7,0	—	6,7	8,2	3,9
Палагонит	—	24,8	1,2	5,6	2,7	—
Биотит	—	0,7	0,3	—	—	—
Апатит	3,6	2,3	1,2	2,8	5,5	0,8
Титаномагнетит	13,6	21,8	22,3	22,8	25,8	23,2

1 — оливиновое габбро (обр. 25); 2 — рудное палагонитовое габбро (среднее по 3 обр.); 3 — сидеронитовое габбро (среднее по 5 обр.); 4 — габбро-пироксенит (среднее по 2 обр.); 5 — косьвит (среднее по 7 обр.); 6 — казанскит (среднее по 6 обр.).

сплошных руд месторождения. На некоторых участках скопления зерен титаномагнетита, а также находящегося с ним в тесной ассоциации ильменита образуют микрошлиры толщиной до нескольких миллиметров. В расслоенных габбро эти микрошлиры обычно вытянуты параллельно прослоям силикатов. Однако иногда наблюдаются и секущие прожилочки рудных минералов. Помимо титаномагнетита и ильменита в рудах месторождения есть магнетит. Для зерен титаномагнетита Кручининского месторождения характерны структуры распада твердого раствора. Пластинчатые включения представлены ильменитом. В ассоциации с титаномагнетитом встречаются также самостоятельные зерна ильменита (до 27,8 объем. %). В табл. 75 представлен средний минеральный

Таблица 75

Минеральный состав вкрапленных и сплошных руд Кручининского месторождения (в объем. %)

Минерал	Вкрапленные руды	Сплошные руды	Минерал	Вкрапленные руды	Сплошные руды
Титаномагнетит	10,00	33,17	Диопсид	39,15	8,70
Ильменит	18,44	27,84	Оливин	1,98	—
Магнетит	13,00	8,14	Хлорит	1,20	—
Апатит	9,63	19,32	Тремолит	0,51	—
Роговая обманка (зеленая)	0,26	1,01	Кальцит	0,04	—
Роговая обманка (бурая)	—	1,18	Пирит	1,05	—
Иддингсит	0,32	0,94	Пирротин	0,11	—

состав вкрапленных и сплошных руд Кручининского месторождения (Н. А. Щербакова, А. В. Пальмина, 1957 г.). Важной составляющей обоих типов руд является апатит.

Результаты химического анализа титаномагнетита Кручининского месторождения (табл. 76) показывают, что минерал харак-

Таблица 76

Химический состав титаномагнетита (вкрапленного) из пироксенитов (в вес. %)

Компоненты	Содержание	Компоненты	Содержание
Fe ₂ O ₃	41—50	V ₂ O ₅	0,58—0,66
FeO	25—37	MgO	2,4—3,0
TiO ₂	8—10		

теризуется высокими содержаниями титана (8—10%), что соответствует примерно 25—30% ильменита. Кроме того, в нем содержится довольно много магния, что, согласно Н. В. Павлову (1961), отвечает сравнительно глубинным условиям образования этого минерала. По данным А. П. Лебедева (1965), титаномагнетит из вкрапленных и сплошных руд Кручининского месторождения характеризуется повышенной ванадиеносностью — до 0,45%, а по А. В. Лапину — до 0,23% ванадия. Так же как и на других магматических железорудных месторождениях, генетически связанных с базитами и гипербазитами, титаномагнетит Кручининского месторождения является главным концентратором ванадия. В чисто отобранном ильмените установлено только 0,014—0,034% ванадия, в клинопироксене — 0,02—0,03%.

Помимо ванадия и титана в титаномагнетите обнаружены и другие элементы-примеси (табл. 77, данные А. В. Лапина).

Таблица 77

Содержание элементов-примесей в титаномагнетите Кручининского месторождения (в вес. %)

Элемент	Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
V	15	15	0,12—0,23	0,20
Ti	14	14	6,2—13,6	9,6
Sc	9	9	0,0028—0,0046	0,0037
Cr	14	14	0,005—0,055	0,030
Mn	14	14	0,48—0,73	0,61
Ni	14	—	—	<0,01
Mg	14	14	0,85—1,30	1,12
Ga	2	2	0,006—0,0065	0,0062

В отношении генезиса пород и титаномагнетит-ильменитовых руд Кручининского месторождения существует две точки зрения. И. С. Вахромеев (1959) считает, что анортозиты, пироксениты и

связанные с ними руды образовались метасоматическим путем. А. П. Лебедев (1965) считает породы и руды месторождения магматическими, что более вероятно. История формирования массива и связанного с ним месторождения началась с глубинной дифференциации нормальной базальтовой магмы на две самостоятельные магмы, за счет которых сформировались: 1) габбро-пикросенитовый комплекс, обогащенный железом, титаном, ванадием и фосфором; 2) анортозит-диоритовый комплекс, обедненный этими элементами. В процессе кристаллизационной дифференциации в пределах камеры застывания расплава происходило расслаивание первоначально однородной массы. Расслаивание шло главным образом в результате воздействия гравитационных сил, в присутствии летучих компонентов. А. П. Лебедев (1965, стр. 109) так характеризует формирование руд Кручининского месторождения: «Накопление в магме титано-железо-окислорудного компонента (магнетит и ильменит) происходило преимущественно в породах мономинеральных пироксенитовых горизонтов и в тонких пироксеновых прослоях в ритмических сериях в результате задержки гравитационно осаждающегося рудного материала в ячейках между зернами силикатов, скопления которых действовали как «фильтр». На степень концентрации железа, которая оказалась неравномерной в различных частях сформировавшихся пород и руд, существенное влияние оказали летучие компоненты, присутствовавшие в расплаве».

Наблюдаются сходные черты сидеронитового типа оруденения Ангашанского массива с рядом анортозитовых массивов мира и, в частности, с Цагинским в СССР, Адирондакским в США. Повышенная ванадиеносность отмечается для железных руд, генетически связанных со многими другими анортозитовыми массивами мира. В США это Айрон-Маунтин и другие месторождения плато Колорадо (до 0,22% ванадия), Айрон-Майн Хилл (до 0,25% ванадия в руде); в СССР (Юдин, Зак, 1970) — Цагинское (до 0,34% ванадия в концентрате), Кейвские интрузивы (до 0,8% ванадия в концентрате).

Характерно, что повышенные концентрации ванадия в рудах, генетически связанных с анортозитами, обнаруживаются даже при отсутствии титаномагнетита. В таких рудах ванадиеносными минералами являются ильменит, гематит и рутил (месторождения Пиней Ривер, Роузленд и Лак-Тио).

Руды Кручининского месторождения комплексные. Помимо железа и ванадия практический интерес могут представить ильменит и апатит. Однако в настоящее время в отношении ванадия они имеют второстепенное значение по сравнению с железными рудами, например, уральских месторождений. Достаточно высокое содержание титана в титаномагнетитовом концентрате Кручининского месторождения затрудняет доменную плавку.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ

В магнетите большинства контактно-метасоматических месторождений установлен ванадий (табл. 78). Это подтверждается Л. Н. Овчинниковым (1960), В. А. Вахрушевым (1965), А. М. Дымкиным, В. Н. Шарповым (1967) и др. Концентрации ванадия в магнетите обычно $\leq 0,0n\%$, редко до $0,35\%$.

Таблица 78

**Содержание ванадия в магнетите контактно-метасоматических месторождений
(в вес. %)**

Месторождение	Число проб	Содержание V		Исследователь
		от — до	среднее	
Гора Благодать (Урал)	18	0,0—0,20	0,060	Л. Н. Овчинников (1960)
То же	4	0,03—0,035	0,033	Данные Л. Ф. Борисенко
Валуевское (Урал)	2	0,01—0,05	0,030	Л. Н. Овчинников (1960)
То же	5	0,002—0,086	0,043	Данные Л. Ф. Борисенко
Осокино-Александровское (Урал)	4	0,10—0,32	0,180	Л. Н. Овчинников (1960)
То же	8	0,12—0,35	0,240	Данные Л. Ф. Борисенко
»	7	0,075—0,26	0,172	Д. С. Штейнберг (1960)
Лебяжинское (Урал)	3	0,05—0,12	0,080	Л. Н. Овчинников (1960)
»	2	0,03—0,14	0,08	Данные Л. Ф. Борисенко
Евстюнинское (Урал)	6	0,048—0,29	0,170	То же
»	5	0,0—0,08	0,055	Л. Н. Овчинников (1960)
Высокогорское (Урал)	1	—	0,030	Данные Л. Ф. Борисенко
Аузрбаховское (Урал)	13	0,0—0,13	0,020	Л. Н. Овчинников (1960)
Теченское (Урал)	60	0,0—0,02	0,004	Тот же
»	2	0,023—0,026	0,025	Данные Л. Ф. Борисенко
Гора Магнитная (Урал)	17	0,0—0,01	0,002	Л. Н. Овчинников (1960)
Соколовское (Тургайский прогиб)	3	0,018—0,026	0,019	Л. Ф. Борисенко и др. (1968)
То же	2	0,028—0,084	0,056	Д. О. Онтоев (1958 г.) и др.
Качарское (Тургайский прогиб)	5	0,084—0,21	0,160	Л. Ф. Борисенко (1968)
То же (вкрапленные руды)	59	—	0,090	А. М. Дымкин (1966 г.)
То же (сплошные руды)	51	—	0,106	Тот же
Сарбайское (Тургайский прогиб)	2	0,101—0,185	0,143	Д. О. Онтоев (1958 г.)
То же	2	0,021—0,05	0,036	Данные Л. Ф. Борисенко
Сорское (Тургайский прогиб)	4	0,021—0,048	0,029	А. М. Дымкин, В. И. Новожилов, Д. Х. Фатхутдинов (1967)
Алешинское (Тургайский прогиб)	3	0,002—0,004	0,003	А. М. Дымкин, А. И. Васильева (1961 г.)
Разданское (Кавказ)	7	0,007—0,02	0,013	Л. Ф. Борисенко и др., (1968)

Месторождение	Число проб	Содержание V		Исследователь
		от — до	среднее	
То же (руды по габбро-диоритам)	46	—	0,016	М. Т. Бояджян, Г. М. Мкртчян (1969)
То же (руды по известнякам)	22	—	0,0082	Те же
Дашкесанское (Кавказ)	4	0,009—0,017	0,012	Данные Л. Ф. Борисенко В. А. Вахрушев (1965)
Абаканская группа месторождений (Западный Саян)	6	Следы—0,034	0,017	
Анзасская группа месторождений (Алтае-Саянская область)	12	0,017—0,157	0,076	То же
Мульгинское (Восточный Саян)	2	0,014—0,034	0,024	» »
То же	31	—	0,008	И. А. Киселева, А. А. Матвеев (1967)
Бурлукское (Восточный Саян); из руд, развившихся по алюмосиликатным породам	56	—	0,025	
Бурлукское (Восточный Саян); из руд, развившихся по карбонатным породам	26	—	0,0056	» »
Табратское (Восточный Саян)	7	0,017—0,034	0,024	А. М. Дымкин, М. П. Могилева (1967 г.) Ф. Н. Шенегов (1967)
Хабалыкское (Восточный Саян)	6	0,032—0,053	0,042	
Ампалыкская группа месторождений (Кузнецкий Алатау)	6	Следы—0,022	0,014	В. А. Вахрушев (1965)
Тейская группа месторождений (Кузнецкий Алатау)	15	0,0—0,008	0,004	Тот же
Изыгольское (Кузнецкий Алатау)	2	0,036—0,042	0,038	» »
Инское (Горный Алтай)	8	0,0—0,073	0,016	» »
Белорецкое (Горный Алтай)	12	Следы—0,017	0,0028	» »
Кондомская группа месторождений (Горная Шория)	4	0,008—0,031	0,020	» »
Ибринская группа месторождений (Горная Шория)	7	0,0—0,010	0,006	» »
Краснокаменная группа месторождений (Горная Шория)	7	0,0—0,011	0,0034	» »
Люпикко (Карельская АССР)	5	0,0032—0,033	0,010	Данные Л. Ф. Борисенко
Питкяранта (Карельская АССР)	5	0,0022—0,012	0,0042	То же

Большинство контактово-метасоматических месторождений расположено в пределах складчатых поясов, в непосредственной близости от массивов, сложенных интрузивными породами среднего или кислого состава, преимущественно диоритами, гранодиоритами, сиенит-диоритами, сиенитами или щелочными гранитами. По условиям залегания это обычно гипабиссальные интрузии. Породы, вмещающие эти интрузии, имеют, как правило, в своем составе известняки; часто известняки слагают мощную толщу. В других случаях, как, например, на многих месторождениях Урала, известняки занимают подчиненное положение среди вмещающих пород, представленных в основном туфами и эффузивными породами.

Минеральный состав железорудных скарнов для разных месторождений несколько различен. Это объясняется тем, что две главные стадии формирования рудоносных скарнов — собственно скарновая и кварцево-сульфидная — могут быть проявлены в разной степени. Главными минералами железорудных скарнов являются пироксены и гранат, часто присутствуют скаполит, везувиан и волластонит. Магнетит, эпидот и амфиболы обычно метасоматически замещают гранат и пироксен. Минералы кварцево-сульфидной стадии могут быть представлены: кварцем, кальцитом, кислым плагиоклазом, хлоритом, флюоритом, серицитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом и др. Повышенной ванадиеносностью характеризуется только магнетит. Все остальные минералы содержат мало ванадия ($\leq 0,0n\%$).

Формирование большинства контактовых скарново-магнетитовых месторождений СССР происходило в герцинскую эпоху (Средний и Южный Урал). Наиболее значительные концентрации ванадия установлены в магнетите отдельных месторождений, сформировавшихся в каледонскую эпоху. Это в первую очередь Осокино-Александровское и Евстюнинское контактово-метасоматические месторождения, которые находятся в Тагило-Кувшинском районе на Урале и приурочены к двум массивам сиенитов: первое — к Кушвинскому массиву, а второе — к Тагильскому массиву. Эти массивы расположены в северо-восточной части крупного Тагило-Баранчинского массива (габбро-пироксенит-дунитовая формация Урала). Сиенитовые тела приурочены к зоне восточного контакта Тагило-Баранчинского массива с эффузивными и осадочными породами Зеленокаменного синклиория. Породы эффузивно-осадочного комплекса представлены здесь порфиритами, ортофирами, их туфами, а также известняками, известковистыми туфогенными конгломератами и песчаниками. Возраст зеленокаменных пород, по Д. С. Штейнбергу и Л. Н. Овчинникову, нижний, средний и верхний лудлоу.

В качестве примера рассмотрим Осокино-Александровское месторождение, которое расположено в 19 км к юго-востоку от г. Кушвы. Это месторождение известно с XIX в. На нем выделяются два участка, вытянутые в меридиональном направлении: на

юге расположен Александровский участок (протяженность 1,7 км, а ширина до 0,3 км), на севере — Осокинский (длина 2,2 км, ширина до 0,4 км). Повышенная ванадиеносность руд месторождения отмечалась И. И. Малышевым, П. Г. Пантелеевым и А. В. Пэком (1934), М. А. Карасиком (1957); Д. С. Штейнбергом (1960), Л. Н. Овчинниковым (1960), Л. Ф. Борисенко, С. И. Лебедевой, Л. И. Сердобовой (1968) и др.

Рудная зона Осокино-Александровского месторождения залегает среди трахитовых порфиров, к западу от которых расположена Кушвинская сиенитовая интрузия, а к востоку находятся порфириды, входящие в состав зеленокаменной полосы Урала. Возраст трахитовых порфиров верхний лудлоу — нижний девон. Среди трахитовых порфиров встречаются прослои туфов и известняков. В нескольких местах месторождения трахитовые порфиры секутся небольшими интрузиями микросиенитов.

Рудоносная зона Осокино-Александровского месторождения вытянута в меридиональном направлении. Падение этой зоны (на запад под углом 70—80°) совпадает со слоистостью осадочных пород и полосчатостью порфиров. С перерывом в средней части рудная зона прослежена на 5,2 км. В структурном отношении она приурочена к восточной части синклинали, которая сложена толщей трахитовых порфиров. В юго-восточной части рудоносной зоны проходит тектоническое нарушение север-северо-восточного направления. Л. Н. Овчинников (1960) предполагает, что оруденение Осокино-Александровского месторождения, во многом напоминающее железные руды южных залежей Третьего северного рудника (Урал), связано с мощной зоной нарушения.

Метаморфизованные породы (главным образом пироксен-альбитового состава), к которым приурочена рудная зона, развились по порфирам, грубообломочным породам и известнякам. Переходы между пироксен-альбитовыми породами и порфирами обычно постепенные.

Среди метаморфизованных пород находятся залежи, существенно обогащенные магнетитом. На Александровском участке выделяются Восточная и Западная залежи, расстояние между которыми 100—150 м.

Западная залежь прослеживается на 1,4 км при мощности до 60 м. В обеих залежах встречаются: 1) руды сплошного магнетита; 2) вкрапленные руды магнетита.

Руды сплошного магнетита слагают пласты мощностью до 12 м. Падение пластов на запад под углом 70—80°. Вкрапленные руды неодинаковы по своим текстурным особенностям. Наиболее распространены пятнистые и брекчиевидные руды; встречаются полосчатые руды. Пятнистые и брекчиевидные руды развиты главным образом за счет замещения порфира. Полосчатые руды иногда с характерной бурундучной текстурой образуются по обломкам известняков.

Приурочены тела сплошных и вкрапленных руд к полосе пироксен-альбитовых пород. Кроме того, на участках порфиров, непосредственно примыкающих к этим породам, широко распространены мельчайшие включения магнетита. На таких участках в порфирах четко различается слабо волнистая прерывистая полосчатость. Более темные полосы приурочены, как правило, к отдельности порфиров. Во многих случаях с мелкозернистым магнетитом в этих полосах ассоциирует кальцит. Иногда в состав полос входит пироксен.

Помимо полосчатых скоплений магнетита, мельчайшие вкрапления магнетита рассеяны в основной массе порфира. Все полосчатые порфиры, обогащенные магнетитом, характеризуются повышенной ванадиеносностью (табл. 79). Туфы порфира, а также

Таблица 79

Содержание ванадия в породах (в вес. %)

Порода	Число проб	Содержание V	
		от — до	среднее
Порфир	2	0,024—0,028	0,026
Порфир полосчатый	5	0,032—0,051	0,043
Туф порфира	4	0,004—0,012	0,008
Туф порфирита	2	0,017—0,030	0,024
Серицит-хлорит-карбонатные породы	2	0,006—0,010	0,008
Микросиенит	3	0,008—0,010	0,009
Пироксен-кальцитовая порода	1	—	0,006
Пироксен-кальцитовая порода с магнетитом	2	0,062—0,070	0,066

серицит-хлорит-карбонатные породы, образовавшиеся за счет метаморфизма порфиров и порфиритов, содержат 0,004—0,01% ванадия. Таким образом, повышенная ванадиеносность полосчатых порфиров, вероятнее всего, связана с магнетитом. Железо и ванадий, по-видимому, были привнесены в процессе метаморфического преобразования порфиров. Об этом свидетельствует расположение полосчатых порфиров, содержащих мелкозернистый магнетит, неподалеку от рудных зон Осокино-Александровского месторождения. В пироксен-альбитовых породах, содержащих 20—40% магнетита, установлено до 0,1% ванадия. Диопсид-кальцитовые породы, лишенные магнетита, содержат мало ванадия.

Главный рудный минерал Осокино-Александровского месторождения — магнетит — встречается в виде однородных зерен. Структуры распада твердого раствора в них, как правило, не наблюдаются. Размер зерен магнетита от 0,0л до 5 мм. Форма многих зерен правильная, обычно это октаэдр (рис. 21).

Согласно результатам химического анализа (табл. 80) магнетита для группы R_2O_3 количество атомов Fe^{3+} равно 14,8—15,1, а для группы RO количество атомов Fe^{2+} 7,8. Главные минеральные

Результаты химического анализа магнетита и их пересчета на молекулярный состав

Компоненты	Проба 2038-М		Проба 4	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂	0,59	98	4,04	672
TiO ₂	1,53	192	0,83	104
Al ₂ O ₃	0,83	81	2,27	223
Fe ₂ O ₃	66,54	4165	62,39	3907
V ₂ O ₃	0,42	28	0,39	26
FeO	27,94	3889	28,38	3949
MnO	0,40	56	0,37	51
MgO	0,39	97	0,45	112
CaO	0,25	44	0,56	100
Na ₂ O	0,31	50	He опр,	—
K ₂ O				
H ₂ O+	0,85	472	» »	—
P	He опр.	—	0,018	—
S	» »	—	0,63	—
Сумма	100,05	9172	100,328	9144

Молекулярный состав магнетита

Магнетит	92,1	92,4
Ильменит	4,8	2,5
Шпинель	1,6	2,7
Кульсонит	0,7	0,6
Магнезиоферитт	0,8	—

Примечание. Проба 2038-М взята из вкрапленной магнетит-альбит-эпидотовой руды. Данные Л. Ф. Борисенко, аналитик В. Н. Архангельская; проба 4 — из концентрата, полученного из валовой пробы, составленной из зерна всех сортов руд. По Д. С. Штейнбергу (1960).



Рис. 21. Октаэдры магнетита. Осокино-Александровское месторождение. Полированный шлиф. Увел. 185

примеси: гематит, альбит, кальцит, хлорит. Характерно, что даже в массивных рудах магнетита под микроскопом обычно обнаруживаются мелкие включения нерудных минералов.

В магнетите Осокино-Александровского месторождения установлены ванадий и другие элементы-примеси (табл. 81). Л. Н. Ов-

Таблица 81

Содержание элементов-примесей в магнетите Осокино-Александровского месторождения (в вес. %)

Элемент	Число проб		Содержание	
	проанализированных	в которых обнаружен элемент	от — до	среднее
V	9	9	0,12—0,35	0,24
Ti	9	9	0,24—0,84	0,54
Sc	4	4	0,00013—0,00058	0,00033
Cr	10	—	He обн.	—
Mn	9	9	0,10—0,27	0,15
Ni	11	—	He обн.	—
Mg	9	9	0,27—0,66	0,46
Ga	3	3	0,0038—0,0048	0,0042

чинниковым (1960) в магнетите месторождения определено 0,18% ванадия, 0,61% титана, 0,005% кобальта. Д. С. Штейнберг (1960) установил в магнетите из концентрата (валовая проба) 0,26% ванадия.

