

Академия наук  
СССР



М.В. Кузьменко

ГЕОХИМИЯ  
ТАНТАЛА  
И ГЕНЕЗИС  
ЭНДОГЕННЫХ  
ТАНТАЛОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР

Министерство геологии  
СССР

Институт минералогии,  
геохимии и кристаллохимии  
редких элементов

М.В. Кузьменко

ГЕОХИМИЯ  
ТАНТАЛА  
И ГЕНЕЗИС  
ЭНДОГЕННЫХ  
ТАНТАЛОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2769



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1978





Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений.  
Кузьменко М.В. М., "Наука", 1978 г.

В работе даются закономерности распределения тантала и соотношения его с ниобием в различных типах пород, руд и минералов, связанных с процессами эндогенного минералообразования. Освещены особенности распределения тантала во всех генетических типах редкометальных месторождений гранитоидных формаций. Показано, что одной из главных причин, обуславливающих относительную концентрацию тантала по сравнению с ниобием, является более высокая его подвижность в соответствующих расплавах в периоды их внедрения.

Табл. 58. Илл. 39. Библ. 263 назв.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР

Л.Н. ОВЧИННИКОВ

Тантал является одним из интереснейших химических элементов земной коры — индикатором разнообразных геохимических условий эндогенного минералообразования [125, 128, 129]. Будучи достаточно широко распространенным металлом, в значительной степени рассеянным в силу изоморфизма с большим числом химических элементов, месторождения собственных минералов он образует только в специфических геохимических условиях. Поэтому изучение особенностей распределения тантала, факторов концентрации и закономерностей изменения соотношения тантала и ниобия — более распространенного геохимического партнера — представляет исключительный интерес для познания законов формирования месторождений редких элементов.

Тантал был открыт в 1802 г. шведским химиком Экебергом. По химическим и кристаллохимическим свойствам он близок к ниобию. Это элемент V группы (VI период) периодической системы Менделеева; его порядковый номер 73 (ниобия — 41), атомный вес — 180,95 (ниобия — 92,91), размер ионного радиуса составляет 0,73 Å (ниобия — 0,69 Å); плотность тантала — 16,6 г/см<sup>3</sup> (ниобия — 8,61); температура плавления — 3027°C (ниобия — 1950°C); температура кипения — 4100°C (ниобия — 2900°C).

Структура атома тантала: (Ks)<sup>2</sup> — (Ls)<sup>2</sup> — (Lp)<sup>6</sup> — (Ms)<sup>2</sup> — (Mp)<sup>6</sup> — (Md)<sup>10</sup> — (Ns)<sup>2</sup> — (Np)<sup>6</sup> — (Nd)<sup>10</sup> — (Nf)<sup>14</sup> — (Os)<sup>2</sup> — (Op)<sup>6</sup> — (Od)<sup>3</sup> — (Ps)<sup>2</sup> значительно отличается от структуры атома ниобия: (Ks)<sup>2</sup> — (Ls)<sup>2</sup> — (Lp)<sup>6</sup> — (Ms)<sup>2</sup> — (Mp)<sup>6</sup> — (Md)<sup>10</sup> — (Ns)<sup>2</sup> — (Np)<sup>6</sup> — (Nd)<sup>4</sup> — (Os)<sup>1</sup>.

В природных соединениях тантал известен исключительно в пятивалентной форме. В искусственных соединениях валентность его колеблется от 2 до 5. Цвет металлического тантала стально-серый с синеватым оттенком; он обладает большой твердостью, ковкостью и тягучестью. Высокоустойчив по отношению к кислотам и имеет способность поглощать газы и становиться при этом хрупким.

Тантал отличается высокой антикоррозионной устойчивостью. На воздухе при обычной температуре не окисляется. Соляная, серная, азотная и плавиковая кислоты, а также растворы щелочей, на него не действуют. По степени устойчивости к кислотам тантал уступает только благородным металлам. Он растворяется только в смеси азотной и плавиковой кислот и в расплавленных щелочах.

С кислородом тантал образует окисел кислотного характера — Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, представляющий белый весьма тугоплавкий порошок, практически нерастворимый в воде и кислотах (кроме фтористо-водородной кислоты). Свободная энергия образования Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 89,4 ккал/г · ат [246]; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> растворяется в расплавленных едких и углекислых щелочах с образовани-

ем солей типа  $m\text{Me}_2\text{O} \cdot n\text{Ta}_2\text{O}_5$ . В воде легко растворяются танталаты калия и трудно растворяются танталаты натрия. В кислотах и щелочах танталаты калия и натрия растворимы.

Тантал (как и ниобий) при нагревании с галоидами образует соединения типа  $\text{TaX}_5$ , представляющие легкоплавкие и легколетучие кристаллические вещества, разлагающиеся водой с образованием танталовой кислоты. Фториды тантала образуют комплексные соединения различных типов —  $\text{K}_2\text{TaF}_7$ ,  $\text{KTaF}_6$ ,  $\text{K}_3\text{TaF}_8$ ;  $\text{K}_2\text{TaF}_7$  труднорастворим в воде в отличие от оксифторида ниобия —  $\text{K}_2\text{NbOF}_5$ ; именно на этом различии и основан один из технологических методов разделения тантала с ниобием.

Тантал (как и ниобий) является типичным литофильным элементом, о чем свидетельствует накопление его в верхней части литосферы и в силикатной части метеоритов ( $38 \cdot 10^{-6}\%$ ) по сравнению с железистой ( $6 \cdot 10^{-6}\%$ ) [246]. В природе он встречается главным образом в соединениях с кислородом, и только в сложных танталониобатах класса оксидов в ряде случаев в значительных количествах присутствует фтор (реже хлор), замещающий некоторое количество кислорода.

Тантал и его сплавы занимают очень важное место в редкометалльной промышленности вследствие их высокой жароустойчивости, прекрасной механической обрабатываемости и антикоррозионным свойствам. Они нашли широкое применение в быстро развивающихся областях новой техники — радиоэлектронике, ракетной технике, производстве управляемых снарядов, сверхзвуковой авиации, атомной, химической и других областях промышленности. Получение основной продукции тантала за рубежом производится из танталитовых и танталит-колумбитовых концентратов, добываемых из редкометалльных гранитных пегматитов и связанных с ними кор выветривания и россыпей. Ограниченные масштабы запасов и добычи и, следовательно, высокая себестоимость танталовой продукции сдерживают широкое внедрение последней в промышленность; вследствие этого тантал рассматривается как остродефицитный металл. Возрастающий спрос на тантал в промышленности во всем мире в целом за последние 30–40 лет вызвал увеличение добычи танталовых и тантало-ниобиевых концентратов, расширение поисков новых источников тантала, разработку новых и усовершенствование существующих технологических схем обогащения разнообразных танталовых и тантало-ниобиевых руд, а также увеличение объема научно-исследовательских работ, направленных на расширение минерально-сырьевой базы этого металла. Для успешного решения практических задач возникла необходимость изучения геохимических закономерностей распределения и особенностей концентрации тантала в земной коре, а также причин, обуславливающих концентрацию тантала в различных процессах минералообразования, ведущих к формированию месторождений.

До 50-х годов настоящего столетия были известны только две опубликованные работы Ранкамы [244, 245] по геохимии тантала и ниобия, представлявшие первую информацию по содержаниям этих металлов в различных породах и минералах вне зависимости от парагенезиса, стадийности процессов минералообразования, эволюционного изменения состава среды.



В СССР первые публикации по геохимии и месторождениям тантала начали появляться с 1947 г., а к 1977 г. количество опубликованных работ достигло 70 (это без учета работ общего плана по редким элементам и по минералам тантала). Наибольшее количество работ посвящено вопросам распределения тантала и ниобия в гранитоидах и гранитных пегматитах [5, 6, 16–20, 63, 67, 69, 71, 72, 84–87, 89–92, 100–102, 108, 117, 121, 123–132, 137, 138, 159, 163, 190–197 и другие]. В значительном количестве работ освещены также особенности распределения тантала в щелочных породах [30, 31, 46, 53–60, 77], щелочных ультрабазитах [24, 25, 27, 133], карбонатитах [23, 27, 28 и другие], вольфрамовых и оловянных месторождениях [34, 93, 141, 212], эффузивах [70, 88], осадочных породах и корях выветривания [164, 165, 168 и др.].

Таким образом, за последние 20 лет накоплен обширный материал по содержанию тантала практически во всех главных генетических классах пород, слагающих земную кору, а также по вопросам геологии, минералогии, геохимии и генезиса различных типов месторождений редких элементов, включая танталоносные. Обобщение, систематизация и сравнительный анализ этого материала представляют исключительный интерес для решения важных теоретических и практических задач.

Основная цель настоящей работы, наряду с изучением конкретных объектов, — попытаться решить проблему распределения тантала в земной коре и прежде всего в эндогенных процессах и связанных с ними месторождениях. При этом необходимо выявить факторы, обуславливающие формирование собственно танталовых месторождений как теоретической основы поисков и оценки. Другими словами, автор делает попытку ответить на вопросы: где, в каких условиях в земной коре концентрируются тантал и ниобий? Каково положение месторождений этих элементов в процессах эндогенного минералообразования? Всегда ли они концентрируются совместно или наблюдается их относительное разделение? В каких условиях происходит относительная концентрация тантала, ведущая к формированию собственно танталовых месторождений? Чем она обусловлена?

Тантал в природе распространен менее широко, чем ниобий. Это обуславливает большой дефицит тантала в промышленности. По этой причине в настоящей работе основное внимание уделено собственно танталовым месторождениям, генетически связанным с гранитным магматизмом. Результаты исследований по комплексным Zr-Ti-TR-Ta-Nb и собственно ниобиевым месторождениям щелочных и карбонатитовых формаций приводятся в более сжатом виде. Поскольку тантал и ниобий — пара элементов, геохимически тесно связанных и в природных процессах сопутствующих друг другу, в работе уделено большое внимание выявлению различий в особенностях концентрации этих двух элементов и закономерностей изменения их соотношения.

В основу работы положен систематический анализ литературных данных и оригинальные результаты многолетних петрохимических, минералогических и геохимических исследований, проведенных автором на месторождениях тантала и ниобия различных генетических типов: 1) по редкометальным нефелиновым сиенитам и связанным с ними пегматитам Кольского полуострова; 2) по редкометальным гранитным пегматитам

Монгольского Алтая, Казахстана, Забайкалья, Сибири; 3) по редкометальным гранитам Казахстана, Забайкалья и Центральной Азии; 4) по пневматолиито-гидротермальным месторождениям Sn и Wo Забайкалья.

В процессе обобщения и систематизации литературных и других аналитических данных были использованы только те работы, в которых определение тантала и ниобия производилось одновременно из одних и тех же образцов и одним и тем же методом. Такая предосторожность обусловлена возможностью неполного отделения тантала от ниобия при их раздельном определении. Это подтверждается наличием серьезных расхождений между средними содержаниями ниобия в различных типах пород, вычисленными в одном случае из общего числа определений ниобия и в другом — из числа совместных определений обоих элементов [242].

Вычисление средних содержаний тантала и ниобия для гранитоидов, нефелиновых сиенитов и щелочных ультраосновных массивов, приводимое в первой главе настоящей работы, производилось без учета редкометальных разностей ( $> 0,005\% \text{Ta}_2\text{O}_5$  и  $> 0,05\% \text{Nb}_2\text{O}_5$ ) соответствующих типов пород по двум причинам. Во-первых, доля их руд в общем объеме интрузивных пород является незначительной и вряд ли существенно сказывается на средних значениях. Во-вторых, по этим рудам химических определений тантала выполнено в сотни раз больше; при вычислении средних арифметических учет определений на общих основаниях привел бы к резкому завышению и искажению реальных средних содержаний.

В период составления работы автору оказали содействие Е.М. Еськова, Н.Е. Залашкова, В.В. Ляхович, Э.А. Северов, А.П. Калита, С.П. Гаврилова, Н.Н. Мартыанов, Г.Б. Мелентьев, И.Е. Максимюк, Ю.И. Филишова, И.П. Земская, Н.А. Акелин и другие сотрудники ИМГРЭ, предоставив некоторые свои неопубликованные данные, необходимые для доказательства тех или иных геохимических и генетических положений.

Химические анализы минералов, пород и частные определения тантала и ниобия были выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ аналитиками: М.Е. Казаковой, М.В. Кухарчик, А.А. Мануховой, И.И. Назаренко, М.Р. Петерсон, О.Ф. Сазоновой, М.С. Стрехеевой, Г.Е. Черепивской, Л.П. Юрченковой. Первичная обработка проб произведена в лаборатории аксессуарных минералов ИМГРЭ под руководством В.В. Ляховича. Диагностика аксессуарных минералов, встречающихся в малых количествах, выполнена в лаборатории кристаллохимии ИМГРЭ под руководством Ю.А. Пятенко. При подготовке монографии автору оказали большую помощь Н.С. Слепнева, Р.И. Соколова, Н.Г. Михайлова, И.А. Никишкова и Т.Г. Соловьева.

При обсуждении работы полезные советы автор получил от членов-корреспондентов АН СССР Л.Н. Овчинникова, А.И. Тугаринова; докторов геол.-мин. наук Г.П. Барсанова, В.И. Герасимовского, А.И. Гинзбурга, В.В. Иванова, В.В. Коваленко, Е.И. Семенова, Д.П. Сердюченко, В.П. Федорчука, Н.В. Нечелюстова, а также кандидатов геол.-мин. наук Ю.Л. Капустина, Н.Е. Залашковой, А.И. Зубова, С.М. Бескина, С.П. Гавриловой и других. Большинство из них учтено в окончательном варианте работы. Всем вышеуказанным товарищам автор приносит свою сердечную благодарность.



## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ПОРОДАХ И В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ

Уточнение средних содержаний химических элементов в земной коре (кларков) и слагающих кору главных генетических классах и петрохимических типах пород является одной из основных задач геохимии. Кларки представляют собой количественную меру степени концентрации элементов в различных типах пород и руд — продуктах различных природных процессов. Представления ученых о средних содержаниях тантала в земной коре с конца прошлого столетия и до наших дней резко менялись по мере накопления фактов о содержании тантала в различных природных объектах и уточнения представлений о строении земной коры различных типов, а также соотношении в ней главных генетических типов пород и их химическом составе [84, 131, 127]. В последние годы большинством исследователей наиболее достоверными были признаны кларки тантала и ниобия, вычисленные А.П. Виноградовым [36] и Тейлором [259] теоретическим расчетом. А.П. Виноградов, приняв средний состав земной коры равным сумме двух частей кислых магматических пород и одной части основных, предложил кларки (%):  $Ta = 2,5 \cdot 10^{-4}$ ;  $Nb = 2 \cdot 10^{-3}$ ;  $Ta : Nb = 1:8$ . Тейлор, исходя из соотношения кислых и основных пород 1 : 1, предложил кларки (%):  $Ta = 2 \cdot 10^{-4}$ ;  $Nb = 20 \cdot 10^{-4}$ ;  $Ta : Nb = 1 : 10$ .

Только в 1967 г. была выполнена специальная работа по вычислению количественных соотношений и химического состава различных петрохимических типов и генетических классов пород, слагающих земную кору [172], базирующаяся на современных представлениях о внутреннем строении земной коры различных типов (континентальной, субконтинентальной и океанической), основанных на результатах новейших геофизических, сейсмологических и геодезических исследований [15, 36, 139, 213]. В результате этих исследований выяснилось, что средние химические составы главных генетических классов пород, слагающих земную кору — интрузивных, эффузивных, метаморфических и осадочных, — принципиально отличны, и этого нельзя не учитывать при вычислении кларков химических элементов для земной коры. Более того, даже в пределах одного и того же генетического класса содержания редких элементов также не являются величинами постоянными и зависят как от геологического периода развития земной коры, так и от геологических условий формирования конкретных интрузивных комплексов и от петрохимического состава отдельных членов интрузивных формаций, отражающего эволюцию магмы в процессе их становления [8, 9, 103, 125, 127, 129, 200 и другие].



## ГРАНИТЫ

Исследования по геохимии тантала и ниобия в гранитоидах, проведенные в последние годы различными авторами, показали, что содержания этих элементов в гранитах варьируют в широких пределах: Ta от 0,1 до 40 г/т, Nb — от 1 до 300 г/т [127]. Причем в редкометальных разновидностях микроклин-альбитовых гранитов их содержание иногда возрастает еще на один порядок [19, 131]. Не случайно поэтому средние содержания этих элементов, вычисленные различными авторами на примере гранитов различных районов, в значительной мере расходятся (табл. 1).

Турекьян и Ведеполь установили, что богатые и бедные кальцием граниты принципиально различаются содержаниями всех химических элемен-

Таблица 1

Средние содержания тантала и ниобия в гранитах по данным различных исследователей (г/т)

Автор	Ta	Nb	Ta : Nb
Ранкама, Сахама [246]	4,2	21	1 : 5
Знаменский и др. [84]	3,6	20	1 : 5,5
Знаменский [85]	1,1	14	1 : 13
Паркер, Флейшер [242]			
Гранит G-1	1,6	20	1 : 12,5
Беус и др. (17)	2,5	35	1 : 14

Таблица 2

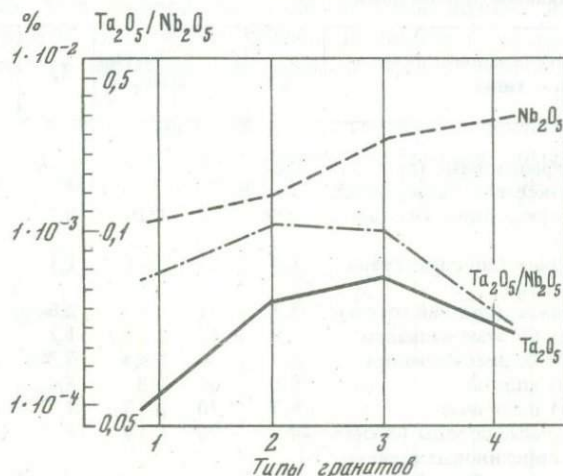
Средние содержания тантала и ниобия в гранитах (г/т)

Порода	Количество определенных	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Щелочноземельные граниты:	(CaO > 2%)			
докембрийские	48	1,3	20	1 : 15
палеозойские	98	1,9	23	1 : 12
мезозойские	135	1,4	13	1 : 9
среднее	281	1,5	17	1 : 11
Кислые граниты и аляскиты	(CaO < 2%)			
докембрийские	47	6,9	29	1 : 4
палеозойские	138	8,2	29	1 : 3,5
мезозойские	155	4,8	32	1 : 6,7
среднее	340	6,5	30	1 : 4,6
Аплиты жильные (среднее)	6	7,8	60	1 : 8
Щелочные граниты (среднее)	54	5,3	70	1 : 13
Среднее для гранитов <sup>1</sup>	—	3,2	21	1 : 6,6

<sup>1</sup> Вычислено из соотношения: 2 части богатых кальцием и одна часть бедных кальцием гранитов. Щелочные граниты и жильные аплиты в расчет не принимались, учитывая их незначительную распространенность [127].

тов, включая и редкие [260]. Поэтому при вычислении средних содержаний тантала систематизация аналитических данных по гранитам проводилась нами с учетом геологического возраста гранитов и отдельно по четырем петрохимическим типам: 1) нормальные и богатые кальцием ( $\text{CaO} > 2\%$ ); 2) лейкократовые, бедные кальцием, включая аляскинты ( $\text{CaO} < 2\%$ ); 3) жильные аплиты; 4) щелочные граниты (табл. 2).

Сравнительный анализ полученных данных показал, что средние содержания тантала и ниобия в нормальных и богатых кальцием гранитах близки к цифрам Е.Б. Знаменского [85] и составляют:  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  — 1,5 и  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  — 17 г/т;  $\text{Ta}_2\text{O}_5 : \text{Nb}_2\text{O}_5 = 1 : 11$ . При этом от докембрийских к мезозойским гранитам закономерно возрастает Ta-Nb отношение, в то время как максимальные содержания обоих металлов свойственны



Фиг. 1. Средние содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношения в гранитах

Граниты: 1 — щелочноземельные, 2 — лейкократовые бедные кальцием, 3 — аплиты, 4 — щелочные

палеозойским гранитам (см. табл. 2). Лейкократовые, бедные кальцием граниты характеризуются более высокими содержаниями пятиоксида тантала (6,5 г/т) и ниобия (30 г/т) и более высоким отношением  $\text{Ta}_2\text{O}_5 : \text{Nb}_2\text{O}_5$  (1 : 4,6) при максимальном содержании обоих металлов и наиболее высоком Ta-Nb отношении в гранитах палеозойских магматических циклов. Аплитам свойственны еще более высокие содержания обоих элементов при более низком Ta-Nb отношении. В щелочных гранитах, по сравнению с лейкократовыми, бедными кальцием гранитами плюмазитового ряда, среднее содержание тантала и Ta-Nb отношение снижаются, а среднее содержание ниобия достигает максимальных значений (см. табл. 2, фиг. 1). Если учесть, что кремнекислые, бедные кальцием граниты обычно образуются на последних этапах формирования интрузивных комплексов гранитоидов [9, 103, 129], то можно утверждать, что в процессах дифференциации гранитоидной магмы тантал накапливается в конечных дифференциатах плюмазитового, а ниобий — агапитового рядов.

ДРУГИЕ ТИПЫ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

В ультраосновных интрузивных породах содержание тантала варьирует от 0,2 до 2,0, в среднем составляя 0,66 г/т. Содержание ниобия изменяется от 1 до 20 г/т при среднем 6 г/т [127]. По сравнению с ультраосновными, в основных породах содержание тантала возрастает незначительно, в то время как содержание ниобия увеличивается почти в 2 раза, что обуславливает соответствующее уменьшение Ta-Nb отношения. В гранодиоритах и диоритах по сравнению с основными породами содержание тантала

Таблица 3

Сводная таблица средних содержаний тантала и ниобия в различных типах пород континентальной земной коры (г/т)

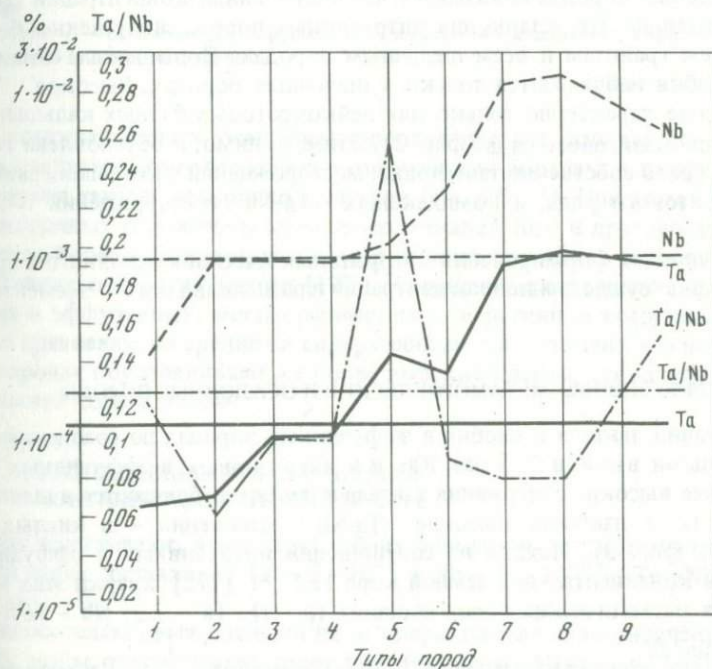
Генетические классы пород		Петрохимические группы и типы	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta	Nb	Ta:Nb
Магматические	Интрузивные	Ультраосновные (дуниты, пироксениты, перидотиты)	0,8	9	1:11	0,66	6	1:9
		Основные (диабазы, габбро)	0,86	17	1:20	0,7	12	1:17
		Средние (диориты, гранодиориты)	1,4	15,3	1:11	1,1	11	1:10
		Граниты (средний состав):	3,2	21	1:6,6	2,6	15	1:6
		а) богатые кальцием	1,5	17	1:11,3	1,2	12	1:10
		б) бедные кальцием	6,5	30	1:4,6	5,3	21	1:4
		в) аплиты	7,8	60	1:3	6,4	42	1:6,6
		г) щелочные	5,3	70	1:13	4,7	49	1:10,4
	Щелочные породы (сиениты, нефелиновые сиениты, щелочные ультрабазиты)	14	190	1:14	11	133	1:12	
	Среднее	2,2	20	1:9	1,8	14	1:8	
	Эффузивные	Основные (базальты, долериты и др.)	4,3	67	1:15	3,5	47	1:13,4
		Средние (андезиты)	13,7	90	1:6,6	11,2	63	1:5,6
		Кислые (липариты, кварцевые порфиры)	12	53	1:4,4	9,8	37	1:4
		Щелочные	18	291	1:16	14,4	204	1:14
Среднее		8,6	74	1:8,6	7,1	52	1:7	
Метаморфические	Среднее для магматических пород	2,7	24	1:9	2,2	16,7	1:7,6	
	Кристаллические сланцы	9,7	52	1:5,4	8	36	1:4,5	
	Гнейсы	1,5	32	1:21	1,2	22	1:18	
	Амфиболиты	2	10	1:5	1,6	7	1:4,4	
	Среднее	2,9	32	1:11	2,4	22	1:9	
Осадочные	Терригенные	2,6	26	1:10	2,1	18	1:9	
	Карбонатные	0,2	0,9	1:4,5	0,16	0,6	1:4	
	Среднее для осадочных континентальных	2	20	1:10	1,6	14	1:9	
	Среднее для континентальной земной коры	2,4	23	1:9,6	2	16	1:8	



возрастает почти в 2 раза, в то время как содержание ниобия остается примерно на том же уровне. По средним содержаниям обоих элементов гранодиориты и диориты близки к богатым кальцием гранитам (табл. 3).

Таким образом, установленная А.П. Виноградовым [36] закономерность увеличения содержания тантала от основных пород к средним и кислым и одинакового уровня содержаний ниобия в этих породах подтверждается и нашими исследованиями. Наименьшее значение Ta-Nb отношения свойственно основным породам, в то время как в ультраосновных и средних оно возрастает до 1 : 9–10, поднимаясь в кислых до 1 : 6. Не исключена возможность, что увеличение Ta-Nb отношения в ультрабазитах, по сравнению с основными породами, является следствием их отщепления в процессах дифференциации основных магм [25]. Однако этот вопрос заслуживает специальных исследований, поскольку средние содержания тантала и ниобия в ультраосновных и основных породах вычислены из малого числа прямых определений (127).

В щелочных породах (граносиенитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах и щелочных ультрабазитах) средние содержания тантала и ниобия достигают максимальных значений (Ta – 9–15 и Nb – 90–180 г/т) при



Фиг. 2. Средние содержания тантала и ниобия и их соотношения в интрузивных породах различных типов

Породы: 1 — ультраосновные, 2 — основные, 3 — средние, 4 — щелочноземельные граниты, 5 — кислые лейкократовые граниты, 6 — щелочные граниты, 7 — сиениты, 8 — нефелиновые сиениты, 9 — щелочные ультрабазиты. Горизонтальные линии — кларки для интрузивных пород

их соотношении 1 : 8–1 : 13 [27]. Среди этих пород наиболее высокими содержаниями тантала и ниобия характеризуются нефелиновые сиениты, а наиболее высоким Ta-Nb отношением – щелочные ультрабазиты. Порядки содержаний обоих элементов для всех щелочных пород близкие. Полученные данные в общем подтверждают ранее известные средние значения содержаний и величины Ta-Nb отношения, вычисленные В.И. Герасимовским [55], Е.М. Еськовой [77], Л.С. Бородиным и др. [30, 31] для различных щелочных массивов. В отличие от гранитоидов щелочные породы характеризуются большим постоянством содержаний обоих элементов, более высокими их содержаниями, но более низким Ta-Nb отношением (см. табл. 3). Вычисленные автором средние содержания (кларки) тантала и ниобия для интрузивных пород гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры составляют (в г/т): Ta – 1,8; Nb – 14 при отношении Ta : Nb = 1 : 8 (см. табл. 3). Эти цифры, как и другие полученные нами новые значения средних содержаний тантала и ниобия в различных типах интрузивных пород, значительно отличаются от ранее опубликованных другими исследователями и в большинстве своем имеют промежуточные величины [127].

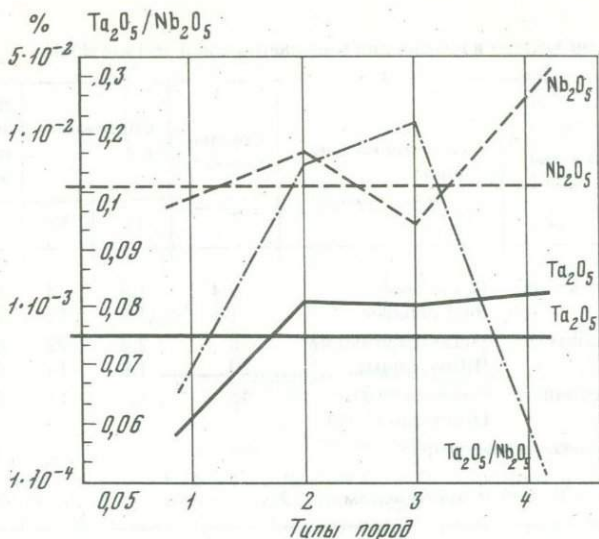
Сравнительный анализ распределения тантала и ниобия в различных интрузивных породах показывает, что повышенные концентрации тантала, превышающие его кларк для интрузивных пород, свойственны бедным кальцием гранитам и всем щелочным породам. Повышенные концентрации ниобия наблюдаются только в щелочных породах. Высокое Ta-Nb отношение характерно только для лейкократовых бедных кальцием гранитов плюмазитового ряда (фиг. 2). Этим, видимо, и обусловлена генетическая связь собственно танталовых месторождений с кислыми гранитами плюмазитового ряда, а комплексных Ta-Nb месторождений только с щелочными.

В процессах формирования интрузивных массивов основного и среднего состава существенной концентрации и разделения этих элементов не наблюдается.

#### ЭФФУЗИВНЫЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Содержания тантала и ниобия в эффузивных породах по сравнению с интрузивными выше в 2–5 раз. Как и в интрузивных, в эффузивных породах более высокие содержания тантала и ниобия наблюдаются в щелочных разностях, а наиболее высокие Ta-Nb отношения – в кислых (см. табл. 3; фиг. 3). Исходя из соотношения интрузивных и эффузивных пород в континентальной земной коре 12,5 : 1 [172], кларки этих металлов для магматических пород составят (в г/т): Ta – 2,2; Nb – 16,8; Ta : Nb = 1 : 7,6.

Средние содержания тантала (2,4 г/т) и ниобия (22 г/т) в метаморфических породах являются более высокими, чем в магматических породах при несколько пониженом Ta-Nb отношении. Причем кристаллические сланцы богаче танталом и ниобием, чем гнейсы и амфиболиты, и характеризуются более высоким Ta-Nb отношением (см. табл. 3).



Фиг. 3. Средние содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношения в эффузивных породах

Породы: 1 — основные, 2 — средние, 3 — кислые, 4 — щелочные; горизонтальные линии — кларки для эффузивов

В континентальных осадочных породах среднее содержание ниобия равно среднему его содержанию в интрузивных породах, в то время как содержание тантала несколько понижено (см. табл. 3). При этом в глинистых осадочных отложениях средние содержания того и другого элемента являются более высокими, чем в интрузивных породах, а в песчаниках и известняках они очень низкие [127]. Повышенные содержания тантала и ниобия в эффузивных, метаморфических и терригенных осадочных породах по сравнению со средними содержаниями этих элементов в интрузивных породах обуславливают их более высокие кларки для континентальной земной коры в целом.

#### СООТНОШЕНИЕ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ

Расчеты показывают, что кларки обоих элементов для континентальной земной коры составляют: Ta —  $2 \cdot 10^{-4}$  и Nb —  $16 \cdot 10^{-4}\%$ ; Ta : Nb = 1 : 8 (табл. 4).

Следовательно, вычисленный нами кларк тантала для континентальной земной коры соответствует ранее предложенному Меззном [240] и Тейлором [259] для земной коры в целом.