В отличие от титаномагнетита магматических железорудных месторождений хром и никель в магнетите Осокино-Александровского месторождения не установлены. Между содержаниями железа и ванадия, а также титана в рудах Осокино-Александровского месторождения наблюдается прямая зависимость (Карасик, 1957), что связано с присутствием общего минерала-концентратора магнетита. В других минералах содержания ванадия меньше: в клинопироксене 0,03—0,06%, в апатите 0,019—0,023%, в кальците — не обнаружен.

В Тагило-Кушвинском районе повышенной ванадиеносностью характеризуются также руды Евстюнинского контактово-метасоматического месторождения, которое находится в зоне контакта сиенитов и габбро. По мнению Л. Н. Овчинникова (1960), магнетитовое оруденение здесь приурочено к мощной зоне динамометаморфизма в габбро. В отличие от Осокино-Александровского на этом месторождении метасоматическому замещению подверглись породы габбрового состава. Контактново-метасоматическое воздействие на габбро оказали сиениты Тагильского массива. В. А. Жариков (1963 г.) рассматривает скарны, образовавшиеся за счет габбро Евстюнинского месторождения, как контактово-инфильтрационные. Концентрация ванадия в магнетите (0,25—0,29%) связана, по-видимому, с ванадиеносностью замещенных основных пород.

Как известно, на железорудных месторождениях скарнового контактово-метасоматического типа отложение главного рудного минерала магнетита осуществляется путем замещения или непосредственно известняков, или первоначально скарнированных пород. Скарнирование и отложение магнетита являются стадиями единого метасоматического процесса, в результате которого было привнесено значительное количество кремния, железа, алюминия, хлора, фтора, серы и целиком был вынесен CO_2 , частично CaO , а в некоторых случаях и MgO . Скарнирование пород, характеризующихся повышенной ванадиеносностью, положительно влияет на концентрацию ванадия в магнетите (см. табл. 77). Если магнетит образовался за счет метасоматического преобразования пород, в состав которых кроме известняков входили интрузивные или вулканогенно-осадочные породы с повышенной ванадиеносностью, то концентрация ванадия в нем может достигать 0,1%.

Контактово-метасоматические скарново-магнетитовые месторождения являются одним из главных источников магматогенных богатых и легкообогатимых железных руд, хотя в общем балансе запасов железных руд они занимают подчиненное положение (Г. А. Браун, 1970 г.). Но для получения ванадия роль руд этих месторождений по сравнению с магматическими второстепенна. Из большого числа известных скарновых месторождений только немногие характеризуются повышенной ванадиеносностью. Поэтому в настоящее время вряд ли можно ожидать, что они смогут оказать существенное влияние на производство ванадия из железорудного сырья эндогенных месторождений.

Глава VII

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ

Большая часть гидротермальных месторождений характеризуется низкими содержаниями ванадия. Однако на отдельных железорудных месторождениях ангаро-илимского типа (трапповая формация) в магномagnetите установлено 0,2—0,9% ванадия. В магнетите Абовянского месторождения (Армения) содержится до 0,36% ванадия (обычно 0,07—0,2%). В Армении в районе Сваранца (Межлумян, 1960) известны гематитовые жилы с ванадийсодержащим рутилом (0,35% ванадия). Повышенные содержания ванадия установлены в давидите из гидротермальных образований Радиум Хилл в древних докембрийских породах Австралии (Naughton, 1960). В районе Саскачеван (Канада) находятся гидротермальные урано-ванадиевые месторождения с ноланитом. Однако только некоторые гидротермальные месторождения ванадия (месторождения трапповой формации и урано-ванадиевые месторождения с ноланитом) могут иметь практическое значение.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Магномагнетитовые месторождения в областях развития траппов имеют большое распространение на Сибирской платформе.

Наиболее крупные железорудные районы трапповой формации и проявления магматизма по окраине Тунгусской синеклизы приурочены к зонам разломов. Рудные тела, где главным минералом является магномагнетит, пространственно и генетически связаны с силами или дайками долеритов, а также с вулканическими трубками взрывов, выполненными эксплозионной брекчией. Формирование трапповой формации Сибирской платформы происходило в карбоне — юре.

Исследование долеритов различных интрузивных комплексов Тунгусской синеклизы показало, что средние содержания по 21 пробе (ванадий 0,016%; титан 0,86%; хром 0,028%; марганец 0,11%; никель 0,01%) близки к концентрациям этих же элементов в основных породах (Борисенко, Золотарев, 1969).

Характерной особенностью магномагнетитовых руд являются низкие содержания хрома и титана ($\leq 0, n\%$) и повышенные содержания магния. Только на месторождении Камышевский Бай-

Таблица 82

Средние содержания ванадия, титана, марганца и магния в магномагнетите железорудных месторождений трапповой формации (в вес. %)

Месторождение	V		Ti		Mn		Mg		Исследователь
	Число проанализированных проб	Содержание	Число проанализированных проб	Содержание	Число проанализированных проб	Содержание	Число проанализированных проб	Содержание	
Камышевский Бай- китик	5	0,34*	5	0,24	5	0,09	5	5,94	Н. В. Павлов (1961)
То же	18	0,25	—	—	18	0,10	18	5,91	Л. Ф. Борисенко, Б. П. Золотарев (1969)
Красноярское	5	0,036	5	0,28	5	0,16	5	5,12	Н. В. Павлов (1961)
Кежемское	4	0,066	4	0,18	5	0,10	6	2,04	Тот же
Коршуновское	4**	0,11	4	0,25	4	0,15	4	2,73	М. А. Иващенко, В. В. Карабельникова (1960)
»	3	0,044	3	0,44**	3	0,14	3	3,18	В. И. Синяков, М. М. Федосеева (1967 г.)
Рудногорское	7	0,035	3	0,08	7	0,22	7	3,26	Г. В. Росляков, Г. И. Антипов (1960)
»	3	0,015	3**	0,17	3	0,24	3	4,76	Н. В. Павлов (1961)

* По данным спектрального анализа среднее содержание ванадия в магномагнетите — 0,6%. Результаты нашего исследования ближе к среднему содержанию ванадия, определенному методом химического анализа (см. табл. 82).

** Элемент установлен только в одной пробе.

китик установлено резко повышенное содержание ванадия (табл. 82).

Месторождение Камышевский Байкитик расположено в бассейне нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. Этот район открыт в 1953 г. Л. П. Хряниной. Повышенная ванадиеносность магнетита месторождения Камышевский Байкитик впервые установлена Н. В. Павловым (1961) и подтверждена нашими исследованиями (Борисенко, Золотарев, 1969).

Район месторождения сложен породами столбовой свиты: алевролитами, глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков (средний и верхний ордовик). Общая мощность пород свиты в районе месторождения достигает 50 м; залегание пород почти горизонтальное (угол падения 2—3° на восток). Осадочные породы нарушены взбросом. К этому тектоническому нарушению северо-западного простирания приурочено дайкоподобное круто падающее тело дифференцированных долеритов мощностью около 800—900 м, которое в толще пород столбовой свиты переходит в пластовую залежь мощностью около 100 м (Павлов, 1961). Наиболее распространены на участке месторождения долериты (рис. 22). Рудная залежь, сложенная грубополосчатыми почти

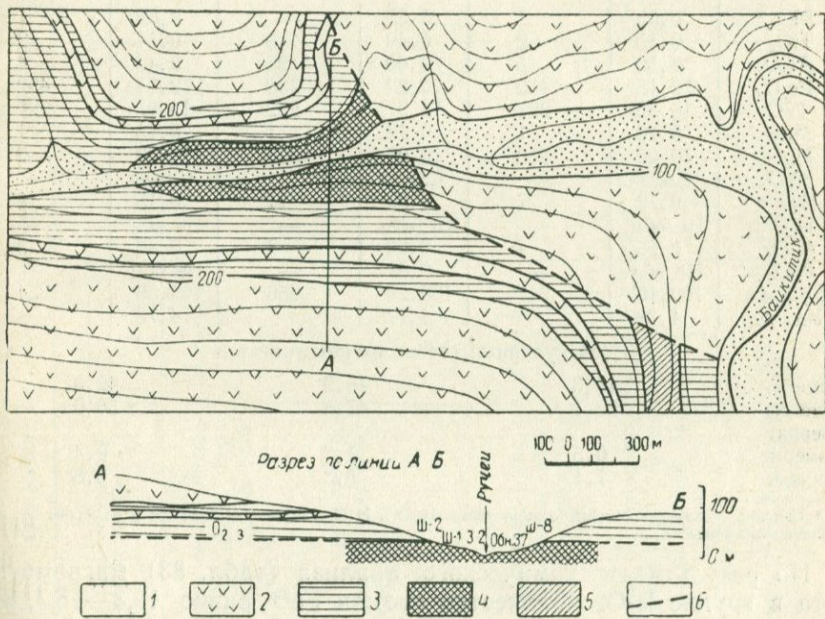


Рис. 22. Схема геологического строения месторождения Камышевский Байкитик. По А. П. Шевцову и Н. В. Павлову

1 — четвертичные отложения; 2 — траппы; 3 — столбовая свита: алевролиты, песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков; 4 — магнетитовые руды; 5 — известняки столбовой свиты с вкрапленностью магнетита; 6 — тектонические нарушения

сплошными рудами, залегает согласно с напластованием вмещающих пород. Видимая мощность рудного тела около 40 м. По простирацию на поверхности оно прослежено на расстоянии около 850 м. Руды месторождения имеют различную текстуру, которая четко прослеживается в обнажениях и фиксируется в виде почти горизонтальной полосчатости. Выделяются два типа руд: 1) сплошные магнетитовые руды шестоватого сложения, 2) сплошные зернистые и кристаллически-пористые зернистые магнетитовые руды. Во втором типе руд отмечается присутствие апатита, хлорита и кальцита.

Вероятно, пластообразная рудная залежь располагается непосредственно (или очень близко) под интрузивным телом траппов; по времени оруденение образовалась позже долеритов (Павлов, 1961).

Таблица 83

Результаты химического анализа магнетита месторождения Камышевский Байкитик и их пересчета на молекулярный состав

Компоненты	Октаэдрические кристаллы		Грубешшоватая руда		Разнозернистая руда	
	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество	Вес. %	Молекулярное количество
SiO ₂ *	0,05	1	0,03	—	0,06	1
TiO ₂	0,15	2	0,49	5	0,14	2
Al ₂ O ₃	0,50	5	2,60	25	0,43	4
Fe ₂ O ₃	72,15	450	70,23	438	72,54	452
FeO	16,36	227	15,97	222	15,87	221
MnO	0,10	1	0,12	1	0,13	1
MgO	10,02	250	10,00	250	10,50	262
CaO	Следы	—	Следы	—	Следы	—
H ₂ O ⁻	0,12	7	0,20	11	0,15	8
H ₂ O ⁺	Не обн.	—	Не обн.	—	Не обн.	—
V ₂ O ₅	0,65	4	0,63	4	0,48	3
P ₂ O ₅	Не обн.	—	0,02	—	Не обн.	—
Сумма	100,10	947	100,29	956	100,30	954
Уд. вес	4,78		4,77		4,78	

Молекулярный состав магнетитов

Магнетит	45,3	45,9	42,8
Магнезио-феррит	53,1	47,5	56,0
Ильменит	0,5	1,3	0,4
Шпинель	1,1	5,3	0,8

* Связана с эквивалентными количествами MgO и H₂O в молекуле хлорита и отнесена за счет механической примеси.

По результатам химического анализа (табл. 83) магнетита в группе R₂O₃ количество атомов Fe³⁺ равно 15,3—15,7, а в группе RO количество атомов Fe²⁺ 3,5—3,8, а Mg 4,2—4,5 (Павлов, 1961).

Важной особенностью магнетита месторождения Камышевский Байкитик является повышенное содержание ванадия: до 0,5% по нашим данным (табл. 84) и до 0,9% по данным Н. В. Пав-

Содержание магния, титана, ванадия, хрома и марганца в магномагнетите (в вес. %) 135

Номер обнажения*	Тип руды и место взятия пробы	Mg		Ti		V		Cr		Mn	
		от — до	среднее	от — до	среднее	от — до	среднее	от — до	среднее	от — до	среднее
1	Массивная неравномернозернистая руда. Верхняя часть рудной залежи	3,8—6,0	4,9	Не обн.	—	0,12—0,27	0,19	Не обн.	—	0,08—0,10	0,09
2	Массивная крупнозернистая руда с включениями кальцита и апатита	2,4—4,3	3,2	0,13—0,25	0,18	0,11—0,27	0,17	»	—	0,07—0,12	0,09
3	То же	5,4—6,4	6,0	0,11—0,13	0,12	0,31—0,40	0,37	»	—	0,13—0,15	0,14
4	Крупнозернистая руда с октаэдрическими кристаллами магномагнетита	4,0—5,6	4,9	Не обн.	—	0,16—0,22	0,19	»	—	0,07—0,09	0,08
5	Массивная неравномернозернистая руда. Нижняя часть рудной залежи	4,5—5,2	4,8	»	—	0,13—0,21	0,17	0,002	—	0,07—0,08	0,073
6	Массивная руда. Нижняя часть рудной залежи	7,0—7,5	7,2	Не обн.	—	0,35—0,50	0,40	Не обн.	—	0,10—0,13	0,12

* В каждом обнажении на одном уровне брались по 3 пробы, расстояние между которыми около 10 м. Расстояние между обнажениями 1—5 равно 1 м по разрезу.

лова (1961). Характерно, что в отличие от ванадиеносного титаномагнетита из ультрабазитов и базитов магматических месторождений в магномагнетите (см. табл. 81, 82) содержится мало титана (0,09—0,46%). По содержанию титана магномагнетит ближе стоит к магнетиту скарных месторождений, в которых содержания титана обычно не повышают 0,84% (Борисенко и др., 1968).

В магномагнетите и магнетите большого числа других гидротермальных железорудных месторождений Тунгусской синеклизы повышенные содержания ванадия и титана почти не отмечаются (см. табл. 80). В число исследованных железорудных районов Сибирской платформы входят: 1) Ангаро-Илимский; 2) Тунгусское железорудное поле; 3) район р. Илимпеи; 4) район рек Бахты и Подкаменной Тунгуски. Исключение составляет магнетит месторождения Хакдасис, содержащий до 0,22% ванадия. Характерно, что это месторождение находится в том же железорудном районе, что и Камышевский Байкитик.

Магнитомагнетит из железорудных проявлений в приленской части Южной Якутии (Кянно, 1960) также характеризуется низкими содержаниями ванадия (0,11%) и титана ($\leq 0,2\%$). Характерно, что магнитомагнетит и магнетит месторождений трапповой формации по содержанию элементов-примесей резко отличаются от аксессуарного титаномагнетита из долеритов интрузивных комплексов этой же формации. В титаномагнетите из долеритов в среднем содержится (в вес. %): 9,3 титана; 0,36 ванадия; 0,01 хрома; 0,38 марганца; 0,06 никеля; 0,47 магния (среднее из 8 проб). Тот же порядок концентраций элементов-примесей был установлен А. И. Альмухамедовым (1968) в титаномагнетите, выделенном из дифференцированных траппов Сибирской платформы.

Согласно известным представлениям, магнитомагнетитовые месторождения Тунгусской синеклизы образовались в результате воздействия на базальтовый расплав пород усольской соленосной свиты нижнего кембрия (Н. В. Павлов, 1968 г., 1961, Г. А. Соколов, 1959 г., 1967). Галогенные отложения приурочены к нижним горизонтам осадочного чехла Сибирской платформы. Предполагается, что поднимавшаяся из глубины базальтовая магма была контаминирована соленосными отложениями. В результате в самой магме образовывались подвижные соединения железа с хлором, которые выносились в верхнюю часть чехла платформы. Допускается, что собственно базальтовый расплав был источником всего железа и магния, которые были вынесены и переотложены в виде крупных скоплений магнитомагнетита.

Возможно, что базальтовая магма воздействовала на соленосную толщу путем медленного ее прогревания (Борисенко, Золотарев, 1969). В результате происходило выделение эманаций, которые на отдельных участках вызвали образование трубок взрыва; затем эти трубки были использованы в качестве объемов для рудоотложения (Бетехтин, 1955; Овчинников, 1963). Выделившиеся эманации, содержащие хлор и воду, активно воздействовали на

вмещающие породы (в том числе на более ранние долериты) с образованием галлоидных соединений железа, ванадия и магния, которые перемещались в верхние этажи платформенного чехла и отлагались в виде пластовых залежей, жило- или трубообразных тел (брекчневые руды) магномагнетита. Д. И. Павлов и И. Д. Рябчиков (1970) считают, что концентрированные солевые растворы (захороненные или ювинильные) могли выносить железо из долеритов, подвергнув их амфиболизации.

Изученный состав элементов-примесей в магномагнетите наряду с другими факторами позволяет считать, что по содержанию ванадия, титана, хрома, марганца и никеля магномагнетит стоит очень близко к магнетиту контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений других формаций (Овчинников, 1960; Вахрушев, 1965; Дымкин, Шарапов, 1967; Борисенко и др., 1968). Так, магнетит метасоматических месторождений Алтае-Саянской области, ассоциирующих с гранитоидами, габбро-сиенитами и габбро (Вахрушев, 1965), содержит соответственно (в вес. %): титана 0,073(69)*; 0,1(95); 0,072(22) и ванадия 0,005(32); 0,008(42); 0,031(50).

И хотя в магномагнетите и магнетите гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений иногда наблюдаются повышенные содержания ванадия и титана, они являются редким исключением. В общем эти минералы характеризуются низкими концентрациями элементов-примесей семейства железа, значительно уступающими их содержаниям в титаномгнетите магматических месторождений. Аномальное увеличение концентрации ванадия в магномагнетите месторождения Камышевский Байкитик (при этом содержания магния, титана, марганца и хрома такие же, как и на других месторождениях трапповой формации) также подтверждает, что главную роль в качестве источника рудного вещества играли вмещающие породы. Вероятно, породы, из которых были заимствованы рудные катионы в процессе формирования месторождения Камышевский Байкитик, содержали повышенные количества ванадия.

О гидротермальном происхождении магномагнетитовых руд Тунгусской синеклизы свидетельствует неравномерное распределение элементов-примесей в однотипных рудах даже одного месторождения. Эта же особенность характерна для руд гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений других формаций (Овчинников, 1960; Вахрушев, 1965; Киселева, Матвеев, 1967 и др.).

Если же обратиться к другим районам мира, где траппами заняты огромные территории, то оказывается, что железорудных месторождений там почти нет. Это достаточно убедительно говорит о том, что собственно долеритовая магма вряд ли может самостоятельно продуцировать значительные скопления железа.

* В скобках приведено число анализированных образцов.

Лишь в особых условиях Сибирской платформы в результате воздействия основной магмы на соленосные отложения (или захороненные рассолы) смогли образоваться месторождения магнетита. При этом источником железа и магния могли быть как сами долериты, так и вмещающие породы чехла платформы.

Практическое значение рассмотренного типа месторождений не совсем ясно. Повышенная ванадиеносность только одного крупного магнетитового месторождения Камышевский Байкитик не исключает открытия других ванадийсодержащих железорудных месторождений трапповой формации. Важным положительным фактором для руд рассмотренного типа является низкое содержание титана.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВАНАДИЯ В ДРЕВНИХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Древние метаморфизованные комплексы развиты главным образом на платформах. К ним приурочены довольно многочисленные гидротермальные месторождения урана, содержащие ванадий. Многие из этих месторождений генетически связаны с древними гранитоидами, хотя не всегда эта связь отчетливо проявлена. Однако несмотря на то, что минералы ванадия (ноланит, монтрозеит и ванадийсодержащий давидит) присутствуют во многих гидротермальных месторождениях и среднее содержание ванадия в рудах этих месторождений достаточно высоко (0,087%; Овчинников, 1968), достоверно установлены только значительные скопления ноланита в урано-ванадиевых месторождениях района оз. Биверлодж в провинции Саскачеван (Канада). Геология этого района, как отмечает М. Е. Уилсон (1968), изучена недостаточно. На основании имеющихся данных можно предположить, что широкое развитие гранитов в провинции Саскачеван связано с обширной областью активизации в северо-западной краевой части Канадского щита. Внедрение гранитов могло сопровождаться образованием гидротермальных карбонатных жил, которые приурочены к тектоническим нарушениям и расположены преимущественно в метаморфических толщах докембрия, прилегающих к контактам с гранитными массивами. Наиболее богатые ванадием руды (0,5%) обнаружены на руднике Никольсон Майн. Главный ванадиевый минерал — ноланит — встречается в виде корочек, состоящих из лучистых кристаллов, которые располагаются в зальбандах карбонатных жил. Иногда ноланит приурочен к брекчированным участкам доломита. Следует отметить самую тесную ассоциацию ноланита с уранинитом, а также сульфидами (Robinson *et al.*, 1957).

В. Н. Котляр (1961) отмечает, что источники рудоносных растворов, за счет которых образовались урано-ванадиевые месторождения района оз. Биверлодж, пока точно не установлены; наиболее вероятно их связь с верхнепротерозойским магматизмом. Об-

разование раннего уранинита соответствует 1500—1600 млн. лет, а более позднего — 850—950 млн. лет. Возраст гранитов района озера Биверлодж и Атабаска 1150—1880 млн. лет.

Наличие генетической связи радиоактивного оруденения с гранитным магматизмом активизированных зон платформы отмечает также Ф. Р. Апельцин (1968 г.). Но хотя между гидротермальными месторождениями и гранитами вполне вероятно генетическая связь, присутствие повышенных содержаний ванадия только в немногих месторождениях урана может зависеть от влияния вмещающих древних толщ. О решающем влиянии пород на концентрацию многих элементов в жильных образованиях указывает Бойл (Boyle, 1968 г.).

В заключение остановимся на характеристике давидитовой минерализации в докембрийских породах Австралии. Месторождения Радий-Хилл и Маунт-Виктория представляют собой рудные залежи жильной формы, которые приурочены к трещинам в докембрийских парагнейсах, амфиболитах и кварцитах. Известно три крупных и пять меньшего размера залежей. Рудные тела имеют северо-западное простирание и крутые углы падения. Жильные минералы представлены кварцем, биотитом, карбонатами, сульфидами, ильменитом, рутилом и давидитом, который локализован преимущественно в центральной части рудного тела (Parkin, Glas-son, 1954). В периферических частях рудных залежей наблюдаются сильно серицитизированные зоны. Согласно П. Керру (1958 г.), эти залежи представляют собой гипотермальные образования, которые сформировались на грани или ниже температуры и давления, характерных для пегматитов или мигматитов. Все проанализированные образцы давидита с месторождения Радий-Хилл содержали ванадий в повышенных количествах (табл. 85).

Таблица 85

Содержание ванадия в давидите (в вес. %)

Месторождение	Число проб	Содержание V		Исследователь
		от — до	среднее	
Радий-Хилл (Австралия)	4	0,84—1,96	1,23	Дж. Д. Найтон (1960 г.)
Тете (Мозамбик)	3	0,73—0,90	0,78	Тот же
СССР	1	—	0,21	Н. И. Балашов (1961 г.)
Бадахос (Испания)	1	—	1,75	А. Arribas (1963 г.)

Значительные концентрации ванадия (Hayton, 1960) установлены также в давидите из скаполит-кальцитовых тел, которые образовались в зоне тектонических нарушений в габбро и норитах. Такие тела известны в Мозамбике в районе Тете (Bannister, Horn, 1950). По представлениям С. Ф. Дэвидсона (Davidson, 1949), они образовались за счет газовых эманаций из гранитов.

В СССР давидит, содержащий ванадий, установлен в скапелит-альбитовых жилах, которые секут биотитовые гнейсы и сланцы (Н. И. Балашов, 1961 г.). В ассоциации с давидитом встречены магнетит, гематит, рутил и сульфиды.

Повышенные содержания ванадия установлены также в давидите из микросиенитов, которые встречаются в виде линз среди турмалинизированных гнейсов (Бадахос, Испания). Вероятнее всего, эти породы с давидитовой минерализацией метасоматического происхождения. Характерно, что в довольно многочисленных образцах давидита из гранитных пегматитов содержания ванадия не превышали 0,22% (Hayton, 1960).

Рассмотренные примеры показывают, что в рудах гидротермальных месторождений встречаются довольно значительные концентрации ванадия. Ванадий может содержаться как в виде примеси в минералах-концентраторах, так и в виде собственных минералов. И хотя в настоящее время известно ограниченное число богатых ванадием гидротермальных месторождений, есть основания считать их перспективными в отношении ванадия.

Глава VIII

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОВЕДЕНИЕ ВАНАДИЯ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ С НИМИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Поведение ванадия в эндогенных процессах определяется кристаллохимическими, физико-химическими и геологическими факторами, суммарное действие которых способствует широкому его рассеянию в магматических породах и концентрации в некоторых постмагматических образованиях. Среди многих факторов, оказавших воздействие на поведение ванадия в эндогенных процессах, следует выделить следующие: 1) кристаллохимические свойства ванадия; 2) состав и структуру породообразующих и рудных минералов, которые могут способствовать или препятствовать эндокриптному захвату ванадия; 3) уровень концентрации ванадия в расплаве и его количественное соотношение с породообразующими и рудными элементами; 4) регионально-тектонические условия образования магматических формаций, с которыми пространственно и генетически связаны эндогенные месторождения ванадия; 5) геохимическую специализацию магмы; 6) последовательность кристаллизации минералов и способность ванадия удаляться из расплава в твердую фазу на поздних стадиях формирования изверженных пород; окислительно-восстановительные условия среды; 8) состав рудообразующих растворов (и газов) и способность ванадия образовывать комплексные соединения, достаточно устой-

чивые в постмагматических процессах; 9) состав вмещающих пород, из которых постмагматические растворы могут заимствовать ванадий и другие элементы (Fe, Ti и т. д.).

Ванадий в магматических образованиях встречается только в трехвалентном состоянии. Отсутствие в них пятивалентного ванадия, на что указывает В. В. Щербина (1965₂), объясняется различием значений упругости пара жидкой V_2O_5 и более распространенных Fe_2O_3 и FeO . Так, по данным А. Ю. Полякова (1946 г.), упругость пара жидкой V_2O_5 при 700 и 900°С соответственно равна $4,44 \cdot 10^{-5}$ и $4,05 \cdot 10^{-4}$ атм. Но парциальное давление кислорода в силикатных расплавах, которое находится в пределах упругости диссоциации окиси и закиси железа, значительно ниже и составляет:

	700°	800°	900°С
Fe_2O_3	10^{-8}	$3 \cdot 10^{-7}$	10^{-5}
FeO	$3 \cdot 10^{-22}$	10^{-19}	$2,5 \cdot 10^{-17}$

Указанное расхождение упругости пара не позволяет ванадию в магматических образованиях находиться в пятивалентном состоянии. Наоборот, в экзогенных условиях образуются минералы, содержащие ванадий преимущественно в виде V^{5+} , а также V^{4+} .

Поведение ванадия, так же как и других рассеянных элементов, в значительной степени зависит от его кристаллохимических свойств. Эндокриптному захвату трехвалентного ванадия породообразующими и рудными минералами способствует присутствие в них в качестве главных катионов Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , Ti^{4+} . Наиболее близкие значения размеров ионных радиусов и величин электроотрицательности характерны для ванадия и других элементов семейства железа. Такая близость определяется спецификой строения их атомов (см. табл. 2, 3). Сходство r_i и E у элементов этого семейства позволяет им находиться в изоморфных отношениях в большом числе минералов, главными из которых являются породообразующие оливины, пироксены, амфиболы, биотит и рудные минералы — магнетит и титаномагнетит.

Решающее влияние на широкое рассеяние ванадия, которое он испытывает в магматическом процессе, оказывает близость кристаллохимических свойств V^{3+} и Fe^{3+} . Распространенность железа в земной коре примерно в 400—500 раз больше распространенности ванадия. Поэтому железо является «растворителем» трехвалентного ванадия, обуславливая его рассеянное состояние в магматических горных породах (Щербина, 1965₁). Большая часть железомagneзиальных породообразующих минералов, а также титаномагнетит и магнетит, улавливают ванадий в процессе кристаллизации пород. Подобное «растаскивание» ванадия в небольших количествах целым рядом минералов приводит к его широкому рассеянию в изверженных породах и препятствует образованию собственно ванадиевых минералов. Помимо ванадия

геохимическая судьба многих редких элементов тесно связана с другими, обычно более распространенными, а иногда и второстепенными элементами. Например, для скандия такими элементами являются Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , TR, U, Zr (Борисенко, 1964). У ванадия же элементом-хозяином, за которым он почти неотступно следует в эндогенных образованиях, является трехвалентное железо.

Тесная геохимическая связь ванадия с железом в магматических процессах находит свое отражение в сходстве их распределения в изверженных породах и характере корреляционных связей между этими элементами. Например, вычисленные нами оценки коэффициентов корреляции (табл. 86) показывают, что в пироксе-

Т а б л и ц а 86

Оценка коэффициентов корреляции

Номер выборки	Число проб	r_{xy}	$r_{0,05; n-2}$	Номер выборки	Число проб	r_{xy}	$r_{0,05; n-2}$
1	47	0,987	0,465	7	47	0,946	0,465
2	27	0,763	0,597	8	40	0,868	0,490
3	60	0,901	0,408	9	60	0,871	0,408
4	50	0,772	0,443	10	47	0,914	0,465
5	41	0,941	0,490	11	10	0,970	0,874
6	58	0,828	0,757				

нитах между железом и ванадием (r_{xy}) существует очень прочная корреляционная связь (для подсчетов использовано 11 выборок содержаний Fe и V_2O_5 в 487 пробах пироксенитов Гусевогорского массива). Эта связь ванадия и железа выражается в близких углах наклона линий регрессии (рис. 23). Линии регрессии построены на основании 11 эмпирических уравнений регрессии (Борисенко, 1967). Связь железа и титана слабее, что отражается на расположении линий регрессии (рис. 24).

На степень концентрации ванадия в железорудных минералах и железомagneзиальных силикатах влияет не только их состав, но также структура и время выделения в твердую фазу. Указанные факторы определяют меру рассеяния и концентрации ванадия, а также сопутствующих ему редких и малых элементов, которые принадлежат главным образом к семейству железа (Sc, Ti, Cr, Mn, Ni, Co).

В ионных постройках минералов трехвалентный ванадий находится в шестерной координации, так же как и другие элементы семейства железа, особенно в силикатах. В табл. 87 приведены отношения ионных радиусов ванадия и других катионов к радиусу кислорода, а также предсказанное и фактически наблюдаемое в природных соединениях координационное число. Для вычисленных и наблюдаемых координационных чисел существует полное совпадение. Таким образом, V^{3+} в структурах минералов эндоген-

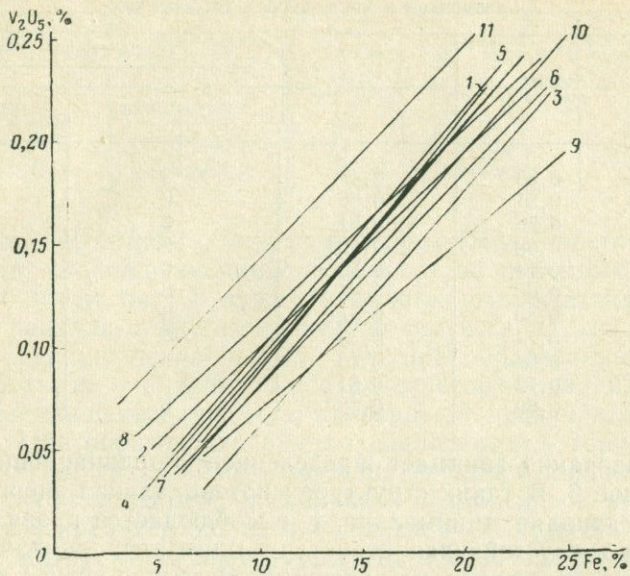


Рис. 23. Линии регрессии V_2O_5 -Fe для пироксенов

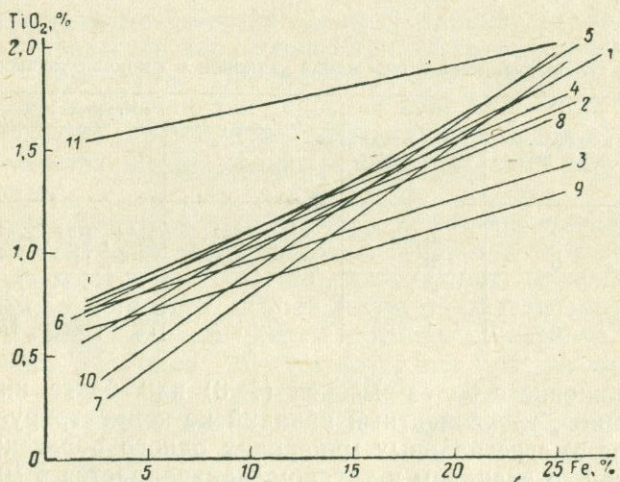


Рис. 24. Линии регрессии TiO_2 -Fe для пироксенов

Определение координационных чисел ванадия и геохимически близких ему элементов в кислородных соединениях

Катион	Радиус катиона r_i	$r_i/r_i^{2-} O$	Координационное число	
			рассчитанное	наблюдаемое
Mg ²⁺	0,66	0,47	6	6
Sc ³⁺	0,81	0,58	6	6
Ti ³⁺	0,76	0,54	6	6
Ti ⁴⁺	0,68	0,49	6	6
V ³⁺	0,74	0,53	6	6
Cr ³⁺	0,63	0,45	6	6
Mn ²⁺	0,80	0,57	6	6
Fe ²⁺	0,74	0,53	6	6
Fe ³⁺	0,64	0,46	6	6
Co ²⁺	0,72	0,51	6	6
Ni ²⁺	0,69	0,49	6	6

ных образований занимает определенное координационное положение, равное 6. В таких структурах потенциальная энергия трехвалентного ванадия минимальна, т. е. соблюдается правило, при котором любая устойчивая структура минералов должна обладать наименьшей потенциальной энергией. Особенно четкое разграничение позиций, которые занимают ионы, имеющие различные размеры r_i , характерно для клинопироксенов. Как известно, общая формула пироксенов имеет вид XYZ_2O_6 . Основная часть элементов семейства железа, содержащаяся в пироксенах, входит в группу Y (табл. 88). Наоборот, в минералах, где главные катионы зани-

Таблица 88

Координационные положения катионов в клинопироксенах

Группа катионов	Координационное число	Средний радиус катиона r_i	Катионы	
			главные	второстепенные
Z	4	0,40	Si ⁴⁺ , Al ³⁺	Ge ⁴⁺ , B ³⁺ , Ga ³⁺
Y	6	0,70	Mg ²⁺ , Fe ²⁺	Zr ⁴⁺ , Ti ⁴⁺ , Ti ³⁺ , V ³⁺ , Cr ³⁺ , Sc ³⁺ , Mn ²⁺ , Ni ²⁺ , Co ²⁺ , Cu ²⁺
X	8	1,00	Ca ²⁺	TR ³⁺ , Sr ²⁺ , Na ⁺ , K ⁺

мают положение с более высокой (≥ 8) или более низкой (≤ 4) координацией, трехвалентный ванадий не концентрируется.

В железомagneзиальных минералах одного парагенезиса ванадий наряду со скандием и титаном, накапливается в минерале более сложного состава (табл. 89). Изоморфизм в таком минерале осуществляется легче. Поэтому в процессе кристаллизации он способен принять в свою кристаллическую постройку больше элемен-

Содержание элементов-примесей в пироксене и роговой обманке (в вес. %)

Элемент	Пироксен, обр. 1857-П	Роговая обманка, обр. 1857-А	Элемент	Пироксен, обр. 1857-П	Роговая обманка, обр. 1857-А
Sc	0,008	0,010	Ga	0,0006	0,0014
V	0,015	0,030	Sr	0,016	0,050
Cr	0,023	0,024	Ti	0,20	0,80

тов-примесей. В оливине, имеющем относительно простой химический состав, содержание ванадия обычно не превышает 0,005%.

Однако, несмотря на близость кристаллохимических свойств, поведение ванадия и других элементов семейств железа в процессе кристаллизации не одинаково. Так, при образовании оливинитов, перидотитов и оливиновых пироксенитов ванадий, скандий, титан, хром концентрируются в диопсиде, а никель и кобальт — в оливине. При образовании рудных диаллагитов и горнблендитов ванадий, титан, хром, никель, кобальт предпочтительно накапливаются в титаномагнетите, а скандий — в диопсиде и роговой обманке. Такой характер поведения ванадия и других элементов семейства железа объясняется тем, что в процессе формирования магматических пород в зависимости от состава расплава у этих элементов могут доминировать разные свойства. Например, при образовании ультрабазитов ванадия, титана, хрома, никеля, кобальта в зависимости от железистости пород могут преобладать литофильные или сидерофильные свойства. При наличии в расплаве заметного количества серы у никеля и кобальта проявляются халькофильные свойства. Только скандий на всех стадиях эндогенных процессов характеризуется четко выраженными литофильными свойствами. Преимущественное проявление тех или иных свойств в меняющихся условиях кристаллизации приводит к некоторому, хотя и не полному разделению ванадия и других элементов семейства железа в процессе их удаления из расплава в твердую фазу.

Если в магматическом процессе у ванадия проявляются и литофильные и отчасти сидерофильные свойства, то в постмагматических процессах у него обычно преобладают литофильные свойства, о чем, в частности, свидетельствует образование силикатов с очень высокими содержаниями ванадия: V-граната, V-эпидота, V-турмалина, V-эгирина. Все это позволяет отнести ванадий в эндогенных образованиях к литофильным элементам с некоторым проявлением сидерофильных свойств, однако сидерофильные свойства ванадия выражены не очень четко. Поэтому он почти совсем не накапливается в самородном железе и золоте, а его содержание в железе метеоритов не превышает 0,0000n% (см. табл. 24).

Не все образующиеся в эндогенных процессах минералы, содержащие железо, концентрируют ванадий. Изоморфному вхож-

дению ванадия в структуру этих минералов может способствовать или препятствовать характер связи между катионами и анионами. Трехвалентный ванадий, как правило, накапливается в оксидах и силикатах с преимущественно ионной связью, замещая катионы, находящиеся в шестерной координации. В сульфидах, у которых преобладает ковалентная связь, трехвалентный ванадий не концентрируется. Даже в пирите, пирротине, халькопирите и борните, содержащих в своем составе железо, количество ванадия обычно не превышает 0,03%, хотя эти минералы могут образоваться в гидротермальных жилах в тесном парагенезисе с собственными минералами ванадия. Решающую роль в такого рода поведении трехвалентного ванадия, вероятнее всего, играет невысокое значение его электроотрицательности (1,35), которое определяет склонность этого элемента к образованию ионных, а не ковалентных связей.

Только повышение валентности ванадия позволяет ему входить в состав сульфидов в заметных количествах. В частности, в гидротермальных образованиях известен минерал колусит $\text{Cu}_{25}(\text{V}, \text{Sn})_3(\text{As}, \text{Sb})_4\text{S}_{32}$, содержащий 2,28% ванадия (V^{4+}), сульванит Cu_3VS_4 , содержащий до 14,2% ванадия (V^{5+}).

По сравнению с железом значительно меньшее влияние на поведение ванадия в эндогенных процессах оказывают титан, алюминий, хром и магний, хотя в ряде минералов они могут содержаться вместе (рутил, магнетит, хромит и др.).

Очень слабо проявлена геохимическая связь ванадия с другими элементами пятой группы периодической системы — ниобием и танталом. В процессе формирования главных типов магматических пород их пути расходятся. На кривой распространенности хорошо видно, что повышенные концентрации ванадия тяготеют к основным породам и в этом совпадают с кривыми титана и железа (рис. 25). Наоборот, максимальные содержания тантала и ниобия характерны для кислых пород, где концентрации ванадия достигают своих минимальных значений.

У ниобия и тантала массовые числа (Nb 93; Ta 180, 181) значительно больше, чем у ванадия (50, 51). Вероятно, столь существенная разница массовых чисел стабильных изотопов ванадия, ниобия и тантала явилась одной из причин того, что в эндогенных процессах их пути расходятся и ванадий не накапливается в танталониобатах и не образует совместно с ниобием и танталом повышенных концентраций в породообразующих и рудных минералах. Как показала Е. М. Захарова (1971 г.), ниобий наряду с цирконием, иттрием, стронцием и другими элементами может быть среди продуктов от деления ядер урана, среди которых преобладают изотопы с массой 80—100 и 130—140.

Кроме того, ниобий и особенно тантал (по сравнению с ванадием) легче переходят в состояние своей максимальной валентности (Nb^{5+} и Ta^{5+}), что связано со специфическим строением их атомов (Щербина, 1965). Наоборот, переход ванадия, ниобия и

тантала в соединения более низкой валентности (т. е. их восстановимость) убывает с возрастанием их порядковых номеров периодической системы. Поэтому восстановимость пентавалентного ванадия легче, чем ниобия и тантала. Если для ниобия известны минералы, в которых он содержится в виде Nb^{4+} , то тантал в эндогенных условиях всегда пентавалентный.

Склонность многовалентных Nb^{5+} и Ta^{5+} образовывать комплексы, которые накапливаются в наиболее поздних порциях расплава (Д. М. Шоу, 1969 г.), вероятно, также влияет на их отделение от ванадия в эндогенных образованиях.

Таким образом, в эндогенных процессах ванадий очень тесно связан только с трехвалентным железом. При образовании изверженных пород он предпочтительно концентрируется в базитах и ультрабазитах, характеризующихся повышенной железистостью, и это совершенно четко отражается на характере корреляционных связей ванадия и железа.

Такая геохимическая связь ванадия с железом особенно характерна для эндогенных процессов, в результате которых происходит образование изверженных пород и генетически связанных с ними железорудных месторождений. Большое влияние на образование ванадийсодержащих титаномагнетитовых, титаномагнетит-ильменитовых и магнетит-ильменитовых месторождений, приуроченных к массивам ультраосновных и основных пород, оказывают регионально-тектонические условия, в которых формировались магматические формации. Особенно важную роль сыграли глубинные разломы, обусловившие широкое внедрение базитов и ультрабазитов. Наибольшее накопление ванадия происходило в интрузивных породах, с которыми связаны скопления рудных минералов, главным образом титаномагнетита. Образование рудных ультрабазитов и базитов в основном протекало в начальные этапы развития геосинклиналей (эвгеосинклиналей). На платформах ванадийсодержащие месторождения сформировались главным образом в период их активизации (крупные тела габбро-анортозитов в краевых частях

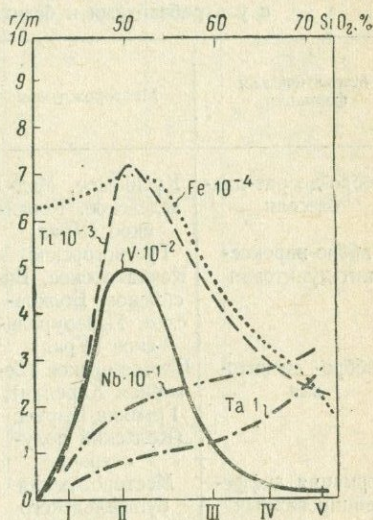


Рис. 25. Распределение V, Ti, Fe, Nb, Ta в изверженных породах нормального ряда. По Ф. Г. Смитю

I — ультрабазиты; II — габбро, базальты; III — диориты; IV — гранодиориты; V — граниты

платформ) или при образовании расколов фундамента (тела габбро-диабазов).

На ванадиеносность железорудных эндогенных месторождений влияет также геохимическая специализация магмы. Все магматические железорудные месторождения, генетически связанные с базитами и ультрабазитами нормального ряда, характеризуются повышенной ванадиеносностью (табл. 90). И наоборот, титаномаг-

Т а б л и ц а 90

Содержание ванадия в титаномагнетите месторождений, генетически связанных с ультрабазитами и базитами нормального ряда (в вес. %)

Магматическая формація	Месторождение	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от — до	сред- нее	
Габбро-диорит-диабазовая	Кусинское, Медведевское. Копанское (Урал)	41	0,31—0,62	0,42	Данные Л. Ф. Борисенко
Габбро-пироксенит-дунитовая	Гусевогорское, Качканарское, Висимское, Волковское, Первоуральское (Урал)	136	0,05—0,84	0,35	То же
Габбро-сиенитовая	Ельтозерское (Северная Карелия), Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров)	17	0,11—0,45	0,31	А. И. Богачев, С. И. Зак (1963)
Формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий Габбро-диабазы формации мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними апатектитов Анортозитовая	Месторождения бушвельдского комплекса (ЮАР)	10	0,20—0,98	0,56	F. J. Goertze (1966)
	Пудожгорское, Койкарское (Карелия)	68	0,40—0,73	0,55	Данные Л. Ф. Борисенко
	Кручининское (Забайкалье), Чинейское (Восточная Сибирь), Цагинское (Кольский полуостров)	20	0,12—0,55	0,35	А. П. Лебедев (1962 ₁), И. А. Юдин (1960). Данные А. В. Лапина

нетит из месторождений ультраосновных-щелочных комплексов с карбонатитами (табл. 91) содержит обычно мало ванадия, хотя концентрация титана в нем очень высока (до 20%). Более поздний титаномагнетит гидротермально-метасоматических образований этих же комплексов также содержит мало ванадия.