Кларк ниобия более низкий по сравнению с кларками по данным всех предыдущих исследователей. В то же время Ta-Nb отношение (1 : 8), теоретически рассчитанное А.П. Виноградовым для континентальной земной коры, нашими исследованиями полностью подтвердилось.



Таблица 4

Расчет кларков тантала и ниобия для континентальной земной коры

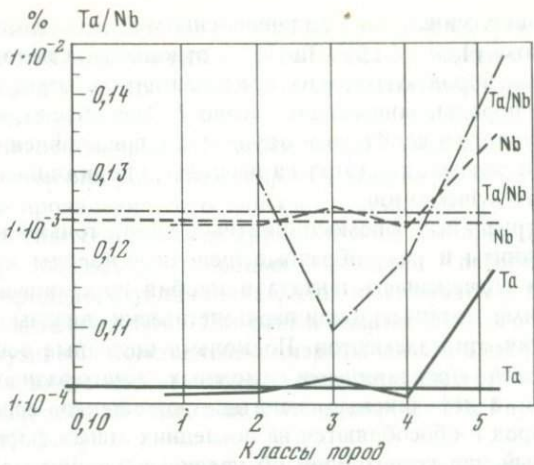
Слой земной коры	Главные классы пород	Соотношение <sup>1</sup> , %	Содержание, г/т		Доля кларка за счет данного класса пород, г/т	
			Ta	Nb	Ta	Nb
Эффузивно-осадочный	Осадочные	6,4	1,6	14	0,10	0,90
	Эффузивные	1,6	7,1	52	0,11	0,83
Гранитно-метаморфический	Метаморфические	26	2,4	22	0,62	5,72
	Интрузивные	20	1,8	14	0,36	2,80
"Базальтический"	Граниты (50%) Основные (50%)	46	1,7	13	0,78	5,98
Континентальная земная кора		100			2	16

<sup>1</sup> Вычислено по Ронову и Ярошевскому [172].

Сравнение кларков и средних содержаний тантала и ниобия в генетически различных классах пород, слагающих континентальную земную кору, показывает, что отклонение от кларков во всех классах пород, кроме эффузивных, незначительно. При этом средние содержания обоих элементов в "базальтическом" слое, в интрузивных породах гранитно-метаморфического слоя и осадочных породах верхнего чехла несколько ниже их кларковых значений. Средние содержания их в метаморфических породах несколько выше кларковых, а в эффузивных породах значительно возрастают. Среднее Ta-Nb отношение в "базальтическом" слое и для интрузивных пород совпадает с кларковым для континентальной земной коры. В метаморфических и осадочных породах это соотношение ниже кларкового, а в эффузивных — несколько выше (фиг. 4).

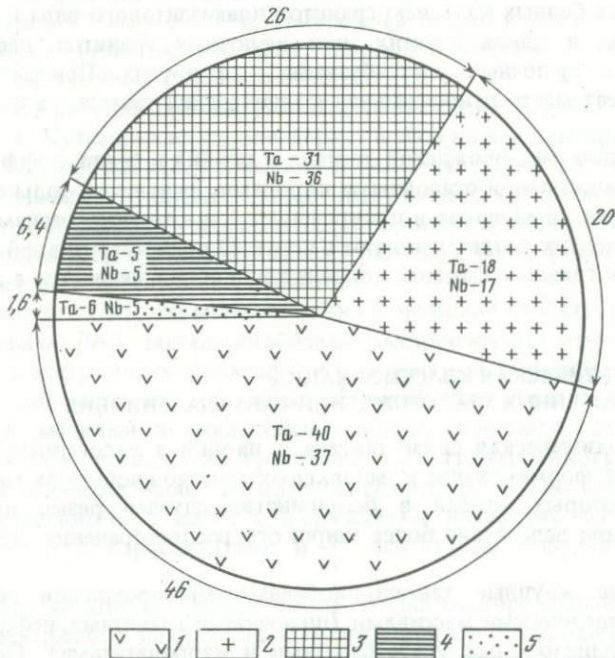
Приблизленно вычисленный баланс распределения тантала и ниобия в континентальной земной коре показывает, что в "базальтическом" слое, составляющем 46% ее объема, заключено примерно 40% Ta и 37% Nb. В гранитно-метаморфическом слое, составляющем также 46%, заключено 49% Ta и 53% Nb. В эффузивно-осадочном чехле (8% объема континентальной земной коры) сосредоточено около 10–11% общего количества этих элементов (фиг. 5).

Сравнительный анализ показывает, что повышенные содержания тантала и ниобия по сравнению с кларками наблюдаются в определенных типах интрузивных пород, во всех эффузивных породах, в метаморфических сланцах и глинах. Тем не менее промышленные месторождения тантало-ниобиевых минералов в связи с эффузивными, метаморфическими и осадочными породами не известны. Причиной этого, на наш взгляд, является кристаллохимическое рассеяние обоих элементов в минералах железа, пироксенах, амфиболах, слюдах и, видимо, сорбция глинистыми минералами. В этой связи заслуживают специальных исследований кислые эффузивы, характеризующиеся низкими содержаниями темноцветных железис-



Фиг. 4. Средние содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношения в генетически различных классах пород континентальной земной коры

Породы: 1 - "базальтического" (андезитового) слоя, 2 - интрузивные, 3 - метаморфические, 4 - осадочные, 5 - эффузивные; горизонтальные линии - кларки для континентальной коры



Фиг. 5. Приближенный баланс распределения тантала и ниобия в континентальной земной коре (%)

Породы: 1 - "базальтического" (андезитового) слоя, 2 - интрузивные, 3 - метаморфические, 4 - осадочные, 5 - эффузивные

тых и титановых минералов при повышенном содержании тантала и достаточно высоком (1:4–1:5) Ta-Nb отношении. Следовательно, среди разнообразных пород, слагающих континентальную земную кору, только интрузивные породы, занимающие около 20% ее объема, являются источником танталового и ниобиевого оруденения, представленного тантал-ниобиевыми минералами, несмотря на несколько пониженные в них средние содержания этих элементов.

Среди интрузивных алюмосиликатных пород только кислые, бедные кальцием граниты и разнообразные щелочные породы характеризуются повышенным содержанием тантала и ниобия по сравнению с кларками и только с ними генетически или парагенетически связаны промышленные месторождения этих элементов. Поскольку щелочные основные породы часто являются производными сложных многофазных комплексов ультрабазитов, а нефелиновые сиениты — комплексов средних и умереннокислых пород и обособляются на последних этапах формирования, вывод, сделанный для гранитоидов об увеличении концентрации тантала и ниобия к концу магматического процесса, остается справедливым и для других интрузивных комплексов.

Таким образом, концентрация тантала и ниобия и их разделение в процессах формирования интрузивных комплексов происходит главным образом на конечных этапах становления комплексов, в период отщепления кислых бедных кальцием гранитов плюмазитового ряда и гранитных пегматитов, в одних случаях, или щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов и щелочных ультрабазитов — в других. Причем в первом случае имеет место относительная концентрация тантала, а во втором — ниобия.

Отсутствие месторождений тантала и ниобия в связи с эффузивными, метаморфическими и осадочными породами, наличие их только в составе интрузивных комплексов и приуроченность к конечным этапам формирования последних свидетельствуют о ведущей роли интрузивной дифференциации как главного фактора концентрации обоих элементов в земной коре [125].

#### ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАНТАЛА И НИОБИЯ

Тесная геохимическая связь тантала и ниобия в эндогенных процессах обусловила формирование комплексных тантало-ниобиевых месторождений, в которых ниобий в большинстве случаев резко преобладает над танталом вследствие более широкого распространения его в земной коре.

Наиболее крупные тантало-ниобиевые месторождения генетически связаны с щелочными массивами (щелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами, щелочными ультрабазитами и карбонатитами). Однако они характеризуются резким преобладанием ниобия над танталом и часто комплексным Ti-Zr-Nb-Ta-TR составом танталосодержащих минералов, что обусловлено геохимической спецификой щелочных и щелочно-карбонатных магм и геохимическим родством тантала с Nb, Ti, Zr. Месторождения



рождения собственно танталовых минералов с преобладанием тантала над ниобием образуются исключительно в генетической связи с интрузивными комплексами гранитоидов, с их позднемагматическими дифференциатами плюмазитового ряда.

В зависимости от химизма и редкометальной специфики материнских интрузий, геологических условий внедрения этих интрузий и становления и интенсивности проявления того или иного этапа минералообразования возникают различные генетические группы и типы месторождений тантала и ниобия, различающиеся своими особыми парагенетическими ассоциациями породообразующих минералов и минералов редких элементов, в том числе тантала и ниобия. Для раннего магматического этапа формирования интрузивных комплексов минералы тантала и ниобия не характерны, что обусловлено низким содержанием этих элементов в исходных магмах и способностью рассеиваться в минералах Zr, Ti, Fe, а также слюдах [86, 117, 119, 131].

Вопрос о формационной принадлежности тантало-ниобиевых месторождений в настоящее время не решен из-за того, что отсутствуют удовлетворительные классификации интрузивных формаций. В соответствии с классификацией магматических формаций Ю.А. Кузнецова [115] месторождения тантала и ниобия отсутствуют среди формаций собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон и среди формаций ранних стадий развития древних платформ. Они приурочены только к интрузивным рядам орогенных (геоантиклинальных) формаций подвижных зон (класс II) и формаций устойчивых областей (класс III).

2769 Дальнейшее расчленение интрузивных формационных рядов в классификации Ю.А. Кузнецова не удовлетворяет целям классификации тантало-ниобиевых месторождений, поскольку в ней отсутствуют формационные ряды абиссальных и гипабиссальных интрузивных (интродуцированных) формаций гранитоидов, с которыми генетически связаны редкометальные гранитные пегматиты и редкометальные граниты, а также формационного типа миаскитовых нефелиновых сиенитов.

В соответствии с картой магматических формаций СССР под редакцией Д.С. Харкевича [99] тантало-ниобиевые месторождения отсутствуют в составе всех эффузивных формаций и интрузивных формаций ранних и средних стадий развития складчатых областей. Они образуются только в связи с формациями поздних консолидационных и постконсолидационных стадий: 1) гранодиорит-гранитовой, 2) гранит-лейкогранитовой, 3) гранит-граносиенитовой, 4) щелочно-гранитной, 5) щелочных и нефелиновых сиенитов, а также с формациями платформ: 6) щелочно-ультраосновной с карбонатитами и 7) агпайтовых нефелиновых сиенитов.

Поскольку химико-минералогический состав месторождений и особенности концентрации в них редких элементов зависят от исходного состава магм и их эволюции в процессах эндогенного минералообразования, автором впервые в основу классификации месторождений тантала и ниобия были положены два генетических принципа: 1) связь с интрузивными комплексами различного состава и 2) этапность процессов минералообразования [125, 131]. В соответствии с этими принципами среди эндоген-



Таблица 5

## Генетическая классификация эндогенных месторождений тантала и ниобия

Этап минералообразования	Щелочноземельные плагио-микроклиновые граниты	Кислые лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты
Позднэмагматический с интенсивным развитием экзоконтактового метасоматоза		<p>Мусковитовые редкометальные граниты с тантало-колумбитом, стрюверитом, реже танталитом и их экзоконтактные грейзены</p> <p>Литиево-слюдистые редкометальные граниты с танталитом, Такасситеритом, микролитом и их экзоконтактные грейзены</p>
Пегматитовый	<p>Редкоземельные пегматиты с титано-ниобатами, реже тантало-ниобатами</p> <p>Литиевые пегматиты (сподуменовые) с колумбит-танталитом, реже гатчеттолитом, фергюсонитом и танталатами</p>	<p>Бериллиевые пегматиты с колумбитом и тантало-колумбитом</p> <p>Комплексные редкометальные пегматиты с танталитом, микролитом, симпсонаитом и др. танталатами</p> <p>Фтор-литиевые пегматиты (лепидолитовые) с ниобо-танталитом и микролитом</p>
Пневматолито-гидротермальный	Инъекционно-метасоматические кварцевожильно-грейзеновые месторождения олова и вольфрама	

Примечание. В рамку взяты собственно танталовые и ниобо-танталовые

ных месторождений тантала и ниобия различаются пять формационных рядов (вертикальные ряды в табл. 5): 1) нормальных щелочноземельных гранитов, 2) кислых лейкократовых гранитов, 3) щелочных и субщелочных гранитоидов, 4) нефелиновых сиенитов и 5) комплексных массивов щелочных ультрабазитов и карбонатитов.

В каждом формационном ряду выделяются три генетические группы месторождений, отвечающие определенным этапам эндогенного минералообразования: 1) позднэмагматическому, 2) пегматитовому и 3) пневматолито-гидротермальному (см. табл. 5).

Щелочные и субщелочные гранитоиды	Нефелиновые сиениты	Комплексные массивы щелочных ультрабазитов и карбонатитов
<p>Сидерофиллитовые редкометальные граниты с колумбитом и их экзоконтактные метасоматиты</p> <p>Рибекитовые редкометальные граниты с циннвальдитом, пирохлором, колумбитом и их экзоконтактные метасоматиты</p> <p>Эгириин-рибекитовые редкометальные граниты с полиидитом, редкоземельными титано-ниобатами, мариньякитом и их экзоконтактные метасоматиты</p>	Редкометальные нефелиновые сиениты с лопаритом и их экзоконтактные фениты	Редкометальные кальцитовые карбонатиты с пирохлором, уран-пирохлором и гатчеттолитом
Ниобий-иттриевые пегматиты с титано-ниобатами и иттрия и пирохлором	Пегматиты апаитового ряда с титано-ниобатами и силикатами титана и ниобия	Надкарбонатитовые инъекционно-метасоматические образования:
	Пегматиты миаскитового ряда с пирохлором	а) апатит-форстерит-магнетитовые с уран-пирохлором и ниобоцирконолитом б) альбититовые с уран-пирохлором и гатчеттолитом
Инфильтрационно-метасоматические альбититы, микроклиниты, слюдиты с колумбитом, ильменорутилом, пирохлором, фергюсонитом, самарскитом и др.		
Полевошпато-кварц-магнетит-карбонатные жилы и штокверки с колумбитом и биотитом	Инъекционно-метасоматические альбититы и биотит-карбонатные жилы с пирохлором	Поздние инъекционно-метасоматические доломитовые и анкеритовые карбонатиты с колумбитом

генетические типы месторождений.

В каждой генетической группе между различными генетическими типами месторождений и в каждом типе — от более ранних минеральных парагенезисов к более поздним — характер распределения тантала и ниобия не остается одинаковым, но изменяется закономерно в зависимости от разнообразных геологических, петрохимических и кристаллохимических факторов, что будет показано ниже.



## ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ТАНТАЛА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Среди эндогенных месторождений тантала и ниобия, генетически связанных с интрузивными формациями гранитоидов, наблюдаются три генетические группы, различающиеся геологическими условиями и температурой минералообразования: 1) позднемагматические редкометальные граниты, 2) редкометальные гранитные пегматиты, 3) пневматолито-гидротермальные месторождения ниобия, олова и вольфрама (см. табл. 5). Для раннего магматического этапа формирования гранитоидных интрузивных комплексов месторождения тантала и ниобия не свойственны. Тантал и ниобий в них рассеиваются в минералах титана, циркония, гидроксидов железа, пироксенах, амфиболах и слюдах [86, 87, 89, 90, 137, 138, 119, 125, 130, 159].

Под редкометальными гранитами подразумеваются фациальные разновидности или субфазы кислых лейкократовых гранитных и субщелочных граносиенитовых массивов, характеризующиеся повышенными (более 20 раз по сравнению с кларками) концентрациями тех или иных редких элементов: Ta, Nb, Be, Li, Rb, Sn, Zr, TR, Y, U, Th и другие. На наличие повышенных концентраций редких элементов в некоторых разновидностях гранитов советские ученые обратили внимание в пятидесятых годах настоящего столетия [103]. А.А. Беусом было показано, что редкометальные граниты ("апограниты"), независимо от состава вмещающих пород, характеризуются сходным микроклин-кварц-альбитовым составом. Различаются они только второстепенными минералами и характером редкометальной минерализации, что и было положено в основу классификации апогранитов. В соответствии с этими признаками А.А. Беус выделил четыре главных парагенетических типа редкометальных гранитов: 1) мусковитовый с бериллом и танталит-колумбитом, 2) литиево-слюдистый ("литионитовый") с танталитом и микролитом, 3) биотитовый с цирконом и колумбитом и 4) рибекитовый с пироксеном [19]. Нами впоследствии было предложено выделить еще один — эгирин-рибекитовый с полилитионитом ("полилитионит-рибекитовый") тип, характеризующийся Zr-Ti-Y-Nb-минерализацией [129]. В настоящее время кроме указанных типов стал известен ряд других разновидностей редкометальных гранитов, как-то: 1) мусковитовые с танталитом и стрюверитом, 2) мусковитовые с Та-каситеритом, 3) мусковит-(фенгит)-рибекитовые, 4) биотит-рибекитовые, 5) биотит-рибекит-литиевоносные и другие, являющиеся переходными разновидностями или фациями главных типов.



## МУСКОВИТОВЫЕ БЕРИЛЛИЕНОСНЫЕ ГРАНИТЫ

Мусковитовые редкометальные граниты исключительно редко содержат промышленные концентрации тантала, поэтому подробное описание их здесь опущено. Они генетически связаны с пересыщенными глиноземом лейкократовыми биотитовыми гранитами, которые характеризуются низким содержанием Ca, Mg, Fe (табл. 6), приурочены к апикальным гребневидным выступам гранитных массивов или образуют самостоятельные штоки во вмещающих породах [19]. В фациальном ряду гранитов от биотитовых через двуслюдяные к мусковитовым редкометальным закономерно возрастает глиноземистость пород и соответственно убывает апаитность.

Таблица 6

Средний химический состав биотитовых лейкократовых и мусковитовых редкометальных гранитов (%) [19]

Компоненты и петрохимические константы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	74,88	71,89	74,73	73,53
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,11	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,56	15,00	14,79	15,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,98	0,53	0,39
FeO	0,90	1,86	0,34	0,67
MnO	0,04	0,07	0,16	0,02
MgO	0,31	0,31	0,32	0,18
CaO	0,52	0,57	0,76	0,30
Na <sub>2</sub> O	3,94	4,33	3,53	5,38
K <sub>2</sub> O	4,35	3,93	3,58	2,99
F	0,11	0,25	0,88	0,07
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,62	0,18	0,55	0,84
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	0,15	0,06
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,14	—	—
П.п.п.	0,50	0,76	0,63	—
Сумма	100,65	100,38	100,98	100,24
2Ca+Na+K:Al:Na+K	1,1:2:1	1,1:1,3:1	1,1:1,5:1	1,04:1,3:1
Na + K : Al	0,83	0,76 <sup>e</sup>	0,66	0,77
Ca : Na + K	0,04	0,04	0,06	0,02
Na : K	1,39	1,67	1,50	2,72
Al : Si	0,21	0,25	0,23	0,25
Fe <sup>+3</sup> : Fe <sup>+2</sup>	0,77	0,46	1,20	0,44

Граниты — 1 — биотитовые лейкократовые (3 анализа), 2 — двуслюдяные (2 анализа), 3 — фациальные мусковитовые редкометальные (3 анализа), 4 — то же, фазовые (2 анализа). Номера анализов пород в таблицах 6, 8, 9, 13, 15, 18 соответствуют номерам фигуративных точек на фигурах 10–12.

Содержание  $Ta_2O_5$  в гранитах составляет 50–100 г/т, при Ta – Nb отношении 1 : 1 – 1 : 3. Главными формами концентрации этих элементов являются тантало-колумбит, реже стрюверит и танталит. Сравнительно высокое Ta-Nb отношение позволяет предполагать, что коры выветривания и россыпи, образующиеся в процессе выветривания этих гранитов, могут служить источником тантало-ниобиевых концентратов.

#### ЛИТИЕВО-СЛЮДИСТЫЕ ТАНТАЛОНОСНЫЕ ГРАНИТЫ

Литиево-слюдистые редкометалльные граниты изучались автором на примере амазонит-альбитовых гранитов Забайкалья, генетически связанных с позднекиммерийским комплексом гранитов [131]. Главная интрузивная фаза этого комплекса представлена нормальными гранитами и сопровождается жильной серией гранитпорфиров и лампрофиров. Дополнительная фаза 1-го порядка сложена лейкократовыми биотитовыми гранитами, рвущими граниты главной фазы и их жильные дериваты. Жильная серия лейкократовых гранитов представлена аплитами, слабо развитыми безрудными пегматитами и кварцевыми жилами с вольфрамитом, касситеритом, сульфидами, реже – шеелитом.

Редкометалльные литиево-слюдистые граниты образуют апикальные фации массивов лейкократовых гранитов или изолированные тела дополнительных интрузий второго порядка. Их жильные дериваты принципиально отличаются от жильных дериватов материнских лейкократовых гранитов и представлены следующими типами: 1) апофизами амазонит-альбитовых гранитов, 2) амазонит-кварцевыми жилами с поздним альбитом, литиевой слюдой, топазом и касситеритом, 3) топаз-слюдяно-кварцевыми и существенно кварцевыми жилами с касситеритом и др. Вольфрамит в них встречается редко. Наблюдаются пересечения кварцевых жил с вольфрамитом, производных лейкократовых биотитовых гранитов, апофизами амазонитовых гранитов и другими их жильными дериватами.

Экзоконтактовые изменения во вмещающих песчано-сланцевых отложениях вокруг лейкократовых биотитовых гранитов представлены биотит-кварцевыми роговиками; вокруг массивов литиево-слюдистых гранитов – роговиками, богатыми топазом, а в надинтрузивных зонах – топазовым и топаз-циннвальдитовым грейзенном.

Фациальные литиево-слюдистые граниты, развитые в пределах массивов материнских лейкократовых биотитовых гранитов, слагают апикальные части их куполовидных выступов или крупных межпластовых апофиз, сложенных двуслюдяными разностями и перекрытых согласно залегающими слабо проницаемыми песчано-сланцевыми породами. В строении апикальных частей таких выступов наблюдается вертикальная зональность, обусловленная постепенной сменой снизу вверх биотитовых гранитов двуслюдяными, мусковитовыми микроклин альбитовыми и литиево-слюдистыми амазонит-альбитовыми [19].

Фазовые редкометалльные граниты образуют самостоятельные интрузивные тела, не имеющие видимой связи с материнскими лейкократовыми биотитовыми гранитами. С глубиной они переходят в бесслюдистые



разности, несущие в основном ниобиевую минерализацию. Обычно эти массивы представляют собой межпластовые интрузии, отщепленные от лейкократовых биотитовых гранитов, залегающие в основном согласно с перекрывающими их вмещающими сланцами. В интрузивных сериях пород, включающих литиево-слюдистые редкометалльные граниты, наблюдается закономерная унаследованная изменчивость минерального и химического состава, свидетельствующая об их комагматичности.

Граниты главной интрузивной фазы состоят из плагиоклаза № 20–40, микроклина, кварца и биотита. В краевых гибридных фациях присутствует роговая обманка. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, апатит и др. (табл. 7). Химический состав очень близок к среднему, по Делли. Незначительные отличия состоят в несколько повышенном содержании Al, Mg, Ca и пониженном — Si, Fe, H<sub>2</sub>O. По классификации А.Н. Заварицкого [80], они относятся к нормальному ряду пород (табл. 8).

Лейкократовые биотитовые граниты дополнительной фазы имеют олигоклаз-микроклин-кварцевый состав с биотитом (5–10%). Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, гранат, касситерит, вольфрамит, топаз, флюорит и др. В отличие от гранитов главной фазы они характеризуются меньшим содержанием плагиоклаза и большей его щелочностью, более высоким содержанием микроклин-пертита и кварца, тем, что отсутствует роговая обманка, меньшим количеством биотита и наличием Sn-W-F акцессорной минерализации наряду с Ca-Ti-Fe — фосфорной минерализацией (см. табл. 7). Химический состав гранитов отличается более высоким содержанием кремния и калия и более низким — Ca, Mg, Fe<sup>3+</sup>, Al, Ti, что соответствует общей направленности эволюционного развития гранитоидной магмы в процессе дифференциации. По системе А.Н. Заварицкого, эти граниты слабо пересыщены алюминием (табл. 8 и 9).

В апикальных частях массивов лейкократовых биотитовых гранитов часто развиты мусковитовые фации. При этом снизу вверх уменьшается количество олигоклаза № 23–29, раннего нерешетчатого микроклина и биотита, увеличивается количество олигоклаза № 12–17, микроклин-пертита, кварца и мусковита, появляется альбит, увеличивается содержание флюорита, вольфрамита, касситерита и топаза.

Литиево-слюдистые амазонит-альбитовые редкометалльные граниты представляют собой мелкозернистые порфиоровидные породы зеленовато-голубого цвета с порфиоровыми вкраплениями амазонита, серого кварца и розовых литиевых слюд. Структура пород в основном гипидиоморфнозернистая с подчиненным развитием прожилковых и реликтовых структур замещения. Структура мелкозернистой основной массы призматически-зернистая. Минеральный состав их альбит-микроклин-кварцевый с литиевыми слюдами (3–15%) и топазом (0,5–3%). Акцессорные минералы: флюорит, колумбит, тантало-колумбит, ниобо-танталит, танталит, гатчеттолит, микролит, Та-касситерит и др. (см. табл. 7).

Апикальные части массивов литиево-слюдистых гранитов, не имеющих видимой связи с материнскими биотитовыми гранитами, характеризуются исключительно сильно проявленной фациальной изменчивостью, выражающейся в изменении количественных соотношений главных ми-



Таблица 7

Минеральный состав пород интрузивных фаз комагматической интрузивной серии киммерийских гранитов Забайкалья (%)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7
Анiedzин № 35-40	5-10	-	-	-	-	-	-
Олигоклаз № 20-30	20-30	5-10	3-7	-	-	-	-
Олигоклаз № 12-17	-	10-15	10-20	5-10	-	-	-
Альбит № 7-10	-	-	2-3	20-30	35-45	5-10	-
Альбит № 0-6	-	-	-	-	-	30-40	35-45
Микроклин нерешетчатый	25-30	5-10	3-5	-	-	-	-
Микроклин-пертит	-	20-30	20-30	3-5	-	-	-
Микроклин решетчатый	-	-	2-3	15-25	3-5	3-5	3-5
Амазонит	-	-	-	3-5	20-30	15-25	25-35
Кварц	25-30	35-40	35-45	30-40	20-30	25-35	25-35
Роговая обманка	1-3	-	-	-	-	-	-
Биотит (сидерофиллит)	10-15	5-10	3-5	-	-	-	-
Мусковит	-	0-3	4-10	5-15	3-9	-	-
Литиевые слюды	-	-	-	-	+++	+++	+++
Сфен	+++ <sup>1</sup>	++	-	-	-	-	-
Апатит	++	++	+	-	-	-	-
Магнетит	+++	++	++	+	-	-	-
Лимонит	-	-	-	-	++	+++	+
Ильменит	-	++	++	+	-	-	-
Рутил	-	-	+	+	+	+	+
Стрюверит	-	-	+	+	+	+	+
Циркон	+	++	++	+	+	+	+
Монацит	-	++	+++	++	+	++	+
Ксенотим	-	+	+	-	-	-	-
Гранат	-	++	++	+	-	-	-
Турмалин	-	-	+	+	-	-	-
Вольфрамит	-	+	+	++	+	+	+
Касситерит	-	+	+	++	++	+++	+++
Топаз	-	+	+	++	+++	+++	+++
Флюорит	-	+	+	+++	+++	++	+++
Тангало-колумбит	-	-	-	++	++	++	+++
Ниобо-танталит	-	-	-	-	-	+++	+++
Микролит	-	-	-	+	++	+++	+++
Галенит	-	+	-	+	+++	++	++
Молибденит	-	-	-	+	+	++	++
Сфалерит	-	-	-	-	+	++	++

<sup>1</sup> Встречаемость минералов: +++ - характерные, ++ - обычные, + - редкие.

1-7 - граниты: 1 - плагиомикроклиновые главной интрузивной фазы; 2 - биотитовые порфириовидные фазы дополнительных интрузий; 3 - фациальные двуслюдяные; 4 - фациальные мусковитовые микроклин-альбитовые; 5 - фациальные амазонит-альбитовые с мусковитом и лепидолитом; 6 - литиево-слюдистые амазонит-альбитовые фациальные; 7 - то же, фазовые.

Таблица 8

Химический состав комагматической серии киммерийских гранитов Забайкалья, включающей литиево-слюдистые редкометалльные граниты (%)

Компоненты и петрохимические константы	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	69,21	66,85	72,64	71,52
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,45	0,08	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	15,20	14,46	17,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,98	1,64	0,54	0,09
FeO	1,67	1,51	1,59	0,26
MnO	0,12	0,03	0,01	0,02
MgO	1,15	2,30	0,20	0,19
CaO	2,19	2,77	0,77	0,33
Na <sub>2</sub> O	3,48	3,57	3,52	5,89
K <sub>2</sub> O	4,23	4,27	5,16	4,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	—	0,02	—
F	—	0,06	0,03	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,85	0,39	0,12	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,05	0,18	0,10
П.п.п.		0,36		
Сумма	100,00	99,45	99,32	100,26
		-0,02	-0,01	-0,09
		99,43	99,31	99,17
Литературный источник	Дели [74]	Данные автора	Данные А.Н. и В.А. Ассовских	Вычислено с учетом данных А.А. Бегуса и др. [194]
2Ca + K + Na : Al : Na + K	1,4 : 1,4 : 1	1,5 : 1,4 : 1	1,1 : 1,3 : 1	1 : 1,2 : 1
Na + K : Al	0,72	0,69	0,79	0,84
Ca : Na + K	0,19	0,24	0,06	0,02
Na : K	1,23	1,26	1,04	2,11
Al : Si	0,24	0,27	0,23	0,28
Fe <sup>+3</sup> : Fe <sup>+2</sup>	1,04	1,00	0,32	0,25
ΣO	3,02	2,97	3,02	3,07

Граниты: 6 — щелочноземельные (средний состав); 7 — плагиомикроклиновые главной фазы (аналитик Г.Е. Черепивская); 8 — лейкократовые биотитовые дополнительной фазы; 9 — фазовые литиево-слюдистые редкометалльные (7 анализов).

нералов, появлении участков текстур и разнозернистых структур. Эта фаціальная изменчивость обусловлена, по нашему мнению, двумя факторами.

С одной стороны, наблюдается увеличение содержания микроклина и кварца и уменьшение содержания альбита снизу вверх с образованием

Таблица 9

Средний химический состав лейкократовых биотитовых гранитов Забайкалья, фациально переходящих в редкометалльные разности, вычисленный по материалам Н.Е. Залашковой (%)

Компоненты и петрохимические константы	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	73,60	72,33	71,31	70,57
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,18	0,05	Следы
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,74	14,42	15,89	17,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	1,30	0,39	0,20
FeO	1,18	1,42	1,20	0,61
MnO	0,01	0,22	0,09	0,13
MgO	0,04	0,40	0,27	0,22
CaO	0,63	0,94	0,86	0,51
Na <sub>2</sub> O	3,26	3,24	3,66	5,73
K <sub>2</sub> O	4,56	4,44	4,93	3,94
F	0,58	0,74	0,68	0,56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,05	0,12	0,13	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,58	0,40	0,69	Не обн.
Сумма	99,72	100,15	100,15	100,15
2Ca + Na + K : Al : Na + K	1,1:1,2:1,0	1,4:1,4:1,0	1,1:1,4:1,0	1,1:1,3:1,0
Na + K : Al	0,81	0,70	0,71	0,76
Ca : Na + K	0,06	0,08	0,07	0,04
Na : K	1,09	1,11	1,13	2,21
Al : Si	0,20	0,24	0,26	0,28
Fe <sup>+3</sup> : Fe <sup>+2</sup>	1,65	0,84	0,35	0,25
ΣO	3,05	3,06	3,07	3,05

Граниты: 10 - биотитовые (3 анализа); 11 - двуслюдяные (8 анализов); 12 - мусковитовые микроклин-альбитовые (5 анализов); 13 - лепидилитовые амазонит-альбитовые (6 анализов).