В процессе кристаллизации большая часть темноцветных породообразующих минералов, а также титаномагнетит и магнетит

Содержание ванадия в титаномагнетите щелочно-ультраосновной формации
(в вес. %)

Тип руды	Месторождение	Число проб	Содержание V		Исследователь
			от — до	среднее	
Шлирово-вкрапленные в оливинитах и пироксенитах	Ковдор, Африканда, Внори-Яври (Кольский полуостров); Кугда, Бор-Урях, Одихинча (Полярная Сибирь)	53	0,010—0,274	0,081	А. А. Кухаренко и др. (1965); Л. С. Бородин и др. (1966 г.); данные А. В. Лапина и А. Г. Жабина
Массивные, полосчатые и вкрапленные руды (перовскит-титаномагнетитовые) в флогопитизированных и перекристаллизованных оливинитах и пироксенитах	То же	44	0,033—0,160	0,055	То же
Массивные и вкрапленные комплексные апатит-магнетитовые руды с форстеритом и кальцитом (камафориты)	Ковдор (Кольский полуостров); Арбарастах (Алдан)	196	0,010—0,246	0,094	»

улавливают ванадий. Относительно низкое содержание этого элемента в расплаве способствует его рассеянию на главных стадиях магматического процесса. Однако, если бы общее содержание ванадия в расплаве было больше, то его накопление оказалось бы возможным во многих минералах и в первую очередь в магнетите, пироксенах, гранатах. Экспериментально доказано, что все эти минералы обладают повышенной изоморфной емкостью по отношению к ванадию (Цветков, 1948; Милль, 1964 и др.). Таким образом, ограниченное его количество в расплаве послужило существенным препятствием для образования собственных минералов, а также не способствовало накоплению ванадия в минералах-хозяевах.

Последовательность кристаллизации главных породообразующих и рудных минералов, а также способность ванадия задерживаться в остаточных порциях расплава оказывают большое влияние на его поведение в магматическом процессе. В присутствии летучих ванадий наряду с железом и титаном накапливается в остаточных порциях расплава. Этому, в частности, способствует

склонность ванадия к образованию комплексов, которые задерживаются в расплаве и препятствуют полному рассеянию ванадия (и титана) в ранних минералах, что было отмечено еще А. Е. Рингвудом (Ringwood, 1955). Это свойство ванадия помогает ему избежать полного рассеяния в силикатах и, хотя и незначительно, сконцентрироваться в титаномагнетите и магнетите.

Р. Г. Бернс и В. С. Файф (Burns, Fyfe, 1964) установили ряды «предпочтительного вхождения» ионов в октаэдрические группировки:

для двухвалентных: $Ni > Cu > Fe > Co > Mn \cong Ca, Zn$;

для трехвалентных: $Cr > Mn > V > Ti > Fe \cong Sc, Ga$.

Другими словами, они показали последовательность и избирательность выделения переходных металлов из магмы. Никель и хром в этих рядах стоят на первом месте. Ванадий и титан выделяются позднее, концентрируясь главным образом в роговой обманке и титаномагнетите. Более позднее выделение роговой обманки и титаномагнетита по сравнению с пироксеном и оливином часто подтверждается их взаимоотношениями, наблюдаемыми в шлифах. И роговая обманка, и титаномагнетит обычно заполняют пространство между более идиоморфными зернами пироксена. Иногда наблюдается корродирование этими минералами краевых частей зерен диопсида. Некоторое запаздывание в образовании роговой обманки и титаномагнетита по сравнению с диопсидом не вызывает сомнения. В. В. Щербина (1959) также отмечал, что «рудная фракция титаномагнетитов, обогащенных ванадием, по отношению к силикатам является остаточным расплавом». По мнению А. Н. Заварицкого, железистые руды, богатые титаном (а стало быть, и ванадием), являются позднемагматическими и образуются в результате кристаллизации последних остатков при остывании материнского расплава.

Различие в поведении ванадия и других элементов семейства железа в магматическом процессе, приводящее к неодинаковой степени их накопления в минералах одного парагенезиса, было также рассмотрено с позиций теории кристаллического поля (И. Л. Комов, Я. М. Ньюсик, 1971 г.). Согласно этой теории, порядок вхождения элементов семейства железа в кристаллизующиеся минералы зависит не только от размеров ионных радиусов и величины электроотрицательности, но и от дополнительного выигрыша энергии при вхождении в октаэдрическое положение (табл. 92). Величина дополнительного выигрыша энергии при вхождении в октаэдрическое положение и определяет относительный порядок удаления ионов из расплава в твердую фазу. Ванадий наряду с титаном и железом должен концентрироваться в более поздних минералах, а хром и никель, наоборот, в минералах более ранних генераций, т. е. помимо сходства или различия кристаллохимических свойств ванадия и элементов семейства железа на их совместное нахождение и степень концентрации в кристаллизующихся минералах большое влияние оказывает энергетический

Энергия стабилизации в кристаллическом поле для ионов семейства железа
в октаэдрических и тетраэдрических структурных положениях

Катион	Ионные плотности	Ионный радиус, Å		Электроотрицательность		Координация, кколь/моль				Дополнительный выигрыш энергии при вхождении в октаэдрическое положение	
		По А. Е. Рингвуду	По Л. Полингу	По А. Е. Рингвуду	По Л. Полингу	октаэдрическая		тетраэдрическая		По М. Клеру	По Д. Дуншу и Л. Е. Орделло
						По М. Клеру	По Д. Дуншу и Л. Е. Орделло	По М. Клеру	По Д. Дуншу и Л. Е. Орделло		
Ti ³⁺	35	—	—	—	—	23,1	—	15,4	—	7,7	—
V ³⁺	—	0,74	0,74	1,6	1,35	41,0	38,3	28,7	25,5	12,3	12,8
Cr ³⁺	47	0,69	0,63	1,6	1,6	60,0	53,7	13,3	16,0	46,7	37,7
Mn ²⁺	17	0,80	0,80	1,5	2,4	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	44	0,64	0,64	1,9	1,8	0	0	0	9,60	0	0
Fe ²⁺	26	0,76	0,74	1,8	1,65	11,4	11,9	7,5	7,9	3,9	4,0
Co ²⁺	30	0,74	0,72	1,8	1,7	17,1	22,2	15,0	14,9	2,1	7,4
Ni ²⁺	34	0,72	0,69	1,8	1,8	29,3	29,2	6,5	8,6	22,8	20,6

фактор. Согласно данным табл. 92, устанавливается следующий порядок распределения элементов:

для двухвалентных: Ni > (Cr) > Cu > Co > Fe > Mn, Ca, Zn;

для трехвалентных: Cr > (Mn) > Co > V > Ti > Fe, Sc, Ga.

Этот порядок близок к данным Р. Г. Бернса и В. С. Файфа (Burns, Fyfe, 1964).

Таким образом, в процессе образования ультрабазитов и базитов ванадий и титан (а также галлий) вместе с железом и алюминием задерживались в расплаве и входили затем в состав наиболее поздних минералов — титаномагнетита и роговой обманки. Основная часть хрома в виде примеси в оливине и диопсиде или самостоятельного минерала — хромита — выделилась на более ранней стадии кристаллизации гипербазитов. Например, все проанализированные образцы горнблендитов Первоуральского и Гусевоторского месторождений содержат очень мало хрома (обычно $\leq 0,00n\%$).

Предпочтительное накопление ванадия в титаномагнетите и роговой обманке, а хрома — в диопсиде нашло отражение в характере корреляционных связей между содержаниями V₂O₅, Cr₂O₃ и породообразующими окислами. Если для ванадия характерна положительная связь с Fe₂O₃, FeO, Al₂O₃ и отрицательная с CaO, MgO и SiO₂, то для хрома эта связь прямо противоположна (табл. 93). Для вычисления использованы результаты анализов

Оценки коэффициентов корреляции между содержаниями V_2O_5 (r_1), Cr_2O_3 (r_2) и породообразующими окислами пироксенитов

Окислы	r_1	r_2	Окислы	r_1	r_2
Al_2O_3	+0,79	-0,61	CaO	-0,68	+0,46
Fe_3O_4	+0,67	-0,65	MgO	-0,37	+0,65
FeO	+0,52	-0,58	SiO_2	-0,77	+0,65

22 проб пироксенитов, допустимое значение r при 5%-ном уровне значимости $\pm 0,42$. Коэффициент корреляции между ванадием и хромом в этих же породах — 0,65. Следовательно, поведение этих элементов при формировании ультрабазитов различно, что находит свое отражение в основной тенденции их распределения в породах и минералах.

На концентрацию ванадия и других элементов семейства железа в одном и том же минерале, но из разных интрузивных пород одного массива оказала влияние последовательность образования этих пород. Например, все железомagneзиальные силикаты и титаномagnetит (табл. 94) из оливиновых пироксенитов Гусевогор-

Таблица 94

Среднее содержание ванадия, титана, хрома, никеля, марганца и галлия в титаномagnetите из различных типов пород Гусевогорского массива (в вес. %)

Порода	V	Ti	Cr	Ni	Mn	Ga
Оливиновый пироксенит	0,20	1,10	0,75	0,035	0,15	0,0035
Диаллаговый пироксенит	0,32	1,70	0,028	0,017	0,18	0,0038
Роговообманковый пироксенит	0,38	1,79	0,010	0,019	0,17	0,0035

ского массива содержат меньше титана и ванадия и больше хрома и никеля, чем титаномagnetит, диопсид и роговая обманка из диаллагов и роговообманковых пироксенитов. Характерно, что железомagneзиальные минералы из диаллагов и роговообманковых пироксенитов имеют большую железистость. У диопсида из роговообманкового и диаллагового пироксенита железистость ($f = 17,4-20,3\%$) и содержание ферросилитовой молекулы (15,1—20,2%) выше, чем в диопсиде оливиновых пироксенитов и безрудных оливинитов ($f = 7,5-12,6\%$; содержание ферросилитовой молекулы около 10%).

Согласно классификации Х. Хесса (Hess, 1941 г.) пироксены роговообманковых и диаллаговых пироксенитов относятся к салиту, а пироксены оливиновых пироксенитов и верлитов — к диопси-

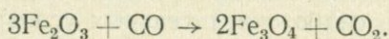
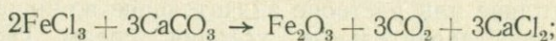
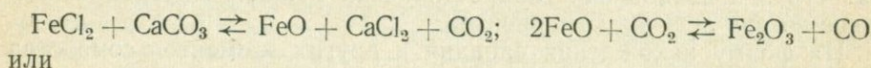
ду. Но оливиновые пироксениты относятся к более ранним образованиям по сравнению с диаллагитами и роговообманковыми пироксенитами. Содержание ванадия и других элементов-примесей в диопсиде и роговой обманке наряду с железистостью являются признаками, на основании которых можно судить об относительном времени образования этих минералов. Таким образом, ванадий, титан, хром и никель обладают, согласно Д. М. Шоу (1969 г.) типохимическими свойствами, тогда как у марганца и галлия преобладают кристаллохимические свойства.

Рассмотренный порядок удаления ванадия из расплава в твердую фазу касался в основном фузивных месторождений, которые наиболее широко представлены в габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала. Однако в сегрегационных образованиях ванадий, титан и железо выделяются из расплава в твердую фазу раньше или одновременно с силикатами. Такая последовательность образования минералов характерна, например, для габбро-диабазов формации мигматитов амфиболовой фации и связанных с ними анатектитов, а также для некоторых основных пород габбро-сиенитовой формации (Карелия, Кольский полуостров). Вероятно, удаление значительной части летучих и относительно быстро охлаждение расплава способствовали раннему выделению ванадия, титана и железа в твердую фазу. Это положение согласуется с гипотезой К. О. Кратца (1954) о ранней кристаллизации титаномагнетита в иотнийских габбро-диабазов Южной Карелии вследствие потери летучих компонентов.

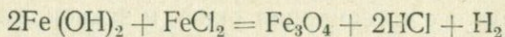
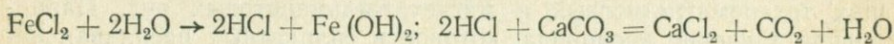
На форму нахождения ванадия и других элементов семейства железа в расплаве или растворе значительное влияние оказывают окислительно-восстановительные условия среды. Трехвалентный ванадий устойчив в слабо окислительных условиях и при высоких температурах и давлении. Именно эти условия характерны для процессов, в результате которых происходит формирование магматических пород и генетически связанных с ними ванадийсодержащих титаномагнетитовых и магнетит-ильменитовых руд. Парциальное давление кислорода, которое в силикатных расплавах находится в пределах диссоциации окиси и закиси железа, не позволяет ванадию в магматических процессах быть в пятивалентном состоянии. Снижение температуры и давления и увеличение кислородного потенциала в гидротермальном процессе способствуют образованию ряда минералов — ноланита, кавансита, харадаита, в которых содержится V^{4+} . К концу гидротермально-сульфидного процесса возрастают величина кислородного потенциала и степень окисления всех компонентов. Это подтверждается образованием указанных собственных минералов ванадия. Резкое снижение давления и температуры при образовании возгонов вулканов и высокий кислородный потенциал поверхностных условий способствуют выделению кристаллической V_2O_5 , т. е. ванадий достигает в этом минерале своей высшей валентности. Однако наиболее характерное состояние ванадия для эндогенных процессов V^{3+} , а образо-

вание природных соединений, в которых содержится V^{5+} , является для них скорее редким исключением.

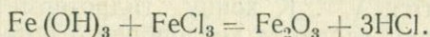
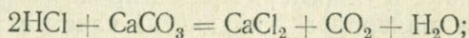
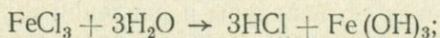
В постмагматических процессах миграция ванадия существенно зависит от состава рудообразующих растворов и газов. Особенно важную роль при этом играют хлор и натрий. Присутствие этих элементов в метасоматических растворах способствует образованию железорудных контактово-метасоматических месторождений и, вероятно, крупных скоплений железных руд ангаро-илимского типа. На возможность переноса в присутствии хлора значительных количеств железа и титана указывали А. П. Виноградов и Е. И. Донцова (1952), А. Г. Бетехтин (1955), Л. Н. Овчинников (1963), Г. А. Соколов, Д. И. Павлов (1962), Л. Ф. Борисенко, Б. П. Золотарев (1969), Д. И. Павлов, И. Д. Рябчиков (1970) и др. Накопление ванадия в магнетите и магномагнетите некоторых гидротермально-метасоматических месторождений дает основание говорить о возможности его переноса и отложения совместно с железом и титаном. По-видимому, главная масса железа при формировании месторождений скарнового типа переносилась в виде $FeCl_2$ и $FeCl_3$. Эти соединения при взаимодействии рудоносного раствора с известняками разрушались с образованием магнетита или гематита. При этом источником кислорода могли быть или группа CO_3^{2-} известняков, или вода поступавшего рудоносного раствора. Для первого случая А. П. Виноградов и Е. И. Донцова (1952) предложили следующую схему образования магнетита:



Второй случай впервые был рассмотрен в работе М. Кухара (М. Куһара, 1925 г.):



или



По этой схеме $CaCO_3$ необходим главным образом для нейтрализации HCl , что в конечном счете способствует гидролизу хлоритов и осаждению магнетита.

Поступавшие рудоносные растворы были кислыми и их щелочность постепенно возрастала благодаря взаимодействию с известняком. Д. В. Калинин (1962), анализируя схему М. Кухара, при-

шел к выводу, что при переносе железа в виде FeCl_2 рН раствора при его реакции с известняком должен повыситься до 7,8. По данным Л. П. Копыловой (1963), выделение магнетита происходило при $\text{pH}=6,8$, а минералы карбонатно-сульфидной стадии выделялись при $\text{pH}=6,6-8,5$.

Источники рудного вещества при контактово-метасоматическом процессе могут быть различными. Часть геологов считает, что скарны и крупные скопления магнетита образовались только за счет контактового реакционно-метасоматического процесса в результате воздействия растворов и эманаций, непосредственно контактирующих с известняками гипабиссальных интрузий. Еще в 1945 г. Д. С. Коржинский выдвинул теорию, согласно которой скарны образуются биметасоматически за счет реакции карбонатных пород с прилегающими к ним силикатными породами. При высоких температурах через поры идет диффузионный обмен вещества. Ряд подвижности элементов и окислов, участвующих в контактово-метасоматических процессах, выглядит следующим образом: H_2O , CO_2 , S, K_2O , Na_2O , O_2 , MgO , Fe, CaO, SiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 . В высокотемпературных условиях, когда образуются скарны, железо вполне подвижно.

На возможность образования железорудных скарновых месторождений только за счет темноцветных минералов массивов, контактирующих с известняками, указывали И. Ингерсон и Дж. Маккин (1961). Они считали, что вместе с железом могли быть вынесены ванадий, кобальт, никель и марганец.

В. В. Ляхович (1964) также допускает возможность образования контактово-метасоматических месторождений железа только за счет разрушения темноцветных минералов гранитов. Он указывает, что граниты, с которыми связаны железорудные месторождения Горного Алтая, сильно альбитизированы и окварцованы, что привело к полному исчезновению железомagneзиальных породообразующих минералов. А. М. Дымкин, В. И. Новожилов, Д. Х. Фатхутдинов (1967) на примере Сорского месторождения (Тургайский прогиб) доказывают генетическую связь железного оруденения с осветлением материнских диоритов.

С другой стороны, Г. В. Поляков (1967) на примере группы железорудных месторождений Алтае-Саянской области показывает, что наиболее вероятно мобилизация постмагматическими растворами железа, содержащегося в сформированных на ранних этапах породах габброидных интрузий и во вмещающих их эффузивах основного состава. Еще раньше в пользу глубинных источников скарнирующих и рудоносных растворов, которые захватывали и переносили целый ряд компонентов не только из самих интрузивов, но и из окружающих их пород, высказывался А. В. Королев (1957). На примере распределения железа в Дашкесанском месторождении (Азербайджан) и некоторых скарновых месторождениях Средней Азии он показал, что железо было заимствовано из туфов, хлоритовых и биотитовых сланцев, амфиболитов

и некоторых других пород. По его данным, в районах, где эффузивов нет, а распространены лишь слабо железистые осадочно-метаморфические породы, магнетитовые месторождения, как правило, отсутствуют.

Но при любом источнике железа, будь то глубинные зоны или приконтактная часть интрузий, включая вмещающие породы, из них также мог заимствоваться ванадий и другие элементы-примеси.

Растворы и эманации, циркулируя сквозь толщу консолидированных пород, могли захватывать ванадий, титан и некоторые другие элементы. Г. А. Соколов и Д. И. Павлов (1962) указывали на примере Анзасского месторождения на вынос титана из габброидных пород под воздействием хлора. Л. Н. Овчинников (1963) экспериментально доказал, что под воздействием пара из гранитов на 99% выносятся хром, на 96% титан, на 90% никель и на 63% ванадий.

Концентрации ванадия в магнетите постмагматических месторождений могла способствовать близость термодинамических условий, в которых поле устойчивости трехоксида ванадия совпадает с полем устойчивости магнетита (И. Б. Дьячкова, 1971 г.).

Однако по сравнению с железорудными магматическими месторождениями общее количество ванадия, титана и других элементов-примесей, поступавших в зоны рудообразования контакто-метасоматических месторождений, было значительно меньшим. Это явилось одной из главных причин преимущественно низких содержаний ванадия и других элементов-примесей в магнетите. Только исключительные условия позволили образоваться железорудным месторождениям, обогащенным ванадием, таким, как Осокино-Александровское и Евстюинское на Урале.

На ванадиеносность магнетита (до 0,29% ванадия) Евстюинского месторождения решающее влияние оказали габброидные породы, по которым развивались рудные скарны. С другой стороны, на явное снижение концентраций ванадия в магнетите, образовавшемся в результате замещения только известняков, указывали И. А. Киселева, А. А. Матвеев (1967) и М. Т. Баяджян, Г. М. Мкртчян (1969 г.). Так, в магнетите из скарнов Разданского месторождения Армении, образовавшихся по габброидам, содержится 0,016% ванадия, а по известнякам — 0,0082%.

Существенное значение для обогащения ванадием постмагматических растворов и образования собственных минералов ванадия (голдманита), а также V-граната и V-турмалина играли вмещающие породы, в особенности характеризующиеся повышенной ванадиеносностью (основные породы, некоторые глины). Как показал С. Т. Бадалов (1951), образование ванадийсодержащих граната и турмалина сопровождалось выщелачиванием ванадия гидротермальными растворами из приконтактных частей вмещающих пород (Узбекистан). Возможно, что образование ноланита и давидита в гидротермальных жилах и залежах, сформировав-

шихся в древних комплексах Канады и Австралии, связано с выщелачиванием ванадия из вмещающих пород.

О влиянии состава пород на ванадиеносность вновь образующихся вторичных минералов можно судить на примере магнетита, образование которого связано с серпентинизацией ультрабазитов. Как было установлено нами совместно с С. Б. Абовяном, вторичный магнетит из серпентинитов, развившихся по перидотитам, содержит больше ванадия (0,013%), чем тот же минерал (0,008%) из серпентинизированных дунитов Малого Кавказа. Это положение справедливо и для титана, скандия, марганца (табл. 95).

Таблица 95

Содержание элементов-примесей во вторичном магнетите, оливине и пироксенах из ультрабазитов (в вес. %)

Минерал и порода	Число проб	Sc	Ti	V	Cr	Mn
Вторичный магнетит из серпентинизированного дунита и аподунитового серпентинита	5	0,0003	0,019	0,008	0,85	0,08
Вторичный магнетит из серпентинизированного перидотита и апоперидотитового серпентинита	3	0,0007	0,047	0,013	0,71	0,22
Оливин из дунитов	4	Не обн.	0,012	—	0,049	0,13
Оливин из перидотитов	1	»	—	—	0,042	0,10
Ромбический пироксен из перидотитов	8	0,0036	0,053	0,013	0,43	0,17
Моноклинный пироксен из перидотитов	3	0,017	0,29	0,039	0,50	0,08

Продолжение табл. 95

Минерал и порода	Число проб	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
Вторичный магнетит из серпентинизированного дунита и аподунитового серпентинита	5	0,048	0,19	0,006	0,049	Не обн.
Вторичный магнетит из серпентинизированного перидотита и апоперидотитового серпентинита	3	0,012	—	0,006	0,058	»
Оливин из дунитов	4	0,035	0,30	0,006	0,0042	»
Оливин из перидотитов	1	0,042	0,56	0,0013	—	»
Ромбический пироксен из перидотитов	8	0,016	0,12	0,0038	0,0029	»
Моноклинный пироксен из перидотитов	3	0,005	0,058	0,0053	—	0,0009

При серпентинизации для большинства ультрабазитовых массивов характерны изохимические процессы. Концентрации главных порообразующих компонентов остаются при этом без существенных изменений. Вторичный магнетит образуется за счет железа, содержащегося в оливине и пироксенах. Ванадий и другие редкие и малые элементы накапливаются в магнетите главным образом за счет этих же силикатов. Если провести сравнение концентраций элементов-примесей в оливине, пироксенах и вторичном магнетите из дунитов и перидотитов, то в последнем минерале видна зависимость содержаний Sc, Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn. Ga от петрографического состава пород, подвергшихся серпентинизации.

Концентрации второстепенных элементов в магнетите серпентинизированных дунитов и перидотитов близки к их содержаниям в оливине и пироксенах этих же пород. Исключение составляют лишь хром и цинк. Содержание хрома в оливине примерно равно 0,04—0,05%, цинка 0,004%, а в пироксенах обнаружено 0,4—0,5% хрома и 0,003% цинка, тогда как во вторичном магнетите установлено соответственно 0,71—0,85 и 0,05—0,06%. Вероятно, в процессе серпентинизации часть хрома вошла в состав вторичного магнетита за счет замещения аксессуарных хромшпинелидов. Цинк, по-видимому, частично был привнесен вместе с серпентинизирующими растворами.

Более высокие концентрации ванадия, титана, марганца, галлия во вторичном магнетите из перидотитов по сравнению с магнетитом из дунитов обусловлены повышенными их концентрациями в подвергшихся замещению пироксенах. В исследованных породах ромбический пироксен более распространен, чем моноклинный, поэтому и средние содержания элементов-примесей во вторичном магнетите перидотитов ближе к их концентрациям в ортопироксенах. Так, ромбический пироксен перидотитов содержит в среднем 0,013% ванадия, 0,053% титана, 0,17% марганца, а среднее содержание этих же элементов во вторичном магнетите, соответственно составляет 0,013, 0,047 и 0,22%. С другой стороны, вторичный магнетит из апоперидотитовых серпентинитов содержит меньше кобальта, чем вторичный магнетит из аподунитовых серпентинитов. Это объясняется тем, что в пироксенах концентрации кобальта меньше, чем в оливинах. Таким образом, в процессе серпентинизации ультрабазитов главная масса ванадия и других второстепенных элементов, содержащихся во вторичном магнетите, унаследовалась из подвергшихся замещению железомagneзиальных силикатов и отчасти хромшпинелидов. И хотя особенности состава и структуры магнетита допускают изоморфное вхождение элементов-примесей в значительных количествах, вторичный магнетит ультрабазитов характеризуется низкими их содержаниями. Условия образования вторичного магнетита существенно влияют на степень концентрации в минерале ванадия и других редких и малых элементов.

В эндогенных постмагматических растворах ванадий охотнее мигрирует в кислой среде. Например, он установлен в осадке горячих кислых глубинных рассолов — 0,005% ванадия (White e. a., 1963). Скважина была пробурена в Калифорнии, температура рассола 270—370°С, рассол обогащен натрием, кальцием, калием и хлором.

Исследование фумарольных газов, выделяющихся по трещинам в андезитовых лавах купола Нового (вулкан Безымянный) с образованием кристаллической V_2O_5 и других возгонов, содержащих 0,3—1% ванадия, показало, что состав этих газов выражается формулой $H_2O > CO_2 > HCl + HF > SO_3$ (табл. 96), причем

Таблица 96

Состав вулканических газов фумарола № 7

t °С фумарола	Без воздуха, объемн. %								С учетом H ₂ O				
	HF	HCl	SO ₃	H ₂ S	NH ₃	CO ₂	H ₂ , CO	CH ₄	Σ вулк. газов	H ₂ O	O ₂	N ₂	N ₂ O ₂
550	0,27	1,69	0,09	0,00	0,00	97,75	0,00	—	1,73	62,40	7,44	28,43	3,82

Примечание. Фумарола находится в центральной части юго-западного склона купола Нового; проба взята 4 июля 1967 г.
Аналитик С. Ф. Попова

SO₃ : HCl = 0,05. Конденсат представляет собой раствор соляной фтористоводородной и серной кислот (табл. 97); pH конденсата

Таблица 97

Состав конденсата газа

Катионы (К)	Содержание			Анионы (А)	Содержание		
	мг/л	мг-экв	мг-экв (от 100%)		мг/л	мг-экв	мг-экв (от 100%)
H ⁺	27,19	27,19	89,47	F ⁻	77,00	4,05	12,61
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	Cl ⁻	907,60	25,60	79,67
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	SO ₃ ²⁻	0,00	0,00	0,00
Al ³⁺	28,78	3,20	10,53	SO ₄ ²⁻	119,12	2,48	7,72
ΣК	55,97	30,39	100,00	ΣА	1103,72	32,13	100,00

Аналитик Е. К. Серафимова.

2,57, а общая минерализация 1,15 г/л. По данным Л. А. Башариной (1971 г.), в 1000 л газа вулканов Ключевского, Швелуч и Безымянного содержится 0,7—0,46 мг ванадия (t = 360—800°С).

Миграции ванадия в постмагматических растворах в значительной степени способствуют его склонность к комплексообразованию и устойчивость образующихся комплексов. Большое значение в переносе ванадия могут иметь галогениды (VCl_3 , VCl_4 , VF_4 , VF_5) и оксигалогениды ($VOCl$, $VOCl_2$, $VOCl_3$, VOF_2 , VOF_3) и, вероятно, более сложные хлориды. Комплексы, которые образует ванадий, наиболее устойчивы в растворах, содержащих Cl^- , F^- и SO_4^{2-} . Поэтому ванадий наряду с железом и серой может накапливаться к концу постмагматических процессов. Именно в этих условиях, когда образуется большое количество сульфидов, но мало минералов-хозяев, способных захватить ванадий, выделяются собственные его минералы.

Однако в процессе формирования очень многих гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений концентрации ванадия в образующихся минералах совсем не происходит, хотя хлор и фтор играют большую роль. Это обстоятельство показывает, что далеко не все кислые растворы и эманации, богатые летучими, переносят значительное количество ванадия. Так, накопление ванадия не характерно для грейзеновых процессов.

Газообразные молекулы HCl , HF , SiF_4 , BF_3 , VF_3 , $FeCl_3$, VF_5 и другие соединения вполне могут переноситься при высоких температурах, которые отмечаются, например, в fumarолах вулканов (Щербина, 1962). Если допустить, что ванадий выносится fumarольными газами в виде молекул VF_5 , то на дневной поверхности, где давление резко падает, выделение V_2O_5 в виде игольчатых кристаллов может идти следующим образом: $2VF_5 + 5H_2O \rightarrow V_2O_5 + 10HF$. В fumarольных газах содержится значительное количество H_2O (см. табл. 96), которая будет способствовать выделению HF и образованию скоплений кристаллической V_2O_5 (Меняйлов, Никитина, 1966, 2).

Не исключено, что соединения ванадия могли выноситься вулканическими газами в растворенном состоянии (Краускопф, 1965). И хотя в возгонах андезито-лавовых потоков ряда вулканов Камчатки отлагаются галогениды преимущественно петрогенных элементов, спектрально в них, как правило, обнаруживается ванадий (Шипулин, 1960). В других продуктах вулканических извержений Камчатки и Курильских островов также отмечается присутствие ванадия (В. И. Влодавец, 1958 г.). Его концентрации в базальтах, андезитах, дацитах и риолитах составляют 0,013—0,052%. Пемзы вулканов островов Итуруп и Кунашир, отвечающие по составу липарито-дацитам, содержит 0,0066% ванадия (Бент, Горкун, 1966). В fumarольных возгонах, представленных главным образом серой и нашатырем, обнаружено 0,002—0,01% ванадия (Серафимова, 1966). Наиболее высокие концентрации ванадия (3,6 и 7,6%) установлены в возгонах вулкана Шевелуч; этот возгон состоит из сульфата ванадия и щелочных металлов (Набоко, 1959). В исследованных нами андезитах вулкана Безымянного также установлено 0,03% ванадия, что превышает среднее содержание

ванадия в основных породах — 0,02%. В клинопироксенах из андезитов Камчатки установлено до 0,06% ванадия, а в титаномagnetите из андезито-базальтов Курильских островов — 0,26—0,38% (аналитик Л. И. Сердобова). Все эти примеры показывают, что вулканическая провинция Камчатки и Курильских островов характеризуется повышенной ванадиеносностью; это подтверждает и найденная впервые в фумарольных возгонах кристаллическая V_2O_5 .

Однако и в других вулканических областях мира найдены ванадиевые минералы. Например, кристаллическая V_2O_5 обнаружена в возгонах фумарольных газов Сальвадора (R. E. Stoiber, F. Dürr, 1963 г.). Кавансит $Ca(VO)Si_4O_{10} \cdot 6H_2O$ открыт недавно в ассоциации с кальцитом в туфах и базальтовой брекчии Орегона, США (Staaes e. a., 1967). В термальных водах Японии (вулкан Сира-нэ) установлено до 1,27 мг/л ванадия. Открытие кристаллической V_2O_5 и других ванадиевых минералов, повышенная ванадиеносность многих возгонов, постоянное присутствие ванадия в эффузивных породах Камчатки, Курильских островов и других вулканических провинций дают основание считать ванадий одним из специфических редких элементов в продуктах вулканов. Возможно, что концентрации ванадия в водах океанов $2 \cdot 10^{-7}\%$ (Goldberg, 1961) и вулканогенно-осадочных породах до 0,03% (Young, 1968) в значительной степени связаны с вулканической деятельностью, особенно с подводными извержениями. Это предположение согласуется с мнением А. П. Виноградова (1967 г.) и Е. К. Мархинина (1968 г.), которые считают, что основная масса гидросферы и ее солевого состава сформирована продуктами вулканизма.

Таким образом, ванадий участвует в разнообразных эндогенных процессах, протекавших в земной коре. Главная особенность его поведения заключается в чрезвычайно широком рассеянии в процессе формирования изверженных пород и спорадическом накоплении с образованием собственных минералов под действием постмагматических процессов.

Наличие в ультрабазитах и базитах большого количества минералов с высоким содержанием трехвалентного железа оказывает решающее влияние на поведение ванадия в процессе кристаллизации этих пород. Невысокое содержание в кислых и средних породах минералов-концентраторов ванадия (амфибол, биотит, сфен, магнетит), вероятно, способствует некоторому накоплению этого элемента в остаточных гидротермальных растворах. Выщелачивание ванадия из вмещающих пород также повышает степень ванадиеносности постмагматических образований.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ ВАНАДИЕВЫХ РУД ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В качестве сырья для получения ванадия в мировой практике используются руды эндогенных и экзогенных месторождений. Более высокие содержания V_2O_5 , достигающие 5—10%, характерны для экзогенных руд, в которых встречаются скопления собственных минералов ванадия: патронита, роскоэлита, карнотита, ванадинита, деклуазита, купродеклуазита, тюямунита и др. Среди освоенных промышленностью руд экзогенных месторождений выделяются (табл. 98): 1) карнотитовые и роскоэлитовые в пестроцветках (тип «плато Колорадо»); 2) деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений; 3) фосфоритовые; 4) ванадиеносные глины зоны аргиллизации; 5) россыпи титаномагнетита; 6) нефть. Однако общее число известных крупных месторождений собственных минералов ванадия невелико. Некоторые из них к настоящему времени или совсем выработаны, или значительно истощены. Поэтому в сферу производства все больше вовлекаются руды с относительно невысокими концентрациями ванадия, но с большими его запасами. Среди них эндогенным месторождениям ванадийсодержащего титаномагнетита и магнетита принадлежит ведущее место. В настоящее время за рубежом около половины производимого ванадия получают из руд эндогенных месторождений, которые находятся в ЮАР, Финляндии, Норвегии, США. В СССР единственным освоенным промышленностью сырьевым источником ванадия являются железные руды магматических месторождений («Основы металлургии», 1967).

Важными особенностями магматических месторождений являются: 1) относительная устойчивость содержаний ванадия в получаемых концентратах; 2) большие запасы руд, достигающие миллиардов тонн, и их легкая обогатимость; 3) возможность комплексного получения нескольких компонентов, главным образом железа, титана, ванадия, а также меди, самородных платины и золота и скандия. Особую ценность для получения ванадия представляют метаморфизованные магнетит-ильменитовые руды, в которых основная часть ванадия сконцентрирована в магнетите, а содержания титана в нем малы.

К числу перспективных (или потенциальных) ванадийсодержащих руд осадочных и осадочно-метаморфических месторождений относятся: 1) осадочные железные руды; 2) углисто-кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 3) битуминозные песчаники; 4) бокситы; 5) железомарганцевые конкреции; 6) каменный и бурый уголь, лигниты; 7) россыпи ильменита. Среди гидротермальных и гидротермально-метасоматических ванадий-

Характеристика освоенных промышленностью ванадийсодержащих руд

Генетический тип месторождения	Ванадийсодержащие руды	Главный промышленный компонент	Другие полезные компоненты	Содержание V в руде, вес. %	Собственные минералы ванадия или его минералы-концентраты (содержание V_2O_5 , вес. %)	Примеры месторождений
Магматические	Титаномагнетитовые, магнетит-ильменитовые	Fe	Ti, Pt и платиноиды, Cu, P, Au, Sc	0,1—1	Титаномагнетит, магнетит, ильменит	Гусевогорское (СССР), месторождения бушвельдского комплекса (ЮАР)
Магматические и метаморфизованные	Ильменит-магнетитовые	Fe, Ti	Sc	0,2—0,5	Магнетит, ильменит	Кусинское (СССР), Отаньяки (Финляндия)
Метаморфогенные	Зона аргиллизации на контакте сленитов и кристаллических сланцев	V	—	~1	Глинистые минералы	Уилсон-Спрингс, штат Арканзас (США)
Осадочные и осадочно-метаморфические	Карнотитовые и роскоэлитовые в пестроцветках (тип «плато Колорадо»)	U	Cu, Se	1—5	Карнотит (20), роскоэлит (21—29)	Штаты Юта, Колорадо, Аризона, Нью-Мексико (США); месторождения приурочены к свитам Моррисон и Этрада (США)

Геотетический тип месторождения	Ванадийсодержащие руды	Главный промышленный компонент	Другие полезные компоненты	Содержание V в руде, вес. %	Собственные минералы ванадия или его минералы-концентраты (содержание V_2O_5 , вес. %)	Примеры месторождений
	Деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений	Pb, Zn, Cu	Ge, Ag, Cd	1—10	Деклуазит (22), купродеклуазит (17—22), ванадинит (19)	Берг-Ауакс, Абенаб, Цумеб (Намбия); Брокен Хилл (Замбия)
	Фосфоритовые	P	TR	0,01—1		Каратау (СССР); штаты Юта, Вайоминг, Айдахо, Монтана—формации Фосфориа, Парк Сити, Чугуотер (США)
	Россыпи титаномагнетита	Fe	Ti	0,2—0,6	Титаномагнетит	Острова Итуруп, Кунашир, Парамушир, (СССР); Новая Зеландия; о. Хондо (Япония)
	Нефть	C	Ni	1—77 (в золе)	—	Волго-Уральская провинция (СССР); Маракимбо, Ориноко (Венесуэла)

Характеристика ванадийсодержащих руд, из которых возможно получение ванадия

Генетический тип месторождения	Ванадийсодержащие руды	Главный промысловый компонент	Другие полезные компоненты	Содержание V_2O_5 в руде, вес. %	Примеры месторождений
Осадочные и осадочно-метаморфические	Осадочные железные руды (гематит-шамозитовые, олистовые)	Fe		0,07—0,3	Лисаковское, Аятское, Керченское, Бакчарское (СССР); Уобана (Канада); Лотарингский бассейн (Франция), Баден, Вюртенберг (ФРГ)
	Угliesto-кремнистые и угliesto-кремнисто-глинистые сланцы	V	Zn, Mo, Pb, Ag, Re	0,2—4,5	Баласаускандык, Джебаглы (СССР)
	Битуминозные сланцы	V		?	Австралия
	Битуминозные пески	V		?	Канада
	Бокситы	Al	Sc, Ga, Ti, Fe	0,003—0,2	Североуральский район, Тихвинский район (СССР); Истрия (Югославия); Баконь-Вертеш (Венгрия)
	Железо-марганцевые конкреции	Fe, Mn	Ni, Co, Cu, Mo, Zn, Pb, Ti	0,1	Мировой океан
	Каменный и бурый уголь, лигниты	C	Ge, Sc	0,01—4 (в золе)	Подмосковный бассейн, Печорский бассейн, Южный Урал, Донбасс (СССР), Пенсильванский бассейн (США); Восточно-Марицкий бассейн (Болгария)
	Россыпи ильменита	Ti	Sc	0,03—0,29	Украина (СССР), Австралия; Индия

Генетический тип месторождения	Ванадийсодержащие руды	Главный промышленный компонент	Другие полезные компоненты	Содержание V_2O_5 в руде, вес. %	Примеры месторождений
Гидротермальные	Алунитовые Ноланит-уранинит-карбонатные	Al U	Ga Cu?	0,02—0,03 0,16—0,5	Загликское (СССР) Никольсон-Майн, район оз. Биверлодж (Канада)
Гидротермально-метасоматические	Магномангнетитовые (ангаро-илимский тип)	Fe	—	0,2—0,9*	Камышевский Байкитик (СССР)
	Магнетитовые в скарнах	Fe	Co	0,1—0,6**	Осокино-Александровское, Евстюнинское (СССР)

* В магномангнетите.

** В магнетите.

содержащих руд следует выделить: 1) алунитовые; 2) ноланит-уранинит-карбонатные; 3) магномангнетитовые (ангаро-илимский тип); магнетитовые в скарнах (табл. 99). Относительно невысокие содержания ванадия в этих рудах в большинстве случаев препятствуют в настоящее время его получению.

ВАНАДИЕВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

В качестве минерального сырья для получения ванадия в зарубежных странах используются руды эндогенных и экзогенных месторождений. На протяжении многих лет главная добыча ванадиевых руд велась на экзогенных месторождениях. Однако к настоящему времени некоторые богатые ванадием экзогенные месторождения или совсем выработаны, или значительно истощены. Например, очень богатое в прошлом месторождение патронита в асфальтитах Минас-Рагра (Перу), которое разрабатывалось с целью извлечения V_2O_5 , к 1956 г. оказалось целиком выработанным. В значительной степени отработаны богатые деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды зоны окисления африканских месторождений. Поэтому в сферу производства все шире вовлекаются руды эндогенных месторождений титаномангнетита и магнетита, характеризующиеся относительно невысокими концентрациями ванадия, но запасы которых значительны. Содержание V_2O_5 в титаномангнетите наиболее богатых ванадием эндогенных месторождений Индии достигает 7% (Кришнан, 1955), но обычно оно составляет 0,5—1,5% (ЮАР, США). Получение ванадия из руд эндогенных месторождений началось за рубежом в 1956 г. (Финляндия) и постоянно расширяется.

Т а б л и ц а 100

**Ориентировочные запасы ванадия в освоенных промышленностью рудах
(для зарубежных стран)**

Тип руды	Страна	Содержание V ₂ O ₅ в руде, %	Запасы V ₂ O ₅ , тыс. т
Эндеогенные месторождения			
Титаномагнетитовые	Южно-Африканская Республика	1	23 000
	США	0,18—0,62	800
	Канада	0,35—2,7 (в концентрате)	?
	Танзания	0,4	4800
	Сьерра-Леоне	Есть	?
	Швеция	0,25	1100
	Индия	0,6—4,8	440
	Южная Корея Австралия	0,08 2,7	180 2700
Ильменит-магнетитовые	Финляндия	0,43	210
	Норвегия	0,54 (в концентрате)	20
Гематит-ильменитовые	Канада	0,4	250
Экзогенные месторождения			
Карнотитовые и роскоэлитовые в пестроцветях (тип «плато Колорадо»)	США	1,5	200
Деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений	Намбия	2—3	18
	Замбия	2	19
	Аргентина*	2—10	?
	Мексика*	1	?
	США*	1	?
	Австралия*	1	?
Фосфоритовые	США	0,1—1	500
Россыпи титаномагнетита	Япония	0,6	60
	Новая Зеландия	0,2—0,4	1000
	Индия	?	?
Ванадиеносные глины зоны аргиллизации	США	1	?
Нефть	США, Венесуэла, Мексика, Иран, Албания	5—58 (в золе)	?

* Мелкие месторождения с ограниченными запасами ванадия.

В табл. 100 приведены запасы ванадия в освоенных промышленностью различных типах руд эндогенных и экзогенных месторождений. Они являются, однако, ориентировочными, так как большинство стран не публикует точных данных о состоянии сырьевой базы ванадия. Вероятно, приведенные запасы меньше действительных, но для Австралии они, возможно, завышены (De Huff, 1965).

Эндогенные месторождения ванадия. Среди эндогенных ванадийсодержащих месторождений главное место занимают титаномагнетитовые, магнетит-ильменитовые и гематит-ильменитовые магматические месторождения. Суммарные запасы V_2O_5 в рудах этих месторождений составляют около 33 млн. т, или примерно 95,4% от общих запасов освоенных промышленностью руд. Среднее содержание V_2O_5 в рудах магматических месторождений колеблется от 0,08 до 4,8% (см. табл. 94). Главными концентраторами ванадия являются титаномагнетит и магнетит, содержащие 0,5—7% V_2O_5 . Концентрации V_2O_5 в гематите, ильмените и рутиле обычно до 0,5%.