аплитовых и пегматоидных фаций существенно микроклин-кварцевого состава. Причем аплитовые разности образуются в участках эндоконтакта, являющихся секущими по отношению к сланцеватости вмещающих пород или примыкающих к зонам трещиноватости в сланцах. Пегматоидные разности, обогащенные криофиллитом, образуются в участках эндоконтактных зон, примыкающих к согласно залегающим сланцам, не нарушенным трещиноватостью.

С другой стороны, наблюдается образование биминеральных кварц-микроклиновых и близких к мономинеральным существенно альбитовых и существенно кварцевых фациальных разностей пород, контролируемых зонами трещиноватости в редкометалльных гранитах и характеризующихся интенсивным развитием явлений замещения, особенно окварцевания.



Последовательность образования главных минералов в редкометалльных гранитах обычная для гранитов: плагиоклаз-микроклин+кварц+топаз + слюды [131]. От материнских лейкократовых гранитов они отличаются, во-первых, тем, что плагиоклаз имеет более щелочной состав, во-вторых, развитием позднего решетчатого микроклина вместо микроклин-пертита и литиевых слюд вместо биотита и, в-третьих, обилием топаза. Из аксессуарных минералов более широко развиты топаз, касситерит и сульфиды; появляются танталовые, тантал-ниобиевые и, в меньшей степени, редкоземельные минералы (см. табл. 7).

По химическому составу литиево-слюдистые редкометалльные граниты отличаются от материнских лейкократовых гранитов более высоким содержанием Li, Al, Na, F, OH и более низким Si, Fe, Ca, K. Для литиево-слюдистых редкометалльных гранитов также свойственна пересыщенность алюминием и повышенное содержание Ta, Nb, Rb, Sn.

Сравнительный анализ химического состава и минеральных парагенезисов пород разных фаз интрузивного комплекса, включающего литиево-слюдистые редкометалльные граниты, показывает закономерную эволюционную направленность магматической дифференциации, ведущую к возникновению алюмосиликатных расплавов-флюидов, обогащенных Na, Li, F, Ta, Nb, Sn.

Закономерная смена химического состава пород в этом ряду от более ранней (главной) интрузивной фазы к наиболее поздней (редкометалльной) выражается в том, что постепенно уменьшается содержание Ca, Mg, Fe, Ti и увеличивается сумма щелочей (см. табл. 8 и 9). Коэффициент апатитности также закономерно возрастает от 0,69 в гранитах главной интрузивной фазы до 0,84 в танталоносных гранитах. Одновременно происходит закономерное увеличение кислородного числа, уменьшение отношения  $Ca : Na + K$  и окислительно-восстановительного потенциала  $Fe^{+3} : Fe^{+2}$ .

Отношения  $Al : Si$  и  $Na : K$  сначала несколько уменьшаются (в лейкократовых гранитах), а потом снова возрастают (в литиево-слюдистых), что является следствием ритмичной кристаллизационной дифференциации магмы (см. ниже).

Закономерная унаследованность и постепенная смена парагенезисов главных минералов от ранней к поздней интрузивной фазе также отражают эволюцию химического состава магмы. Так, граниты главной фазы сложены наиболее высокотемпературной минеральной ассоциацией, состоящей из плагиоклаза № 20—40, раннего нерешетчатого микроклина, роговой обманки и биотита. Лейкократовые граниты дополнительной фазы сложены главным образом более поздней минеральной ассоциацией, состоящей из олигоклаза № 12—17, микроклин-пертита и сидерофиллита. Более ранняя минеральная ассоциация в них представлена в резко подчиненном количестве. Кроме того, в них в небольших количествах присутствует третья минеральная ассоциация, состоящая из альбита № 7—10, позднего решетчатого микроклина и мусковита. Литиево-слюдистые редкометалльные граниты нацело сложены третьей, более резко проявленной минеральной ассоциацией, состоящей из альбита № 0—6, амазонита и литиевых слюд (см. табл. 7).

Унаследованность и постепенная смена акцессорной минерализации от наиболее ранней фазы к наиболее поздней интрузивной фазе также являются закономерными. Так, в плагиомикроклиновых гранитах главной фазы главные акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. В лейкократовых биотитовых гранитах роль этих минералов уменьшается и появляются ильменит, гранат, турмалин, монацит, ксенотим, эвксенит, вольфрамит, касситерит, топаз, флюорит, рутил, стрюверит и минералы группы колумбита-танталита. В литиево-слюдистых гранитах из первого парагенезиса сохраняются только циркон и пирит, исчезают ильменит, гранат, турмалин, но появляется торит и увеличивается роль топаза, флюорита, касситерита, танталониобатов и сульфидов (см. табл. 7). Таким образом, от наиболее ранней к наиболее поздней интрузивной фазе (или фации) наблюдается закономерная смена Ca-P-Ti-Fe минерализации Ti-Zr-Nb-редкоземельной и далее F-Li-Sn-Nb-Ta с увеличением разнообразия сульфидов. Такую закономерность можно объяснить только эволюционным изменением химизма магмы в процессе дифференциации.

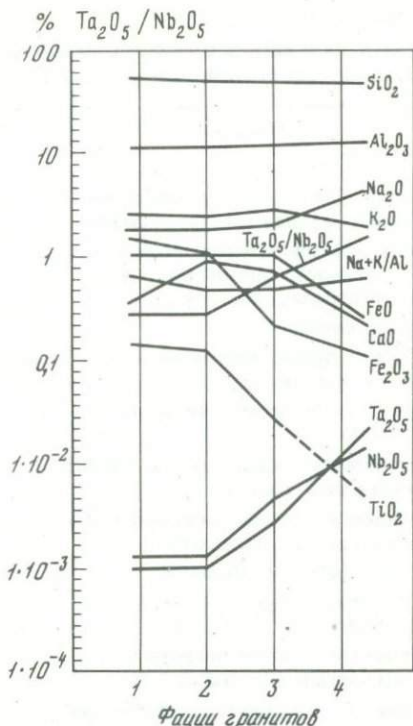
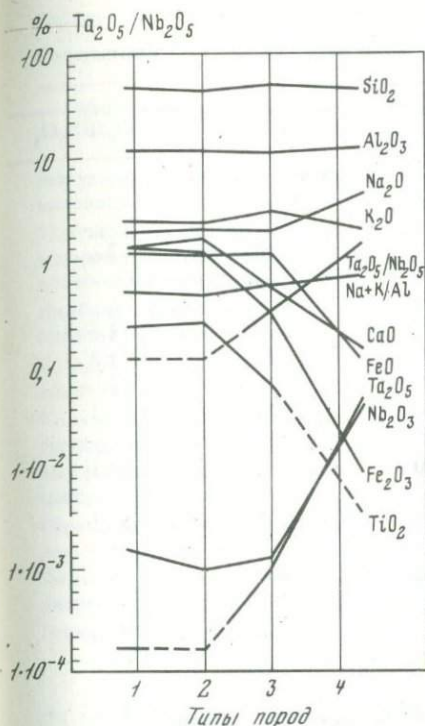
Среди редкометальных гранитов литиево-слюдистые амазонит-альбитовые граниты имеют наиболее высокие как содержание  $Ta_2O_5$  (100–400 г/т), так и Ta-Nb отношение (1:1 – 1:2), которые с глубиной закономерно уменьшаются. По сравнению с кларком<sup>1</sup> концентрация  $Ta_2O_5$  в литиево-слюдистых амазонитовых гранитах возрастает в 40–170, а  $Nb_2O_5$  – только в 8–15 раз, что позволяет данный тип редкометальных гранитов именовать собственно танталоносными гранитами, а месторождения этого типа рассматривать как собственно танталовые.

Сравнение средних содержаний тантала и ниобия в комагматических породах одной и той же интрузивной серии показывает, что в ходе магматического процесса – от главной интрузивной фазы к дополнительным фазам первого и второго порядков – содержание тантала, ниобия и Ta-Nb отношение закономерно возрастают. При этом наблюдается прямая зависимость между этими характеристиками и изменением коэффициента апгаитности, кислородного числа и степени пересыщения алюминия и обратная зависимость их от содержаний: Ca,  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$ , Ti и отношений Ca : Na + K и  $Fe^{+3} : Fe^{+2}$  (см. табл. 8 и 10; фиг. 6). Еще более отчетливо эта закономерность выражена при фациальных переходах лейкократовых биотитовых гранитов в литиево-слюдистые танталоносные (фиг. 7).

Наиболее высокая концентрация тантала и преобладание тантала над ниобием свойственны апикальным частям массивов редкометальных гранитов мощностью 50–100 м. Ниже содержание тантала постепенно уменьшается до 0,001–0,004% и соответственно Ta-Nb отношение изменяется в пользу ниобия от 1 : 1 до 1 : 2. Характер фазовых массивов редкометальных гранитов при этом в общем не меняется. Только с глубиной уменьшается количество литиевых слюд, топаза и касситерита.

<sup>1</sup> Здесь и далее сравнение производится главным образом с весовыми кларками тантала и ниобия для земной коры, выраженными в пятиокисях (кларк  $Ta_2O_5 = 0,00024\%$ ,  $Nb_2O_5 = 0,0023\%$ ).





Фиг. 6. Зависимость содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения от содержания петрогенных элементов в породах комагматической интрузивной серии, включающей литиево-слюдистые редкометалльные граниты

1 — граниты среднего состава (74); 2 — плагио-микроклиновые граниты главной фазы; 3 — лейкократовые биотитовые граниты дог. титательной фазы; 4 — литиево-слюдистые амазонит-альбитовые редкометалльные граниты дополнительной фазы второго порядка

Фиг. 7. Зависимость содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения от содержания петрогенных элементов в фациальных разностях лейкократовых гранитов, в том числе и литиево-слюдистых

1 — биотитовые граниты; 2-4 фацции: 2 — двуслюдяная, 3 — мусковитовая микроклин-альбитовая, 4 — лепидолитовая амазонит-альбитовая

В мелкозернистых, а также биминеральных (и близких к мономинеральным) фациях редкометалльных гранитов, контролируемых зонами трещиноватости, лишенных слюд и топаза, содержание  $Ta_2O_5$  резко уменьшается по сравнению с содержанием в окружающих гранитах до 0,003–0,005%, в то время как содержание ниобия практически не изменяется. Ta-Nb отношение в таких участках снижается до 1 : 5–1 : 8, что свидетельствует о выносе из таких зон фтор-комплексных соединений и, в том числе тантала.

В экзоконтактовых грейзенах, развитых по вмещающим метаморфическим сланцам, содержание обоих элементов возрастает в 5–15 раз по



Таблица 10

Содержание тантала и ниобия в литиево-слюдистых редкометалльных гранитах и генетически связанных породах, г/т

Порода	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Плагиоклаз-микроклиновые граниты главной интрузивной фазы	< 10	< 10	—
Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты фазы дополнительных интрузий	10	20	1 : 2
Мусковитовые граниты	40	70	1 : 1,7
Мусковитовые микроклин-альбитовые граниты	50	70	1 : 1,3
Мусковитовые амазонит-альбитовые граниты	60	70	1 : 1,1
Мусковит-лепидолитовые амазонит-альбитовые граниты	80	70	1,1 : 1
Литиево-слюдистые амазонит-альбитовые граниты фашиальные	180	120	1,5 : 1
То же, фазовые (4 анализа)	160	240	2 : 1—1 : 2
Топаз-кварцевые грейзены зоны экзоконтакта	10	60	1 : 6
Топаз-цинвальдит-кварцевые грейзены зоны экзоконтакта	50	100	1 : 2
То же, по А.А. Беусу и А.А. Ситнину [20]	50—170	30—120	1,4—1,7 : 1
Вмещающие сланцы	< 10	< 10	—

Примечание. Таблица составлена с учетом данных А.А. Беуса и др. [19] и Н.Е. Залашковой за 1969 г.

сравнению с их содержанием в неизменных сланцах, что свидетельствует о выносе этих элементов из массивов танталоносных гранитов (см. табл. 10).

Главными минералами-концентраторами тантала и ниобия в литиево-слюдистых редкометалльных гранитах и их надинтрузивных грейзенах являются минералы группы колумбита-танталита, микролит и стрюверит. В незначительных количествах редко встречается лопарит [131, 182, 184].

Минералы группы колумбита-танталита наиболее широко распространены в породе и равномерно распределены в ней. Включения минералов этой группы наблюдаются во всех породообразующих минералах, что свидетельствует о ранней их кристаллизации в процессе формирования танталоносных гранитов. По химическому составу среди них наблюдаются все переходные разности от колумбита до ниобо-танталита (табл. 11). Изменение их химического состава подчинено двум отчетливо выраженным закономерностям. От центральных частей массивов к апикальным эндоконтактовым зонам, т.е. снизу вверх, наблюдается увеличение в них

Таблица 11

Содержание тантала и ниобия в собственных минералах [18, 19], %

Минерал и его парагенезис	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Колумбит из глубинных частей массивов	18,44	55,28	1 : 3
Тантало-колумбит из мусковит-микроклин-альбитовых и мусковит-амазонит-альбитовых фаций	33–39	39–47	1 : 1–1,4
Ниобо-танталит из лепидолит-амазонит-альбитовой фации	45,28	35–57	1,3 : 1
То же, из апикальной части массива	54,98	23,29	2,3 : 1
Колумбит из мелкозернистых трещинных фаций	6–12	63–66	1 : 5–1 : 10
Микролит из апикальных частей массивов (5 анализов)	37–73	5–35	1,1 : 1–13 : 1
Стрюверит из двуслюдяной переходной фации	7,32	6,07	1,1 : 1
То же, из экзоконтактовых литиево-слюдистых грейзенов	6,07	0,20	30 : 1
Лопарит из эндоконтакта	1,95	5,80	1 : 3

Ta-Nb отношения и уменьшение отношения Fe : Mn. Особенно отчетливо эта зональность выражена в фациальных танталоносных гранитах.

В мелкозернистых фациях, контролируемых зонами трещиноватости, Ta-Nb отношение в этих минералах резко смещено в пользу ниобия.

Таким образом, в процессе формирования танталоносных гранитов наблюдается относительная концентрация тантала, по сравнению с ниобием и марганца — по сравнению с железом в апикальных частях массивов. В зонах же трещиноватости, свидетельствующих о нарушении режима системы, наблюдается обратная закономерность — уход тантала в форме легко подвижных соединений за пределы нарушенных участков, что подтверждается также уменьшением содержания в этих участках слюд и топаза, являющихся основными носителями фтора.

Микролит и его разновидности (см. табл. 11) сосредоточены главным образом в апикальных частях массивов мощностью 20–30 м. Их включения наблюдаются во всех породообразующих минералах, что позволяет рассматривать эти минералы как обычные акцессорные редкометалльных гранитов этого типа. Для них характерны повышенные содержания Sn, Pb, TR. Для микролита характерна та же закономерность, которая была отмечена для минералов группы колумбита-танталита, т.е. по направлению к апикальным частям массивов Ta-Nb отношение в них возрастает. Крайние танталовые члены приурочены к самым апикальным частям, имеющим небольшую мощность.

Стрюверит в танталоносных гранитах образует включения в альбите или выполняет промежутки между его кристаллами [131]. В двуслю-

данных гранитах глубинных частей массивов танталоносных гранитов, фациально переходящих в биотитовые граниты, встречается стрюверит с близким содержанием тантала и ниобия [18]. В стрюверите из экзоконтактных грейзенов [183] содержание ниобия значительно ниже, а Ta-Nb отношение резко возрастает. Это свидетельствует о большем выносе тантала, по сравнению с выносом ниобия, в зоны экзоконтактов в процессе формирования массивов танталоносных гранитов.

Лопарит встречается исключительно редко, непосредственно у контакта с вмещающими сланцами [184]. Он приурочен к аплитовидным мелкозернистым фациям танталоносных гранитов с эгирином. Его химический состав близок к таковому у лопарита из нефелиновых сиенитов, однако наблюдаются более высокие содержание тантала, Ta-Nb отношение (см. табл. 11) и содержание олова.

Помимо образования собственных минералов тантал в значительной степени концентрируется в касситерите, криофиллите, цирконе и топазе, в то время как в плаггиомикроклиновых гранитах главной интрузивной фазы и биотитовых лейкократовых гранитах он рассеян главным образом в биотите и сфене (табл. 12).

Таблица 12

Содержание тантала и ниобия в прочих минералах-носителях магматической интрузивной серии киммерийских гранитов [131], (%)

Минерал	Парагенезис	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Роговая обманка	Граниты главной фазы	Не обн.	Не обн.	—
Магнетит	То же	То же	0,002	—
Сфен	"	0,013	0,173	1 : 14
Биотит	"	Не обн.	0,002	—
"	Лейкократовые биотитовые — фазы дополнительных интрузий	0,007	0,042	1 : 6
Мусковит	Мусковитовые граниты (фациальные)	Не обн.	0,001—0,019	—
	Кварц-касситеритовые жилы, производные танталоносных гранитов		0,003	—
Лепидолит	Танталоносные граниты	То же	0,001—0,014	—
Циннвальдит	Пегматоидные фации танталоносных гранитов	"	Не обн.	—
	Кварцевые жилы	"	0,001	—
Криофиллит	Танталоносные граниты	0,006	0,017	1 : 3
Циркон	То же	0,72	2,19	1 : 3
Топаз	"	0,002	0,003	1 : 1,5
Касситерит	"	3,84	7,34	1 : 2
То же	"	1,26	0,27	5 : 1
"	Кварцевые жилы	0,047	1,60	1 : 34
"	То же со слюдой	0,053	1,02	1 : 20



Вышеприведенные данные свидетельствуют о закономерном увеличении Ta-Nb отношения в минералах-носителях от наиболее ранней к наиболее поздней интрузивной фазе гранитоидов и резком уменьшении его в жильной серии дифференциатов танталоносных гранитов. Таким образом, закономерное увеличение содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношения от наиболее ранних к наиболее поздним интрузивным фазам и от более глубоких фаций массивов редкометалльных гранитов к апикальным наблюдается как в породах, так и в минералах-концентракторах (см. табл. 11 и 12) этих элементов, что свидетельствует о накоплении обоих элементов и относительной концентрации тантала в расплаве по сравнению с концентрацией ниобия к концу магматического процесса.

### СИДЕРОФИЛЛИТОВЫЕ<sup>1</sup>

#### ЦИРКОНИЙ-ТАНТАЛ-НИОБИЕНОСНЫЕ ГРАНИТЫ

Сидерофиллитовые редкометалльные граниты, характеризующиеся повышенным содержанием Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U также являются производными лейкократовых биотитовых гранитов и, как правило, генетически связаны с гипабиссальными интрузивными комплексами гранитоидов. В большинстве случаев они залегают непосредственно в материнских гранитах или являются составной частью сложных многофазных интрузивных массивов центрального типа. Обычно они образуют штокообразные, пластообразные, дайкообразные или кольцевые залежи, площадь которых измеряется квадратными километрами, а мощность составляет от десятков метров до 1 км. Характерными примерами являются колумбитоносные граниты плато Джос в Северной Нигерии [231] и некоторые массивы Казахстана.

В Северной Нигерии колумбитоносные граниты широко распространены среди пород комплекса "молодых гранитов", прорывающих древний кристаллический фундамент и перекрытых третичной толщей осадочно-эффузивных пород. Для массивов этого комплекса характерны кольцевое строение и пестрый петрографический состав со сложными генетическими взаимоотношениями между породами разного состава, а также тесная связь с излившимися кислыми лавами, что свидетельствует о малых глубинах их формирования. Большинство исследователей интрузивные породы этого комплекса расчленяют на четыре главные петрографические группы, примерно соответствующие последовательности их образования: 1) основные породы и сиениты, 2) амфибол-фаялитовые граниты, 3) биотитовые и биотит-(сидерофиллит)-альбитовые граниты и 4) рибекитовые и рибекит-альбитовые граниты [231].

На территории Казахстана массив сидерофиллитовых редкометалльных гранитов, изученных автором, также приурочен к сложному многофазному интрузивному комплексу гранитоидов каледонского цикла, прорывающему породы архея и протерозоя. Этот комплекс представлен четырьмя интрузивными фазами: 1) гранодиориты и кварцевые диориты

<sup>1</sup> Ранее в работах [19, 108, 125, 129, 131, 176, 231 и др.] описывались под названием биотитовых.

с признаками гибридности; 2) крупнозернистые биотитовые граниты; 3) биотитовые порфиroidные лейкократовые граниты; 4) редкометалльные сидерофиллитовые граниты [49]. На современном уровне среза наиболее широко развиты лейкократовые граниты третьей фазы, которые являются материнскими и вмещающими для редкометалльных гранитов. Их жильные дериваты представлены гранитами, гранит-порфирами, щелочными гранитами, пегматоидными гранитами, высокотемпературными безрудными пегматитами.

Редкометалльные граниты образуют куполообразно-изогнутое тело, полого залегающее в лейкократовых биотитовых гранитах с интрузивными контактами; характеризуются наличием эндоконтактной пегматоидной фации и мелких апофиз, секущих вмещающие граниты. Редкометалльные граниты являются секущими по отношению к жильным дериватам лейкократовых биотитовых гранитов. Жильные дериваты представлены пегматоидными микроклин-кварцевыми и кварцевыми жилами.

Для нигерийского комплекса "молодых гранитов" характерна закономерная смена минеральных парагенезисов от ранних основных к более поздним кремнекислым интрузивным фазам, которая отражает закономерности изменения химического состава магмы в процессе дифференциации. Так, плагиоклаз изменяется от андезин-лабрадора в основных породах до альбита в редкометалльных гранитах. Калиевые полевые шпаты представлены в сиенитах ортоклазом, в амфиболовых гранитах — ортоклаз-пертитом, в биотитовых гранитах — ортоклаз- и микроклин-пертитом, в редкометалльных гранитах — поздним решетчатым микроклином, не содержащим пертитовых вростков. Таким образом, к концу процесса наблюдается обособление натровой составляющей полевых шпатов и образование самостоятельного альбита.

Темноцветные минералы представлены в габбро и сиенитах главным образом оливином и авгитом (+роговая обманка и биотит), в амфиболовых гранитах — фаялитом, геденбергитом, биотитом и роговой обманкой; причем биотит и роговая обманка распространены более широко, чем в габбро и сиенитах. В биотитовых гранитах главным темноцветным минералом [231] является биотит, в редкометалльных гранитах — сидерофиллит с повышенным содержанием лития ( $0,77 \text{ Li}_2\text{O}$ ) и фтора (4,36%).

Акцессорные минералы в габбро представлены ильменитом и апатитом; в сиенитах, кроме того, присутствует магнетит и появляются флюорит и ортит. В амфиболовых гранитах количество ильменита увеличивается, появляются сфен, циркон и фергусонит. В биотитовых гранитах, помимо вышеперечисленных минералов, появляются монацит, ксенотим, торит, колумбит и касситерит. Сфен исчезает. В редкометалльных гранитах роль циркониевой и ниобиевой минерализации еще более возрастает.

По химическому составу от более ранних основных к более поздним кислым разностям пород наблюдается закономерное уменьшение Ca, Mg, Mn, Fe, Ti и увеличение кремния, а также кислородного числа и  $\text{Fe}^{+3} : \text{Fe}^{+2}$  потенциала (табл. 13). Отношения Na : K и Al : Si закономерно уменьшаются, падают до минимума в биотитовых гранитах и за-



тем несколько возрастают в редкометальных. По главной петрохимической характеристике  $2Ca + Na + K : Al : Na + K$  все члены этого интрузивного комплекса относятся к нормальному ряду пород, только в редкометальных фациях сидерофиллитовых гранитов наблюдается незначительное пересыщение глиноземом.

В интрузивном комплексе гранитов Казахстана, сопровождающемся редкометальными сидерофиллитовыми гранитами, дифференциация магмы проявилась еще более отчетливо. Вследствие этого альбитовая составляющая в них обособилась в дополнительной субфазе редкометальных гранитов, а в материнских биотитовых гранитах представлена в резко подчиненном количестве, в составе более позднего минерального парагенезиса. Минеральный состав лейкократовых биотитовых гранитов этого комплекса отличается от состава нигерийских пониженным содержанием альбита и биотита, в них практически полностью отсутствует колумбит и более низкое содержание циркона. Они состоят из альбит-олигоклаза № 8–13, микроклин-пертита, кварца и биотита (до 3%). В незначительных количествах встречаются роговая обманка и мусковит. Акцессорные минералы — флюорит, циркон, сфен, апатит, магнетит и ильменит.

Наряду с ранней парагенетической ассоциацией минералов, слагающей главный объем массива и представленной альбит-олигоклазом, микроклин-пертитом, биотитом и крупнозернистым кварцем, в небольших количествах присутствует более поздняя ассоциация, состоящая из альбита № 5–8, решетчатого микроклина и мелкозернистого кварца. На контакте с редкометальными гранитами материнские биотитовые граниты интенсивно замещены альбитом № 2–4 [131].

По химическому составу лейкократовые биотитовые граниты и их производные жильные аплиты отличаются от биотитовых гранитов Нигерии несколько пониженным содержанием железа и повышенным — алюминия. Средний состав и тех и других отличается от щелочноземельных гранитов более высоким содержанием кремнезема и щелочей и более низким — Ca, Mg, Mn, Fe, Al и Ti. Для них также свойственна небольшая пересыщенность алюминием (см. табл. 13).

Сидерофиллитовые редкометальные граниты Казахстана состоят (в %): из альбита № 2–6 — 40–60, микроклина — 20–30, кварца — 25–35 и сидерофиллита — 1–5. Второстепенные минералы: кальцит, хлорит, мусковит и онкозин. Редко в эндоконтактных зонах встречается рибекит. Характерные акцессорные минералы: флюорит, колумбит, малакон, магнетит, чевкинит, торит. Последовательность образования главных минералов в них такая же, как и для гранитов — плагиоклаз (альбит) — микроклин — кварц.

Слабо выраженный пегматитовый процесс в редкометальных гранитах представлен только своей конечной микроклин-кварцевой частью, поскольку главная масса альбита была закристаллизована на раннем этапе формирования материнской интрузии редкометальных гранитов [131].

По химическому составу редкометальные сидерофиллитовые граниты отличаются от материнских лейкократовых пониженным содержанием



Таблица 13

Сравнение химического состава пород<sup>1</sup> интрузивных комплексов, включающих

Компоненты и петрохимические константы	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	45,56	59,81	71,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,45	0,06
(Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	3,78	1,21	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,38	14,16	12,62
ZrO <sub>2</sub>	—	—	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	2,59	1,45
FeO	8,11	5,91	2,41
MgO	5,97	1,33	0,24
MnO	—	0,12	0,09
CaO	12,11	4,13	0,96
BaO	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	2,62	4,29	4,18
K <sub>2</sub> O	0,47	4,01	5,06
Li <sub>2</sub> O	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,08	0,74	0,07
CL	—	—	0,03
F	—	0,17	0,13
S	0,05	0,05	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,06	1,03	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,37	0,16
П.п.п.	—	—	—
Сумма	100,05	100,37	100,19
2Ca + Na + K : Al : Na + K	5,6 : 3,8 : 1	1,7 : 1,2 : 1	1,14 : 1,08 : 1
Na + K : Al	0,26	0,80	0,98
Ca : Na + K	1,23	0,33	0,07
Na : K	9,44	1,64	1,26
Al : Si	0,47	0,28	0,21
Fe <sup>+3</sup> : Fe <sup>+2</sup>	0,16	0,39	0,55
ΣО	2,78	2,88	3,01

<sup>1</sup> Интрузивный комплекс Северной Нигерии [231]: 14 — габбро (2 анализа); 15 — кварцевые диориты и сиениты (5 анализов); 16 — фаялит-амфиболовые граниты (7 анализов); 17 — биотитовые граниты (5 анализов); 18 — альбит-сидерофиллитовые фа-

Si, Ca, K и повышенным — Na, Al, Fe, Mn. По содержанию кремнезема и железа они занимают промежуточное положение между лейкократовыми биотитовыми и щелочными гранитами. От сидерофиллит-альбитовых гранитов Нигерии они отличаются повышенным содержанием Na, Mn, Al, Fe. Тем не менее пересыщения глиноземом или щелочами в них не наблюдается (см. табл. 13).

сидерофиллитовые редкометалльные граниты (%)

	17	18	19	20	21
	75,63	76,46	76,76	75,34	73,66
	0,04	Следы	—	—	—
	0,01	0,02	—	—	—
	0,13	0,04	0,11	0,07	0,06
	12,42	12,78	12,87	13,79	13,78
	0,04	0,04	—	—	—
	0,58	0,52	0,50	0,27	1,68
	1,10	0,60	0,10	0,07	0,31
	0,12	0,10	0,19	0,12	0,22
	0,02	0,01	0,10	0,06	0,17
	0,65	0,26	0,70	0,57	0,27
	—	—	0,16	—	0,17
	3,93	4,29	3,49	3,83	5,98
	4,81	4,52	4,63	4,57	3,56
	0,08	Следы	—	—	—
	0,02	0,01	—	—	—
	0,02	0,01	—	—	—
	0,16	0,26	—	—	—
	0,02	0,02	—	—	—
	0,29	0,35	0,26	0,25	0,25
	0,14	0,19	—	—	—
	—	—	0,24	0,34	0,29
	100,21	100,48	100,11	99,28	100,40
	1,1 : 1,07 : 1	1,04 : 1,07 : 1	1,1 : 1,2 : 1	1,1 : 1,2 : 1	1,04 : 1,01 : 1
	0,94	0,94	0,84	0,81	0,99
	0,05	0,02	0,06	0,05	0,02
	1,24	1,44	1,13	1,27	2,57
	0,19	0,20	0,20	0,22	0,22
	0,53	0,75	6,00	3,00	5,00
	3,07	3,10	3,10	3,09	3,07

ции (2 анализа). Гранитоиды Казахстана: 19 — лейкократовые биотитовые граниты (5 анализов); 20 — аплиты (2 анализа); 21 — редкометалльные сидерофиллитовые граниты.

Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в редкометалльных сидерофиллитовых гранитах варьирует от 30 до 150 г/т, в то время как в материнских гранитах оно обычно не превышает 17 г/т. Концентрация по сравнению с кларками увеличивается для тантала в 10–80, а ниобия в 10–130 раз. В связи с этим месторождения этого типа следует рассматривать как комплексные — тантало-ниобиевые. Отношение Ta : Nb в них является более низким, чем

Таблица 14

Содержание тантала и ниобия в коагматических сериях интрузивных пород, включающих сидерофиллитовые редкометалльные граниты (г/т)

Порода	Район	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Литературный источник
Роговообманковые сиениты	Нигерия	1	11	81	1 : 7	[60]
Роговообманковые гранитпорфиры	То же	1	10	130	1 : 13	[60]
Биотитовые граниты	"	1	17	157	1 : 9	[60]
Редкометалльные граниты	"	2	30	293	1 : 10	[60]
То же	"	1	30	200	1 : 7	[176]
"	"	3	До 150	До 3000	1 : 20	[238]
Биотитовые граниты	Казахстан	5	До 10	36	1 : 5	Данные автора <sup>1</sup>
Аплиты	То же	2	До 10	60	1 : 7	То же
Редкометалльные граниты	"	5	30	560	1 : 9	"

<sup>1</sup> Аналитик А.А. Манухова.

в материнских лейкократовых биотитовых гранитах (табл. 14). В процессе формирования сидерофиллитовых редкометалльных гранитов наблюдается та же закономерность, которая была прослежена для процесса формирования литиево-слюдистых танталоносных гранитов. От более ранних к более поздним интрузивным фазам по мере уменьшения содержания Са, Mg, Fe<sup>+3</sup>, Fe<sup>+2</sup>, Ti, Mn и P наблюдается увеличение содержания Ta и Nb.

Что же касается Ta-Nb отношения, то максимального значения оно достигает в лейкократовых биотитовых гранитах и затем уменьшается в редкометалльных (фиг. 8). Для последних также характерно относительное обогащение танталом верхних частей, но менее четко выраженное.

Главным минералом-концентратором тантала и ниобия является колумбит. В более щелочных разностях, кроме того, встречается пироклор. По времени выделения колумбит является ранним минералом. Его включения наблюдаются во всех главных породообразующих минералах, а также в биотите, цирконе, ксенотиме и торите.

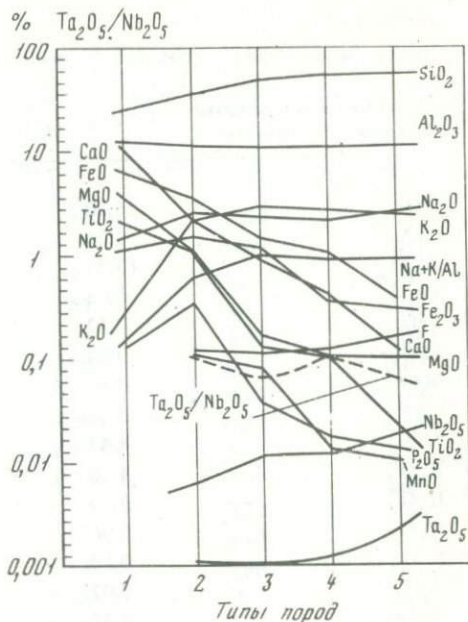
Колумбит представлен крайним ниобиевым членом изоморфного ряда колумбит-танталита, причем в нигерийских редкометалльных гранитах развита его железистая разновидность — ферроколумбит, а в фазовых редкометалльных гранитах Казахстана — манганоколумбит. Содер-



Фиг. 8. Зависимость содержаний тантала и ниобия от содержаний главных и второстепенных петрогенных окислов в интрузивной серии "молодых гранитов" Нигерии

1 — габбро; 2 — сиениты; 3—5 — граниты: 3 — амфиболовые, 4 — лейкократовые биотитовые, 5 — альбит-сидерофиллитовые редкометалльные

жание  $Ta_2O_5$  в нем варьирует от 1,36 до 3,89%. В колумбите из микроклин-кварцевых дериватов редкометалльных гранитов Казахстана содержание  $Ta_2O_5$  повышается до 12,56%. Отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в колумбитах из редкометалльных гранитов колеблется от 1 : 19 до 1 : 54, а в пегматитах оно возрастает до 1 : 5. Более низкое Ta-Nb отношение в колумбитах по сравнению с редкометалльными гранитами объясняется более высоким Ta-Nb отношением в других минералах-носителях этих элементов — сидерофиллите ( $Nb_2O_5$  0,35;  $Ta_2O_5$  0,11%), малаконе, ильмените ( $Nb_2O_5$  1,35% и  $Ta_2O_5$  0,08%), гематите ( $Nb_2O_5$  2,20% и  $Ta_2O_5$  0,32%).



### РИБЕКИТОВЫЕ ТАНТАЛ-НИОБИЕНОСНЫЕ ГРАНИТЫ

Рибекитовые редкометалльные граниты (в отличие от сидерофиллитовых) характеризуются развитием щелочных пироксенов и амфиболов вместо сидерофиллита, пирохлора вместо колумбита и более широким развитием редкоземельных и ториевых акцессорных минералов. В некоторых их фациях иногда развиты слюды, в том числе и литиевые. Часто они представляют собой фашиальные разновидности сидерофиллитовых редкометалльных или материнских лейкократовых биотитовых гранитов, но иногда образуют самостоятельные штоки во вмещающих породах, приуроченные к крупным разрывным нарушениям или кольцевым разломам. Типичными примерами рибекитовых редкометалльных гранитов являются широко известные пирохлоровые месторождения комплекса "молодых гранитов" Северной Нигерии и некоторые массивы Урала, Казахстана и Сибири.

Лейкократовые биотитовые граниты, с которыми генетически или парагенетически связаны рибекитовые редкометалльные граниты, практически ничем не отличаются от ранее описанных для интрузивных серий, включающих литиево-слюдястые и сидерофиллитовые редкометалльные граниты. Они состоят (в %): из олигоклаза № 12—15—20—25, микроклин-пертита — 40—45, кварца — 25—30, биотита — 5—7. В незначительном



Таблица 15

Химический состав главных фаций массивов рибекитовых редкометалльных гранитов

Компоненты и петрохимические константы	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	75,20	74,69	72,16	69,47
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,03	0,06	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,27	13,97	14,09	18,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,68	0,63	1,45	1,94
FeO	0,52	0,47	0,63	1,51
MnO	0,04	0,01	0,04	0,03
MgO	0,16	0,55	0,06	0,04
CaO	0,33	0,61	0,60	0,57
Na <sub>2</sub> O	4,87	4,65	6,63	5,32
K <sub>2</sub> O	4,28	3,83	4,33	4,80
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,34	0,29	0,26	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,06	—	0,02	0,08
F <sup>-</sup>	0,18	0,13	0,67	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	—	0,02	0,02
П.п.п.	0,27	—	0,52	—
Сумма	100,32	99,86	100,54	98,88
2Ca + Na + K : Al : Na + K	1,05 : 1,05 : 1	1,1 : 1,2 : 1	1,1 : 1 : 1	1,1 : 1 : 1
Na + K + Al	0,95	0,85	0,99	1,01
Ca : Na + K	0,02	0,05	0,04	0,04
Na : K	1,76	1,83	1,98	1,69
Al : Si	0,21	0,22	0,23	0,24
Fe <sup>+3</sup> : Fe <sup>+2</sup>	1,14	1,14	2,00	1,14
ΣО	3078	3078	3036	2961

Граниты: 22 — лейкократовые биотитовые (4 анализа); 23 — сидерофиллит-рибекитовые (2 анализа); 24 — эгирин-рибекитовые (3 анализа); 25 — рибекитовые

количестве присутствует альбит № 4–6, развивающийся по микроклин-пертиту. Последовательность образования главных лейкократовых минералов обычная для гранитов: олигоклаз — микроклин — кварц — альбит. Характерными акцессорными минералами являются: магнетит, гематит, ильменит, сфен, апатит, циркон, флюорит и пирит. Реже встречаются колумбит, малакон и минералы тория.

Рибекитовые редкометалльные граниты состоят (в %): из калиевого полевого шпата — 20–40, плагиоклаза — 30–50, кварца — 20–35 и рибекита — 2–10. В некоторых фашиальных разностях наблюдаются также небольшие количества эгирина, сидерофиллита и литиевых слюд. В отличие от сидерофиллитовых рибекитовых редкометалльных гранитов имеют более мелкозернистую структуру, в них присутствуют субэффузивные фации [50]. Как и для других редкометалльных гранитов, для некоторых

Сибири (%)

	26	27	28	29	30
	69,42	72,98	74,16	73,62	73,30
	0,12	0,03	0,03	0,08	0,11
	14,31	14,04	14,47	12,55	12,33
	1,00	0,48	0,67	1,89	2,58
	0,90	0,89	0,64	1,04	1,28
	0,05	0,08	0,06	0,04	0,02
	0,10	0,05	0,12	0,23	0,26
	0,58	0,18	0,28	0,55	0,46
	5,45	4,75	4,61	5,14	4,55
	4,18	4,87	4,36	4,07	4,20
	0,60	—	0,21	0,32	0,86
	0,14	0,16	0,03	0,10	—
	2,20	0,15	0,13	0,60	—
	0,01	0,03	0,06	—	—
	1,60	0,57	0,65	—	—
	100,66	99,26	100,48	100,23	99,95
	1,1 : 1,1 : 1	1,02 : 1,07 : 1	1,05 : 1,2 : 1	1,10 : 1 : 1,02	1,07 : 1,02 : 1
	0,94	0,98	0,85	1,02	0,97
	0,04	0,01	0,02	0,04	0,03
	2,00	1,48	1,61	1,95	1,63
	0,24	0,23	0,23	0,20	0,20
	0,92	0,50	0,89	1,71	1,78
	3001	3008	3075	3053	3052

(4 анализа); 26 — сидерофиллит-рибекитовые; 27 — рибекит-литиево-слюдистые; 28 — рибекит-криофиллитовые (6 анализов); 29 — средний состав (16 анализов); 30 — щелочные граниты.

разностей рибекитовых гранитов характерно наличие эндоконтактовых пегматитовых фаций.

Главные породообразующие минералы представлены двумя петрогенетическими ассоциациями: 1) более ранняя, свойственная и материнским биотитовым гранитам, состоящая из альбит-олигоклаза, микроклин-пертита, биотита и раннего кварца и 2) более широко развитая — поздняя, представленная альбитом, решетчатым микроклином, рибекитом, эгирином и поздним кварцем и свойственная редкометалльным гранитам [131]. В рибеките наблюдается большое количество включений альбита, реже микроклина, что свидетельствует о более поздней его кристаллизации.

Часто проявлено замещение рибекита эгирином, сидерофиллитом, хлоритом и гидроокислами железа. Для рибекита, как и для сидерофил-

лита, характерно повышенное содержание лития ( $0,56\% \text{Li}_2\text{O}$ ) и фтора ( $1,70\%$ ) [231].

Слюды обычно представлены в незначительных количествах, и только в переходных разностях к сидерофиллитовому, литиево-слюдистому и мусковитовому типам их содержание может возрастать до 2–3%. Среди слюд различаются: литийсодержащие сидерофиллит и мусковит (фенгит), циннвальдит и криофиллит [108]. Кроме главных минералов, в небольших количествах присутствуют: астрофиллит, флюорит, криолит, томсенолит, гидрослюды, каолинит, галлуазит, нонтронит, содержание которых в отдельных участках увеличивается. Характерными аксессуарными минералами являются пироклор, циркон, торит, гагаринит, магнетит, гематит и пиролюзит. Реже встречаются: колумбит, монацит, ксенотим, касситерит, ильменит, рутил, ильменорутит, сфен, эвксенит, лопарит и др. В участках, обогащенных слюдами, количество колумбита и касситерита возрастает. Появляются: топаз, самарскит, плюмбо-пироклор, фенацит, берtrandит и др. [108]. В переходных типах, несущих черты рибекитового и сидерофиллитового типов и содержащих литиево-слюдистые фации, в равной степени развиты колумбит и пироклор [50].

По химическому составу рибекитовые редкометальные граниты очень близки к сидерофиллитовым и к щелочным гранитам среднего состава. От последних они отличаются тем, что в них резко преобладает натрий над калием и более низкое содержание железа. По сравнению с сидерофиллитовыми редкометальными гранитами рибекитовые характеризуются более высоким содержанием железа и летучих соединений. По соотношению  $\text{Na} + \text{K} : \text{Al}$  (1,02 : 1) они относятся к породам, слабо пересыщенным щелочами (табл. 15).

Содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  в рибекитовых редкометальных гранитах варьирует от 100 до 450 г/т, что превышает его кларк в 40–160 раз. Ta-Nb отношение в них варьирует от 1 : 15 до 1 : 8. Наиболее высокие концентрации тантала приурочены к участкам, обогащенным литиевыми слюдами (табл. 16).

Главным минералом-концентратом тантала является пироклор и его урановая, редкоземельная, реже свинцовая разновидности, в которых сосредоточено около 75%  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  [19].

Минералы группы пироклора являются наиболее характерными редкометальными минералами всех разновидностей рибекитовых микроклин-альбитовых гранитов, причем в богатых альбитом разностях их содержание является наиболее высоким (иногда до 1%). В ряде случаев наблюдается замещение пироклора колумбитом, реже ферсмитом [185].

По химическому составу минералы этой группы относятся к крайним ниобиевым членам изоморфного ряда пироклор – микролит, содержащим не более 7%  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ , и характеризуются повышенным содержанием U, и TR. Причем для собственно рибекитовых разностей редкометальных гранитов характерны пироклор и мариньякит, для криофиллит-рибекитовых – U-пироклор, а для мусковит-рибекитовых – U-пироклор, Pb-пироклор, и Y-Pb-пироклор [186]. Ta-Nb отношение в них варьирует от 1 : 24 в пироклоре до 1 : 8 в U-пироклорах и Y-Pb-пироклорах (табл. 17). Таким образом, наличие литиевых слюд, в том числе и Li-мус-



Таблица 16

Содержание тантала и ниобия в рибекитовых редкометалльных гранитах и других комагматических породах

Порода	Район	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Литературный источник
Порфиры арфведсонитовые	Нигерия	17	200	1 : 11,7	[60]
Граниты рибекит-эгриновые	То же	18	214	1 : 11,9	[60]
Рибекитовые редкометалльные граниты	"	183	2500	1 : 13,7	[60]
То же	Казахстан	100	1460	1 : 14-15	[19]
"	Сибирь	144	1400	1 : 10	[109]
То же, с криофиллитом	То же	126	1480	1 : 12	[109]
Рибекитовые редкометалльные граниты	"	147	2078	1 : 14	[109]
То же, с литиевыми слюдами	"	145	1245	1 : 8,6	[109]
То же, с литиевым мусковитом	Урал	450	3895	1 : 8,7	[136]

Таблица 17

Содержание тантала и ниобия в минералах рибекитовых редкометалльных гранитов (%)

Минерал	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Литературный источник
Пирохлор	2-5	40-52	1 : 24-1 : 10	[186, 220, 249]
РЬ-пирохлор	3,58	40,68	1 : 11,4	[186]
РЬ-У-пирохлор	4,16	35,00	1 : 8,4	[186]
У-пирохлор	6-7	52-53	1 : 8	[108]
Мариньякит	5,06	48,81	1 : 9,6	То же
Колумбит	2-8	59-78	1 : 27-1 : 9	"
Фергюсонит	0,80	46,84	1 : 58,5	"
Самарскит	4,55	47,33	1 : 10,4	"
Рибекит	0,002-0,05	0,07-0,6	1 : 10-1 : 65	"
Сидерофиллит (биотит)	0,01-0,02	0,1	1-10	"
Циннвальдит	0,002-0,03	0,02-0,06	1 : 3-1 : 11	"
Криофиллит	0,002-0,06	0,02-0,05	1 : 3-1 : 16	"
Касситерит	0,1-0,4	0,1-2,5	1 : 3-1 : 6,5	"
Ферриторит	0,02-0,08	0,1-0,4	1 : 2-1 : 5	"
Малакон	0,003-0,27	0,03-1,4	1 : 2-1 : 60	"
Магнетит	0,002-0,04	0,03-0,2	1 : 4-1 : 11	"
Мартит	0,03-0,35	0,13-0,16	1 : 4-2 : 1	"
Пиролозит	0,01-0,02	0,1-0,15	1 : 6-1 : 10	"



ковита в рибекитовых гранитах, является благоприятным признаком обнаружения в них ниобиевых минералов с более высоким содержанием тантала.

Колумбит является вторым по значимости тантало-ниобиевым минералом рибекитовых редкометалльных гранитов и в слюдоносных их разновидностях может приобретать промышленное значение. Он содержит 2–8%  $Ta_2O_5$  при Ta-Nb отношении 1 : 27–1 : 9 и Fe-Mn отношении — 1 : 6–1 : 1. От колумбита сидерофиллитовых редкометалльных гранитов он отличается более высоким содержанием тантала и промежуточными значениями отношения Fe : Mn.

Фергусонит встречается в небольших количествах в редкометалльных гранитах с повышенным содержанием микроклина и характеризуется очень низким содержанием тантала ( $0,80 Ta_2O_5$ ; 108).

Самарскит встречается редко в пегматоидных кварц-микроклиновых шпировидных обособлениях мусковит-рибекитовых разновидностей редкометалльных гранитов [186]. По химическому составу он практически ничем не отличается от самарскита гранитных пегматитов, кроме необычно высокого содержания  $CO_2$ . Другие тантало-ниобиевые минералы (лопарит, эвксенит, приорит, ильменорутил) встречаются в единичных знаках и никакой роли в балансе распределения тантала и ниобия не играют [108].

Таким образом, по Ta-Nb отношению рибекитовые редкометалльные граниты близки к сидерофиллитовым, но принципиально отличаются более высокими концентрациями обоих элементов, более высоким Ta-Nb отношением в минералах и более разнообразной редкометалльной минерализацией. Главными редкометалльными компонентами в них являются Nb, Ta, Y, в то время как уран и торий могут рассматриваться в качестве попутных компонентов.

#### ЭГИРИН-РИБЕКИТОВЫЕ ЦИРКОНИЙ- ТИТАН-ИТТРИЙ-НИОБИЕНОСНЫЕ ГРАНИТЫ С ПОЛИЛИТИОНИТОМ<sup>1</sup>

Эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты генетически связаны с субщелочными гранитоидами и сиенитами — производными богатых кальцием гранитоидов. Наиболее типичным примером является интрузивная серия одного из районов Сибири, детально описанная ранее [129, 131].

Интрузивные породы этого района представлены трехфазным интрузивным комплексом гранитоидов каледонского цикла. Главная интрузивная фаза, сложенная в основном гранодиоритами, прорывает и метаморфизует осадочные породы нижнего и среднего кембрия и характеризуется широким проявлением процессов ассимиляции и гибридизма. Вторая (дополнительная фаза) субщелочных гранитоидов распространена менее широко в виде небольших (от 100 м до нескольких километров в диаметре) интрузивных массивов, которые прорывают гранодиориты главной фазы, содержат их многочисленные ксенолиты и

<sup>1</sup> В предыдущих наших работах описаны под названием полилитиионит-рибекитовых.

контролируются зонами глубоких разломов. Галька пород обеих интрузивных фаз встречается в конгломератах верхнего силура, трансгрессивно перекрывающих изверженные породы, чем и определяется их верхняя возрастная граница. Редкометалльные граниты (третья фаза) образуют мощное жильное тело в массиве субщелочных гранитоидов и приурочены к зоне широтного разлома и к контакту кварцевых сиенитов с вышележащим ксенолитом диоритов главной интрузивной фазы.

Главная интрузивная фаза пород сложена в основном меланократовыми гранодиоритами, местами переходящими в плагиограниты или диориты. Главные минералы гранодиоритов: андезин № 36–38, микроклин, кварц, пироксен (диопсид), роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы: магнетит, эпидот, цоизит, ильменит, апатит, сфен и др. [131]. Для микроклина характерно плохо выраженное двойникование, в нем отсутствуют микроклиноватая решетка и пертит замещения; в биотите резко преобладает железо над магнием ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} : \text{Mg} = 2-4$ ) и для него характерно повышенное содержание титана ( $3-4\% \text{TiO}_2$ ) [120]. Гранодиориты по химическому составу относятся к нормальному ряду интрузивных пород (табл. 18) и характеризуются повышенным содержанием кальция ( $\text{CaO} = 5,56\%$ ).

Субщелочные гранитоиды второй фазы представлены лейкократовыми бесслюдистыми и биотитовыми гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами, связанными между собой постепенными переходами. В распределении этих пород наблюдается вертикальная зональность. Лейкократовые граниты, слагающие нижнюю часть массива, состоят из микроклин-пертита, олигоклаза № 28–30, кварца, роговой обманки, биотита, мусковита, хлорита. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, лимонит, циркон, сфен, флюорит и др. [129]. От гранодиоритов главной фазы они отличаются высоким содержанием микроклина и более интенсивной его пертитизацией, повышенным содержанием кварца и акцессорных минералов, меньшим количеством плагиоклаза и большей его щелочностью, меньшим содержанием темноцветных минералов и наличием мусковита. По химическим особенностям они отвечают среднему составу щелочных гранитов по Дели, хотя никаких щелочных темноцветных минералов не содержат (см. табл. 18).

Снизу вверх в массиве лейкократовые граниты постепенно сменяются граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами. В этом ряду пород происходит закономерное уменьшение содержания кварца и олигоклаза и увеличение — микроклина, альбита и амфиболов. Возрастает количество пертита замещения, иногда с образованием изопертита. В отдельных участках, кроме того, появляется более поздний мелкозернистый свежий отчетливо решетчатый микроклин, не содержащий пертитовых вростков, тесно ассоциирующий с интерстициальным кварцем и в ряде случаев с мелкопластинчатым альбитом. Наряду с роговой обманкой в этих породах появляется амфибол с повышенной содержанием щелочей — гастингсит. По соотношению петрогенных компонентов все породы массива относятся к нормальному ряду (см. табл. 18), но характеризуются повышенным содержанием щелочей [129].



Таблица 18

Химический состав интрузивной серии, включающей эгирин-рибекитовые редкие

Компоненты и петрохимические константы	31	32	33
SiO <sub>2</sub>	52,53	74,22	71,22
TiO <sub>2</sub>	1,86	0,16	0,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,11	12,10	13,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,09	2,70	2,28
FeO	7,70	1,25	—
MnO	0,18	0,07	—
MgO	4,64	0,21	0,34
CaO	5,56	0,93	0,72
Na <sub>2</sub> O	3,86	4,09	3,58
K <sub>2</sub> O	3,35	4,18	6,28
H <sub>2</sub> O	0,83	0,43	0,57 <sup>1</sup>
F	0,14	0,08	—
Сумма	99,85	100,42	98,93
Аналитик	Б.А. Соломинская		Л.П. Казакова
2Ca + Na + K : Al : Na + K	2,07 : 1,72 : 1	1,15 : 1,07 : 1	1,10 : 1,07 : 1
Na + K : Al	0,58	0,93	0,93
Ca : Na + K	0,51	0,08	0,05
Na : K	1,75	1,47	0,86
Al : Si	0,38	0,19	0,22
Fe <sup>+2</sup> : Fe <sup>+3</sup>	0,24	2,00	—
Σ O	2,81	3,06	3,00

<sup>1</sup> Потеря при прокаливании.

Гранодиориты: 31 — главной фазы; 32 — лейкократовые граниты; 33 — граносиениты; 34 — кварцевые сиениты; 35 — сиениты; 36 — среднее для субщелочных

Жильное тело эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитов также неоднородно по составу. В апикальной его части отчетливо выражена зональность. Верхняя периферическая зона сложена крупнокристаллической пегматоидной породой существенно микроклинового состава с подчиненным количеством кварца, альбита и рибекита. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, циртолит, фергюсонит, ксенотим, флюорит, лимонит и полилитионит, а непосредственно у контакта с диоритами, также лепидомелан и апатит. Микроклин в этой зоне, в отличие от сиенитов, характеризуется отсутствием пелитизации, меньшим количеством пертитовых вростков и четко выраженным решетчатым или "шахматным" двойникованием. Лепидомелан характеризуется очень высоким содержанием железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO > 35%), почти полным отсутствием магния и повышенными содержаниями титана (3,3% TiO<sub>2</sub>) и лития. Химический состав полилитионита близок к теоретическому

тальные граниты (%)

	34	35	36	37	38
	67,03	63,63	69,02	58,76	65,63
	0,23	0,80	0,42	0,15	0,05
	14,72	16,65	14,27	25,07	14,15
	3,68	3,18	2,86	3,58	6,54
	2,01	2,32	1,76	0,42	1,84
	0,05	0,14	0,08	—	0,05
	1,00	0,62	0,54	0,29	1,10
	1,90	1,43	1,24	0,20	0,96
	1,86	6,28	3,95	4,84	8,30
	7,13	4,94	5,63	6,02	0,87
	0,44	0,43	0,47	0,73	0,44
	0,1	—	0,09	0,16	0,40
	100,15	100,42	100,33	100,22	100,33
	Б.А. Соломинская		Б.А. Соломинская		
	1,32 : 1,37 : 1	1,17 : 1,06 : 1	1,2 : 1,1 : 1	1,03 : 1,73 : 1	1,16 : 1 : 1,04
	0,73	0,94	0,81	0,58	1,04
	0,16	0,08	0,09	0,01	0,06
	0,40	1,93	1,07	1,22	14,10
	0,26	0,31	0,24	0,50	0,25
	1,64	1,25	1,40	7,66	3,28
	2,96	2,94	2,99	2,97	2,97

гранитоидов второй фазы (4 анализа); 37 — альбититы апикальной части раздува жильного тела; 38 — альбититы из жильного тела на глубине 100 м.

и отвечает формуле  $KLi_2Al[Si_4O_{10}]F_2$ . Эта зона в западном направлении по мере погружения жильного тела сменяется мелкозернистой зоной микроклин-кварцевого состава с подчиненным количеством альбита.

Промежуточная меланократовая зона рибекит-поликраз-циртолит-альбитового состава залегает ниже микроклиновой зоны в раздуве восточной части жильного тела. Количество главных минералов в ней варьирует в широких пределах. В верхней части преобладает рибекит, в средней — циртолит (50–80%), а в нижней — поликраз (25–60%) и альбит. Рибекит характеризуется повышенным содержанием лития (0,40 Li<sub>2</sub>O) при незначительном содержании магния (0,15% Mg), что позволяет предполагать в этом минерале изоморфизм лития с железом, как и в слюдах литий-железистого ряда. Акцессорные минералы здесь представлены ильменитом, фергюсонитом, торитом, чевкинитом, сидери-



том, пироклором и бастнезитом. С глубиной эта зона постепенно переходит в зону альбититов.

Зона альбититов, слагающая основной объем восточной части жильного тела, на 60–90% сложена альбитом; в подчиненном количестве наблюдаются микроклин, кварц, циртолит. Из второстепенных минералов присутствуют: рибекит, эгирин; акцессорные: поликраз, фергусонит, пироклор, торит, магнетит, флюорит, полилитнионит, лимонит, ильменит, сидерит, бастнезит, ксенотим, гагаринит. В восточном направлении и с глубиной в этой зоне увеличивается количество микроклина, кварца, рибекита, эгирина и полилитнионита; уменьшается количество циртолита, и она постепенно переходит в эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты с полилитнионитом.

Характерной особенностью жильного тела является отчетливая зависимость последовательности образования минералов от количественных соотношений главных компонентов в расплаве [129].

Возрастная близость пород всех трех интрузивных фаз, закономерная смена их химического и минерального состава, отражающая единую эволюционную направленность дифференциации магмы, позволила рассматривать их как последовательные дифференциаты единой магмы [129]. Сравнительный анализ показывает, что от ранней к поздней интрузивной фазе наблюдается последовательное уменьшение содержания Ca, Fe, Ti и Mn и увеличение содержания Na, K, Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>: Fe<sup>2+</sup> потенциала. Коэффициент агаптитности возрастает от 0,58 в породах первой интрузивной фазы до 0,72 в субщелочных гранитоидах и до 1,04 в зоне альбититов жильного тела. Что касается алюмо-кремниевых и натрокалиевого соотношений, то от первой ко второй фазе наблюдается их уменьшение, а от второй к третьей — увеличение, что обусловлено кристаллизационной дифференциацией (см. ниже).

Закономерное изменение химизма магмы обусловило соответствующее изменение состава главных породообразующих минералов и привело к формированию различных, но генетически тесно связанных последовательно образующихся минеральных ассоциаций в породах всех интрузивных фаз. Породы первой фазы сложены главным образом ранней андезин-диопсид-роговообманково-биотитовой ассоциацией с подчиненным развитием более поздней олигоклаз-микроклиновой ассоциации. Субщелочные гранитоиды второй фазы сложены главным образом более поздней олигоклаз-микроклин-пертит-гастингситовой ассоциацией с подчиненным количеством третьей микроклин-альбитовой с характерным решетчатым микроклином. Жильное тело сложено исключительно третьей микроклин-альбит-рибекит-эгириновой парагенетической ассоциацией и никаких реликтов минералов первых двух ассоциаций не содержит. Последовательная смена парагенетических ассоциаций минералов, соответствующих породам различных фаз и как бы зарождающихся в предшествующих ассоциациях, свидетельствует, что породы каждой последующей фазы являются производными предшествующей [129].

В изученном интрузивном ряду пород собственно танталовые минералы отсутствуют, а минералы ниобия развиты исключительно в жильном

теле редкометалльных гранитов. В остальных породах тантал находится в рассеянном состоянии в пироксенах, амфиболах, слюдах и минералах Fe, Ti, Zr. Содержание его в гранодиоритах главной интрузивной фазы ниже кларка (1,2 г/т  $Ta_2O_5$ ) при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 16$  (табл. 19). Главная масса тантала сосредоточена в амфиболах и слюдах, причем на долю биотита приходится 74–75%  $Ta_2O_5$  [129].

В субщелочных гранитоидах второй фазы содержание тантала несколько возрастает, оставаясь, однако, ниже кларкового (см. табл. 19), причем на долю амфиболов и слюд приходится 66–77%  $Ta_2O_5$ , а остальная его часть распределена в цирконе, ильмените, сфене и магнетите. В вертикальном разрезе массива снизу вверх содержание тантала в породах закономерно убывает, а содержание ниобия примерно сохраняется на одном уровне. Соответственно уменьшается и Ta-Nb отношение, от 1 : 18 до 1 : 61, что свидетельствует о предпочтительном выносе тантала по сравнению с ниобием в процессе внедрения субщелочной магмы [131].

В альбититовой зоне редкометалльных гранитов содержание  $Ta_2O_5$  с глубиной уменьшается от 0,01–0,015% до 0,001% в кварцевых альбититах. Максимальная степень концентрации тантала по сравнению с кларком достигает 50–60. Отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  равно 1 : 25–1 : 30.

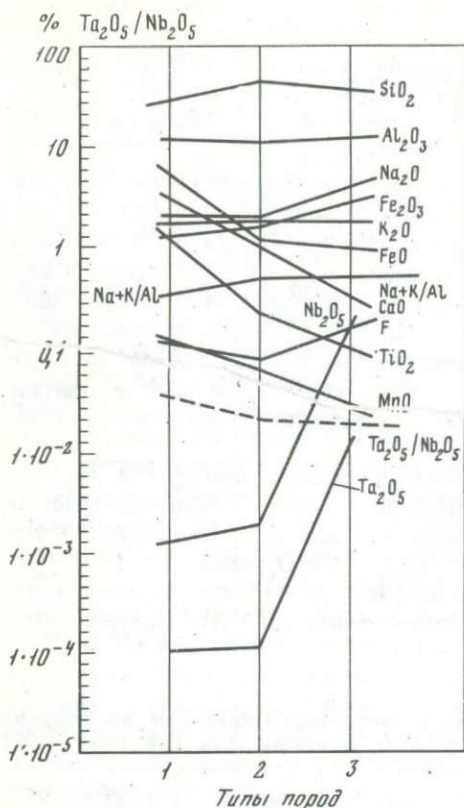
В целом по жильному телу тантал распределен также неравномерно. Максимальное его содержание в раздуде восточной части жильного тела

Таблица 19

Содержание тантала и ниобия (г/т) в интрузивном ряду гранитоидов, включающих эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты (аналитик А.А. Манухова) [129]

Порода	Количество определений	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
Главная интрузивная фаза				
Гранодиориты	1	1,2	20	1 : 16
Ксенолиты диоритов	4	2,3	37	1 : 16
Субщелочная серия фазы дополнительных интрузий				
Лейкократовые граниты	3	1,9	30	1 : 16
Граносиениты	1	1,8	40	1 : 22
Кварцевые сиениты	2	1,6	40	1 : 25
Сиениты	2	0,8	35	1 : 43
Среднее для серии	8	1,5	35	1 : 23
Зона альбититов эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитов				
Вблизи меланократовой зоны	1	130	3500	1 : 27
Средняя часть зоны	1	150	4300	1 : 29
Вблизи южного зальбанда	1	130	3600	1 : 28
На глубине 100 м	1	10	250	1 : 25
Среднее	4	105	2900	1 : 28





Фиг. 9. Зависимость содержаний тантала и ниобия от петрогенных компонентов в интрузивных сериях, включающих эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты

1 — гранодиориты главной интрузивной фазы; 2 — субщелочные гранитоиды дополнительной фазы; 3 — эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты

приурочено к верхам зоны альбититов (0,011% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), примыкающим к меланократовой зоне. Выше в микроклиновой зоне оно снижается до 0,05% так же, как и в зоне альбититов с глубиной (до 0,0003%). В то же время содержание ниобия снизу вверх возрастает закономерно и достигает максимума в апикальных микроклиновой и меланократовой зонах (0,27–0,56% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). В микроклин-кварцевой мелкозернистой верхней зоне погруженной части жильного тела содержание тантала является наиболее высоким (0,015% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), при наиболее высоком Ta-Nb от-

ношении (1 : 10). Таким образом, как по вертикали (снизу вверх), так и по восстанию жильного тела Ta-Nb отношение закономерно убывает от 1: 10 до 1,112. Следовательно, в процессе формирования жильного тела редкометалльных гранитов также имелась общая тенденция к накоплению редких элементов, в том числе и тантала с ниобием снизу вверх. При этом в направлении восстания жильного тела, совпадающем с направлением движения внедрявшегося расплава, происходил более интенсивный вынос тантала по сравнению с ниобием, чем, по-видимому, и обусловлено резкое уменьшение Ta-Nb отношения в апикальной части [129].