Наиболее крупные эндогенные месторождения ванадия пространственно и генетически связаны с областями развития ультрабазитов и базитов нормального ряда. За рубежом значительные запасы ванадия сосредоточены в эндогенных месторождениях следующих типов: 1) титаномагнетитовые месторождения в норитах, анортозитах и габбро (месторождения бушвельдского комплекса, ЮАР); 2) магнетит-ильменитовые месторождения в габбро-анортозитах (месторождения Адирондакских гор, США); 3) ильменит-гематитовые в габбро-анортозитах (месторождение Лак-Тю, Канада); 4) ильменит-магнетитовые в габбро, анортозитах и амфиболитах (месторождение Отанмяки, Финляндия).

Титаномагнетитовые и магнетитовые месторождения в пироксенитах и оливинитах ультраосновных и щелочных комплексов (карбонатитовые месторождения), хотя и имеют довольно значительные масштабы, но характеризуются низкими содержаниями V_2O_5 ($\leq 0,2\%$) в титаномагнетите и магнетите. Например, в магнетите месторождения Нангалве-Хилл (район Букусу, Уганда) содержится 0,16% V_2O_5 , а в магнетите месторождений Палабора и Сукулу (ЮАР) — до 0,18% V_2O_5 .

Магнетит железорудных контактово-метасоматических месторождений в большинстве случаев содержат еще меньше V_2O_5 (обычно 0,0n%). В настоящее время ванадий получается в значительных количествах из титаномагнетита (до 1,75% V_2O_5) месторождений бушвельдского комплекса в ЮАР и из магнетита (до 2,4% V_2O_5) месторождения Отанмяки в Финляндии. В США особенно перспективным в отношении ванадия является месторождение Тегавус, титаномагнетитовые руды которого содержат около 0,4% V_2O_5 в Канаде в провинциях Британская Колумбия, Манитоба и Онтарио в титаномагнетитовых концентратах некоторых месторождений установлено до 2,7% V_2O_5 . Титаномагнетито-

вые руды ряда месторождений Индии (штаты Сингхбхум и Май-урбхандж) содержат от 0,6 до 4,8% V_2O_5 . Кроме того, значительные запасы ванадия заключены в титаномагнетитовых и магнетит-ильменитовых месторождениях Танганьики, Танзании, Швеции, Норвегии, Австралии (см. табл. 100).

Из других типов эндогенных месторождений, руды которых содержат ванадий в повышенных количествах, следует упомянуть гидротермальные урано-ванадиевые месторождения. Наиболее важное место среди них занимают уранинит-ноланитовые месторождения в районе оз. Биверлодж в провинции Саскачеван (Канада). Руды этих месторождений содержат в среднем 0,1% U_3O_8 и 0,5% V_2O_5 . Вероятные запасы V_2O_5 в урано-ванадиевых месторождениях района Биверлодж около 30 тыс. т. Главным носителем ванадия (до 47,5%) является ноланит ($4FeO \cdot V_2O_3 \cdot 4V_2O_4$). Ежегодная добыча урана в провинции Саскачеван составляет около 24% от всей добычи урана в Канаде. Попутное извлечение ванадия из руд гидротермальных месторождений района оз. Биверлодж, вероятно, является делом недалекого будущего (Rose, 1967). В рудах гидротермальных урано-ванадиевых месторождений США содержится до 2% V_2O_5 , а ориентировочные запасы V_2O_5 достигают 6 тыс. т. Некоторый интерес представляют гидротермальные месторождения давидита (до 1,5% V_2O_5) в Австралии.

На некоторых гидротермальных месторождениях в ассоциации с урановыми минералами (коффинитом и настураном) и сульфидами встречается монтрозент (V, Fe) ООН, содержащий до 60,7% ванадия. Однако запасы V_2O_5 в рудах этих месторождений, по видимому, невелики.

Экзогенные месторождения ванадия. Среди зарубежных экзогенных месторождений, из руд которых в настоящее время ванадий извлекается в промышленных масштабах, выделяются следующие типы: 1) карнотитовые и роскоэлитовые в пестроцветах (урано-ванадиевые руды); 2) фосфориты; 3) россыпи титаномагнетита; 4) деклузитовые, купродеклузитовые и ванадинитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений; 5) нефть; 6) ванадиеносные глины зоны аргиллизации (табл. 101).

Ориентировочные запасы V_2O_5 экзогенных месторождений указанных типов около 1600 тыс. т (без ванадийсодержащих нефтей и глин), что составляет 4,6% от всех запасов V_2O_5 в освоенных промышленностью рудах экзогенных и эндогенных месторождений капиталистических стран. Запасы V_2O_5 в обогащенных ванадием нефтях, вероятно, составляют не менее нескольких сотен тысяч тонн.

Среди руд экзогенных месторождений одно из главных мест по запасам, добыче и производству ванадия принадлежит урано-ванадиевым рудам США. Значительная часть месторождений карнотитовых и роскоэлитовых руд в пестроцветах плато Колорадо (штаты Юта, Колорадо, Аризона, Нью-Мексико) характери-

Главные зарубежные месторождения, из руд которых извлекается ванадий

Страна	Месторождение	Генетический тип	Собственные минералы ванадия и минералы-концентраты ванадия	Содержание V_2O_5 , %	Годовое производство V_2O_5 , т (год)
Финляндия	Отаньяки	Ильменит-магнетитовые месторождения в габброамфиболитах	Магнетит	1,5—2,4	2100 (1968 г.)
Норвегия	Родзанд и др.	Магнетит-ильменитовые месторождения в габбро-анортозитах	Магнетит	0,9	1520 (1968 г.)
Южно-Африканская Республика	Месторождения бушвельдского комплекса, округ Мидделбург (Трансвааль)	Титаномагнетитовые месторождения в норитах, анортозитах и габбро	Титаномагнетит	0,36—1,75	5000 (1969 г.)
Намибия	Берг-Аукас, Абенаб, Цумеб	Зона окисления свинцово-цинковых и медных месторождений	Деклуазит Купродеклуазит Ванадинит	22 17—22 19	2380(1966 г.); перерабатывается в ФРГ
США	Штаты Юта, Колорадо, Аризона, Нью-Мексико; месторождения приурочены главным образом к свитам Моррисон и Этрада Штаты Юта, Вайоминг, Айдахо, Монтана; месторождения приурочены к формациям Фосфориа, Парк-Сити, Чугуотер Штат Арканзас, месторождение Уилсон-Спрингс	Урано-ванадиевые и роскоэлитовые месторождения в пестроцветах (тип «плато Колорадо») Фосфоритоносные толщи	Карнотит Роскоэлит	20 21—29	10 300 (1969 г.)
			Фосфориты	0,1—1	
	Штаты Оклахома, Калифорния	Зона аргиллизации кристаллических сланцев на контакте с сиенитами Нефть	Глинистые минералы Зола нефти	1 5—22	

Страна	Месторождение	Генетический тип	Собственные минералы ванадия и минералы-концентраты ванадия	Содержание V_2O_5 , %	Годовое производство, т (год)
Мексика		Нефть	Зола нефти	?	Перерабатывается в Англии, Канаде и Италии в небольших масштабах
Иран	Агаджари, Гач-Саран, Хафт-Кель	»	»	5	
Венесуэла	Мраканбо, Ориноко	»	»	5—45	

зуется высокими содержаниями V_2O_5 (1—5%) при концентрациях U_3O_8 в руде 0,18—0,34% и меди около 0,5%. Карнотитовая минерализация отмечена также в штатах Техас, Вайоминг, Северная и Южная Дакота, Невада, Калифорния. Большинство месторождений имеет относительно небольшие запасы ванадия, но встречаются и довольно крупные месторождения в районах Амброзия-Лейк и Сах-Хаун (штат Нью-Мексико) и Биг-Индиан (штат Юта). На долю месторождений плато Колорадо приходится около 50% добычи урана в капиталистических странах. В ближайшие годы потребление урана в связи с активным строительством атомных электростанций будет держаться на высоком уровне (New boom..., 1967). Поэтому есть все основания считать, что урано-ванадиевые руды плато Колорадо будут оставаться одним из главных сырьевых источников урана, а также ванадия, который добывается попутно. Однако при интенсивной разработке месторождений этого района урано-ванадиевые руды будут выработаны примерно к 1973—1975 гг. Дальнейшая добыча и переработка более бедных урано-ванадиевых руд месторождений плато Колорадо будет в основном определяться потребностью в уране. Согласно прогнозам (Sherman, 1968), в ближайшие годы производство и потребление урана должно расширяться, что, конечно, будет способствовать добыче и переработке бедных урано-ванадиевых руд.

Фосфориты большинства месторождений характеризуются низкими содержаниями V_2O_5 — от 0,005 до 0,36% (Krauskopf, 1955). Но фосфориты штатов Айдахо и Вайоминг (США) содержат 0,1—1% V_2O_5 и ориентировочные запасы V_2O_5 в них достигают 500 тыс. т. Повышенные содержания ванадия ($\leq 0,4\%$ V_2O_5) установлены в пластовых фосфоритах Скалистых гор (Jacob e. a., 1933). Если учесть, что в фосфоритах содержатся также уран, скандий, селен и редкие земли, то они могут быть источником для попутного получения не только ванадия. В будущем предполагается из отходов предприятий США, перерабатывающих фосфо-

риты, существенно расширить производства ванадия. Но до последнего времени фосфориты занимали второстепенное место в получении V_2O_5 промышленностью капиталистических стран (Serge, 1967).

На долю россыпей титаномагнетита Новой Зеландии и Японии приходится значительная часть запасов V_2O_5 (900 тыс. т) экзогенных месторождений. Однако в настоящее время из них получают лишь очень небольшое количество ванадия. В дальнейшем можно ожидать постепенного расширения производства V_2O_5 , особенно за счет металлургического передела титаномагнетитового концентрата из россыпей Новой Зеландии и Японии, где сосредоточены главные запасы ванадия россыпных месторождений капиталистических стран.

Богатые V_2O_5 (2—10%) деклуазитовые, купродеклуазитовые и ванадинитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений Намибии (Берг-Ауакс, Абенаб, Цумеб), Замбии (Брокен-Хилл), Аргентины (Эль-Гуайко и др.), США (штаты Аризона, Калифорния) и Мексики обладают ограниченными запасами (см. табл. 100). Коренные полиметаллические месторождения, за счет которых образовались богатые ванадием руды зоны окисления, содержат мало V_2O_5 (0,00n—0,0n%) и не представляют практического интереса на ванадий. Ванадиеносные руды зоны окисления в значительной степени уже отработаны и с каждым годом их доля в общем производстве ванадия будет постепенно уменьшаться.

В золах, остающихся главным образом после сжигания тяжелых сортов нефти, содержится много ванадия (De Golyer, 1924). Такие сорта нефти давно известны в США, Венесуэле, Мексике, Иране, Албании; после их сжигания в золе содержится 5—35% V_2O_5 редко — до 58% (Krauskopf, 1955). Сама же нефть с повышенными концентрациями ванадия, например венесуэльская, содержит около 0,05% V_2O_5 . Путем переработки отходов, остающихся при перегонке нефти (или ее сжигании), в Канаде, Англии и Италии получают V_2O_5 . Однако роль нефти в постоянно расширяющемся производстве ванадия не совсем ясна. Ведь зольность нефтей в среднем составляет лишь 0,01—0,05%, достигая 0,5% у тяжелых нефтей (Рассел, 1958), а содержание V_2O_5 в золе колеблется в широких пределах. В 1965 г. доля ванадия, который получили из отходов нефтей, составила примерно 1% от общего производства этого металла в капиталистических странах. В 1966 г. на заводе в Квебеке (Канада) при переработке венесуэльской нефти было получено 160—170 т V_2O_5 (Mining Annual Review, 1969).

Ванадиеносные глины зоны аргиллизации, образовавшиеся на контакте кристаллических сланцев и сиенитов, содержат около 1% ванадия (Уилсон-Спринг, штат Арканзас, США). Руда прослежена до глубины 120 м (J. Taylor, 1969 г.). В настоящее время

это единственное в мире месторождение, разрабатываемое только ради ванадия.

В качестве экзогенных месторождений перспективных ванадийсодержащих руд для зарубежных стран выделяются следующие: 1) осадочные железные руды; 2) углисто-кремнистые битуминозные пески и сланцы; 3) бокситы; 4) железо-марганцевые конкреции; 5) угли. Запасы ванадия в экзогенных месторождениях перечисленных типов огромны. Однако невысокие концентрации V_2O_5 в рудах этих месторождений служат серьезным препятствием для получения ванадия. В настоящее время руды экзогенных месторождений этой группы могут рассматриваться только как ванадийсодержащее сырье будущего.

Осадочные железные руды характеризуются низкими содержаниями V_2O_5 (0,07—0,2%), но чрезвычайно большими запасами. Ориентировочные запасы V_2O_5 наиболее крупных месторождений Франции, ФРГ и Канады составляют около 12 325 тыс. т (табл. 102). В бурых железняках Бельгии и Люксембурга также

Таблица 102

Ориентировочные запасы ванадия в осадочных железных рудах

Тип руды	Страна	Месторождение	Содержание V_2O_5 в руде, %	Запасы V_2O_5 , тыс. т
Гематит-шамозитовые (бурые железняки)	Канада	Остров Ньюфаундленд, месторождение Уобана	0,08	3200
Бурые железняки (минералы)	Франция	Лотарингский бассейн	0,12—0,16	8800
Оолитовые железные руды (доггеровские)	ФРГ	Бадден, Вюртенберг	0,07—0,2	325

заключены значительные запасы ванадия. Однако извлечение ванадия ввиду низких его содержаний в рассмотренных рудах пока экономически невыгодно по сравнению с более богатыми ванадийсодержащими железными рудами эндогенных месторождений.

Углисто-кремнистые сланцы, битуминозные пески и сланцы часто характеризуются повышенными содержаниями ванадия. Например, углисто-кремнистые сланцы штатов Айдахо и Юта в США содержат 0,2—1,5% V_2O_5 . В США во время второй мировой войны велась их разработка в небольших масштабах с целью извлечения V_2O_5 . В будущем добыча и переработка углисто-кремнистых сланцев может оказаться целесообразной, если кроме

ванадия будут извлекаться другие компоненты и в первую очередь уран, запасы которого весьма значительны, особенно в США. Представляют некоторый интерес углистые сланцы Монсфельда (ГДР) и Рихельдорфа (ФРГ), содержащие 0,07—1,8% V_2O_5 (Ведеполь, 1964), а также Cu, Zn, Pb, Ag, Co, Mo, Re, Ni, Pt и другие элементы. Однако запасы V_2O_5 в них невелики. Практический интерес могут представить битуминозные пески Канады и битуминозные сланцы Австралии. Начиная с 1974 г. предполагается наладить получение V_2O_5 из битуминозных сланцев Квинсленда (Австралия).

Бокситы обычно содержат V_2O_5 в небольших количествах (0,00n—0,0n%). Средние содержания V_2O_5 в бокситах различных типов составляют 0,0036—0,07% (Krauskopf, 1955). В некоторых бокситах Югославии установлено 0,16—0,21% V_2O_5 (K. Sakat, 1961 г.), Индии — 0,145% V_2O_5 (Москевич, 1959). Более высокие концентрации ванадия в бокситах связаны с разрушением пород основного состава, содержания V_2O_5 в которых, как правило, выше, чем в кислых и средних породах. Мировые запасы бокситов оцениваются примерно в 6 млрд. т (Patterson, 1967). Если среднее содержание V_2O_5 в них принять равным 0,018%, то общие запасы V_2O_5 в бокситах составят около 1080 тыс. т. Ввиду низких концентраций пятиоксида ванадия в бокситах получение ее может быть экономически выгодным только из отходов алюминиевого производства. Представляет интерес комплексное получение и других металлов: скандия, галлия, железа и др. Опытные работы по извлечению V_2O_5 из отходов алюминиевого производства проведены в Индии и Италии.

Железо-марганцевые конкрекции океанов содержат 0,1% V_2O_5 (Willis, 1962; Дж. Л. Мери, 1969 г.; Young, 1968). При условии, что запасы железо-марганцевых концентраций в Мировом океане оцениваются в 300—350 млрд. т, запасы V_2O_5 в них составляют около 300—350 млн. т. Характерно, что гипергенные месторождения марганца других типов в большинстве случаев характеризуются низкими концентрациями V_2O_5 — обычно меньше кларковых (Холодов, 1968). Исключение составляют некоторые латеритные марганцевые руды Марокко и Северной Африки, содержащие около 0,11% V_2O_5 ; запасы V_2O_5 в этих рудах около 60 тыс. т. В настоящее время ведутся экспериментальные работы по добыче и переработке железо-марганцевых конкреций в больших масштабах (Поливина, 1966). Наряду с марганцем, никелем, кобальтом, медью, молибденом, цинком, оловом и таллием из этих конкреций возможно получение ванадия.

Зола каменных и бурых углей в среднем содержат около 0,1% V_2O_5 . В США отмечаются и более высокие концентрации V_2O_5 — до 3,8% на золу бурых углей и лигнитов (Zubovic e. a., 1964). Масштабы сжигания энергетических углей огромны, поэтому остающиеся золы являются потенциальным сырьем на ванадий, а также скандий и другие редкие элементы. В США проявляется

интерес к золам электростанций как потенциальному сырьевому источнику для получения ванадия и других металлов (De Huff, 1965).

Наконец, возможным источником ванадия служат воды морей и океанов, которые содержат в среднем 0,002 мг/л ванадия (Goldberg, 1961). Концентрации ванадия в морской воде выше, чем среднее содержание урана (0,00033 мг/л), для которого уже разработан рентабельный метод извлечения из морской воды. Опытное извлечение ванадия на экстракционной фабрике в США, перерабатывающей 660 млрд. галлонов морской воды в год, позволило получить 14 т V_2O_5 (Дж. Л. Мери, 1969 г.).

В 1965 г. главным сырьевым источником для получения ванадия были руды экзогенных месторождений (табл. 103), а доля

Таблица 103

Доля разных типов руд в производстве ванадия

Тип ванадийсодержащих руд	Главные страны, производящие ванадий	% произведенного ванадия (на 100%)
Руды типа «плато Колорадо»	США	70
Титаномагнетитовые и магнетит-ильменитовые руды	Южно-Африканская Республика, Финляндия	19
Руды зоны окисления полиметаллических месторождений	Намибия, Замбия	9
Фосфориты	США	1
Нефть, бокситы	Канада, Италия	1

руд магматических титаномагнетитовых и магнетит-ильменитовых месторождений составляла 19% (Serge, 1967). Однако с каждым годом объем производства V_2O_5 из руд магматических месторождений возрастает. В 1967—1968 гг. он составлял уже около 35—40% всего ванадия, произведенного в капиталистических странах; в 1969—1970 гг. — около 50%. Главные заводы, перерабатывающие ванадийсодержащие титаномагнетит и магнетит, находятся в Южно-Африканской Республике (производительность до 10 400 т V_2O_5 в год), Норвегии (около 1500 т V_2O_5) и Финляндии (производительность до 2100 т V_2O_5 в год). Самое большое количество V_2O_5 получают в Витбенке (ЮАР). Богатые ванадием титаномагнетитовые руды находятся в Австралии и США, запасы которых достигают примерно 3500 тыс. т V_2O_5 . В США (штат Арканзас) начал работать завод производительностью около 4500 т V_2O_5

в год (Mining Annual Review, 1968). Однако такие высокоразвитые капиталистические страны, как Англия, Австрия, Бельгия, Голландия, Италия, ФРГ, Франция, а также Канада и Япония, свою потребность в ванадии удовлетворяют в основном за счет импорта феррованадия или полуфабрикатов (Быховер, 1967).

ВАНАДИЕВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СССР

Потребность в ванадии в Советском Союзе удовлетворяется за счет металлургического передела железных руд магматических месторождений. При металлургической переработке этих руд остаются шлаки, содержащие до 25% V_2O_5 . В ближайшие годы главная роль в производстве ванадия будет принадлежать титаномагнетитовым рудам Гусевгорского и Первоуральского месторождений. Кроме того, в титаномагнетите Волковского месторождения в среднем содержится 1,28% V_2O_5 . Близкое расположение этого месторождения к Нижнему Тагилу, где ведется переработка гусевгорских титаномагнетитовых концентратов, повышает ценность ванадиеносных руд Волковского месторождения.

Из других эндогенных месторождений ванадия в СССР, обладающих значительными запасами при достаточно высоких средних содержаниях ванадия в главном рудном минерале (титаномагнетите, магнетите, магномагнетите), следует указать Висимское, Суроямское, Медведевское, Копанское на Урале; Велиховское и Масальское в Казахстане; Пудожгорское и Койкарское в Карелии; Сваранцское на Кавказе; Лысанское и Кедранское в Саянах; Кручининское в Забайкалье; Камышевский Байкитик в Якутии. Помимо перечисленных эндогенных месторождений повышенная ванадиеносность (табл. 104) характерна для титаномагнетита Цагинского, Елетьозерского (Кольский полуостров), Камакарского (Армения), Чинейского (Забайкалье) месторождений, а также для магнетита контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений — Евстунинского и Осокино-Александровского (Урал), Качарского (Казахстан), Абовянского (Армения).

Указанные месторождения, характеризующиеся повышенной ванадиеносностью, приурочены почти ко всем железорудным провинциям СССР, где преимущественное распространение имеют эндогенные месторождения железа. Из 24 выделенных Г. А. Соколовым (1967) железорудных провинций Советского Союза в 10 провинциях главное место занимают эндогенные месторождения железа: 1) Карело-Кольская; 2) Мало-Кавказская; 3) Восточного склона Урала; 4) Западного склона Южного Урала; 5) Тургайская; 6) Кузнецко-Саянская; 7) Сибирская трапповая; 8) Восточно-Забайкальская; 9) Горно-Алтайская; 10) Западно-Тяньшаньская. Первые восемь из них являются провинциями магматогенных железо-ванадиевых месторождений. Наиболее важные ванадийсодержащие эндогенные месторождения приурочены к 1, 3, 4 и 6-й провинциям.