Характер распределения тантала и ниобия в разных зонах и на различных горизонтах жильного тела также неодинаков. Так, в зоне альбититов верхней части жильного тела практически весь тантал сосредоточен в фергусоните с поликразом (92% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и в циртолите (8% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). В кварцевых альбититах более глубоких горизонтов, содержащих значительные количества рибекита, эгирина и полилитнионита, главная масса тантала (68% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) сосредоточена в амфиболах, пироксенах и слюдах, в то время как в аксессуарных минералах (фергусоните, поликразе, циртолите и цирконе) распределено 32% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. В микроклин-кварцевой зоне, слагающей верхнюю погруженную часть



жильного тела, как и в верхней части зоны альбититов, главная масса тантала и ниобия (около 99%) сосредоточена в собственных минералах ниобия — мариньяките и фергюсоните.

Таким образом, в комагматическом ряду интрузивных пород, включающем эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты с полилитоинитом, наблюдается та же закономерность, которая была описана для интрузивных комплексов, включающих другие типы редкометалльных гранитов. От начала к концу процесса содержания тантала и ниобия возрастают соответственно с уменьшением содержаний Ca, Mg,  $Fe^{+2}$ , Mn, Ti вплоть до появления собственно ниобиевых минералов, содержащих тантал, в жильном теле редкометалльных гранитов наиболее поздней субфазы. Однако в отличие от ранее описанных ситуаций в этом случае Ta-Nb отношение не возрастает, а падает (фиг. 9) от 1 : 16 до 1 : 28, что свидетельствует о формировании массива субщелочных гранитоидов и их производных редкометалльных гранитов в относительно открытых системах, обусловивших более интенсивный вынос тантала по сравнению с ниобием в процессе внедрения [129].

Танталсодержащие ниобиевые минералы в эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитах представлены главным образом поликразом

Таблица 20

Содержание тантала и ниобия в минералах комагматической интрузивной серии, включающей эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты (%)

Минерал и номер интрузивной фазы	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Диоксид-I	2	Не обн.	Не обн.	—
Эгирин-III	1	То же	0,016	—
Роговая обманка-I	2	0,0001	0,0035	1 : 35
Роговая обманка-II	3	0,0007	0,021	1 : 30
Гастингсит-II	1	0,0005	0,094	1 : 188
Рибекит-III	3	0,0017	0,064	1 : 40
Биотит-I	2	0,0003	0,0058	1 : 19
Биотит-II	3	0,0031	0,069	1 : 22
Мусковит-II	1	0,003	0,019	1 : 6
Магнетит-I	2	Не обн.	Не обн.	—
Магнетит-II	3	0,0005	0,009	1 : 17
Магнетит-III	1	Не обн.	0,002	—
Ильменит-I	1	0,0003	0,029	1 : 97
Ильменит-II	1	0,004	0,345	1 : 86
Ильменит-III	1	Не обн.	0,31	—
Сфен-I	1	То же	0,075	—
Сфен-II	1	0,055	0,31	1 : 5,6
Циркон-II	1	0,002	0,004	1 : 2
Циртолит-III	4	0,008	0,050	1 : 6
Поликраз-III	2	До 0,22	27 - 29	1 : 126
Фергюсонит-III	3	0,65 - 1,62	39 - 42	1 : 26
Мариньякит-III	1	4,79	46,41	1 : 10

фергусонитом и мариньякитом. В их распределении наблюдается вертикальная зональность, заключающаяся в постепенной смене с глубиной поликраза фергусонитом и далее мариньякитом.

Поликраз в существенных количествах (до 20%) присутствует в меланократовой рибекит-поликраз-циртолит-альбитовой и альбитовой зонах жильного тела. По химическому составу он является средним членом изоморфного ряда эвксенит — поликраз с весовым отношением окислов титана и ниобия примерно равным единице, незначительным содержанием тантала (табл. 20) и резким преобладанием  $\Sigma Y_2 O_3$  над  $\Sigma La_2 O_3$ .

Фергусонит встречается во всех зонах жильного тела, за исключением микроклиновой эндоконтактовой. Наиболее характерен он для зоны альбититов, где его содержание с глубиной возрастает. Для этого минерала характерно низкое содержание тантала (см. табл. 20) и резкое преобладание иттриевых земель над цериевыми.

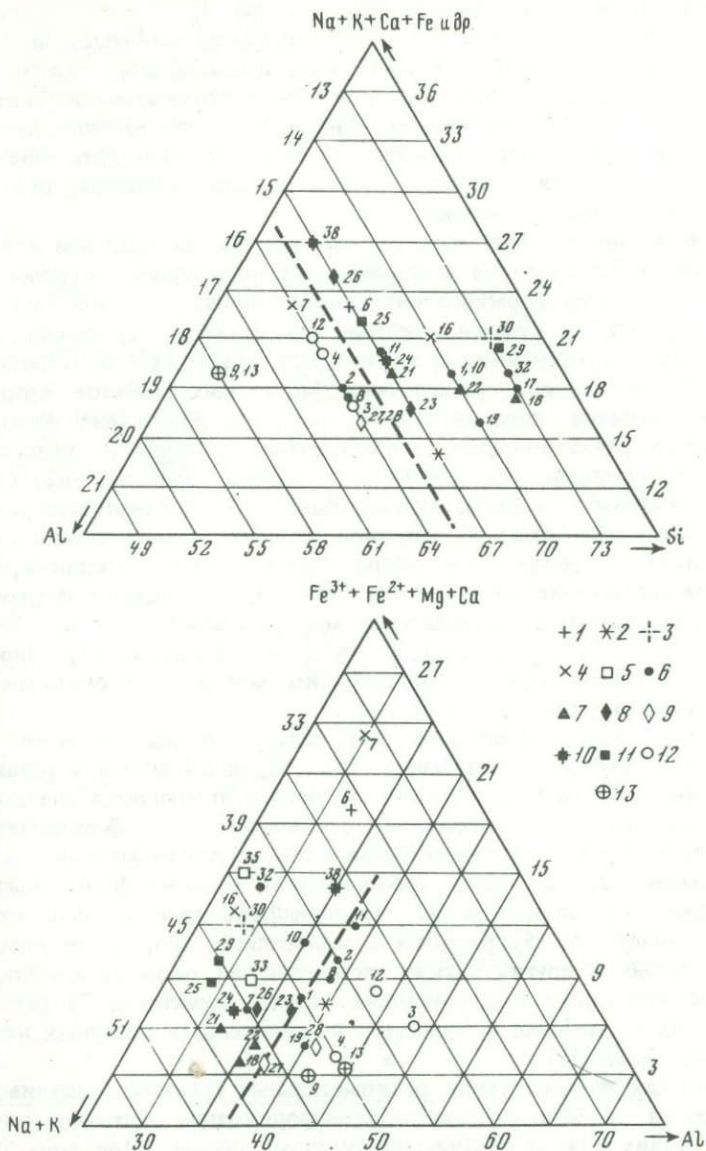
Мариньякит (цериевая разновидность пирохлора) встречается в альбититовой, рибекит-поликраз-циртолит-альбитовой и микроклин-кварцевой зонах, причем количество его с глубиной увеличивается. В отличие от других редкоземельных тантало-ниобатов, характеризуется более высоким Ta-Nb отношением (см. табл. 20) и в нем резко преобладают цериевые земли над иттриевыми. Часто замещает циртолит, поликраз, реже фергусонит. В свою очередь замещается бастнезитом [129].

В большинстве минералов-концентраторов и носителей тантала и ниобия наблюдается увеличение содержаний обоих элементов от более ранней интрузивной фазы к более поздней, при уменьшении в том же направлении Ta-Nb отношения (см. табл. 20).

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

Все редкометальные граниты, характеризующиеся повышенными концентрациями тантала, имеют много общих черт, свидетельствующих о сходстве их генезиса. По химическому составу они очень близки (фиг. 10) и тяготеют к полю развития высококремнеземистых нормальных, щелочных и аляскитовых гранитов, обычно являющихся конечными дифференциатами интрузивных комплексов гранитоидов. Эта их особенность позволяет согласиться с А.А. Беусом [17] о правомерности выделения рудоносной формации редкометальных гранитов, не объединяя их, однако, с редкометальными щелочными метасоматитами (альбититами, микроклинитами и др.). В пределах этой рудоносной формации отчетливо различаются два петрохимических ряда: 1) плюмазитовый (пересыщенный глиноземом) и 2) субщелочной, обогащенный щелочами (см. фиг. 10). На двойной вариационной диаграмме состава редкометальных гранитов алгаитность — кремнезем в каждом петрохимическом ряду намечается по два генетических типа. В плюмазитовом намечается мусковитовый и литиево-слюдистый, в субщелочном — сидерофиллитовый и рибекитовый (фиг. 11). Кроме того, намечается переходный тип между обоими петрохимическими рядами — слюдисто-рибекитовый.





Фиг. 10. Тройные вариационные диаграммы химического состава редкометалльных и сопутствующих гранитов: а – полный состав, отнесенный к алюминию; б – состав без кремния, отнесенный к щелочам. Пунктирными линиями разделены породы плюмазитового и субщелочного рядов

1 – средний состав гранитов; 2 – то же, аляскистов; 3 – то же, щелочных гранитов, 4 – гранитоиды главных интрузивных фаз; 5 – сиениты и граносиениты; 6 – лейкократовые биотитовые граниты дополнительных фаз; 7–13 – редкометалльные граниты: 7 – сидерофиллитовые; 8 – сидерофиллит-рибекитовые; 9 – криофиллит-рибекитовые; 10 – эгирин-рибекитовые; 11 – рибекитовые; 12 – мусковитовые; 13 – литиевослюдястые (лепидолитовые). Номера фигуративных точек на диаграммах отвечают номерам анализов в таблицах 6, 8, 9, 13, 15, 18.

На двойной вариационной диаграмме состава:  $Fe^{+3} : Fe^{+2} - Al$ , наиболее четко отражающей различия петрохимических особенностей редкометалльных гранитов, отчетливо выделяется и пятый тип — эгирин-рибекитовый, характеризующийся наибольшей щелочностью и наиболее высоким  $Fe^{+3} : Fe^{+2}$  потенциалом (фиг. 12). Таким образом, петрохимическим анализом подтверждаются ранее выделенные пять генетических типов тантало-ниобиеносных редкометалльных гранитов, различающиеся и другими особенностями.

Характерными общими чертами редкометалльных гранитов всех генетических типов являются следующие: 1) постоянная приуроченность к конечным этапам формирования гипабиссальных гранитоидных комплексов, сопровождающихся кислыми эффузивами; 2) прямая генетическая или парагенетическая связь с массивами лейкократовых высокоглиноземистых или субщелочных биотитовых гранитов, граносиенитов и сиенитов дополнительных фаз; 3) отсутствие отчетливо выраженного редкометалльного пегматитового процесса в связи с материнскими гранитоидами; 4) мелкозернистая порфиرويدная структура, за исключением пегматоидных фаций; 5) сходный микроклинкварц-альбитовый состав; 6) широкое развитие альбита вместо олигоклаза и позднего решетчатого микроклина вместо микроклин-пертита; 7) низкое содержание магния и кальция; 8) преобладание натрия над калием; 9) наличие редкометалльной минерализации, сходной с пегматитами; 10) повышенные содержания фтора и лития; 11) широкое развитие процессов надинтрузивного, околожильного и околотрещинного метасоматоза и некоторые другие.

Однако, наряду с общими чертами между указанными пятью генетическими типами редкометалльных гранитов, наблюдаются и различия, обуславливающие специфику каждого типа и являющиеся следствием различий геолого-петрохимических особенностей их формирования. Такowymi являются: 1) генетическая связь с различными по составу гранитоидами; 2) специфика геологических условий формирования; 3) геохимическая специализация; 4) специфика темноцветных второстепенных минералов; 5) различия в минеральных формах нахождения тантала, ниобия и других редких элементов; 6) различия в количественных соотношениях и содержаниях редких элементов; 7) различия в масштабах оруденения и характере комплексности полезных компонентов и др. (табл. 21).

В процессах формирования редкометалльных гранитов отчетливо устанавливается закономерное увеличение содержаний тантала и ниобия от более ранних к более поздним интрузивным фазам. При этом Ta-Nb отношение в них изменяется по-разному — в зависимости от геологических условий формирования интрузивных комплексов и массивов редкометалльных гранитов.

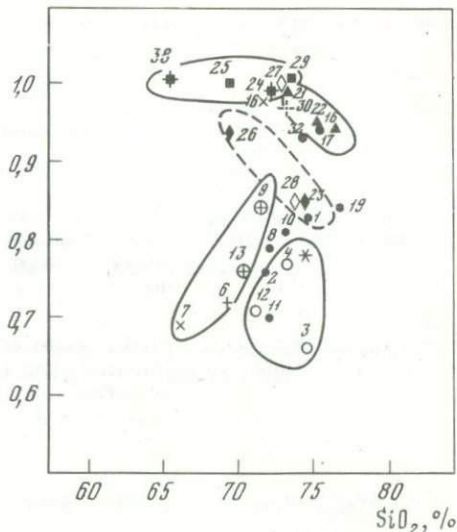
Так, в процессе возникновения литиево-слюдистых редкометалльных гранитов от первой к последующим интрузивным фазам наблюдается закономерное увеличение Ta-Nb отношения и содержания тантала при сравнительно небольшом увеличении концентрации ниобия по сравнению с кларками (см. табл. 21). Кроме того, в этом случае происходит отчет-



Фиг. 11. Двойная вариационная диаграмма состава редкометалльных гранитов: апатитность – кремнезем

Условные обозначения те же, что и на фиг. 10. Контурами обозначены геохимические типы редкометалльных гранитов

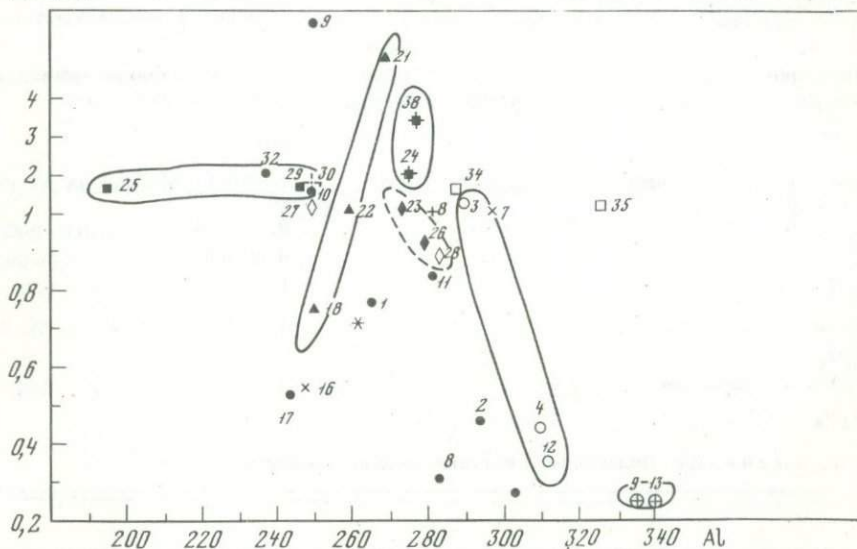
$\text{Nd}+\text{K}/\text{Al}$



Фиг. 12. Двойная вариационная диаграмма состава редкометалльных гранитов:  $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$  – Al. Контурами обозначены геохимические типы редкометалльных гранитов

Условные обозначения те же, что и на фиг. 10.

$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$



ливо выраженная относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия в апикальных частях интрузий, экранируемых слабо проницаемыми вмещающими породами, что свидетельствует об их формировании в относительно замкнутых системах. Специфическими особенностями литиево-слюдистых танталоносных гранитов, позволяющими отличать их от других генетических типов, являются: 1) генетическая связь с кислыми пльмазитовыми биотитовыми гранитами фаз

Таблица 21

Сравнительная характеристика главных генетических типов тантало- и ниобиевых

Характерные особенности	Плюмазитовый ряд	
	Мусковитовые	Литиево-слюдистые (криофиллит-лепидолитовые)
Генетическая связь с материнскими гранитоидами	Производные аляскитовых гранитов главных или дополнительных интрузивных фаз	Производные лейкократовых биотитовых гранитов плюмазитового ряда, дополнительной фазы
Приуроченность к геологическим структурам	Гребневидные выступы гранитных массивов или обособленные залежи в породах кровли	Апикальные части куполовидных выступов или послонные инъекции в пластических слабо проницаемых осадочно-метаморфических породах
Главные минералы	Альбит, микроклин, кварц	Альбит, микроклин, амзонит, кварц
Типоморфные второстепенные минералы	Мусковит	Лепидолит, Li-мусковит, криофиллит, топаз
Характерные акцессорные минералы	Берилл, тантало-колумбит, стрюверит, реже танталит	Танталит, ниобо-танталит, микролит, гагчетолит, Та-касситерит, стрюверит
Редкометаллическая специализация	Be, Ta, Nb, Sn, W	Ta, Nb, Li, Rb, Sn, I
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,005–0,01	0,01–0,04
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	0,01–0,02	0,02–0,03
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1 : 2–1 : 1	1 : 2–2 : 1
Степень концентрации Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	20–40	40–170
Степень концентрации Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	5–10	8–15

Примечание. Подчеркнуты ведущие редкие элементы.

дополнительных интрузий гранитных комплексов нормального состава; 2) приуроченность к верхним частям куполовидных выступов (или их апофиз) материнских лейкократовых биотитовых гранитов, перекрытым пластическими слабопроницаемыми, согласно залегающими осадочно-метаморфическими породами; 3) наличие надинтрузивных ореолов F-Li грейзена (с топазом и касситеритом); 4) наличие кварц-микроклиновых и слюдяно-кварцевых жильных дериватов с литиевыми слюдами, топазом и касситеритом; 5) наличие Ta-Nb-Rb-Sn-Fe-Al геохимической специализации, что выражается в присутствии литиевых

редкометаллических гранитов

Субщелочной ряд		
Сидерофиллитовые (иногда с циннвальдитом)	Рибекитовые (иногда с криофиллитом)	Эгириин-рибекитовые (с полилитионитом)
Производные лейкократовых биотитовых гранитов субщелочного ряда, главной или дополнительной фазы	Производные щелочноземельных или субщелочных гранитоидов главных или дополнительных интрузивных фаз	Производные субщелочных гранитоидов фаз дополнительных интрузий
Разрывные нарушения, опеляющие крупные разломы или контракционные трещины в верхних частях материнских гранитных массивов	Линейные или кольцевые глубинные разломы	Крутопадающие разрывные нарушения
Альбит, микроклин, кварц	Альбит, микроклин, кварц	Альбит, микроклин, кварц
Сидерофиллит, протолитионит, циннвальдит, флюорит	Рибекит, эгириин, флюорит, иногда криофиллит, криолит и томсенолит	Рибекит, эгириин, полилитионит, флюорит, кальцит
Колумбит, циркон, торит	Пирохлор, колумбит, циркон, торит, уранинит, гагаринит, уран-пирохлор	Поликраз, эвксенит, мариньякит, фергусонит, цирконит, гагаринит, бастнезит
Nb, Ta, Zr, Hf	Nb, Ta, Y, TR, U, Th, иногда Li, Rb	Y, Nb, Zr, Hf, Ta, U, Th, Li
0,005–0,010	0,01–0,04	0,010–0,015
0,02–0,2	0,14–0,4	0,3–0,4
1 : 7–1 : 20	1 : 8–1 : 15	1 : 25–1 : 30
20–80	40–160	40–60
8–100	50–160	90–160

слюд ряда лепидолит – криофиллит – циннвальдита, собственно танталовых минералов (микролита, танталита, стрюверита, Та-касситерита) и топаза; 6) преобладание тантала над ниобием (Ta : Nb = 1 : 1 – 2 : 1).

Мусковитовые бериллоносные редкометаллические граниты в отличие от литиево-слюдистых генетически связаны с аляскистыми формациями гранитов [108], обогащенными гидроксидом и фтором, но не литием. Промышленные концентрации тантала в них наблюдаются редко.

В процессе возникновения и становления сидерофиллитовых редкометаллических гранитов, формировавшихся в относительно более открытых



системах, от ранних к поздним интрузивным фазам, степень концентрации обоих элементов возрастает, а Ta-Nb отношение изменяется в небольших пределах. Существенной относительной концентрации тантала по сравнению с ниобием не происходит. Оба элемента концентрируются примерно в равной степени с некоторым преимуществом для ниобия. Специфическими их особенностями являются: 1) генетическая связь с субщелочными лейкократовыми биотитовыми гранитами фаз дополнительных интрузий; 2) приуроченность к разрывным нарушениям, оперяющим крупные разломы или к контракционным трещинам верхних частей материнских гранитных массивов; 3) развитие литийсодержащего сидерофиллита в качестве второстепенного темноцветного компонента; 4) наличие экзоконтактового натрового (альбитового) метасоматоза; 5) наличие микроклин-кварцевых жильных дериватов; 6) наличие Nb-Ta-Zr-Th геохимической специализации, что выражается в образовании циркона (малакона), колумбита, торита; 7) преобладание ниобия над танталом при их соотношении 1 : 7—1 : 20.

В процессе возникновения рибекитовых и эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитов, генетически связанных с субщелочными гранитоидами, формировавшимися в относительно еще более открытых системах от более ранних к более поздним интрузивным фазам, наблюдаются относительная концентрация ниобия по сравнению с танталом и уменьшение Ta-Nb отношения при общем увеличении содержаний обоих элементов. Специфическими особенностями рибекитовых редкометалльных гранитов являются: 1) генетическая или парагенетическая связь с субщелочными лейкократовыми биотитовыми гранитами фаз дополнительных интрузий, являющихся производными нормальных щелочноземельных или субщелочных гранитоидов главных интрузивных фаз; 2) приуроченность к линейным или кольцевым глубинным разломам; 3) присутствие литийсодержащего рибекита (в меньшей степени — эгирина и сидерофиллита) в качестве второстепенных темноцветных компонентов; 4) наличие экзоконтактового натрового (альбитового) метасоматоза; 5) наличие пегматоидных фаций и жильных дериватов с протолитионитом, циннвальдитом, криофиллитом, флюоритом, томсенолитом и криолитом; 6) наличие Nb-Ta-Y-Zr-TR-U-Th-F геохимической специализации, иногда также Li-Rb, что выражается в присутствии аксессуарных минералов группы пирохлора, циркона, торита, уранинита, иногда литиевых слюд, колумбита, флюорита, криолита, томсенолита; 7) преобладание ниобия над танталом в рудах при их соотношении 1 : 8—1 : 15.

Специфическими особенностями эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитов являются: 1) генетическая связь с субщелочными гранитоидами и сиенитами фаз дополнительных интрузий гранодиорит-плагиогранит-гранитовых формаций, богатых кальцием; 2) приуроченность к крутопадающим разрывным нарушениям в массивах материнских гранитов, граносиенитов, сиенитов или вблизи от них; 3) наличие экзоконтактового натрового метасоматоза; 4) наличие апофиз альбититов; 5) наличие фаций альбититов в пределах массивов редкометалльных гранитов; 6) развитие литийсодержащего рибекита и эгирина в

качестве второстепенных минералов; 7) наличие Zn-Ti-Y-Nb-Ta-Th-U-F геохимической специализации, что выражается в присутствии аксессуарных цирколита, мариньякита, редкоземельных титано-ниобатов, торита, тагаринита и др.; 8) наличие крайнего, наиболее щелочного, представителя литиевых слюд — полилитионита; 9) резкое преобладание ниобия над танталом при их соотношении 1 : 10—1 : 30.

Вышеприведенные закономерности свидетельствуют, что в процессах становления комагматических рядов интрузивных пород гранитоидных формаций содержания тантала и ниобия всегда возрастают от ранних интрузивных фаз к последующим их производным субфазам, в то время как Ta-Nb отношение зависит от геологических условий формирования конечных дифференциатов, обуславливающих ту или иную степень замкнутости системы. Это позволяет рассматривать Ta-Nb отношение как чувствительный индикатор геологических условий формирования различных типов интрузивных пород и связанных с ними месторождений редких элементов [129]. С увеличением степени открытости системы Ta-Nb отношение отчетливо уменьшается, что, по нашему мнению, является следствием большей подвижности комплексных соединений тантала по сравнению с ниобием в условиях внедрения силикатных расплавов, обогащенных летучими соединениями и редкими элементами. В процессе внедрения таких расплавов соединения тантала более интенсивно концентрируются в верхних частях по сравнению с ниобием. В сравнительно замкнутых системах они обогащают апикальные части массивов редкометальных гранитов, обуславливая преимущественную концентрацию тантала по сравнению с ниобием. В более открытых системах они интенсивнее по сравнению с соединениями ниобия уходят за пределы массивов, обуславливая относительную концентрацию ниобия в исходных расплавах. Этим же объясняется и более широкое развитие процессов натрового и калиевого метасоматоза в породах кровли массивов субщелочных и щелочных гранитоидов, формировавшихся в более открытых системах по сравнению с гранитами плюмазитового ряда. Процессы инфильтрационного метасоматоза в экзоконтактах таких массивов могут сопровождаться повышенными концентрациями тантала и ниобия, причем Ta-Nb отношение в них должно быть более высоким, чем в самих гранитоидах, дериватами которых являются метасоматозпроизводящие растворы.



## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ

Как было показано ранее [131, 132, 169], среди редкометалльных полей гранитных пегматитов выделяются три формационных класса, включающие шесть геохимических типов (табл. 22).

Выделенные шесть геохимических типов редкометалльных пегматитовых полей и месторождений принципиально различаются между собой не только редкометалльной специализацией, но и количественными соотношениями главных пегматитообразующих минералов и их сочетанием в жильных сериях. Для каждого геохимического типа характерен свой парагенезис главных минералов. Для ураноредкоземельного — олигоклаз, альбит-олигоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит; альбит в числе главных минералов отсутствует. Для литиевого — олигоклаз, альбит-олигоклаз, альбит, микроклин, сподумен, петалит, кварц; характерно наличие сподумена и петалита в числе главных минералов. Для бериллиевого — олигоклаз, альбит-олигоклаз, альбит, микроклин, амазонит, кварц, мусковит; характерно то, что отсутствуют сподумен, петалит и присутствуют амазонит и мусковит в числе главных минералов.

Для комплексного редкометалльного типа характерны альбит, микроклин, кварц, сподумен, петалит, мусковит, лепидолит. Характерно отсутствие олигоклаза и альбит-олигоклаза и появление лепидолита в числе главных минералов. Для фтор-тантал-литиевого типа характерны альбит, кварц, мусковит, лепидолит. Микроклин исчезает из числа главных минералов. В ниобий-иттриевом ряду мусковит и лепидолит исчезают; главные минералы представлены только микроклином, амазонитом, альбитом и кварцем.

Таким образом, в системе геохимических рядов гранитных пегматитов от уран-редкоземельного к последующим наблюдается уменьшение роли биотита, олигоклаза и альбит-олигоклаза, увеличение (с последующим уменьшением) роли микроклина и сподумена и появление лепидолита в конечных членах комплексного редкометалльного и фтор-литиевом ряду. Мусковит же обычно накапливается в верхних членах как безрудных, так и редкометалльных жильных серий, в верхних частях конкретных пегматитовых тел, а также в наиболее поздних минеральных комплексах дифференцированных пегматитовых жил. Та же тенденция изменения минерального состава наблюдается и в пределах каждого геохимического ряда и в конкретных отчетливо дифференци-

Таблица 22

Генетико-геохимическая классификация редкометальных пегматитовых полей и месторождений

Формационный класс	Геохимические типы (ряды)
I. Пегматиты щелочноземельных плагио-микроклиновых гранитов главных интрузивных фаз	1. Редкоземельный (уран-редкоземельный) 2. Литиевый (бериллий-тантал-литиевый, иногда с оловом)
II. Пегматиты существенно калиевых биотитовых и двуслюдяных гранитов главных или дополнительных интрузивных фаз	3. Бериллиевый (тантал-бериллиевый, иногда с оловом); 4. Комплексный редкометальный (бериллий-литий-рубидий-цезий-танталовый с бором и фтором, иногда с оловом)
III. Пегматиты ультракислых гранитов фаз дополнительных, трещинных или межформационных интрузий	
а) плюмазитовая ветвь дифференциации	5. Фтор-литиевый (фтор-тантал-литиевый с бериллием и оловом)
б) агпаитовая ветвь дифференциации	6. Ниобий-иттриевый (иногда с бериллием и торием)

рованных телах. От более высокотемпературных нижних членов генетических жильных серий к более низкотемпературным верхним членам и от более высокотемпературных существенно олигоклазовых минеральных ассоциаций внешних зон пегматитовых тел к концу процесса пегматитообразования происходит уменьшение основности плагиоклазов, увеличение (с последующим уменьшением) роли микроклина и сподумена, увеличение роли альбита, мусковита и лепидолита.

Другими словами, в пегматитовом процессе повторяются те же закономерности дифференциации вещества, которые свойственны процессам формирования интрузивных комплексов гранитоидов [132, 147, 169].

#### ПЕГМАТИТЫ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ ПЛАГИО-МИКРОКЛИНОВЫХ ГРАНИТОВ

С щелочноземельными гранитоидами генетически связана главная масса так называемых безрудных полей гранитных пегматитов с редкоземельной аксессуарной минерализацией, а также наиболее крупные по масштабам рудной массы редкометальные пегматитовые поля литиевого типа, что находится в прямом соответствии с резким преобладанием щелочноземельных гранитов по сравнению с другими типами гранитов в земной коре.



## Редкоземельный ряд

К редкоземельному геохимическому ряду относятся отдельные пегматитовые тела большинства безрудных пегматитовых полей древних кристаллических щитов и складчатых областей, примыкающих к древним платформам.

По количественным соотношениям главных минералов среди пегматитов этого ряда выделяются четыре парагенетических типа жил: 1) микроклин-олигоклазовый (или микроклин-мусковит-олигоклазовый), 2) олигоклаз-микроклиновый с мусковитом, 3) существенно микроклиновый и 4) альбит-олигоклаз-микроклиновый. Содержание редких элементов в них близко к содержанию в гранитах; только в поздних минеральных комплексах наиболее крупных дифференцированных пегматитовых тел альбит-олигоклаз-микроклинового типа оно заметно повышается, выявляя их Zr-U редкоземельную специфику [95, 96]. Первые три парагенетических типа практически не содержат тантало-ниобиевых минералов и в отношении других редких элементов также являются безрудными.

Изучение особенностей распределения тантала в жильных сериях этого типа и материнских гранитах проводилось нами на примере альбит-олигоклаз-микроклиновых пегматитов Сибири [130].

Район развития пегматитов сложен различными метаморфическими породами, прорванными верхнепротерозойским комплексом гранитоидов, представленных главным образом биотитовыми гнейсо-гранитами с подчиненным развитием аплитов и диоритов. Последние присутствуют в виде ксенолитов.

Гнейсовидные граниты состоят из олигоклаза № 11–16, микроклина, кварца и биотита. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит, ортит и др. Химический состав их близок к среднему составу обычных щелочноземельных гранитов, но несколько отличается высоким содержанием кремнезема или щелочей, повышенным содержанием алюминия и пониженным — Ca, Fe, OH, а от щелочных гранитов — более высоким содержанием Al и Ca [32].

Пегматитовые жилы этого поля характеризуются постоянной приуроченностью к контактам ксенолитов диоритов с гнейсовидными гранитами и залегают со стороны лежащих боков ксенолитов. Они имеют кварц-микроклин-олигоклазовый состав, с преобладанием олигоклаза над микроклином и кварцем. В незначительных количествах развиты: альбит, биотит и мусковит. Акцессорные минералы: гранат, магнетит, ильменит; реже встречаются: гематит, сфен, циркон, ортит, апатит, хлопнит, эвксенит, бетафит, монацит, торит, торианит, берилл и др. Зональность выражена слабо. Размер минералов увеличивается от зальбандов к осевым частям жил. Внешние зоны сложены в основном олигоклазом и кварцем, а внутренние — микроклином и кварцем. Основность плагиоклаза падает от № 16–20 у зальбандов до № 8–12 в осевых частях. В промежутках между блоками микроклина, альбит-олигоклаза и кварца развиты гнезда крупнокристаллического мусковита и мелкозернистого кварц-альбитового комплекса с бериллом.

Близость минерального состава пегматитов с вмещающими их гнейсовидными гранитами, выраженная как сходимость состава породообразующих минералов, так и характером акцессорной минерализации, позволяет считать пегматиты производными этих гранитов [130].

Породы пегматитоносного интрузивного комплекса характеризуются пониженным фоновым содержанием тантала и ниобия, и только в пегматитах концентрация тантала увеличивается в 6–8 раз, в то время как концентрация ниобия увеличивается незначительно. Содержание титана, наоборот, закономерно уменьшается от диоритов к гранитам и далее к пегматитам. Следовательно, между титаном и ниобием в этом ряду пород наблюдается обратная корреляционная связь.

Обобщение литературных данных показало, что содержание  $Ta_2O_5$  в гранитных пегматитах TR – ряда варьирует в пределах 4–25, а  $Nb_2O_5$  – 45–120 г/т при их отношении 1 : 2 и 1 : 5 (табл. 23).

Главными концентраторами тантала являются акцессорные минералы: фергюсонит, эвксенит, поликраз, иттрогатчеттолит, итробетафит, образувит, тантал-бетафит, самарскит, тантал-самарскит (хлопинит), колумбит, ниобо-танталит, тапиолит, микролит, джалмаит и др. Преимущественным развитием пользуются редкоземельные титано- и тантало-ниобаты с значительным преобладанием ниобия над танталом. Ta-Nb отношение в них варьирует от 1 : 2 до 1 : 7. Собственно танталовые минералы – ниобо-танталит, тапиолит, микролит, джалмаит [174] и иттрогатчеттолит [95] с Ta-Nb отношением, равным 1 : 1–13 : 1, встречаются исключительно редко, преимущественно в пегматитах, генетически связанных с более лейкократовыми интрузивными разновидностями гранитов.

Помимо образования тантало-ниобиевых минералов тантал рассеивается в слюдах, гранатах, магнетите, ильмените и цирконе, а в материнских гранитах – также в сфене, амфиболах и пироксенах.

В биотитах из диоритов и гнейсо-гранитов содержание тантала обычно ниже 0,001%, и только у контакта их с пегматитами возрастает до 0,002% при Ta-Nb отношении 1 : 15 (табл. 24). В биотитах из пегматитов содержание  $Ta_2O_5$  возрастает до 0,001–0,004% при уменьшении отношений Ta : Nb и Ti : Nb [130].

В мусковите из пегматитов редкоземельного ряда содержание тантала и ниобия, а также их соотношение выше таковых в биотите, причем количество обоих элементов увеличивается от краевых к центральным зонам пегматитовых тел при постоянном Ta-Nb отношении (табл. 25). Установленное ранее для редкометалльных пегматитов закономерное уменьшение содержания ниобия и увеличение Ta-Nb отношения в мусковитах от более ранних к более поздним минеральным комплексам [119, 120, 190, 194] для пегматитов редкоземельного ряда не подтверждается.

В сфене из диоритов содержание  $Ta_2O_5$  ниже 0,001%, а  $Nb_2O_5$  – 0,075% при Ta-Nb отношении менее 1 : 75. В гранитах количество тантала (0,008–0,01%  $Ta_2O_5$ ) и Ta-Nb отношение (1 : 15–1 : 18) в сфене возрастают. Интересно отметить, что в ксенолите диоритов, залегающем



Таблица 23

Содержание тантала и ниобия в комагматических породах и пегматитах редкоземельного ряда (г/т)

Порода	Район	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Литературный источник
Диориты	Сибирь	3	< 10	9	—	—
Граниты	"	3	< 10	20	—	—
Аплиты	"	1	< 10	62	—	—
Пегматиты	"	2	17	46	1 : 3	—
Пегматоидные граниты жильные	"	1	24	118	1 : 5	[88]
Пегматиты	Дальний Восток	9	10	53	1 : 5	—
"	Средняя Азия	1	4	—	—	[1]

Таблица 24

Содержание тантала и ниобия в биотитах гранитных пегматитов редкоземельного ряда и вмещающих их пород (%)

Порода	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Аналитик или литературный источник
Пегматиты Сибири				
Ксенолит меланократовых диоритов в гранитах	Не обн.	Не обн.	—	О.Ф. Сазонова
Ксенолит лейкократовых диоритов в гранитах	< 0,001	0,003	—	А.А. Манухова
Ксенолит диоритов в пегматите	< 0,001	0,012	—	То же
Гнейсовидные граниты	Не обн.	0,010	—	"
То же, у контактов с пегматитовой жилой	0,002	0,031	1 : 15	З.А. Родова
Пегматиты	0,0015	0,059	1 : 40	М.С. Стрелихеева
Пегматиты Кольского полуострова				
Амфиболлизированное габбро	0,001	0,003	1 : 3	[174]
Гранито-гнейсы	0,001	0,003	1 : 3	[174]
Пегматиты	0,001—0,004	0,006—0,01	1 : 2 < 1 : 10	[174]

Таблица 25

Содержание тантала и ниобия в мусковитах гранитных пегматитов редкоземельного ряда (%)

Район	Парагенетический тип	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{Ta_2O_5}{Nb_2O_5}$	Аналитик или литературный источник
Кольский полуостров	Микроклин-олигоклазовый	0,001	0,002–0,008	—	[174]
	Микроклин-альбит-олигоклазовый	0,007–0,010	0,033–0,036	1 : 3– 1 : 5	[174]
Сибирь	Микроклин-альбит-олигоклазовый				
	а) неравномернoзернистая зона	0,010	0,060	1 : 6	М.В. Кухарчик
	б) графическая зона	0,013	0,094	1 : 7	М.С. Стрехеева
	в) блоковая зона	0,018	0,102	1 : 5– 1 : 6	М.В. Кухарчик

в пегматитовом теле, содержание тантала (0,012% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и Ta-Nb отношение (1 : 10) в сфене являются более высокими, чем в гранитах, не говоря уже о диоритах. Этот факт свидетельствует о более интенсивном выносе тантала по сравнению с выносом ниобия в зону экзоконтакта в процессе формирования пегматитов.

Ильменит характеризуется более высокими содержаниями тантала и ниобия по сравнению с содержанием в слюдах и сфене (табл. 26). По сравнению с материнскими гнейсо-гранитами ильменит из пегматитов характеризуется более высоким содержанием тантала и более высоким Ta-Nb отношением.

В гранатах из пегматитов этого ряда содержания тантала и ниобия очень низкие. Тем не менее от начала к концу пегматитового процесса в них намечается тенденция увеличения содержаний обоих элементов и Ta-Nb отношения. Следует отметить, что содержание титана в гранатах в этом направлении также возрастает (см. табл. 26), что отражает закономерность, необычную для пегматитового процесса [130].

Циркон и пирротит являются характерными минералами пегматитов редкоземельного ряда, в то время как в других геохимических рядах они встречаются в незначительных количествах. Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в этих минералах из гнейсо-гранитов ниже 0,001%, а Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в ряде случаев достигает 0,002%. Низкое содержание обоих элементов в цирконах находится в полном соответствии с пониженным фоном их содержания в щелочноземельных гранитоидах. В цирконах из пегматитов содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 0,003–0,06%, а Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,001–0,03% при Ta-Nb отношении 1 : 2–2 : 1. По сравнению со средними содержаниями



Таблица 26

Содержание тантала и ниобия в ильменитах и гранитах из пород и пегматитов редкоземельного ряда Сибири (%)

Порода		Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Ильменит					
Гнейсо-граниты		2	0,014	0,206	1 : 15
Пегматиты		3	0,058	0,435	1,7 : 5
Гранат					
Зона пегматитов	мелко- и среднезернистая	4	Не обн.	Не обн.	—
	неяснографическая	5	<0,001	0,006	<1 : 6
	блоковая	2	<0,0005	0,0015	<1 : 3

в гранитах (см. табл. 23) в цирконах из пегматитов максимальная степень концентрации Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет около 180, в то время как максимальная концентрация ниобия не превышает 15. Таким образом, минералы группы циркона следует рассматривать как очень важные концентраторы тантала, обуславливающие разделение этих элементов в пегматитовом процессе.

В магнетитах из диоритов и гнейсо-гранитов содержания тантала и ниобия близки к средним содержаниям в соответствующих породах, и только в пегматитах содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> возрастает до 0,0025, а содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — до 0,009%. Количество титана в магнетитах, в отличие от биотита и граната, закономерно уменьшается от диоритов (1,76% TiO<sub>2</sub>) к гранитам (0,86% TiO<sub>2</sub>) и далее к пегматитам (0,72% TiO<sub>2</sub>), т.е. коррелируется с содержанием в самих породах.

Вышеприведенные закономерности показали, что в породах главным концентраторами тантала и ниобия являются биотит и минералы титана (сфен, ильменит), а в пегматитах — хлопинит, мусковит и ильменит. Несмотря на низкое содержание тантала и ниобия в породах и пегматитах, наблюдается общая тенденция увеличения содержания обоих элементов и Ta-Nb отношения от гранитов к пегматитам. Отсутствие условий для образования значительных количеств биотита в гранитах (пониженное содержание летучих компонентов и железа) ограничило степень рассеяния тантала и ниобия в процессе кристаллизации гранитов и обусловило увеличение концентрации этих элементов в пегматитовом расплаве с образованием редкого минерала хлопинита.

Таким образом, гранитные пегматиты редкоземельного ряда в отношении тантала являются безрудными. В отличие от пегматитов других геохимических рядов они характеризуются низкими содержаниями тантала и ниобия и рассеянием главной массы этих элементов в слюдах и аксессуарных минералах титана, циркония, железа и алюминия, что обуславливает их сходство с материнскими гранитами.

## Литиевый ряд

К литиевому ряду относятся пегматитовые поля так называемых сподуменовых пегматитов, в большинстве своем приуроченные к протяженным зонам разломов в краевых частях кристаллических щитов или древних платформ [61:62:64]. Характерной их особенностью является широкое развитие высокотемпературных безрудных жильных серий наряду с более низкотемпературными редкометальными. Последним свойственно обилие лития и соответственно сподумена, слабая степень дифференциации жил, равномерность распределения полезных компонентов и большая степень удаления от материнских гранитов и, следовательно, от исходных пегматитовых очагов. Они представляют собой протяженные свиты сближенных параллельно залегающих жил.

По количественным соотношениям главных и специфике редкометальных минералов в пегматитовых полях литиевого типа выделяются шесть парагенетических типов жил: 1) олигоклаз-микроклиновый с альбитом, иногда со сподуменом; 2) микроклин-альбитовый с мусковитом, иногда с акцессорными бериллом и касситеритом; 3) сподумен-микроклиновый с альбит-олигоклазом; 4) микроклин-сподумен-альбитовый (+альбит-олигоклаз) с акцессорными колумбитом, фергусонитом, гатчеттолитом, бериллом и касситеритом; 5) существенно альбитовый (иногда с мусковитом и сподуменом) с акцессорными танталитом, бериллом и касситеритом и 6) микроклин-петалит-альбитовый с акцессорными бериллом и танталитом. Первые три типа образуют безрудные жильные серии. Четвертый, пятый и шестой типы образуют редкометальные жильные серии, пространственно обособленные от безрудных серий и выходов материнских гранитов.

Пегматитовые тела микроклин-сподумен-альбитового типа обычно представляют главную массу жил пегматитовых полей. Они образуют серии параллельных или кулисообразно залегающих жил, прослеживающихся на большую глубину. Крупные пегматитовые тела этого типа характеризуются большой протяженностью при выдержанных мощностях и слабо выраженной зональностью. Наряду с крупными дайками наблюдаются и маломощные жилы того же состава, приуроченные к той же системе трещин. Главные минералы: микроклин, сподумен, кварц, альбит. В подчиненном количестве развиты: олигоклаз, альбит-олигоклаз, мусковит и шерл. В работах Н.А. Солодова этот тип пегматитов описан под названием альбит-сподуменового.

Большинство пегматитовых жил этого типа сложено по существу одной микроклин-сподумен-кварц-альбитовой зоной неравномерной зернистой структуры и директивной текстуры. В эндоконтактах эта зона часто переходит в неравномерной зернистые кварц-альбитовые или кварц-альбит-олигоклазовые зоны, которые в висях боках пологопадающих жил обычно менее развиты. В осевых частях наиболее мощных раздувов жил иногда появляются зоны блокового микроклина и кварцевые ядра или смешанные блоковые микроклин-кварцевые или кварцевые зоны со сподуменом. Для пегматитов этого типа характерна  $Be$ ,  $Ta$ ,  $Nb$ , иногда —  $Sn$  — акцессорная минерализация.



Тантал сконцентрирован в мелко вкрапленном колумбит-танталите, реже танталите, а в пегматитах, залегающих в карбонатных породах, — в фергюсоните и гатчеттолите [66, 169]. Ta-Nb отношение в колумбит-танталите и гатчеттолите близко к 1 : 1 или несколько ниже. Редко наблюдается преобладание тантала. Для фергюсонита характерно преобладание ниобия над танталом (табл. 27). Содержание  $Ta_2O_5$  в жилах — 0,004—0,01% (редко до 0,018) при Ta-Nb отношении — 1 : 3—1 : 1, редко выше. Распределение тантала более или менее равномерное (табл. 28). Согласно данным Н.Н. Мартянова, более высокие содержания тантала и Ta-Nb отношение свойственны пегматитовым телам, вскрытым на более высоких гипсометрических уровнях.

Существенно альбитовые жилы являются конечными продуктами дифференциации пегматитовых инъекций литиевого ряда. В жильных сериях они в большинстве случаев занимают наиболее верхнее положение, слагая верхние выклинивающиеся фланги микроклин-сподумен-альбитовых и сподумен-альбитовых пегматитовых жил или их апофизы. Обычно они сложены мелкозернистым агрегатом альбита и кварца с резко подчиненным количеством микроклина, сподумена и мусковита. При наличии последнего для них характерна оловянная минерализация. Редкометалльные акцессорные минералы — берилл, тантало-колумбит и ниобо-танталит. Содержания тантала находятся примерно на том же уровне, что и в микроклин-сподумен-альбитовых жилах.

Микроклин-петалит-альбитовые пегматиты являются своеобразными аналогами микроклин-сподумен-альбитовых, формировавшимися в среде, богатой кремнеземом [173]. Они сложены: микроклином, петалитом, альбитом и кварцем с подчиненным развитием мусковита. Согласно данным Г.Б. Мелентьева, в генетических жильных сериях, включающих жилы этого типа, с глубиной содержание микроклина возрастает, и они сменяются жилами существенно микроклинового состава. В верхах жильных серий возрастает количество альбита и мусковита, и они переходят в существенно альбитовый тип с мусковитом. Танталовые минералы в них представлены главным образом танталитом. Содержание  $Ta_2O_5$  в жилах варьирует от 0,003 до 0,017% при Ta-Nb отношении 1 : 1—2 : 1. Степень концентрации тантала — до 70, а ниобия — до 8.

В пегматитовых полях литиевого ряда содержание тантала и Ta-Nb отношение закономерно возрастают от более высокотемпературных существенно олигоклазовых к более низкотемпературным микроклин-сподумен-альбитовому и существенно альбитовому типам (фиг. 13). Так, в существенно олигоклазовых жилах степень концентрации тантала по сравнению с кларком не превышает 20, в микроклин-сподумен-альбитовых — до 80; в существенно альбитовых — до 60. Степень концентрации ниобия составляет всего 3—8 во всех типах. Если сравнить нижние пределы содержаний тантала в жилах различных типов, то мы увидим закономерное их увеличение к концу пегматитового процесса. Что же касается верхнего предела содержаний тантала, то он закономерно возрастает к микроклин-сподумен-альбитовому типу и затем несколько уменьшается в существенно альбитовом типе. Содержание

Таблица 27

Содержание тантала и ниобия в минералах микроклин-сподумен-альбитовых пегматитов литиевого ряда (%)

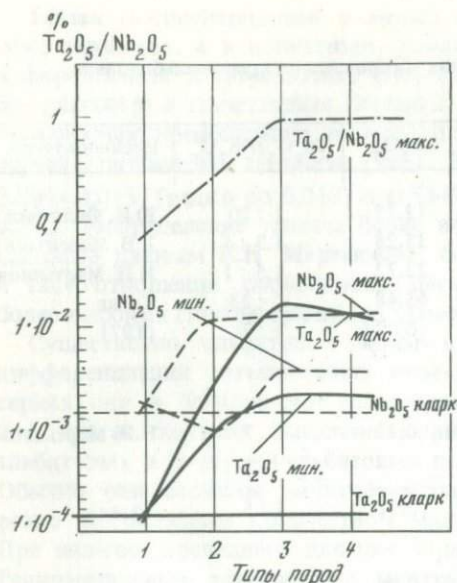
Минерал	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Исследователи
Колумбит	3,65	72,75	1 : 20	Ю.И. Филиппова
Мп-ниобо-танталит	45,42	35,28	1,3 : 1	Г.В. Мелентьев
Гатчеттолит	33,80	22,72	1,5 : 1	Н.Н. Мартьянов
Фергюсонит	2,00	45,48	1 : 23	То же
Мусковит из кварц-мусковитового комплекса пегматитов, залегающих в сланцах	0,004	0,029	1 : 7	[187]
Мусковит белый из пегматитов, залегающих в известняках	0,032	0,22	1 : 7	Н.Н. Мартьянов
Мусковит зеленый из кварц-мусковитового комплекса с касситеритом	0,002	0,01	1 : 5	То же
Циннвальдит	0,039	0,36	1 : 10	"
Касситерит из кварц-мусковитового комплекса	0,87	1,14	1 : 1,3	[187]
Касситерит из глубоких частей жил	0,02	0,024	1 : 1,2	Н.Н. Мартьянов
Касситерит из апикальных частей жил	0,08	0,07	1 : 1,1	То же
Гранат	0,002	0,004	1 : 2	"

Таблица 28

Содержания тантала и ниобия в различных минеральных комплексах микроклин-сподумен-альбитовых пегматитов литиевого ряда (г/т)

Минеральный комплекс	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Корневые части жил	2	11	34	1 : 3
Кварц-гурмалиновый	1	21	117	1 : 5,6
Сподумен-кварцевый	1	61	320	1 : 5,2
Сподумен-кварц-альбитовый	12	34	88	1 : 2,6
Микроклиновый	6	40	84	1 : 2
Кварц-альбитовый	9	61	138	1 : 2,3
Кварц-мусковитовый	1	16	69	1 : 4,3





Фиг. 13. Особенности концентрации тантала в жилах главных парагенетических типов гранитных пегматитов литиевого ряда

1 — щелочноземельные граниты; 2-4 — пегматиты: 2 — микроклино-олигоклазовые, 3 — микроклин-сподумен-альбитовые, 4 — существенно альбитовые; горизонтальные линии — кларки для земной коры

же ниобия в обоих редкометалльных типах остается на одном уровне (см. фиг. 13). Эта особенность распределения тантала объясняется, по нашему мнению, более интенсивным его выносом по сравнению с ниобием при формировании существенно альбитовых пегматитовых тел в относительно открытых системах [120, 131].

Главные концентраторы тантала — минералы группы колумбита, пироклора и фергюсонита. Собственно танталовые минералы встречаются редко. Среди минералов группы колумбита преобладающим развитием пользуются промежуточные члены изоморфного ряда с Ta-Nb отношением 3 : 1—1 : 1, и только в клевеландитовых зонах полно дифференцированных пегматитовых тел встречается марганцевый ниобо-танталит, для которого свойственно преобладание тантала над ниобием (см. табл. 27) и марганца над железом. Ниобо-танталит встречается также в пегматитах существенно альбитового типа и кварц-альбитовых комплексах — микроклин-сподумен-альбитового. Минералы группы пироклора представлены главным образом гатчеттолитом. Характерной его особенностью является повышенное содержание олова ( $6,17\% \text{ SnO}_2$ ) и некоторое преобладание тантала над ниобием (см. табл. 27). Фергюсонит встречается в микроклин-сподумен-альбитовых пегматитах, залегающих в карбонатных породах, наряду с гатчеттолитом и минералами группы колумбита. Минерал характеризуется резким преобладанием ниобия над танталом (см. табл. 27).

Помимо образования собственных минералов тантал рассеивается в слюдах, гранатах и касситеритах. В отличие от мусковита из пегматитов редкоземельного ряда слюды из этих пегматитов характеризуются более высоким содержанием тантала и ниобия (см. табл. 25 и 27). Интересно отметить, что в мусковите из кварц-мусковитовых комплексов с касситеритом содержание тантала и ниобия на целый порядок ниже, чем в других минеральных комплексах. Эта особенность, видимо, обусловлена концентрацией главной массы тантала и ниобия в этом комплексе в касситерите. Соотношение Ta : Nb в касситерите близкое к 1 : 1. В гранате содержание тантала и ниобия, а также Ta-Nb отношение

являются более высокими, чем в пегматитах редкоземельного ряда (см. табл. 26 и 27).

Характерной особенностью пегматитов литиевого ряда является более равномерное распределение в них тантало-ниобатов при более низком их содержании и более низком Ta-Nb отношении по сравнению с пегматитами комплексного ряда. Поскольку пегматиты этого ряда характеризуются также пониженным содержанием слюд и граната, степень рассеяния в них тантала значительно меньше.

#### ПЕГМАТИТЫ СУЩЕСТВЕННО КАЛИЕВЫХ БИОТИТОВЫХ И ДВУСЛЮДЯНЫХ ГРАНИТОВ

В эволюционном ряду последовательной магматической дифференциации лейкократовые, бедные кальцием биотитовые и двуслюдяные граниты занимают более высокое положение, и поэтому они характеризуются более высокими содержаниями редких и малых элементов, а в ряде случаев — также летучих компонентов. По геохимической редкометалльной специализации среди пегматитовых полей этого формационного класса нами выделено два геохимических ряда: 1) тантал-бериллиевый или собственно бериллиевый и 2) бериллий-литий-рубидий-цезий-танталовый или комплексный редкометалльный [132].

#### Бериллиевый ряд

К бериллиевому ряду относятся отдельные рудопоявления большинства безрудных пегматитовых полей различного возраста, в которых только наиболее развитые конечные члены жильных серий содержат рудоразборный берилл. Содержания остальных редких элементов в таких пегматитах обычно близки к таковым в гранитах, и во всяком случае степень их концентрации не превышает 20. В редкометалльных пегматитовых провинциях такие пегматитовые поля, видимо, являются производными биотитовых олигоклаз-микроклиновых гранитов главных интрузивных фаз и представляют собой фацию передового фронта их внедрения. В этом случае главная масса пегматитов в полях представлена ранними микроклин-олигоклазовыми и альбит-олигоклаз-микроклиновыми парагенетическими типами жил. К этому же ряду относятся пегматиты, генетически связанные с лейкократовыми существенно микроклинными биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, слагающими куполовидные выступы гранитов главных интрузивных фаз, зачастую обогащенные бериллом, или небольшие самостоятельные массивы фазы дочерних интрузий. В этом случае пегматитовые жильные серии характеризуются развитием более поздних микроклин-альбитовых, микроклин-амазонит-альбитовых и существенно альбитовых членов ряда и более высокими содержаниями редких элементов [169].

Характерными особенностями пегматитов этого ряда являются широкое развитие кислого олигоклаза и альбит-олигоклаза в ранних членах пегматитовых серий, мусковита во всех типах жил, флюорита — в конечных и зачастую тесная парагенетическая связь с кварцевыми



жилами и грейзенами — с Be, Mo, W, иногда Sn-акцессорной минерализацией.

В пегматитовых полях и месторождениях бериллиевого ряда по отношению главных минералов и редкометальной геохимической специализации различается четыре парагенетических типа жил: 1) альбит-олигоклаз-микроклиновый или существенно микроклиновый с мусковитом; 2) микроклин-альбитовый с мусковитом; 3) микроклин-амазонит-альбитовый; 4) существенно альбитовый с мусковитом или мусковит-альбитовый [132]. Перечисленные типы пегматитовых тел в жильных сериях в полном составе практически не наблюдаются. В одних случаях серии представлены более высокотемпературными членами ряда, в других — более низкотемпературными, в третьих — преимущественно микроклин-амазонит-альбитовым типом, что объясняется различиями геологических условий формирования пегматитоносных гранитов.

Пегматиты олигоклаз-альбит-микроклинового и существенно микроклинового типов составляют более половины жил редкометальных жильных серий этого ряда. Они характеризуются большей степенью удаленности от исходных пегматитовых очагов по сравнению с безрудными олигоклаз-микроклиновыми, преобладанием микроклина над кислыми плагиоклазами при подчиненном развитии мусковита, более крупнозернистым до мелкоблочкового строением, наличием раздувов, пережимов, апофиз. Среди кислых плагиоклазов наиболее широко развит альбит-олигоклаз № 8—14. В осевых частях тел иногда наблюдаются крупноблочные микроклин-кварцевые зоны. В мощных раздувах, кроме того, образуются кварцевые ядра и окружающие их мономинеральные микроклиновые зоны. Второстепенные минералы представлены гранатом (альмандином), черным и темно-зеленым турмалином. Редкометальные акцессорные минералы: берилл в раздувах жил; колумбит в виде мелкой вкрапленности во внешних неравномернозернистых и графических зонах; тантало-колумбит — во внутренних, блоковых [120].

Содержание  $Ta_2O_5$  в пегматитовых жилах этого типа — 0,005—0,01%, что превышает его кларк в 20—40 раз при Ta-Nb отношении 1 : 3—1 : 1. В эндоконтактных пегматоидных и аплитовых зонах содержание  $Ta_2O_5$  снижается до 0,001—0,003%, вследствие чего Ta-Nb отношение уменьшается до 1 : 3—1 : 17. В кварц-альбит-мусковитовых комплексах центральных зон, наоборот, содержание  $Ta_2O_5$  возрастает до 0,015—0,017%, а Ta-Nb отношение — до 1 : 1—2 : 1 [120].

Пегматитовые тела микроклин-альбитового типа в отличие от существенно микроклинового характеризуются примерно равным содержанием микроклина и альбита (+альбит-олигоклаз) или преобладанием альбита при резко подчиненном развитии олигоклаза. В главной своей массе они сложены неравномернозернистым полевошпато-кварцевым минеральным комплексом (с подчиненным количеством мусковита), в котором наблюдается увеличение размеров минеральных индивидов от зальбандов к осевым частям тел вплоть до образования мелкоблочковых зон. В том же направлении уменьшается основность плагиоклаза

от № 16—18 у зальбандов до альбита; увеличение содержания микроклина от зальбандов к промежуточным зонам и мусковита — в центральных зонах.

В центральных частях раздувов наиболее дифференцированных жил различаются четыре первичные зоны: 1) внешняя неравномернозернистая кварц-полевошпатовая; 2) промежуточная блоковая микроклин-кварцевая; 3) внутренняя мономинеральная микроклиновая и 4) кварцевое ядро. Эти зоны усложнены развитием более поздних замещающих комплексов. Последние во внешних зонах представлены сахаровидным альбитом и кварц-альбитовым агрегатом, во внутренних — мусковит-кварц-альбитовым, кварц-мусковитовым, мусковитовым и онкозиновым комплексами. Акцессорные минералы: берилл, колумбит, танталит, шерл, индиголит, гранат, апатит, штаффелит, эсфорит, сульфиды, лимонит, редко сподумен [120].

Минералы группы колумбита-танталита встречаются повсеместно, причем размеры и форма их выделений зависят от структуры минеральной ассоциации, в которой они образуются. Главная их масса представлена промежуточными членами группы колумбита-танталита с Ta-Nb отношением, близким 1.

Содержание  $Ta_2O_5$  в жилах варьирует от 0,005 до 0,01% во внешних кварц-полевошпатовых и кварц-альбитовых комплексах и возрастает до 0,017—0,023% в центральных кварц-альбит-мусковитовых (табл. 29). Степень концентрации  $Ta_2O_5$  составляет 20—90.

Микроклин-амазонит-альбитовый тип пегматитов по существу является своеобразным аналогом микроклин-альбитового и в некоторых жильных сериях бериллиевого ряда занимает его место. В отличие от последнего, он характеризуется широким развитием амазонита вместо микроклина или, наряду с микроклином, и более высоким содержанием бериллия. Содержание  $Ta_2O_5$  здесь несколько понижено по сравнению с микроклин-альбитовым типом и составляет 0,003—0,006% при Ta-Nb отношении 1 : 2.

Пегматитовые тела существенно альбитового и мусковит-альбитового типов бериллиевого ряда еще более удалены от выходов материнских гранитов по сравнению с микроклин-альбитовыми и обычно являются верхними членами генетических жильных серий. В других случаях они представляют собой полого залегающие межпластовые апофизы пегматитов микроклин-альбитового типа или слагают серии кулисообразно залегающих межпластовых жил в зоне их развития. В отличие от микроклин-альбитовых пегматитов для них характерны: резкое преобладание альбита (+альбит-олигоклаз) над микроклином, слабо проявленная зональность и часто полосчатая флюидальная текстура. Типоморфные минералы: индиголит и гранат; распределение этих минералов подчеркивает полосчатую текстуру. От зальбандов к осевым частям тел олигоклаз быстро сменяется альбит-олигоклазом и далее альбитом. В том же направлении уменьшается количество мелкозернистого микроклина и увеличиваются количества кварца и мелкокристаллического мусковита. В осевых частях иногда появляются блоки графического пегматита или мономинеральных микроклина и кварца.



Таблица 29

Содержание тантала и ниобия в различных минеральных комплексах редкометалльных пегматитов бериллиевого ряда (г/т)

Парагенетический тип и минеральные комплексы	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Материнские граниты	6–20	30–70	1 : 10–1 : 5
Кристаллические сланцы экзоконтактов	20	70	1 : 3
Микроклин-альбитовый тип			
эндоконтактовый аплитовый	10–40	180	1 : 10
неравнозернистый кварц- полевошпатовый	10–140	70–140	1 : 3
мелкозернистый кварц-альбитовый	50–150	130	1 : 1 : 6
кварц-сподумен-олигоклазовый	140	130	1 : 1
кварц-альбит-мусковитовый	120–230	110–180	1 : 1–2 : 1
Существенно альбитовый тип			
неравнозернистый кварц- полевошпатовый	60–150	110–180	1 : 2
кварц-альбит-мусковитовый	60–210	50–140	1 : 1–2 : 1

В строении раздувов пегматитовых жил принимают участие четыре минеральных комплекса: 1) неравнозернистый кварц-микроклин-альбит-олигоклазовый, слагающий около половины объема жил; 2) блоковый кварц-микроклиновый; 3) мелкозернистый кварц-альбитовый, иногда с мусковитом и 4) крупнозернистый кварц-альбит-мусковитовый.

В том случае, когда жильные серии представлены только конечными членами бериллиевого ряда, олигоклаз и альбит-олигоклаз в пегматитах отсутствуют, а содержание мусковита возрастает до 10–20%, и их по существу можно относить к мусковит-альбитовому парагенетическому типу.

Акцессорная редкометалльная минерализация представлена в основном минералами группы колумбита, касситеритом и бериллом и распространена в жилах более или менее равномерно. Среди тантало-ниобатов преобладает мелкокрапчатый тантало-колумбит с Ta-Nb отношением 1 : 2–1 : 1, который встречается практически во всех минеральных комплексах. Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в жилах варьирует от 0,006 до 0,015% при Ta-Nb отношении 1 : 2–1 : 1. Только в наиболее поздних кварц-альбит-мусковитовых комплексах, богатых ниобо-танталитом и касситеритом, содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> увеличивается до 0,02%, и отмечается преобладание тантала над ниобием при их соотношении – 2 : 1. Однако объем этих комплексов в общей массе жил обычно незначителен.