Среднее содержание ванадия в титаномagnetите, magnetите и магномagnetите эндогенных месторождений (в вес. %)

Месторождение	Минерал	Число проб	Среднее содержание		Исследователь
			V	V ₂ O ₅	
Магматические месторождения					
Гусевогорское (Урал)	Титаномagnetит	23	0,35	0,62	Данные Л. Ф. Борисенко
Качканарское (Урал)	То же	10	0,33	0,59	З. В. Рупасова (1948)
»	»	2	0,30	0,54	О. А. Воробьева и др. (1962)
»	»	5	0,29	0,52	Л. Ф. Борисенко и др. (1968)
Висимское (Урал)	»	9	0,31	0,55	Те же
»	»	6	0,30	0,54	И. К. Латыш (1960)
Баронское (Урал)	»	4	0,28	0,50	Данные Л. Ф. Борисенко
Первоуральское (Урал)	»	25	0,44	0,79	Данные Д. С. Штейнберга и др.
»	»	16	0,42	0,75	Л. Ф. Борисенко и др. (1968)
Кусинское (Урал)	»	22	0,44	0,79	Те же
Маткальское (Урал)	»	1	0,46	0,82	И. И. Малышев и др. (1934)
»	»	23	0,39	0,70	О. В. Карпова, А. Ф. Мартынова (1970 г.)
Копанское (Урал)	»	3	0,46	0,82	Данные Л. Ф. Борисенко
Медведевское (Урал)	»	7	0,39	0,70	То же
Волковское (Урал)	»	11	0,72	1,28	Л. Ф. Борисенко и др. (1968)
»	»	7	0,68	1,21	Данные Д. С. Штейнберга и др.
Суоямское (Урал)	»	5	0,18	0,32	Данные Л. Ф. Борисенко
»	»	(концентрат)	0,12	0,22	Г. Ф. Селиверстов и др. (1969)
Велиховское (Казахстан)	»	9	0,46	0,82	Данные Л. Ф. Борисенко
Пудожгорское (Карелия)	»	25	0,55	1,0	То же
Койкарское (Карелия)	»	43	0,55	1,0	»
Цагинское (Кольский полуостров)	»	4	0,30	0,54	Г. И. Ковардин (1959 г.)
То же	»	7	0,25	0,45	Б. А. Юдин (1960)
Ельозерское (Карелия)	»	4	0,37	0,66	А. И. Богачев и др. (1963)
То же	»	(концентрат)	0,5	0,62	Б. А. Юдин, С. И. Зак (1970)
Кручининское (Забайкалье)	»	15	0,20	0,36	Данные А. В. Лапина
Лысанское (Восточный Саян)	»	—	До	До	Данные В. И. Герасименко и др.
Кедранское (Восточный Саян)	»		0,06	0,11	
			(в руде)		

Месторождение	Минерал	Число проб	Среднее содержание		Исследователь
Чинейское [(Восточная Сибирь)	Титаномагнетит		0,55	0,98	А. П. Лебедев (1962 ₂)
Сваранцское (Армения)	»	19	0,22	0,39	Л. Ф. Борисенко и др. (1968)
Камакарское (Армения)	»	3	0,21	0,38	Данные Д. Ф. Борисенко

Контактово-метасоматические и гидротермальные

Осокино-Александровское (Урал)	Магнетит	4	0,18	0,32	Л. Н. Овчинников (1960)
То же	»	9	0,24	0,43	Л. Ф. Борисенко и др. (1968)
Евстюнинское (Урал)	»	6	0,17	0,30	Те же
Качарское (Тургай)	»	5	0,16	0,28	» »
Абовянское (Армения)	»	19	0,15	0,27	» »
Камышевский Байки-тик (Сибирь)	Магнитомагнетит	4	0,34	0,61	Н. В. Павлов (1961)
То же	»	18	0,25	0,45	Данные Л. Ф. Борисенко и Б. П. Золотарева

Обширные территории указанных провинций железо-ванадиевых магматогенных месторождений СССР являются наиболее перспективными для открытия и освоения новых железорудных месторождений с повышенными содержаниями ванадия.

В генетическом отношении выделяются магматические, контактово-метасоматические и гидротермальные ванадийсодержащие железорудные месторождения. Титаномагнетитовые и магнетитильменитовые магматические месторождения, как правило, характеризуются повышенной ванадиеносностью. Наиболее важные особенности этих месторождений следующие: 1) устойчивые содержания ванадия в титаномагнетите (или магнетите) одного типа руд. Наличие на месторождении нескольких типов руд может сопровождаться некоторыми различиями средних содержаний ванадия в каждом типе; 2) хотя в титаномагнетите и магнетите содержится больше ванадия, чем в железомagneзиальных силикатах, на долю последних может приходиться около 20—25% ванадия, содержащегося в руде; 3) при совместном нахождении в руде магнетита и ильменита ванадия в первом минерале всегда больше, чем во втором; 4) существенной разницы между концентрациями ванадия в сплошных, шпирово-вкрапленных и вкрапленных рудах одного месторождения в общем не наблюдается, хотя в первых двух типах руд ванадия может быть немного больше, чем в третьем; 5) содержания ванадия в серпентинизированных и несерпентинизированных железных рудах одного месторождения несколько различаются; 6) повышенная ванадиеносность харак-

терна для железных руд, пространственно и генетически связанных с базитами и ультрабазитами нормального ряда. Титаномагнетит и магнетит из месторождений ультраосновных-щелочных комплексов бедны ванадием (обычно $\leq 0,01-0,1\%$).

Магнетитовые руды большинства гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений содержат мало ванадия ($0,0n-0,00n\%$ в магнетите). Только на немногих месторождениях этого типа в магнетите установлены повышенные его концентрации (см. табл. 104). Недостатком руд этого типа является неустойчивое и в среднем более низкое содержание ванадия по сравнению с рудами магматических месторождений. В гидротермальных образованиях встречаются скопления ванадийсодержащего рутила — до $1,07\% V_2O_5$ (Федорчук, 1956). Некоторый интерес могут представлять алуниты Закавказья, а также нефелиновые сиениты, перерабатываемые на алюминий ($0,0n-0,00n\% V_2O_5$).

Сравнительная оценка ванадийсодержащих руд экзогенных месторождений СССР показывает, что пока они могут рассматриваться как перспективные. Главные среди них следующие.

1. Осадочные железные руды (преимущественно оолитовые). Керченское, Аятское, Лисаковское, Бокчарское месторождения обладают большими запасами, но содержания V_2O_5 в рудах низкое ($0,02-0,2\%$; Шапиро, 1959; Николаева, 1967).

2. Углисто-кремнистые сланцы Казахстана и Средней Азии, которые характеризуются повышенной ванадиеносностью (до $1,5\% V_2O_5$), однако их разработка с целью извлечения ванадия будет рентабельной, если окажется возможным получать и другие полезные компоненты (молибден, свинец и др.).

3. Фосфориты. Все исследованные в СССР фосфориты содержат мало ванадия: пластовые фосфориты Каратау — $0,006\%$, желваковые фосфориты Вятско-Камского месторождения — $0,004-0,02\%$ и районов Брянска и Курска — $0,01-0,017\%$ (Холодов, 1968). Это намного меньше по сравнению с фосфоритами месторождений США ($0,1-1\% V_2O_5$) из которых извлекают ванадий.

4. Нефть. Повышенная ванадиеносность установлена в золах нефтей Урало-Волжской провинции: на месторождениях Ишимбаево, Бугуруслан, Гуймазы, Краснокамск от 7 до 51% (Холодов, 1968; Гуляева, 1954). Но если проводить аналогию с зарубежными странами (США, Канада, Италия), то доля ванадия, извлекаемого из нефти, составляет пока около 2% по сравнению со всеми другими источниками его получения.

5. Уголь. В золе углей содержится до $0,18\% V_2O_5$ (по Ф. Я. Сапрыкину и М. Ф. Кулачковой). Повышенной ванадиеносностью характеризуются угли Печорского бассейна и Южного Урала. Однако практический интерес золы углей могут представить интерес лишь при условии комплексного извлечения нескольких элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешков А. Н. О соотношениях ультрабазитов и габброидов. — В сб.: Академику Д. С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», ч. 97, вып. 4, сер. 2, 1968.
- Бабкин А. С. Фосфорные руды Кручининского месторождения. Тр. Забайкальск. компл. науч.-исслед. ин-та, вып. 1, 1962.
- Бадалов С. Т. О ванадиевых разностях турмалина и граната. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», ч. 80, вып. 3, 1951.
- Бент О. И., Горкун В. Н. К распределению микроэлементов в пемзах некоторых вулканов южных Курильских островов. «Бюл. вулканолог. станций», 1966, № 41.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Богачев А. И. и др. Геология и петрология Ельтозерского массива габброидных пород Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Богданович К. И., Ненадкевич К. А. Ванадий. КЕПС, СПб, т. IV, вып. 14, 1919.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. Ноланит. — В кн.: Минералы, т. 2, вып. 3, М., «Наука», 1967.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. Монтрозит. — В кн.: Минералы, т. 2, вып. 3, М., «Наука», 1967.
- Борисенко Л. Ф. Малые элементы и вопросы генезиса гипербазитов Нижне-Тагильского массива. — «Геохимия», 1961, № 12.
- Борисенко Л. Ф. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах. — «Геохимия», 1963, № 8.
- Борисенко Л. Ф. Генезис гипербазитов и некоторые особенности распределения редких и малых элементов. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука», 1964.
- Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М., «Наука», 1966.
- Борисенко Л. Ф. О корреляционной связи железа, ванадия и титана в пироксенитах. — «Геохимия», 1967, № 3.
- Борисенко Л. Ф. О некоторых закономерностях распределения элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите. — «Геохимия», 1968, № 7.
- Борисенко Л. Ф. Сырьевая база ванадия в зарубежных странах и основные тенденции в ее освоении. — В кн.: Редкие элементы, сырье и экономика, вып. 4, ИМГРЭ, 1970.
- Борисенко Е. Н., Борисенко Л. Ф. Волконскоит из красноцветов Прикамья. Тр. минер. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 13, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Борисенко Л. Ф., Золотарев Б. П. Элементы-примеси в титаномагнетите траппов и магномагнетите месторождений Тунгусской синеклизы. — «Геохимия», 1969, № 12.
- Борисенко Л. Ф., Лапин А. В. О концентрациях элементов-примесей в титаномагнетите и магнетите эндогенных месторождений различных типов. «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 6.

Борисенко Л. Ф., Лебедева С. И., Сердобова Л. И. О титаномагнетите и магнетите из железорудных месторождений различного генезиса. «Геология рудных месторождений», 1968, т. 10, № 4.

Борисенко Л. Ф. и др. Первая находка кристаллической V_2O_5 в продуктах вулканических извержений Камчатки. «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 3.

Борисенко Л. Ф., Сердобоева Л. И. О распределении титана, ванадия, хрома, никеля в гипербазитах платиноносного пояса (Урал). — «Геохимия», 1965, № 3.

Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Бояджян М. Т., Мкртчян Г. М. Некоторые особенности распределения элементов-примесей в магнетите Разданского месторождения. «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 2.

Бродин Б. В., Дымков Ю. М. Монтрозит из гидротермальных жил Пришибрама. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», ч. 90, вып. 6, сер. 2, 1961.

Бурков В. В., Подпорина Е. К. О редких элементах в кимберлитах. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 1.

Быховер Н. А. Экономика минерального сырья. М., «Недра», 1967.

Вахрамеев И. С. Геологическое строение и этапы образования Ангаганского рудоносного массива габбро-анортозитов. — «Вестн. Вост.-Сиб. правл. НТО цвет. метал.», № 1, М., 1959.

Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965.

Вахрушев В. А., Кривенко А. П. Особенности состава и внутреннего строения титаномагнетита дифференцированных габброидных интрузивов Алтае-Саянской области. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 2.

Ведеполь К. Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в Северо-Западной Германии. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Недра», 1964.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.

Виноградов А. П. Вещество метеоритов. — «Геохимия», 1965, № 11.

Виноградов А. П. К происхождению лунных пород. — «Геохимия», 1970, № 1.

Виноградов А. П., Донцова Е. И. Изотопный состав кислорода минералов скарнового происхождения. «Докл. АН СССР», 1952, т. 85, № 6.

Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-перидотитовый массив. — «Геология и геофизика», 1961, № 11.

Воробьев Г. Г. Метод количественного спектрального анализа тектитов и силикатной фазы метеоритов — «Метеоритика», 1961, вып. 20.

Воробьев Г. Г., Намнандорж О. Спектрохимическое исследование монгольского метеорита Ноян-Богдо. — «Метеоритика», 1961, вып. 21.

Воробьев Г. Г. Исследование состава тектитов. Филиппиниты (ризалиты). — «Метеоритика», 1963, вып. 23.

Воробьева О. А. О магматической природе платиноносного пояса габбро-перидотитовой формации Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 7.

Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 65.

Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. «Тр. Геолкома. Новая сер.», 1913, вып. 62.

Гайдукова В. С. Ванадиевый ильменорутил и некоторые вопросы геохимии ванадия в карбонатном процессе. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 30, 1966.

Герасименко В. И. Особенности формирования интрузивных пород и руд Лысанской группы месторождений. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 1, 1961.

Герасимовский В. И., Беляев Ю. И. О содержании Cr, Ni, V и Cu в щелочных породах Кольского полуострова. — «Геохимия», 1963, № 1.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Гольдшмидт В. М. Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, НКТП, М.—Л., 1938.

Гуляева Л. А. Микроэлементы нефтей и битумов перми и карбона Урало-Поволжья. — «Труды Ин-та нефти АН СССР», 1954, т. 8.

Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железородные месторождения Армении. Ереван, 1964.

Дымкин А. М., Новожилов В. И., Фатхутдинов Д. Х. Некоторые особенности строения скарных зон Сорского магнетитового месторождения (Тургайский прогиб). — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967.

Дымкин А. М., Шарапов В. Н. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах метасоматических железорудных месторождений. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967.

Дьяконова М. И. Химический состав Сихотэ-Алинского метеорита — «Метеоритика», 1958, вып. 16.

Ермолаев Н. П. Ванадиевые минералы в урансодержащих гидротермальных жилах Рудных гор. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Атомиздат, 1967.

Ефимов Ю. В., Барон В. В., Савицкий Е. М. Ванадий и его сплавы. М., «Наука», 1969.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. — «Изв. Геол. ком.», 1926, № 1.

Заварицкий А. Н. О фузивных магматических месторождениях. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1937, № 4.

Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1941, № 3.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Зазубин А. И., Борщевская А. Н., Потапова Г. М. К вопросу комплексной переработки красного шлама. — «Труды Ин-та металлургии и обогащения АН КазССР», 1967, т. 25.

Залашкова Н. Е., Ситнин А. А. Особенности распределения редких элементов в танталоносных апогранитах и биотитовых гранитах. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 6.

Иванов С. Н. К проблеме происхождения геосинклинальных ультрабазитов (на примере Урала). — В кн.: Труды II Уральск. петрограф. совещ., т. 2 (Ультрабазиты). Свердловск, 1969.

Иващенко М. А., Карабельникова В. В. Коршуновское месторождение. — В кн.: Ангаро-Илимские железородные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Имшенецкий А. Н. Ванадий. — В кн.: Материалы по экономике минерального сырья, вып. 2. М., ВИМС, 1960.

Ингерсон И., Маккин Дж. Происхождение рудообразующих флюидов района Айрон-Спрингс, Юта. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Калинин Д. В. Об образовании магнетита контактово-метасоматических железородных месторождений. — «Геохимия», 1962, № 7.

Карасик М. А. О чертах сходства и качественных различиях между магматическими и контактово-метасоматическими железородными месторождениями. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», сер. 2, ч. 84, вып. 1, 1955.

Карасик М. А. Промышленные типы контактово-метасоматических магнетитовых месторождений в Тагило-Кушвинском районе и особенности распределения элементов-примесей в рудах этих месторождений. — В кн.: Железородная база Тагило-Кушвинского промышленного района. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск, 1957.

- Карякин А. Е. Структуры рудных полей магматических месторождений. М., «Недра», 1970.
- Кашин С. А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. — «Труды Ин-та геол. наук. Сер. рудных м-ний», 1948, вып. 91.
- Киселева И. А., Матвеев А. А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах контактово-метасоматических месторождений (Восточный Саян). — «Геология рудных месторождений», 1967, № 6.
- Ключихин А. В., Буряченко А. В. Гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале. — В кн.: Труды II Уральск. петрограф. совещ., т. 2 (Ультрабазиты). Свердловск, 1969.
- Коган Б. И., Камочкина Т. И. Новое о ванадии (по материалам зарубежной печати). Бюл. НТИ, № 1 (54). М., «Недра», 1965.
- Копылова Л. П. К вопросу об изучении pH минералообразующей среды метасоматических процессов. — «Геология и геофизика», 1963, № 6.
- Соролев А. В. К вопросу о генезисе скарново-магнетитовых месторождений. — «Труды Среднеаз. политехн. ин-та. Новая сер.», 1957, вып. 4.
- Котляр В. Н. Геология месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кратц К. О. О титаномагнетитовом оруденении в иотнийских основных породах Южной Карелии и генезисе магматических титаномагнетитовых месторождений. Мат-лы Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1954, вып. 2.
- Краускопф К. В. Относительные летучести фторидов, хлоридов рудообразующих металлов в магматических газах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
- Кришнан М. С. Железные руды Индии. — В кн.: Железорудные месторождения мира, т. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. М., «Наука», 1968.
- Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Богдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1969.
- Кянно А. И. Магматические рудопоявления железа в приленской части Южной Якутии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 3. Якутск, 1960.
- Латыш И. К. Минеральный состав и условия локализации титаномагнетитовых руд Висимского месторождения на Среднем Урале. — «Труды Горно-геол. ин-та», Уральск. фил. АН СССР, вып. 50, Свердловск, 1960.
- Латыш И. К., Фоминых В. Г. О роговых обманках горнблендитов Первоуральского титаномагнетитового месторождения. — «Труды Горно-геол. ин-та», вып. 35, Минер. сб. № 4, Свердловск, 1960.
- Лебедев А. П. Дифференцированные трапповые интрузии Вилюйских гор. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1959, вып. 29.
- Лебедев А. П. Рудные оливиниты Сваранского месторождения в Южной Армении как особый генетический тип магматических железных руд. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 6.
- Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортзитовый плутон и его титаномагнетитовое оруденение. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 80.
- Лебедев А. П. Генетические типы титаноносных комплексов. — В кн.: Проблемы магмы. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Анга-шанском габброидном массиве (Забайкалье). — В кн.: Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализация. М., «Наука», 1965.
- Левин В. Ю., Козловская С. В., Старкова А. Г. Средний химический состав метеоритов. — «Метеоритика», 1956, № 14.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О новом месторождении платины на Урале (в Синих горах около Баранчи). — «Изв. С.-Петербур. политехн. ин-та», 1909, т. 11.

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Литвинский В. А. О содержании в кимберлитах Ni, Cr, Ti, Nb и некоторых других элементов и о возможности применения геохимических методов для поисков кемберлитовых тел. — «Геохимия», 1961, № 9.
- Лукашев К. И. Ресурсы минерального сырья в капиталистических странах. М., Внешторгиздат, 1953.
- Людоговский Г. И. Ванадий. — В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 65. М., Госгеоллиздат, 1948.
- Ляхович В. В. Об одной особенности рудоносных гранитоидов. — «Геология рудных месторождений», 1964, т. 6, № 2.
- Малдаванцев Е. П. Геологические исследования Денежкина Камня на Северном Урале. — «Изв. Геол. ком.», 1925, т. 44, № 10.
- Малышев И. И. К вопросу о типах месторождений титановых руд и о закономерностях их размещения. — «Докл. АН СССР», 1957, т. 112, № 2.
- Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титаномагнетитовых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. — «Изв. Уральск. фил. АН СССР», сер. Уральская, вып. 1, 1934.
- Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Si в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. — «Геохимия», 1962, № 4.
- Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранского железорудного месторождения — «Изв. АН АрмССР, 1960, т. 13, № 1.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П. Эксгалиция вулканов Северной Камчатки в 1964 г. — «Бюл. вулканолог. станций», 1966, № 40.
- Меняйлов И. А., Никитина Л. П. Изменение лав вулкана Безымянного под действием фумарольного фтора. — «Бюл. вулканолог. станций», 1966, № 42.
- Милль Б. В. Гидротермальный синтез гранатов, содержащих V, In и Sc — «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 4.
- Михеев В. И., Калинин А. И. Сопоставление магнитных свойств, удельного веса и параметров элементарной ячейки ильменитов. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1961, т. 38, вып. 2.
- Мнацаканян А. Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы коагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов. — В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий коагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965.
- Москевич М. М. Ванадий. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 2.
- Набоко С. И. Вулканические эксгалиции и продукты их реакций. — «Труды Лабор. вулканолог. АН СССР», 1959, вып. 16.
- Николаева И. В. Бакcharское месторождение оолитовых железных руд. Сиб. отд. АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., Новосибирск, 1967.
- Ноколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
- Ноколдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и минералов. — В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 39. Свердловск, 1960.
- Овчинников Л. Н. О роли газов в постмагматическом рудообразовании. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. 1, Прага, 1963.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Овчинников Л. Н., Цимбаленко М. Н. Манганорит из Вишневых гор. — «Докл. АН СССР. Новая сер.», 1948, т. 63, № 2.

Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 10.

Основы металлургии. Т. 4. «Металлургия», 1967.

Павлов Д. И. Анзаское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., «Наука», 1964.

Павлов Д. И., Рябчиков И. Д. Извлечение железа при взаимодействии долерита с концентрированными хлоридными растворами в условиях высоких температур и давлений. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3.

Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. — «Труды ИГЕМ», 1961, вып. 52. М., Изд-во АН СССР.

Панкратов А. А. К сравнительной характеристике включений пород ультраосновного состава с кимберлитами. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 7. Якутск, 1961.

Поливина М. Г. Промышленное освоение подводных месторождений твердых полезных ископаемых за рубежом. — В кн.: Экономика минерального сырья и геологоразведочных работ, вып. 1, ОНТИ ВИАЭМ, 1966.

Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Ковардин Г. И. Массив Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. М., «Наука», 1967.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 1.

Пятницкий П. П. Ванадий и законы его распределения в минералах и горных породах. Вып. 24, Укр. геол. трест, Киев, 1936.

Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. М., Госгостехиздат, 1958.

Решитько В. А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале. Изд. Ростов. гос. ун-та. Ростов, 1959. (Материалы научной конференции аспирантов.)

Решитько В. А. Закономерности распределения пород и оруденения в брахисинклиналих габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала. — «Разведка и охрана недр», 1961, № 9.

Решитько В. А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала и их положение. — В кн.: Труды I Уральск. петрограф. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.