Сравнительный анализ показывает, что в пегматитах бериллиевого ряда так же, как и в литиевом ряду, наблюдается закономерное увеличение содержаний тантала и Ta-Nb отношения – от более высокотемпературных существенно олигоклазовых к наиболее развитому микроклин-альбитовому типу и далее некоторое их уменьшение к конечным

Таблица 30

Содержание тантала и ниобия в гранитных пегматитах<sup>1</sup> бериллиевого ряда (г/г)

Парагенетический тип	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Альбит-олигоклаз-микроклиновый	10	20	62	1 : 3
То же, с мусковитом	11	49	96	1 : 2
То же, с касситеритом	1	240	160	1.5 : 1
То же, со сподуменом	8	160	170	1 : 1
Микроклин-альбитовый	20	90	105	1 : 1.2
То же, с мусковитом	8	110	120	1 : 1.1
Микроклин-амазонит-альбитовый с мусковитом	10	45	95	1 : 2
Существенно альбитовый	2	60	140	1 : 2.3

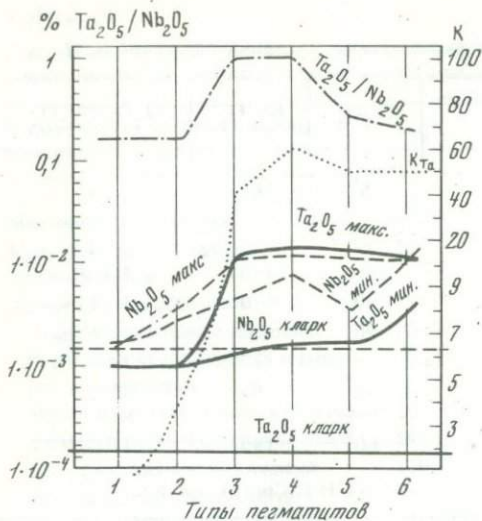
<sup>1</sup> Таблица составлена с учетом данных И.Н. Егорова, Н.Г. Стетенской и др.

членам ряда, представленным существенно альбитовыми жилами, бедными слюдами (табл. 30). Однако, если сравнить нижние пределы содержания тантала в жилах различных типов, то можно видеть, что наибольшего значения они достигают в существенно альбитовых пегматитах, характеризующихся меньшими значениями верхних пределов содержания тантала (фиг. 14). В этой связи интересно отметить, что в эндоконтактном аллитовом комплексе Ta-Nb отношение является даже более низким, чем в материнских гранитах, что лишний раз подтверждает образование этого комплекса в результате быстрой кристаллизации в условиях потери части легколетучих соединений (в том числе тантала) по сравнению с ниобием. Об этом же свидетельствует и более высокое Ta-Nb отношение в кристаллических сланцах на контакте с пегматитами (см. табл. 29).

Собственные минералы тантала в пегматитах бериллиевого ряда представлены главным образом тантало-колумбитом и в меньшей степени танталитом. Они присутствуют во всех минеральных комплексах и наблюдаются включенными во все породообразующие минералы [131].

Химический состав минералов группы колумбита-танталита в ходе пегматитового процесса изменяется закономерно, причем от начала к концу процесса Ta-Nb отношение в них увеличивается от 1 : 3 до 5 : 1 (табл. 31). Помимо образования собственных минералов, тантал и ниобий концентрируются в мусковите, касситерите и гранате. Мусковит характеризуется теми же порядками содержания тантала и ниобия, что и в литиевом ряду. Причем от начала к концу пегматитового процесса содержание ниобия в мусковите заметно убывает, а содержание тантала возрастает, в связи с чем наблюдается соответствующее увеличение Ta-Nb отношения (табл. 32). При этом Ta-Nb отношение в мусковитах всегда является более низким по сравнению с таковыми в соответствующих минеральных комплексах и сингенетичных тантало-ниобатах, что свидетель-





Фиг. 14. Вариации содержаний, соотношения с ниобием и степени концентрации (K) тантала в гранитах и различных типах пегматитов бериллиевого ряда

1 — лейкократовые бедные кальцием граниты; 2–6 — парагенетические типы пегматитовых тел; 2 — микроклин-олигоклазовый; 3 — олигоклин-альбит-микроклиновый, 4 — микроклин-альбитовый, 5 — микроклин-амазонит-альбитовый, 6 — существенно альбитовый

стует о предпочтительном изоморфизме ниобия с алюминием в слюдах по сравнению с танталом [131]. Таким образом, наличие слюд в различных минеральных комплексах пегматитов этого ряда является благоприятным признаком нахождения собственно танталовой минерализации, особенно на поздних стадиях пегматитового процесса, когда существенно сказалась кристаллизационная дифференциация пегматитового расплава [119, 120]. Эта закономерность имеет весьма важное значение для оценки перспектив танталоносности редкометалльных пегматитов, разбраковки и определения сортности руд, ибо среднее Ta-Nb отношение в мусковитсодержащих рудах является более низким за счет мусковита, что приводит к отнесению танталитовых руд к второсортным танталоколумбитовым.

Касситерит является характерным аксессуарным минералом микроклин-альбитовых и существенно альбитовых пегматитов этого ряда. Наибольшая его концентрация обычно приурочена к эндоконтактовым кварц-мусковитовым комплексам, а в пологопадающих телах также к кварц-альбит-мусковитовым и существенно альбитовым комплексам осевых частей. В небольших количествах он встречается и в других минеральных комплексах, за исключением зон блокового микроклина и кварца. Минерал характеризуется более высоким содержанием тантала и Ta-Nb отношением (1 : 2–2 : 1) по сравнению с таковым пегматитов литиевого ряда (табл. 33).

Гранат в тех или иных количествах присутствует во всех минеральных комплексах. Содержание в нем тантала широко варьирует и является более низким по сравнению с содержанием в гранатах из материнских гранитов. При этом в гранатах из внешних зон пегматитовых тел содержание тантала очень низкое при Ta-Nb отношении 1 : 6–1 : 7. В гранатах же из блокового кварц-микроклинового и наиболее позднего кварц-мусковитового комплексов содержание тантала резко возрастает и Ta-Nb

Таблица 31

Соотношение тантала и ниобия в минералах группы колумбита микроклин-альбитовых пегматитов бериллиевого ряда (%)

Парагенезис	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Неравнозернистый кварц-полевошпатовый комплекс внешних зон	21,70	58,42	1 : 2,7
Мелкозернистый кварц-альбитовый комплекс внешних зон	31,39	39,49	1 : 1,6-1 : 1
Крупнокристаллические участки внешних зон	38,47	40,93	1 : 1
Кварц-микроклин-сподумен-олигоклазовый комплекс пегматоидных зон	44	36	1,2 : 1
Мелкозернистый кварц-альбит-мусковитовый комплекс пегматоидных зон	46	34	1,3 : 1
Альбитовые гнезда мелкоблоковых зон	49,90	30,53	1,6 : 1
Блоковый микроклин	60,01	17,57	3,5 : 1
Блоковый кварц	59,42	14,97	4 : 1
Крупнопластинчатый альбит блоковых зон	67,87	13,66	5 : 1

Таблица 32

Изменение средних содержаний тантала и ниобия в слюдах различных минеральных комплексов пегматитов бериллиевого ряда (%)

Минерал и характеристика пород	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Мусковит из материнских гранитов	1	0,006	0,033	1 : 5,5
Белый крупнолистоватый мусковит из неравнозернистого полевошпатового кварцевого комплекса	4	0,006	0,045	1 : 7,5
Светло-зеленый чешуйчатый мусковит из кварц-альбит-мусковитового комплекса	6	0,007	0,021	1 : 3
Мелкочешуйчатый мусковит из наиболее позднего мусковитового комплекса	3	0,014	0,008	1,7 : 1



Таблица 33

Содержание тантала и ниобия в касситеритах и гранатах<sup>1</sup> редкометалльных пегматитов бериллиевого ряда (%)

Минеральные комплексы или зоны	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>Касситериты</b>				
Эндоконтактовые аплитовидные	2	0,43	0,77	1 : 1,8
Олигоклаз-кварц-микрoклиновые	1	1,99	1,09	1,9 : 1
Кварц-мусковитовые	5	1,09	0,87	1,2 : 1
Кварц-мусковит-альбитовые	4	2,11	1,24	1,7 : 1
<b>Гранаты</b>				
Материнский гранит	1	0,029	0,025	1,2 : 1
Сланцы зон экзоконтактов	1	0,0060	0,0012	5 : 1
Олигоклаз-кварц-микрoклиновый	2	0,0005	0,003	1 : 6
Мелкозернистый кварц-альбитовый	2	0,0005	0,0035	1 : 7
Блоковый кварц-микрoклиновый	1	0,0140	0,0066	2,1 : 1
Кварц-мусковитовый	1	0,0243	0,0112	2,2 : 1

<sup>1</sup> Таблица составлена с учетом данных Н.Е. Сергеевой [181].

отношение смещается в пользу тантала (см. табл. 33). Таким образом, гранаты, как и касситериты, относятся к числу минералов, в которых часто тантал преобладает над ниобием. Обоеднение танталом гранатов из внешних зон пегматитов обусловлено выносом тантала совместно с летучими соединениями во вмещающие породы в момент внедрения пегматитового расплава, что подтверждается более высоким Ta-Nb отношением в гранатах из кристаллических сланцев экзоконтактовых зон. Поскольку в касситеритах и гранатах из пегматитов бериллиевого ряда тантал часто преобладает над ниобием, присутствие больших количеств этих минералов в различных минеральных комплексах следует рассматривать как неблагоприятный признак для нахождения собственно танталовой минерализации.

#### **Бериллий-литий-рубидий-цезий-танталовый ряд с бором и фтором (комплексные редкометалльные пегматиты)**

К бериллий-литий-рубидий-цезий-танталовому или комплексному редкометалльному ряду относятся пегматитовые поля и месторождения, генетически связанные с кислыми существенно микроклиновыми биотитовыми или двуслюдяными гранитами, слагающими сводовые поднятия крупных антиклинальных структур. Пегматитовые поля обычно

контролируются крупными разрывными нарушениями на крыльях антиклинальных структур и пологопадающими зонами эндо- и экзоконтактов гранитных массивов главной фазы материнского интрузивного комплекса. Характерной особенностью пегматитовых тел этого ряда является наибольшая комплексность редкометальной минерализации, наибольшая степень дифференциации пегматитового расплава в процессе кристаллизации и, как следствие, — наиболее отчетливая их зональность [41, 43]. Это свидетельствует о формировании пегматитов в относительно спокойных тектонических условиях при оптимальном внешнем давлении, обеспечивающих медленную кристаллизацию расплава с образованием зональных текстур, гигантозернистых структур и концентрацию редких элементов в наиболее поздних дифференциатах.

Пегматитовые поля и месторождения комплексного ряда обычно пространственно ассоциируют с месторождениями бериллиевого или литиевого рядов в одних и тех же редкометальных провинциях и по сравнению с ними встречаются более редко. Они представляют собой как бы более развитые генетические жильные серии (или сочетания жильных серий), в которых, наряду с бериллием и литием, повышенные концентрации образуют также: Cs, Ta, Rb, F, B и др. В отличие от пегматитов литиевого ряда они обычно находятся в непосредственной близости от материнского интрузивного комплекса в зоне контакта шириной 2–3 км. Зачастую они залегают непосредственно в зоне эндоконтакта гранитов главной интрузивной фазы, имея с ними секущие интрузивные контакты. В других случаях они приурочены к прогибам кровли интрузивных массивов, что свидетельствует о их отщеплении не от фации куполовидных выступов, как это считалось ранее, а от фаций глубокой дифференциации интрузий.

Главными пороодообразующими минералами пегматитов этого ряда являются: микроклин, кварц, альбит, альбит-олигоклаз, иногда также мусковит, сподумен, амблигонит, петалит и лепидолит. Второстепенные минералы: гранат и турмалин. Акцессорные редкометальные минералы: берилл, поллуцит, минералы группы колумбита-танталита, микролит, джалмаит, симпсонит, торолит, воджинит, иксиолит, стрюверит и др.

В пегматитовых полях комплексного ряда различаются шесть парагенетических типов жил: 1) микроклин-альбит-олигоклазовый; 2) существенно микроклиновый с мусковитом, реже лепидолитом; 3) микроклин-альбитовый со сподуменом, петалитом, мусковитом, лепидолитом; 4) микроклин-сподумен-альбитовый; 5) существенно альбитовый со сподуменом, мусковитом или лепидолитом; 6) лепидолит-альбитовый. Вышеперечисленные типы в жильных сериях в полном наборе практически не встречаются. Микроклин-альбит-олигоклазовым парагенетическим типом представлено большинство жил безрудных жильных серий. Редкометальные жильные серии сложены в основном существенно микроклиновым, микроклин-альбитовым и существенно альбитовым типами с минералами лития, последовательно сменяющими друг друга снизу вверх. Микроклин-альбитовый тип в таких сериях, как правило, является наиболее развитым и наиболее распространенным. В других жильных сериях вместо него широко развит микроклин споду-



мен-альбитовый тип. Существенно микроклиновый тип является обычно или конечным верхним членом безрудных жильных серий или корневым членом редкометальных жильных серий, а существенно альбитовый и лепидолит-альбитовый — верхними конечными членами редкометальных серий. Поэтому при вскрытии эрозионным срезом только существенно альбитовых, мусковит-альбитовых и лепидолит-альбитовых жил есть все основания ждать, что в ряде случаев с глубиной они могут смениться более богатыми редкими элементами и более крупными членами генетических жильных серий, что необходимо учитывать при оценке пегматитовых полей и месторождений. Содержание окиси тантала в пегматитовых жилах этого ряда иногда достигает 0,02—0,3%; при этом часто преобладает тантал над ниобием в конечных дифференциатах.

*Существенно микроклиновый тип с мусковитом, сподуменом или лепидолитом*

Пегматитовые тела существенно микроклинового типа с мусковитом широко развиты в полях комплексного ряда и обычно имеют отчетливую зональность. Внешние зоны пегматитовых тел сложены полевошпатово-кварцевым неравномернозернистым агрегатом, иногда сильно обогащенным мусковитом. К осевым частям этих зон размер выделений микроклина и кварца возрастает, а количество мусковита уменьшается и наблюдается постепенный переход в блоковые микроклин-кварцевые зоны, которые в свою очередь переходят в зоны мономинерального микроклина и кварца. На контактах кварцевых ядер с микроклиновыми зонами или в осевых частях жил часто развиты клевеландитовый, кварц-альбит-мусковитовый, кварц-мусковитовый или альбит-лепидолитовый минеральные комплексы, обособления которых по своим размерам не играют существенной роли в общем объеме пегматитовых тел. Редкометальные минералы представлены сподуменом, минералами группы трифилина — литиофиллита, бериллом, танталитом, касситеритом, реже поллуцитом, микролитом, джалмаитом и др. Все они обычно приурочены к переходным зонам от кварцевого ядра к блоковому микроклину и часто ассоциируют с альбитовыми, кварц-альбит-мусковитовыми и альбит-лепидолитовыми комплексами.

В отличие от существенно микроклиновых пегматитов бериллиевого ряда для них характерно отсутствие олигоклаза и альбит-олигоклаза, более отчетливо выраженная зональность, бледно-розовая или дымчатая окраска кварца внутренних зон, наличие клевеландита и литиевая, танталовая, реже цезиевая минерализация. Характерными примерами пегматитов этого типа являются некоторые жилы пегматитовых полей Казахстана, штатов Параиба и Риу-Гранди ду Норти в Бразилии [217], Блэк-Хиллз в Южной Дакоте.

Содержания тантала во внешних графических и пегматоидных зонах не превышают 0,001%. Только в клевеландит-лепидолитовых осевых зонах его содержание возрастает до 0,05—0,06% при Ta-Nb отношении 2,5 : 1 [206].

*Микроклин-альбитовый тип с мусковитом, сподуменом, петалитом, амблигонитом и лепидолитом*

Микроклин-альбитовый парагенетический тип наиболее характерен и наиболее распространен в пегматитовых месторождениях комплексного редкометалльного ряда. К нему относятся наиболее мощные, наиболее развитые полнодифференцированные пегматитовые тела с наибольшим разнообразием редкометалльной минерализации. Классическими примерами являются широкоизвестные в литературе: Берник Лейк в Канаде, Бикита в Южной Родезии, ряд пегматитовых жил Казахстана, Кольского полуострова, Воджина в Австралии, некоторые жилы провинции Минас Жераес в Бразилии и ряда других редкометалльных провинций мира.

Наиболее развитые пегматитовые тела этого ряда, локализирующие главную массу пегматитового расплава данной инъекции, в ряде случаев достигают огромных размеров — до 1 км в длину и мощностью до 150 м в крупных раздувах. Как правило, они залегают в слабо проницаемых массивных амфиболитах и габбро ("структурных ловушках", по К.А. Власову), содержат практически все минералы, свойственные пегматитам данного поля или месторождения, и отражают весь ход процесса развития данной пегматитовой инъекции. Такие тела характеризуются отчетливо выраженной зональностью, имеют более высокую концентрацию редких элементов и в определенных зонах образуют высокосортные редкометалльные руды. Главными минералами являются: микроклин-пертит, микроклин, альбит и кварц. В подчиненном количестве представлены: сподумен, слюды мусковитового ряда,

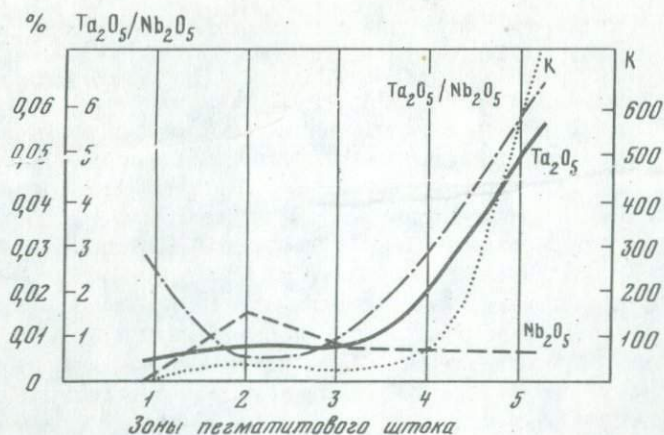
Таблица 34

Распределение тантала и ниобия в рудах одного из пегматитовых штоков микроклин-альбитового типа со сподуменом и поллудцитом (аналитик И.И. Назаренко)

Зона	Номер горизонта	Количество проб	Содержание г/т		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
			Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Гнезда сахаровидного альбита	I	7	50	20	2 : 1—3 : 1
То же	II	6	10	10	1 : 1
Мусковит-кварцевая	II	5	100 (150) *	240	1 : 2—1 : 3
То же	III	4	40 (50)	60	1 : 1—1 : 3
Сподумен-клевеландитовая	II	10	70 (100)	90	1 : 1—1 : 2
Сподумен-кварцевая	II	7	200 (250)	70	3 : 1
Тонкопластинчатого альбита, мусковита и лепидолита	I	3	190 (220)	80	2 : 1—3 : 1
То же	II	7	150 (170)	60	2 : 1—4 : 1
"	III	8	520 (2400)	80	2 : 1—8 : 1

\* В скобках — максимальное содержание в пробах.





Фиг. 15. Распределение тантала и ниобия в раздуве пегматитового тела микроклин-альбитового типа со сподуменом и поллцитом

1 — зона гнезд сахаровидного альбита; 2–5 — зоны: 2 — мусковит-кварцевая, 3 — сподумен-клевеландитовая, 4 — сподумен-кварцевая, 5 — тонкопластинчатого альбита и лепидолита;  $K$  — коэффициент концентрации  $Ta_2O_5$  по отношению к кларку

лепидолит, петалит, амблигонит, железо-марганцевые гранаты и все разновидности турмалинов. Для пегматитов этого ряда характерна комплексная — Li, Be, Ta, Nb, Cs, Sn минерализация. Реже встречаются минералы — Zn, Y, Bi, U и др.

В раздувах наиболее полно дифференцированных тел этого типа, от периферии к центру, наблюдается до 9 отчетливо выраженных зон [39, 44, 131, 194]: 1) внешняя кварц-микроклин-пертутовая, 2) сахаровидного альбита, 3) мономинеральная микроклин-пертитовая, 4) кварц-мусковитовая, 5) сподумен-клевеландитовая, 6) сподумен-кварцевая, 7) мелкопластинчатого альбита и мусковита, 8) альбит-лепидолитовая, 9) кварцевое ядро с блоками микроклина [169]. Из акцессорных минералов присутствуют: гранат, берилл, апатит, турмалин, циркон, торбернит, отунит, литиофиллит и продукты его изменения, базобисмутит, сфен, рутил, ганит, колумбит, тантало-колумбит, ниобо-танталит, танталит, микролит, джалмаит; стрюверит, угандит. Реже встречаются: циркон, флюорит, рутил, магнетит, ильменит, гематит и др.

Пегматиты этого типа имеют наибольшую комплексность редкометальной минерализации. Среднее содержание  $Ta_2O_5$  в них колеблется от 0,01 до 0,05 и редко достигает в отдельных зонах 0,1–0,5%, что превышает кларк тантала в 2000 раз и более. Минералы тантала и ниобия представлены преимущественно промежуточными и танталовыми членами ряда колумбита-танталита, которые встречаются во всех зонах. Однако во внешних неравномернoзернистых и графических зонах, а также мономинеральных зонах микроклина и кварца их количество обычно не достигает промышленных концентраций. Для всех пегматитовых тел характерно общее закономерное увеличение содержания тантала в полиминеральных зонах от более высокотемпературных внешних к более низкотемпературным центральным.

Распределение тантала в них неравномерное, а распределение ниобия равномерное. Наиболее низкое содержание тантала во внешних зонах — пегматоидной и сахаровидного альбита, в которых отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  варьирует от 3 : 1 до 1 : 1. Пониженное Ta-Nb отношение (при более высоких концентрациях тантала) характерно для мусковит-кварцевых и клевеландитовых зонах, развитых с внутренней стороны зоны мономинерального микроклин-пертита. И только центральные зоны, расположенные вокруг кварцевого ядра — сподумен-кварцевая, мусковит-альбитовая, альбит-лепидолитовая, характеризуются высокими средними содержаниями тантала при его резком преобладании над ниобием (табл. 34; фиг. 15). В этих зонах наряду с танталитом часто присутствуют в значительных количествах и другие танталаты: микролит, джалмаит, струверит, торолит, иксиолит, воджинит, симпсонит. Касситерит также характеризуется высоким содержанием тантала (при этом тантал преобладает над ниобием) и может извлекаться как второстепенное сырье на тантал.

Содержание тантала и ниобия во внешней зоне гнезд сахаровидного альбита и внутренней — мусковит-кварцевой, примыкающей к зоне мономинерального микроклин-пертита, с глубиной падает. В то время как в мусковит-альбитовой и альбит-лепидолитовой зонах это содержание возрастает (см. табл. 34). И это вполне закономерно, поскольку в данном случае мощность раздува с глубиной увеличивается, степень дифференциации вещества и роль внутренних зон возрастает, роль внешних зон и степень концентрации редких элементов в них убывают.

#### *Микроклин-сподумен-альбитовый тип*

Этот тип пегматитовых жил, как уже отмечалось, является своеобразным аналогом микроклин-альбитового типа со сподуменом и часто занимает место этого типа в генетических жильных сериях комплексного редкометалльного ряда, пространственно ассоциирующих с пегматитовыми полями литиевого ряда. В отличие от микроклин-альбитового, в этом типе пегматитовые тела в ряде случаев имеют большую протяженность и меньшие мощности, в них отсутствует отчетливо выраженное зональное строение, незначительно содержание мусковита и лепидолита при более высоком содержании сподумена и амблигонита, более высокое среднее содержание — Li, Cs, Ta, что обусловлено более равномерным распределением этих элементов в жилах. По морфологии и общему минеральному составу они приближаются к микроклин-сподумен-альбитовому типу литиевого ряда, от которого принципиально отличаются тем, что в них отсутствуют олигоклаз и альбит-олигоклаз наблюдается более высокое содержание Ta, Cs, Fe, B, а также отсутствуют директивные текстуры [132]. Они сложены микроклином, сподуменом, альбитом и кварцем, количество которых широко варьирует и обуславливает образование различных минеральных компонентов. Отчетливой зональности в них не наблюдается. Акцессорные минералы представлены амблигонитом, поллуцитом, бериллом, танталитом, касситеритом и др.

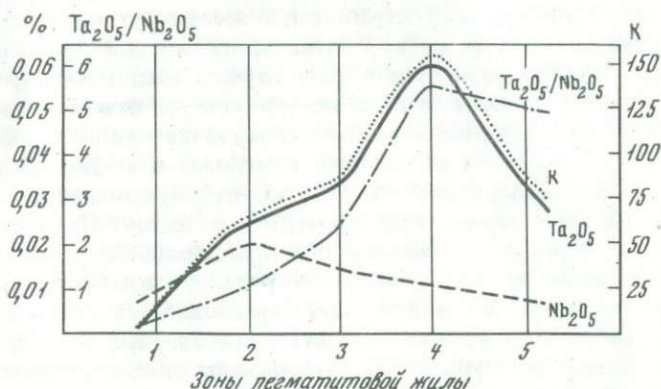


Содержание  $Ta_2O_5$  в жилах составляет 0,017–0,03% и в ряде случаев достигает 0,06%, что превышает кларк тантала в 70–250 раз. Главная масса тантала сосредоточена в основном в танталите, в меньшей степени в микролите и касситерите; для касситерита характерно преобладание тантала над ниобием. Другие танталовые минералы в отличие от минералов микролин-альбитового типа этого ряда встречаются редко и в незначительных количествах [169].

*Существенно альбитовый тип  
со сподуменом, лепидолитом или мусковитом*

Существенно альбитовые пегматитовые тела встречаются только в пегматитовых полях, характеризующихся отчетливо проявленной зональностью. В отличие от существенно альбитовых пегматитов бериллиевого и литиевого рядов, они имеют более отчетливую зональность в раздувах жил и более высокие содержания тантала и цезия.

Чаще это пологопадающие плитообразные тела, основной объем которых сложен двумя зонами: 1) сахаровидного альбита с реликтами неяснографического пегматита кварц-микроклинового состава (слагает 75–80% объема жилы), приуроченная к лежащему боку и 2) мусковит-кварцевая, приуроченная к висячему боку. Мусковит-кварцевый комплекс образует ответвления, гнезда и полосы в зоне сахаровидного альбита, что свидетельствует о несколько более позднем его образовании. В раздувах жил иногда около 9 минеральных комплексов, сочетания которых образуют 5 отчетливо выраженных зон: в счет не идут шерловая и кварц-мусковитовая оторочки, развитые в висячих зальбандах. Зоны сменяются последовательно сверху вниз: 1) внешняя мусковит-кварцевая; 2) промежуточная блоковая микролин-кварцевая с гнездами лепидолита; 3) осевая сподумен-кварцевая, переходящая в кварце-



Фиг. 16. Распределение тантала и ниобия в пегматитовой жиле существенно альбитового типа со сподуменом и лепидолитом

1–4 — зоны: 1 — мусковит-кварцевая, 2 — сахаровидного альбита, 3 — сподумен-клевеландитовая, 4 — сподумен-кварцевая; 5 — мусковит-лепидолитовый комплекс; К — коэффициент концентрации тантала по отношению к кларку

вое ядро; 4) промежуточная сподумен-клевеландитовая; 5) внешняя сахаровидного альбита [169]. Акцессорные минералы: литиофиллит, берилл, гранат, турмалин, апатит, рутил, сфен, циркон, тантало-колумбит, танталит, микролит, ганит, флюорит, магнетит, базобисмутит и другие.

Содержание  $Ta_2O_5$  в таких жилах иногда достигает 0,02–0,06% и только во внешних мусковит-кварцевых зонах висячих боков снижается до 0,004–0,005%. Во всех зонах, кроме мусковит-кварцевой, наблюдается преобладание тантала над ниобием и закономерное увеличение Ta-Nb отношения от более высокотемпературных к более поздним минеральным комплексам (фиг. 16). Степень концентрации тантала в жилах составляет 100–200 и снижается до 18 в мусковит-кварцевых зонах.

#### *Лепидолит-альбитовый тип*

Лепидолит-альбитовые пегматитовые жилы имеют небольшие размеры, в них отсутствует отчетливая зональность. По всей мощности жилы сложены среднеристаллическим кварц-клевеландитовым агрегатом с лепидолитом, рубеллитом и сподуменом. Прочие редкометалльные минералы: амблигонит, петалит, берилл, поллуцит, танталит и микролит. В жилах резко преобладает натрий над калием и для них характерна повышенная концентрация Li, Rb, Cs, Ta, F, В, OH. Содержание  $Ta_2O_5$  в жилах составляет 0,01–0,03 и  $Nb_2O_5$  – 0,01–0,013%. Распределение тантала более или менее равномерное. Главным его концентратором является микролит, в котором сосредоточено 70–75%  $Ta_2O_5$ . Помимо образования собственных минералов тантал рассеивается в лепидолите (0,009%  $Ta_2O_5$  и 0,023%  $Nb_2O_5$ ), мусковите (0,0033%  $Ta_2O_5$  и 0,006%  $Nb_2O_5$ ), касситерите и цирконе [144]. Пегматитовые тела этого типа близки по составу к альбит-лепидолитовым зонам микроклин-альбитовых пегматитов комплексного ряда.

#### *Закономерности распределения тантала*

Характерной чертой редкометалльных пегматитов комплексного ряда является неравномерное распределение тантала при относительно равномерном распределении ниобия. Содержание  $Ta_2O_5$  в жилах различных парагенетических типов варьирует от 0,001 до 0,4% (табл. 35) и превышает кларк тантала в 4–2000 раз, в то время как содержание  $Nb_2O_5$  в основном составляет 0,001–0,03% и превышает кларк не более чем в 15 раз. В этом отношении комплексные редкометалльные пегматиты очень близки к литиево-слюдистым танталоносным гранитам, в отличие от которых в них наблюдается более высокая концентрация тантала и высокое содержание цезия.

От наиболее высокотемпературного существенно микроклинового типа пегматитов к более низкотемпературным – микроклин-альбитовому, микроклин-сподумен-альбитовому, существенно альбитовому и лепидолит-альбитовому – наблюдается закономерное увеличение нижнего предела содержаний тантала от 10 до 100 г/т. Верхний предел дос-



Таблица 35

Содержание тантала и ниобия в жилах гранитных пегматитов различных парагенетических типов комплексного редкометалльного ряда (г/т)

Парагенетические типы и их разновидности	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Существенно микроклинов-ый с мусковитом и лепидолитом	35	10–30	10–100	1 : 1–1 : 4
Микроклин-альбитовый со сподуменом, лепидолитом, поллуцитом и мусковитом	350	50–4000	20–220	1 : 1–15 : 1
Микроклин-сподумен-альбитовый с поллуцитом	200	100–680	60–160	2 : 1–4 : 1
Существенно альбитовый со сподуменом	30	70–700	100–250	1 : 2–6 : 1
Лепидолит-альбитовый со сподуменом и поллуцитом	40	100–750	100–200	1 : 1–2 : 1

Примечание. Таблица составлена с учетом данных Н.А. Солодова [194], Г.Б. Мелентьева [144], Ю.И. Филипповой [206].

тигает максимальных значений в наиболее полно дифференцированных телах микроклин-альбитового типа со сподуменом и поллуцитом с последующим снижением в более низкотемпературных типах. Соответственно меняется и Ta-Nb отношение (фиг. 17).

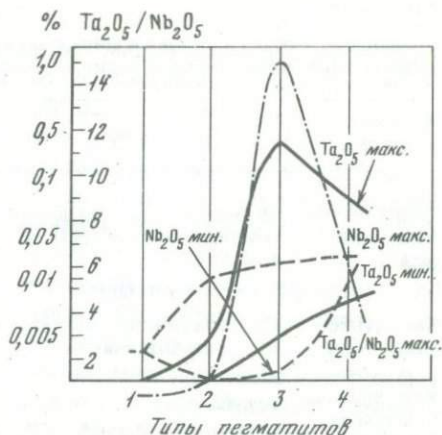
Альбитовые и лепидолит-альбитовые пегматиты комплексного ряда в большинстве своем являются производными микроклин-альбитовых, о чем свидетельствует сходимость характера их редкометалльной минерализации с таковой в соответствующих зонах пегматитов микроклин-альбитового типа. В процессе дополнительных перемещений остаточного существенно натриевого или натро-литиевого пегматитового расплава по приоткрывающимся трещинам часть летучих соединений, в том числе тантала, терялась, чем и обусловлено снижение верхнего предела концентрации тантала в этих типах.