Родионов С. П. Минералого-петрографическое исследование каменного метеорита Звонковое. — «Метеоритика», 1959, вып. 17.

Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала. — «Сов. геология», 1949, № 40.

Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11.

Росляков Г. В., Антипов Г. И. Рудногорское месторождение. — В кн. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Рупасова З. В. Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд. «Горный журнал», 1948, № 5.

Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров В. И., Гоголан А. М. Суроямское месторождение ванадий-апатит-титаномагнетитовых руд. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 8.

Серафимова Е. К. Особенности химического состава fumarольных газов Мутновского вулкана. — «Бюл. вулканол. станций», 1966, № 42.

Соболев Н. Д. Ультраосновные породы и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Исследование минерального сырья. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Соболев Н. Д. Основные черты магматизма Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Соболев Н. Д. Возрастные и генетические группы ультраосновных массивов Урала и закономерности размещения связанных с ними полезных ископаемых. — В кн.: Труды I Уральск. петрограф. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. — В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 8. М., «Наука», 1967.

Соколов Г. А., Павлов Д. И. К геохимии титана в метасоматическом процессе. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 2.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород СССР и некоторые вопросы петрологии. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Татевосян Т. Ш. Интрузивные породы Баргушадского хребта. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. 3. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1966.

Такеучи У., Джосвиг В. Кристаллическая структура харадаита и замечание по поводу расстояний Si—O в силикатах. Тезисы докл. 7-го Межд. конгр. кристаллографов. М., «Наука», 1966.

Терентьева К. Ф. Редкие элементы в бокситах. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 6. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Тимохов К. Д. Титаномагнетитовое оруденение на Гусевогорском и Качканарском месторождениях. — «Сов. геология», 1963, № 11.

Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит). В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968.

Фадеев А. Ф. Качканарский габбро-пироксенитовый массив и связанное с ним титаномагнетитовое оруденение. В кн.: Труды I Уральск. петрограф. совещ. Путеводитель Тагило-Кушвинской экспедиции. Свердловск, 1961.

Федорчук В. П. О рутиле из некоторых карбонатных жил Алтайского хребта. — «Докл. АН УзбССР», 1956, № 9.

Фоминых В. Г. и др. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.

Халевин П. И. Строение Урала в свете геофизических данных. — «Сов. геология», 1960, № 12.

Хачатурян Э. А. Ванадий. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. 6, Металлические полезные ископаемые. Ереван, 1967.

Хачатурян Э. А., Гулян Э. Х. Железо. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. 6, Металлические полезные ископаемые. Ереван, 1967.

Холодов В. Н. Ванадий. М., «Наука», 1968.

Цветков А. И. Ванадий в составе пироксенов. — «Докл. АН СССР», 1948, т. 60, № 1.

Шапиро И. С. Казахстан — крупнейшая железорудная и топливная база черной металлургии СССР. — «Вестн. АН КазССР», 1959, № 2(167).

Шепель А. Б., Карпенко М. В. Мухинит — новая ванадиевая разновидность эпидота. «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 6.

Шешегов Ф. Н. Хабалькское скарно-магнетитовое месторождение (Восточный Саян). — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967.

Шипулин Ф. К. О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 5.

Штейнберг Д. С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых «магматических» железорудных месторождений Урала. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1953, ч. 82, № 4.

Штейнберг Д. С. Осокино-Александровское железорудное месторождение на Среднем Урале. — «Труды Горно-геол. ин-та», вып. 35. Минерал. сб. № 4, Свердловск, 1960.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. — В кн.: Труды I Уральск. петрогр. совещ. т. 1. Свердловск, 1963.

- Щербина В. В. К вопросу геохимического распределения ванадия в основных породах. — «Труды Уральск. фил. АН СССР», вып. 4, Свердловск, 1935.
- Щербина В. В. Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. — «Труды геохим. симпозиума». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Щербина В. В. Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. — «Геохимия», 1962, № 11.
- Щербина В. В. О разделении изоморфных элементов. В кн.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965.
- Щербина В. В. Основные черты геохимии ванадия. Болгарская академия наук. Изд. на геол. Институт «Страшимир Дмитров» кн. 14, 1965.
- Щербина В. В. Проблемы геохимии редких элементов. — «Геохимия», 1970, № 4.
- Юдин Б. А. Титаномагнетитовое оруденение в Цагинском массиве габбро-лабрадоритов. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Юдин Б. А., Зак С. И. Титановые месторождения Северо-Запада СССР (восточная часть Балтийского щита). — «Сов. геология», 1970, № 9.
- Юдин И. А. Непрозрачные минералы каменных метеоритов. — «Метеоритика», 1958, вып. 16.
- Юдин И. А. Минераграфическое исследование каменного метеорита «Никольское». — «Метеоритика», 1960, вып. 18.
- Явнель А. А. О распространенности элементов в металлической фазе железных метеоритов и в хондритах. — «Метеоритика», 1964, вып. 25.
- Argall G. O. The occurrence and production of vanadium. *Quart. Col. School Mines*, vol. 38, No. 4, 1943.
- Alexander A. E. Spectrochemical and spectrophometric analyses of rubies and Sapphires. *J. gemmology*, vol. 1, No. 8, 1948.
- Balk R. Structural geology of the Adirondack anorthosite. *Min. and Petr. Mitt.* Bd 41, 1931.
- Bannister F. A., Horn J. E. A radioactive mineral from Mozambique related to davidite. *Mineral Mag.*, vol. 29, No. 209, 1950.
- Barnes W. H., Qurashi M. M. Unit cell and space group data for certain vanadium minerals. *Amer. Miner.*, vol. 37, No. 5—6, 1952.
- Berg G. Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Ein — Führung in die Geochemie und Lagerstättenlehre, besonders für Chemiker und Studierende der allgemeinen Naturwissenschaften. Leipzig, 1929.
- Brown H. A Table of relative abundances of nuclear species. *Rev. mod phys.*, 1949, vol. 26.
- Brown R., Wolstenholme W. A. Analysis of geological samples by spark source mass spectrometry. *Nature Lond.*, 1964, No 201.
- Bunch T. E., Keil K., Snetsinger K. G. Chromite composition in relation to chemistry and texture of ordinary chondrites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1968, vol. 31, No. 10.
- Burns R. G., Fyfe W. S. Site of preference energy and selective up take of transition—metal ions from a magma. *Science*, vol. 144, No. 3621, 1964.
- Chapman D. R., Keil K., Annel Ch. Comparison of Macedon and Darwin Glass. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1967, vol. 31, No. 10.
- Clarke F. W., Washington H. S. The composition of the earth's Crust U. S. Geol. Survey Prof. Paper, vol. 127, 1924.
- Coertze F. J. The genesis and Geological Environment of the Bushveld Magnetite in the Southwest of the Leolo Mountains. Department of Mines. Republik of S. Afrika, Buii, vol. 47, 1966.
- Davidson C. F. A prospector's handbook to radioactive mineral deposits. London, 1949.
- Dawson J. B. Basutoland kimberlites. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 73, No. 5, 1962.
- De Golyer. The occurrence of vanadium and Ni in petroleum. *Econ. Geol.*, 1924.
- De Huff G. E. Vanadium. *Engng and Mining J.*, vol. 169, No. 3, 1965.
- Duke M. B. Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1967, vol. 31, No. 10.

Duparc L., Grosset A. Les recherches géologiques et pétrographiques sur le district minière de Nicola. — Pavda Paris, 1916.

Engel C. G. Igneous rocks and constituents hornblends of the Henry Mountains, Utah. Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 70, 1965.

Evans H. T., Block S. The crystal structure of montroseite, a vanadium member of the diasporite group. Amer. Miner., vol. 38, No. 11—12, 1953.

Fester G. A. Geochemistry of vanadium. Univ. nac. literal santa te Argentina, vol. 6, 1937.

Filby R. H. The contents of several trace elements in some standard rock samples. Geochim. et Cosmoch. Acta, 1964, vol. 28, No. 2.

Fischer R. P. Vanadium. Bull. Calif. Div. Mines and geol. No. 191, 1966.

Fleischer M. Summary of new data on rock samples G-1 and W-1, 1962—1965, Geoch. et Cosmoch. Acta, 1965, vol. 29, No. 12.

Folinsbee R. E., Douglas I. A., Maxwell I. A. Revelstoke, a new Type carbonaceous chondrite. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1967, vol. 31, No. 10.

Frankel J. J. South African J. Sci. vol. 38, 1942.

Friedman G. M. Structure and Petrology of the Caribon lake intrusive body, Ontario, Canada. Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, vol. 68.

Frondel Cl., Ito J. Synthesis of the scandium analogus of beryl. Amer. Mineral., 1968, vol. 53, No. 5—6.

Goldberg D. E. Marine dgeochemistry. Annal Rev. Phis. Chem., vol. 12, 1961.

Goldschmidt V. M. Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente. Oslo, 1924—1926.

Goldschmidt V. M. Grundlagen der quantitativen geochemie. Fortschr. Mineralogie, Kristollographie, Petrographie, vol. 17, 1933.

Goldschmidt V. M. Geochemische. Verteilungsgesetze der elemente IX. Norske Videnskaps — Akad. Oslo, 1. Mat.—Naturv, Klasse, No. 4, 1937.

Goldschmidt V. M. Geochemistry, Oxford, 1954.

Graham T. A. Vanadium. Mining Ann. Review, 1969.

Green J. Geochemical table of the elements for 1959, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, 1959.

Greenland L., Lovering J. Minor and Trace element abundances in chondritic meteorites. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1965, vol. 29, No. 8.

Hayton J. D. The constitution of davidite. Econ. Geol., 1960, vol. 55, No. 5.

Heide F. Kleine Meteoritenkunde, 2 Aufl. Berlin, Göttingen, Heidelberg. Springer — Verlag, 1957.

Hevesy G. Chemical analysis by means of X—rays and its application. New York and London, 1929.

Hirst D. M. The geochemistri of modern sediments from the Gulf of Paria. II. The Location and ditribution of trace elements. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1962, vol. 26, No. 11.

Horn M. K., Adams I. A. S. Computer — derived geochemical balances and element abundances. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1966, vol. 30, No. 3.

Ingamells C. O., Suhr N. H. Chemical and spectrochemical analysis of standard silicate samples. Geochim. et Cosmoch. Acta, 1963, vol. 27, No. 8.

Jacob K. D., Hill W. L., Marshall H. L., Reynolds D. S. The composition and Distribution of phosphate rocks with special reference to the United States. U. S. Dept. Agric. Techn. Bull., No. 364, 1933.

Joensuu O. I., Suhr N. H. Spectrochemical analysis of rocks, minerals, and related materials Appl. Spectrosc., 1962, vol. 16.

Kalman Z. H., Heller L. Theoretical study of X—ray Fluorescent determination of traces of heavy metals in a light matrix Application to rocks and soils. Analit. Chem., 1962, vol. 34.

Keil K. On the phase composition of meteorites. J. Geophys. Res., 1962, vol. 67.

Kemp D. M., Smales A. A. The determination of vanadium in rocks and meteorites by neutron — activated analysis. Analitica Chim. Acta, vol. 23, 1960.

Kouvo O., Vuorelainen Y., Escolaita, a new chromium mineral, Amer., Miner. vol. 43, 1958.

Krauskopf K. B. Sedimentary deposits of rare metals. Econ. Geol. 1955, vol. 50, p. 1.

- Krusch P.** Die metalischen Ronstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedenting. H. 1. Vanadium, Uran, Radium. Stuttgart, 1937.
- Larsen E. S., Hunt F. W.** Zwei vanadinhaltige Aegirine von Libby, Montana. Zeit. Krist., vol. 53, 1914.
- Leutwein F.** Geochemie und Vorcommen des Vanadiums. Ber. d. Freiburger geol. Ges. XVIII, 73, 1941.
- Linn T. A., Moore C. B.** Neutron activation determination of vanadium in iron meteorites and sulfide nodules. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1968, vol. 32, No. 5.
- Long J., Viorelainen Y., Kouvo O.** Karrellianite, a new vanadium mineral. Amer. Mineral. vol. 48, No. 1—2, 1963.
- Lundehärdt P. H.** Rock composition and development in central Roslagen, Sweden. Arkiv Kemi. Mineral. Geol., vol. 23A, No. 9, 1946.
- Mason B.** Principles of geochemistry, New York, 1958.
- Mason B.** Geochemistry and meteorites. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1966, vol. 30, No. 4.
- Mason B., Wiik H.** The Holbrook, Arizona, chondrite. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1961, vol. 21, No. 3/4.
- Metals and materials today. Vol. XL, No. 2, p. 9, 1967.
- Miles N. M., Hogarth D. D., Russell D. S.** Wakefieldite, yttrium vanadate a new mineral from Quebec. Amer. Mineral., vol. 56, No. 3—4, 1971.
- Mineral Trade Notes. vol. 63, No. 3, 1966.
- Mining Annual Review, London, May, 1965.
- Mining Annual Review, May, 1968.
- Mining Journal. Vanadium. February, 13, 1970.
- Mining Annual Review, May, 1969.
- Moench R. H., Meyrowitz R.** Goldmanite, a vanadium garnet from Laguna, New Mexico. Amer. Mineral. vol. 49, No. 5—6, 1964.
- Negishi R.** Content of V, Cr, Co, Ni, Ga and Pb in the standard granit G—1. Nippon Kagaku Zasshi, 1961, vol. 82.
- New boom in uranium as peac needs grow.** U.S. News and World Rept., vol. 63, No. 16, 1967.
- Nichiporuk W., Chodos A.** The cocentration of V, Cr, Fe, Co, Ni, Zn and as in the meteorite iron sulfide nodules. J. Geophys. Res. vol. 64, 1959.
- Nickel E. H.** The distribution of mayor and minor elements among some coexisting ferromagnesian silicates. Amer. Mineral., vol. 39, No. 5—6, 1954.
- Nockolds S. R., Mitchell R. L.** The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 61, pt. 2, 1948.
- Noddack I., Noddack W.** Die Häufigkeiten der chemischen element Naturwissenschaften. Bd. 18, 1930.
- Padurow N. N., Schusterius C.** Ber. Dtsch. Keram. Ges., 1954, Bd. 31, Hft. 12.
- Parker R. L.** Data of Geochemistry. Composition of the Earth's Crust. Geol. Survey Prof. Paper, No. 440-D, 1967.
- Parkin L., Glasson K.** The geology of radium Hill uranium mine South Australia. Econ. Geol., 1954, vol. 49, No. 8.
- Patterson S. H.** Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world. Geol. Surv. Bull., No. 1228, 1967.
- Peters T.** Mineralogie und Petrographie des Total Serpentins bei Davos. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1963, Bd. 43.
- Preliminary examination of lunar samples from Appollo 11.** Science, 1969, vol. 165, No. 3899.
- Radtko S.** Coulsonite, FeV_2O_4 , a spinel—type mineral from Lovelock, Nevada. Amer. Mineral., vol. 47, No. 11—12, 1962.
- Ragland P. C., Billings G. K., Adams A. S.** Magmatic Differentiation and Autometasomatiesm in a Zoned Granitic Batholith from Centrel Texas U. S. A. Origin and Distribution of the Elements, vol. 30, 1968.
- Rankama K.** Isotope geology. New York, 1954.
- Rankama K., Sahama Th.** Geochemistry, Chicago, 1950.
- Ringwood A. E.** The princioles governing trace-element behavior during magmatic crystallization. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 7, No. 5/6, 1955.

- Robinson S. C.** Mineralogy of uranium deposits, goldfields, Saskatchewan. Geol. Survey Canada, Bull. vol. 31, 1955.
- Robinson S. C. e. a. Nolanite**, a new iron—vanadium mineral from Beaverlodge, Saskatchewan. Amer. Mineral., vol. 42, No. 9—10, 1957.
- Rooke J., Fisher A.** Validity of spectrographic determinations of trace elements in granite G-1 and diabase W-1. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 26, No. 2, 1962.
- Rose E. R.** Vanadium occurrences in Canada. Geol. Survey of Canada. vol. 57, 1967.
- Ross C. S.** Virginia titanium deposits. Econ. Geol., vol. 42, No. 2, 1947.
- Roy B. C.** Vanadium. J. Mines, Metals and Fuels, vol. 17, No. 11, 1969.
- Sahama Th. G.** Spurenelemente der Gesteine im Sudlichen Finnisch Lappland. Bull. Comm. Geol. Finlande, vol. 135, 1945.
- Schreiner C. D.** Comparison of the 87 Rb 87 Sr ages of the red granite of the Buschveld complex from measurements on the total rock and separated fractions. Proc. Roy. Soc. A. vol. 245, No. 1240, 1958.
- Serre J. C.** Le vanadium. Etat du probleme en 1965. Chronique mines et rech. miniere, vol. 35, No. 362, 1967.
- Sen N., Nockolds S. R., Allen R.** Trace elements in minerals from rocks of the Southern California batholith. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 16, No. 1—3, 1959.
- Sherman J. T.** Uranium. Engng. and Mining vol. 169, No. 3, 1968.
- Staales L. W., Evans H. T., Lindsay Jr. and Lindsay J. R.** Cavansite, a new calcium vanadium silicate mineral. Geol. Soc. Amer. Program Ann. Meet, 1967.
- Stonehouse H. B.** An association of trace elements and mineralization Sudbury. Amer. Mineral, vol. 39, 1954.
- Suess H., Urey H.** Abundance of the elements. Rev. Modern Phys., vol. 28, No. 53, 1956.
- Taylor S. e. a.** Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 33, No. 2, 1969.
- Taylor S. R., Kolbe F.** Geochemical standards. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 28, No. 4, 1964.
- Thomson A. G.** Vanadium. Mining Annual Review, June, 1970.
- Tongeren W.** Contribution to the knowledge of the chemical composition of the earth's crust in the East Indian archipelago. Amsterdam, 1938.
- Turekian K., Wedepol K.** Distribution of elements in some major unites of the Earth's crust. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 72, No. 2, 1961.
- Wager L. R., Mitchell R. L.** Trace elements in a suite of Hawaiian lavas. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 3, No. 5, 1953.
- Weeks A. D., Cisney E. A., Sherwood A. M.** Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 61, No. 12, 1950.
- Weeks A. D., Cisney E. A., Sherwood A. M.** Montroseite, a new vanadium oxide from the Colorado Plateau. Amer. Mineral., vol. 38, No. 11—12, 1953.
- Weissenburger G.** La Monte. Vanadium. Engng. and Mining J., vol. 167, No. 2, 1966.
- Wet J. F. J.** Chem. metall. a. mining soc. S. Africa, vol. 56, No. 12a, 1956.
- White D. E., Anderson E. M., Grubbs D. K.** Geothermal brine well: miledeep drill hole may tap ore bearing megmatic Water and rocks undergoing metamorphism. Science, vol. 139, No. 3558, 1963.
- Willis J. P., Ahrens L. H.** Some investigations on the composition of manganese nodules with particular reference to certain trace elements. Geoch. et cosmoch. Acta, vol. 28, 1962.
- Yoshimura T., Momoi H.** Vanadium silicate from the Yamato Mine, Kagoshima Prefecture, Japan. Sci. Repts. Faculty Sci Kyushu Univ. Geol., 1964, vol. 7.
- Young E. J.** Spectrographic data on cores from the Pacific Ocean and Gulf Mexico. Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 32, No. 4, 1968.
- Yrgö V., Häkli T. A., Kataga M. A.** Hydrated oxide of chromium as a pseudomorph after escolaita, Outokumpu, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland, No. 40, 1968.
- Zubovic P., Stadnichenko T., Sheffey N.** Distribution of minor elements in coal beds of the Eastern Interior Region. Geol. Surve. Bull., vol. 1117-B, 1964.
- Vogt J. H.** Die relative Verbreitung der Elemente. Z. f. prakt. Geol., 1898.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
<i>Глава I.</i> Физические и химические свойства ванадия, метод его определения	8
Основные физические и химические свойства ванадия	8
Методы определения ванадия и сопутствующих ему элементов-примесей	19
<i>Глава II.</i> Ванадий в минералах эндогенных образований	22
Собственные минералы ванадия	22
Минералы-концентраторы ванадия. Особенности его вхождения в кристаллическую структуру этих минералов	34
<i>Глава III.</i> Распространенность ванадия в космосе, метеоритах и магматических породах земной коры	40
Ванадий в метеоритах	41
Ванадий в магматических породах земной коры	44
Ванадий в ультраосновных породах	44
Ванадий в основных породах	49
Ванадий в средних и кислых породах	52
Ванадий в щелочных породах	56
Среднее содержание ванадия в магматических породах земной коры	57
<i>Глава IV.</i> Генетическая классификация эндогенных месторождений ванадия	61
<i>Глава V.</i> Магматические месторождения ванадия	77
Месторождения ванадия габбро-диорит-диабазовой формации	77
Месторождения ванадия габбро-пироксенит-дунитовой формации	82
Месторождения ванадия формации дифференцированных габбровых и норитовых интрузий	96
Месторождения ванадия габбро-монзонит-сиенитовой и габбро-сиенитовой формаций	99
Месторождения ванадия в габбро-диабазовых формациях мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов	109
Месторождения ванадия анортозитовой формации	116
<i>Глава VI.</i> Контактново-метасоматические месторождения ванадия	124
<i>Глава VII.</i> Гидротермальные месторождения ванадия	131
Месторождения ванадия трапповой формации	132
Месторождения ванадия в древних метаморфизованных комплексах	138
<i>Глава VIII.</i> Факторы, определяющие поведение ванадия в процессах формирования изверженных пород и генетически связанных с ними эндогенных месторождений	140
<i>Глава IX.</i> Промышленные и перспективные типы ванадиевых руд эндогенных и экзогенных месторождений	162
Ванадиевые руды месторождений зарубежных стран	166
Ванадиевые руды месторождений СССР	176
Список литературы	181

БОРИСЕНКО ЛЕОНИД ФЕДОРОВИЧ ВАНАДИЙ (МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Редактор издательства Т. В. Колошина Техн. редактор Л. Г. Лаврентьева
Корректор В. И. Ионкина

Сдано в набор 14/VIII 1972 г. Подписано в печать 14/XI 1972 г. Т-19120
Формат 60×90¹/₁₆ Бумага № 2 Печ. л. 12 Уч.-изд. л. 13,9 Тираж 1000 экз.
Заказ № 1152/4164-4 Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
Москва, 109088, Южнопортовая ул., 24.

1 р. 50 к.

592

НЕДРА • 1973