Главными концентраторами тантала в пегматитах этого ряда являются минералы группы колумбита-танталита, танталовые члены ряда пироклор-микролит, танталовые разности рутила (стриверит) и собственно танталаты олова (торолит), алюминия (симпсонит), сурьмы (стибиотанталит) и висмута (висмутотанталит). Тантало-ниобаты редкоземельных элементов встречаются редко, в незначительных количествах и не являются характерными для пегматитов этого ряда.

Минералы группы колумбита-танталита представлены всеми переходными разностями изоморфного ряда от колумбита, содержащего 12% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, до танталита с 10% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Причем в пегматитовых жилах существенно микроклинового типа в незначительных количествах представлен главным образом колумбит, танталовые члены ряда встречаются

Фиг. 17. Распределение тантала и ниобия в главных парагенетических типах пегматитовых тел комплексного редкометалльного ряда

1 — лейкократовые граниты; 2—4 — пегматиты: 2 — существенно микроклиновые, 3 — микроклин-альбитовые, 4 — существенно альбитовые



редко и только в раздувах полно дифференцированных тел, характеризующихся развитием кварц-альбит-мусковитовых и лепидолит-альбитовых минеральных комплексов. В микроклин-альбитовых жилах встречаются все переходные разности, а также иксиолит и воджинит. Для пегматитов альбитового и лепидолит-альбитового типов характерен танталоколумбит с Ta-Nb отношением 1 : 1—2 : 1, реже встречаются танталовые члены.

В наиболее отчетливо зональных телах микроклин-альбитового и существенно альбитового типов наблюдается закономерное увеличение содержания тантала и Ta-Nb отношения в минералах этой группы от более высокотемпературных минеральных комплексов к более низкотемпературным (табл. 36). Эта закономерность нарушается только в тех случаях, если в соответствующих зонах отсутствуют, кроме того, другие собственно танталовые минералы или гранат и касситерит, характеризующиеся преобладанием тантала над ниобием. В этих случаях Ta-Nb отношение в минералах группы колумбита соответственно может быть понижено. При этом в пегматитах комплексного ряда минералы группы колумбита-танталита представлены преимущественно марганцевыми разностями с высоким отношением  $\text{MnO} : \text{FeO}$ , варьирующим от 6 до 100, редко снижаясь до 2, в отличие от пегматитов бериллиевого ряда, где это отношение смещено в сторону железа и составляет 0,5—2.

Минералы группы рутила представлены стрюверитом [83] и оловострюверитом [209]. Рутил встречается редко. Обычно эти минералы приурочены к клевеландитовым, кварц-альбит-мусковитовым и кварц-мусковитовым комплексам пегматитовых тел микроклин-альбитового и существенно альбитового типов. В отличие от стрюверита танталоносных гранитов этот стрюверит характеризуется более высоким содержанием тантала; Ta-Nb отношение в нем составляет 6—8 (табл. 37). Содержание  $\text{SnO}_2$  обычно — 0,2—2%, достигая в оловострюверите 4—5%.

Минералы группы пирохлора-микролита представлены крайними танталовыми членами: микролитом, Вi-микролитом [82], и джалмаитом. Они характерны для кварц-мусковит-альбитовых и альбит-лепидолито-



Таблица 36

Содержание тантала и ниобия в минералах группы колумбита-танталита из пегматитов комплексного редкометалльного ряда (%)

Парагенетический тип	Зона	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Существенно микроклиновидный	Мелкоблочная кварц-микрорклиновая с клевеландитом	47,12	30,41	1,5 : 1
	То же, с мусковитом	78,00	3,60	22 : 1
Микроклиноальбитовый с мусковитом, сподуменом и лепидолитом	Среднезернистая микроклино-кварц-альбитовая	48,45	32,92	1,4 : 1
	Мелкоблочная с мусковитом (2)	29-38	41-50	1 : 1-1 : 2
	Сахаровидный альбит (3)	14-43	38-64	1 : 1-1 : 4
	Микроклиновая	47,32	34,18	1,4 : 1
	Мусковит-кварцевая	49,05	33,35	1,5 : 1
	Клевеландитовая (5)	26-68	7-54	1 : 2-7 : 1
	Кварц-клевеландитовая	68,70	5,70	12 : 1
	Кварц-альбит-мусковитовая	70,0	3,90	17 : 1
Существенно альбитовый	Альбит-лепидолитовая (2)	42-73	10-40	1 : 1-7 : 1
	Реликты микроклина в мелкозернистом альбите	69,90	11,0	6,5 : 1

Таблица 37

Соотношение тантала и ниобия в собственных минералах из редкометалльных гранитных пегматитов комплексного ряда

Минерал	Редкометалльная провинция	Содержание, %		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Литературный источник
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
Стрюверит	Монгольский Алтай	38,17	5,25	7 : 1	[83]
То же	Блэк-Хиллз	49,10	6,40	8 : 1	[83]
Оловострюверит	Казахстан	39,00	6,65	6 : 1	[209]
Микролит	"	76,00	6,00	31 : 1	[206]
То же	Монгольский Алтай	75,11	3,07	24 : 1	Данные автора
Джалмаит	"	67,00	0,40	167 : 1	То же
То же	Казахстан	65,00	9,00	7 : 1	[206]

вых минеральных комплексов существенно микроклиновых, микроклин-альбитовых и альбитовых пегматитовых жил. Реже микролит встречается в клефеландитовых и кварц-мусковитовых зонах и в жилах лепидолит-альбитового типа. По химическому составу минералы этой группы характеризуются очень высоким Ta-Nb отношением, варьирующим от 7 до 170 (см. табл. 37). При этом микролит и джалмаит из микроклин-альбитовых пегматитов в отличие от существенно микроклиновых содержат меньше  $Nb_2O_5$  (0,4–3% по сравнению с 6–9%) и поэтому Ta-Nb отношение в них значительно выше (20–70 по сравнению с 7–13). Таким образом, в минералах этой группы также наблюдается увеличение Ta-Nb отношения от более высокотемпературных к более низкотемпературным типам пегматитовых жил и минеральных комплексов.

Прочие танталаты — иксиолит, воджинит, торолит, симпсонит и висмута-танталит распространены менее широко, однако являются характерными для пегматитов только этого ряда. Они являются специфическими минералами наиболее поздних альбит-лепидолитовых комплексов микроклин-альбитового и существенно альбитового типов. Иксиолит и воджинит встречаются иногда также в мусковит-альбитовых комплексах, не содержащих лепидолита. Эти минералы характеризуются очень высоким содержанием тантала и в них резко тантал преобладает над ниобием. Кроме вышеперечисленных минералов встречаются: стибитанталит, стибивисмута-колумбит и висмута-колумбит, но они являются очень редкими. Кроме того, тантал рассеивается в слюдах, касситерите, гранате, ильмените, рутиле, сподумене и турмалине.

Биотит не характерен для пегматитов комплексного ряда, однако если пегматиты залегают в породах, богатых железом, биотит может присутствовать в значительных количествах в краевых зонах пегматитовых тел. По данным Н.А. Солодова [194], в биотитах содержится 0,049%  $Ta_2O_5$ , а Ta-Nb отношение составляет 1 : 2. В отличие от биотита редкоземельных пегматитов он характеризуется более высоким (на целый порядок) содержанием тантала.

Мусковит является очень распространенным минералом пегматитов комплексного ряда. Содержание  $Ta_2O_5$  в нем возрастает от 0,002 в краевых и до 0,008% в центральных зонах при соответственном увеличении Ta-Nb отношения от 1 : 20 до 1 : 1 [194]. По сравнению с мусковитом редкоземельных пегматитов (см. табл. 25) мусковит пегматитов комплексного ряда характеризуется более низкими содержаниями тантала и ниобия, соизмеримыми с таковыми для мусковита пегматитов бериллиевого ряда (см. табл. 32). В лепидолите среднее содержание  $Ta_2O_5$  составляет 0,01%, а  $Nb_2O_5$  — 0,014% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 1-1 : 2$ . В отличие от мусковита он характеризуется более высоким Ta-Nb отношением.

В касситерите содержание  $Ta_2O_5$  равно 1,7–3,3% при Ta-Nb отношении 1 : 1–3 : 1. Среднее содержание  $Ta_2O_5$  в гранате из этих пегматитов равно 0,026% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 5 : 1$  [194]. В отличие от пегматитов бериллиевого ряда, касситерит и гранат из пегматитов комплексного ряда характеризуются еще более высокими содержанием тантала и Ta-Nb отношением.



Минералы титана и циркония, являющиеся наряду со слюдами главными концентраторами тантала и ниобия в материнских гранитах, в пегматитах комплексного ряда обычно встречаются в незначительных количествах и существенной роли в балансе распределения тантала не играют. Содержания тантала в берилле, сподумене и турмалине являются близкими к кларковым, и эти минералы нельзя рассматривать как концентраторы тантала.

Вышеприведенные закономерности показывают, что пегматитовые месторождения комплексного ряда характеризуются наиболее высокосортными рудами тантала.

### ПЕГМАТИТЫ УЛЬТРАКИСЛЫХ ГРАНИТОВ

Как было показано ранее, гранитоидная магма на конечных этапах дифференциации эволюционирует в двух направлениях. В одном случае образуются лейкократовые граниты, богатые глиноземом, в другом — щелочные, бедные глиноземом, с образованием плюмазитовой и агпаитовой ветвей дифференциатов. Каждая ветвь сопровождается своими пегматитовыми дифференциатами, принципиально отличающимися по минеральному составу и редкометальной геохимической специализации. Это позволило среди пегматитов кислых гранитов фаз дополнительных малых интрузий выделить два геохимических ряда: 1) пегматиты фтор-литиевого ряда — производные ультракислых мусковитовых гранитов плюмазитового ряда и 2) пегматиты ниобий-иттриевого ряда — производные ультракислых рибекитовых гранитов агпаитового ряда (см. табл. 22).

#### Фтор-литиевый ряд

Редкометальные пегматитовые поля фтор-литиевого типа по распространению и объему жильной массы значительно уступают полям литиевого, бериллиевого и комплексного типов. Они генетически связаны с апикальными выступами кислых гипабиссальных массивов мусковитовых гранитов, обогащенными  $\text{OH}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{Li}$  и  $\text{Sn}$ . Эти массивы обычно представлены трещинными телами фаз дополнительных интрузий биотитовых гранитов, характеризующихся большим интервалом внедрения и хорошо проявленной дифференциацией в вертикальном разрезе [169].

По минеральному составу в жильных сериях этого ряда различаются три парагенетических типа жил: 1) существенно альбитовый с микроклином и мусковитом; 2) лепидолит-альбитовый и 3) мусковит-альбитовый или мусковит-кварцевый с альбитом. Преобладают жилы лепидолит-альбитового типа, образующие серии субпараллельных сближенных тел. В других случаях они с глубиной сменяются жилами существенно альбитового состава с микроклином.

Для лепидолит-альбитовых пегматитов характерны мелко- и среднекристаллические структуры, ритмично-полосчатые и флюидальные текстуры. Минералы тантала: ниобо-танталит, танталит и танталосодержащий касситерит; реже встречается микролит. В отличие от лепидолит-альбитовых пегматитов комплексного ряда в них отсутствуют полихромные

турмалины, клевеландит, поллуцит; наблюдаются более низкие содержания Ta, Cs, Be, Rb и более высокие — Li, F, OH на объем жильных тел. Содержание  $Ta_2O_5$  иногда достигает 0,02–0,03% при постоянном преобладании тантала над ниобием. Содержание фтора выше 1% [169].

### Ниобий-иттриевый ряд

Пегматитовые поля ниобий-иттриевого типа являются производными массивов щелочных гранитов агпайтового ряда. Они контролируются зонами контактов щелочных гранитов с вмещающими метаморфическими породами, в то время как сами граниты контролируются межформационными глубинными разломами. Характерной их особенностью является широкое развитие амзонита, который наряду с микроклином играет роль главного породообразующего минерала [94]. По соотношениям главных минералов среди пегматитов этого ряда различаются три парагенетических типа жил: 1) микроклин-пертитовый, 2) альбит-амзонитовый и 3) альбит-микроклиновый.

В них  $Ta_2O_5$  содержится 0,001–0,007%, что в 4–28 раз выше кларка. Среднее содержание  $Nb_2O_5$  в альбит-микроклиновом типе составляет 0,015%, что выше кларка в 65 раз. Ta-Nb отношение варьирует в пределах 1 : 10–1 : 60. Таким образом, в этих пегматитах наблюдается относительно высокая концентрация ниобия при незначительной концентрации тантала, поэтому эти пегматиты нельзя относить к разряду танталовых месторождений [132].

Главными концентраторами тантала и ниобия являются: фергусонит, поликраз и ниобиевый лейкоксен, ассоциирующие с кварц-альбитовым и магнетит-кварцевым минеральными комплексами жил альбит-микроклинового и альбит-амзонитового типов. Наиболее распространенным является фергусонит, содержащий 45,66%  $Nb_2O_5$  и 0,36%  $Ta_2O_5$  при Ta-Nb отношении 1 : 127. Поликраз встречается редко и только в жилах альбит-микроклинового типа. Содержание  $Ta_2O_5$  в нем составляет 2,18%. Для поликраза характерно преобладание титана над ниобием и Ta-Nb отношение, равное 1 : 9,4. Ниобиевый лейкоксен встречается редко в виде псевдоморфоз по ильменорутилу. Кроме того что тантал входит в ниобиевые минералы, он совместно с ниобием рассеивается в цирконе (сумма пятиокисей составляет 0,009%), ферриторите (сумма пятиокисей равна 0,005%), иттриалите (сумма пятиокисей составляет 0,09%), иттротитаните ( $Ta_2O_5$  — 0,21%;  $Nb_2O_5$  — 0,55%) и цирконе ( $Ta_2O_5$  — 0,003%;  $Nb_2O_5$  — 0,092%).

### КАМЕРНЫЕ ПЕГМАТИТЫ

Особенности распределения тантала в камерных пегматитах были изучены нами на примере мезозойского гранитного массива Забайкалья, характеризующегося широким развитием слюд, флюорита и турмалина, что свидетельствует о значительной роли летучих соединений в процессе формирования этого массива. Гранитный массив приурочен к антик-



лиальной структуре, имеет в плане округлую форму и концентрически зональное строение. Центральная его часть сложена среднезернистыми двуслюдяными гранитами, постепенно переходящими в крупнозернистые порфириовидные биотитовые граниты зоны эндоконтакта, слагающие основной объем вскрытой эрозией части массива. Для крупнозернистых биотитовых гранитов, в отличие от двуслюдяных, характерно большое разнообразие и значительное количество акцессорных минералов, флюорита; почти полностью отсутствует турмалин и меньше содержится мусковита. В эндоконтактовой зоне шириной около 200 м развиты аплиты и пегматиты [130].

Пегматиты представлены небольшими фациальными телами округлой, овальной, линзовидной и жилообразной форм с раздувами, пережимами и апофизами. Зональность наиболее отчетливо проявлена в штокообразных изометричных телах и раздувах линзовидных тел. Переходы от гранитов к пегматитам постепенные. Пегматитовые тела сложены шестью минеральными комплексами: 1) внешние зоны сложены письменным кварц-микроклиновым или мелкозернистым гранитом, состоящим из олигоклаза № 16–18 (10–15%), микроклина (30–35%), кварца (30–40%) и биотита (10–20%); 2) промежуточные пегматоидные зоны гранитного состава с мелкими занорышами мориона и дымчатого кварца; 3) зоны мономинерального микроклина; 4) ядра белого кварца; 5) зоны дымчатого блокового кварца с крупными занорышами дымчатого кварца и мориона; 6) мелкозернистый агрегат альбита (35–40%), микроклина (25–30%), кварца (20–25%) и мусковита (5–10%), выполняющий промежутки между блоками дымчатого кварца. В отличие от среднего состава гранитов, граниты и пегматиты массива характеризуются более высоким содержанием — Si, K, F, OH и более низким — Fe, Mg, Ca. В полиминеральных зонах пегматитовых тел от периферических к центральным частям наблюдается закономерное увеличение содержания кремнезема и уменьшение — Fe, Mg, Ca [130].

Содержание  $Ta_2O_5$  в гранитах составляет 0,0011% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 2$ . В переходных зонах от гранитов к пегматитам количество  $Nb_2O_5$  возрастает до 0,005% при том же содержании тантала. Внутри пегматитовых тел от более ранних к более поздним полиминеральным комплексам содержание тантала и Ta-Nb отношение возрастают (табл. 38).

Минералы тантала и ниобия в гранитах представлены колумбитом, а в пегматитах, кроме того, встречаются: ильменорутит, стрюверит, эвксенит и фергусонит. Все они присутствуют в ничтожных количествах и никакой роли в балансе распределения тантала не играют. Главная его масса сосредоточена в слюдах и минералах титана.

В биотите из гранитов содержание тантала и ниобия и Ta-Nb отношение являются более высокими по сравнению с биотитом из пегматитов (табл. 39). Содержание окиси титана при этом в биотитах возрастает от гранитов к пегматитам и соответственно возрастает Ti-Nb отношение от 23–27 до 105–106. Таким образом, в процессе формирования камерных пегматитов наблюдается обратная корреляционная связь между ниобием и титаном [130].

Содержание  $Ta_2O_5$  в мусковите из гранитов и пегматитов одинаково, в то время как содержание  $Nb_2O_5$  в мусковите из пегматитов уменьшается более чем в 2 раза и соответственно возрастает от гранитов к пегматитам Та-Nb отношение (см. табл. 39). По сравнению с биотитом мусковит из гранитов имеет более низкое содержание тантала и ниобия. В то же время для мусковита из пегматитов свойственно более высокое содержание тантала и более высокое Та-Nb отношение по сравнению с биотитом.

В гранитах и пегматитах массива главным носителем этих элементов является биотит, в то время как мусковит, ильменит и турмалин имеют

Таблица 38

Соотношение тантала и ниобия в гранитах и камерных пегматитах

Характеристика проб	Содержание $n \cdot 10^{-4}$ , %		$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	
Двуслюдяные граниты (2)	7	16	1 : 2,3
Биотитовые граниты (2)	15	35	1 : 2,3
Гранит у контакта с пегматитами	8	12	1 : 1,5
Переходная зона от гранита к пегматиту	До 10	50	До 1 : 5
Пегматоидная зона	15	19	1 : 1,3
Альбит-микроклин-кварц-мусковитовый комплекс	25	17	1,5 : 1

Аналитик О.Ф. Сазонова

Таблица 39

Соотношение тантала и ниобия в минералах гранитного массива (аналитики А.А. Манухова и М.Р. Петерсон)

Минерал	Парагенезис	Содержание, %		$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
		$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	
Биотит	Гранит двуслюдяной	0,09	0,062	1 : 7
	Биотитовый	0,008	0,084	1 : 10
	Письменный	0,009	0,110	1 : 12
	Переходная зона	0,0015	0,0325	1 : 22
	Пегматоидная зона	0,001	0,032	1 : 32
Мусковит	Гранит двуслюдяной	0,003	0,019	1 : 6
	Альбит-микроклин-мусковитовый комплекс пегматитов	0,003	0,008	1 : 3
Ильменит	Гранит биотитовый	0,048	0,580	1 : 12
	Переходная зона	0,017	0,330	1 : 20
Циркон	Гранит биотитовый	0,004	0,025	1 : 6
Турмалин	Пегматит крупнозернистый	0,001–0,015	0,003–0,006	1 : 3–2,5 : 1



подчиненное значение. Циркон и магнетит в балансе распределения этих элементов существенной роли не играют [130]. Повышенное содержание летучих компонентов в магме в присутствии значительного количества железа обусловило образование биотита в качестве главного породообразующего минерала в процессе формирования массива. Кларковое содержание ниобия, повышенное содержание тантала (примерно в 3 раза выше кларка) и более высокое Ta-Nb отношение (1 : 2,3 вместо 1 : 6, см. табл. 4 и 38) в гранитах обусловлены, видимо, формированием массива в относительно закрытой системе, что способствовало накоплению железа и летучих соединений, в том числе и редких элементов в апикальной части, под экранирующей кровлей согласно залегающих слабопроницаемых вмещающих пород. Относительно большая подвижность соединений тантала по сравнению с таковой ниобия в процессе внедрения гранитной магмы привела к относительному обогащению танталом этой части массива и связанных с ней пегматитов. Однако повышенные содержания железа и титана, определившие образование больших количеств биотита и ильменита в процессе кристаллизации гранитов, обусловили рассеяние главной массы тантала и ниобия в этих минералах. Поэтому в пегматитах по сравнению с гранитами нет существенного увеличения концентрации тантала и ниобия. Тем не менее в отдельных пегматитовых телах, характеризующихся отчетливой дифференциацией, от более ранних к более поздним минеральным комплексам наблюдается закономерное увеличение содержания тантала и Ta-Nb отношения (см. табл. 38). Это объясняется преимущественным по сравнению с танталом вхождением ниобия в кристаллические структуры ранних титано-железистых минералов (биотит, ильменит). В более поздних существенно алюминиевых минералах (мусковите и турмалине) отношение тантала к ниобию несколько смещается в пользу тантала.

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТАНТАЛОНОСНОСТИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛЬНЫХ СЕРИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ

Как видно из описания редкометальных гранитных пегматитов, все они характеризуются наличием тех или иных количеств тантало-ниобиевых или ниобиевых минералов, однако не все перспективны в отношении повышенных концентраций тантала в форме собственных минералов. Если сравнить максимальные средние содержания  $Ta_2O_5$  в минеральных ассоциациях редкометальных пегматитовых жильных серий различных геохимических типов, то можно видеть, что в редкоземельном типе оно не выше 0,005%, в литиевом — 0,03%, в бериллиевом — 0,025%, в комплексном редкометальном — 0,50%, во фтор-литиевом — 0,02%, в ниобий-иттриевом — 0,007% (табл. 40). Содержание  $Nb_2O_5$  во всех геохимических типах при этом колеблется в пределах 0,001—0,02% и редко поднимается до 0,03% и только в ниобий-иттриевом типе возрастает до 0,15%. Максимальная концентрация тантала (а также цезия) и наиболее высокое Ta-Nb отношение свойственны жильным сериям комплексного редкометального типа. Промежуточных значений они достигают в жиль-

Таблица 40

Сравнительная характеристика танталовой специализации наиболее распространенных парагенетических типов жил гранитных пегматитов редкометальных жильных серий (г/т)

Геохимический ряд	Парагенетические типы	Характерные содержания $Ta_2O_5$	$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
У-редкоземельный	Олигоклаз-микроклиновый	4–24 (50)*	1 : 2–1 : 7
Литиевый	Микроклин-сподумен-альбитовый	20–180 (300)	1 : 1–1 : 3
Бериллиевый	Микроклин-альбитовый	40–110 (230)	1 : 1–1 : 3
	Существенно альбитовый	60–90 (200)	2 : 1–1 : 3
Комплексный редкометальный	Микроклин-альбитовый с Li-минералами	100–500 (5000)	1 : 1–15 : 1
	Микроклин-сподумен-альбитовый	100–300 (600)	1 : 1–3 : 1
	Существенно альбитовый	100–620 (800)	1 : 1–6 : 1
F-литиевый	Лепидолит-альбитовый	80–180 (200)	1 : 1–2 : 1
Nb-иттриевый	Альбит-амазонитовый	20–70	1 : 10–1 : 15
	Альбит-микроклиновый	10–30	1 : 30–1 : 40

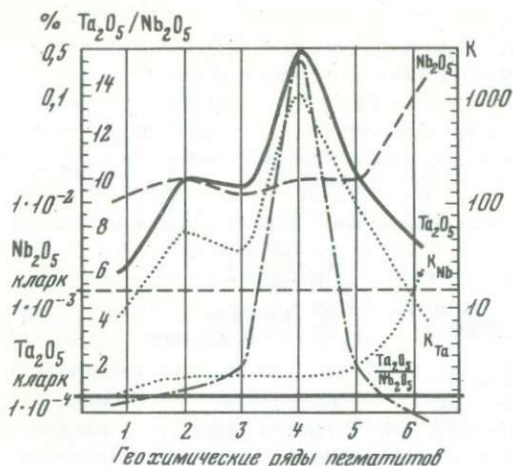
\* В скобках даны верхние пределы содержания.

ных сериях литиевого, бериллиевого и фтор-литиевого типов; наиболее низких значений – в редкоземельном и ниобий-иттриевом типах. В связи с этим к ниобий-танталовым и танталовым геохимическим типам относятся жильные поля литиевого, бериллиевого, комплексного редкометального и фтор-литиевого типов (см. табл. 40; фиг. 18).

Во всех геохимических типах максимальная степень концентрации тантала свойственна полиминеральным комплексам центральных зон наиболее полно дифференцированных пегматитовых тел, в большинстве своем являющихся средними членами генетических жильных серий. Однако в общей системе геохимических рядов намечается тенденция смещения максимальных концентраций тантала в минеральных ассоциациях от наиболее низкотемпературных конечных членов в редкоземельном ряду к более высокотемпературным членам жильных серий во фтор-литиевом ряду. Эта особенность, видимо, объясняется тем, что в редкоземельном и литиевом рядах дифференциация вещества (в том числе концентрация тантала) осуществлялась главным образом в пределах пегматитовых жильных серий и конкретных тел. В то время как при формировании пегматитов комплексного и фтор-литиевого рядов дифференциация вещества и накопление тантала, кроме того, в значительной мере проявились в период формирования материнских гранитных интрузий.

Пегматитовые жильные серии редкоземельного геохимического типа, а также камерные пегматиты не содержат промышленных concentra-





Фиг. 18. Зависимость максимальных концентраций тантала и ниобия в редкометалльных гранитных пегматитах от их принадлежности к различным геохимическим рядам

1 — урано-редкоземельный, 2 — литиевый, 3 — бериллиевый, 4 — комплексный редкометалльный, 5 — фтор-литиевый, 6 — ниобий-иттриевый, K — коэффициент концентрации по отношению к кларку

ций тантала. Пегматиты Nb-иттриевого ряда из-за низкого содержания в них тантала и малого Ta-Nb отношения в рудных компонентах также не перспективны на тантал. Тантал и ниобий в них могут рассматриваться только в качестве попутных компонентов в случае разработки их на иттрий, если найдены достаточно крупные месторождения этого типа.

Что касается литиевого, бериллиевого, комплексного редкометалльного и фтор-литиевого геохимических типов пегматитовых полей, то перспективы их танталоносности также неодинаковы и зависят от размеров, полей, степени концентрации тантала в минеральных ассоциациях и комплексности редкометалльного оруденения [131]. По объему жильной массы наиболее крупными являются пегматитовые поля литиевого типа, в которых наиболее высокие концентрации тантала (0,008—0,015% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) свойственны верхним частям пегматитовых тел микроклин-сподумен-альбитового и существенно альбитового типов. Средние содержания тантала в жилах этих типов пегматитов хотя и более низкие, чем в пегматитах комплексного ряда, но он распределен более равномерно. Жильные серии этого типа при разработке на весь комплекс редких элементов могут служить источником наиболее дешевого танталового сырья среди эндогенных месторождений тантала. Перспективными в отношении тантала являются не только сподуменсодержащие минеральные комплексы (зоны), но и существенно альбитовые зоны и отдельные тела, не несущие литиевой минерализации.

Пегматитовые жильные серии бериллиевого типа также характеризуются низким содержанием и относительно равномерным распределением тантала. В их пределах наиболее перспективными в отношении тантала являются жилы микроклин-альбитового с мусковитом и существенно альбитового (или мусковит-альбитового) парагенетических типов, в которых содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> иногда достигает 0,010—0,02%.

Пегматитовые поля комплексного типа наиболее перспективны в отношении высокосортных танталовых руд, но характеризуются неравномерным распределением тантала в объеме жильных тел и в пределах жильных серий. Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в некоторых зонах жил может дос-

тигать 0,03–0,2% и выше при преобладании тантала над ниобием. По разнообразию полезных компонентов и степени их концентрации пегматиты этого ряда являются наиболее комплексными.

В редкометалльных жильных сериях этого ряда практически все парагенетические типы жил перспективны в отношении высоких концентраций тантала в определенных зонах. Однако в существенно микроклиновом и лепидолит-альбитовом типах масштабы развития таких минеральных комплексов незначительны. Остальные парагенетические типы жил — микроклин-альбитовый, микроклин-сподумен-альбитовый, существенно альбитовый — перспективны как в отношении содержаний тантала, так и в отношении масштабов танталовой минерализации. Крупные пегматитовые поля этого ряда, сопровождающиеся кварцевожильными месторождениями касситерита, за рубежом часто являются источником россыпей и кор выветривания, из которых поставляются на мировой рынок наиболее высокосортные и наиболее дешевые танталовые и оловянные концентраты [131].

Пегматитовые жильные серии фтор-литиевого ряда являются мелкомасштабными, но характеризуются достаточно равномерным распределением тантала при преобладании его над ниобием.

Помимо редкометалльных гранитов и пегматитов, в связи с гранитоидными формациями повышенные концентрации тантала наблюдаются в пневматолито-гидротермальных образованиях, несущих оловянную, вольфрамовую и ниобиевую минерализацию. В месторождениях олова и вольфрама, связанных с гранитоидами плюмазитового ряда, главная масса тантала и ниобия сосредоточена в касситерите, вольфрамите и шеелите. В месторождениях субщелочных гранитоидов, представленных полевошпато-сидерит-кварцевыми и карбонатными жилами, главная масса этого элемента сосредоточена в минералах титана и ниобия. Для этих жил специфично отсутствие существенной концентрации тантала ( $Ta_2O_5 < 0,001\%$ ) при высоком содержании ниобия ( $Nb_2O_5$  0,01–2,93%) и отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  менее 1 : 100.



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА  
В НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ  
И КАРБОНАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЯХ

НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

В отличие от гранитоидов щелочные сиениты характеризуются более высоким содержанием щелочей и алюминия при недостатке кремнезема. В зависимости от соотношения натрия и калия среди них различаются два петрохимических класса: натровый (нефелиновые сиениты) и калиевый (полевошпатовые и псевдолейцитовые сиениты). Последние не сопровождаются тантал-ниобиевым оруденением. По соотношению щелочей и алюминия в натровом классе выделяются миаскитовые  $\left(\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} < 1\right)$  и агпайтовые  $\left(\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} > 1\right)$  нефелиновые сиениты, различающиеся по минеральным парагенезисам [53, 55].

Для массивов нефелиновых сиенитов свойственно более низкое Ta-Nb отношение по сравнению с кларковым, поэтому в связи с ними образуются только комплексные тантал-ниобиевые или ниобиевые месторождения. Большинство массивов нефелиновых сиенитов являются безрудными. Только в отчетливо дифференцированных массивах агпайтового типа с высоким содержанием F, Cl, SO<sub>3</sub> и OH наблюдаются повышенные концентрации Ti, Zr, Ta, Nb, TR и др. По аналогии с редкометальными гранитами и пегматитами они были названы нами редкометальными нефелиновыми сиенитами [131]. Только для таких массивов свойственна магматогенная Ti-Ta-Nb-TR минерализация, представляющая в ряде случаев практический интерес. В процессах формирования миаскитовых нефелиновых сиенитов образуются только послемагматические месторождения ниобия, характеризующиеся очень низким Ta-Nb отношением.

Редкометальные нефелиновые сиениты

Массивы редкометальных нефелиновых сиенитов характеризуются четко выраженной дифференциацией вещества. Наиболее яркими примерами расслоенных плутонов являются массивы Жольского полуострова и Гренландии [177, 262], для которых характерна отчетливая вертикальная зональность. Большое многообразие пород в массивах редкометальных нефелиновых сиенитов по существу сводится к различным количественным соотношениям шести главных минералов: микроклина, нефелина, эгирина, арфведсонита, содалита и эвдиалита. Характерными

редкометалльными минералами помимо эвдиалита являются акцессорные: TR-апатит, лопарит, мурманит, ломоносовит, эпистолит, рамзаит, лампрофиллит, астрофиллит и др.

По химическому составу редкометалльные нефелиновые сиениты отличаются от среднего состава щелочных сиенитов повышенным содержанием Fe, Ti, Na и пониженным — Si, Al, и более резким преобладанием натрия над калием. По содержанию кальция и магния они близки к гранитоидам. Редкометалльная геохимическая специализация их выражается в повышенных содержаниях Ti, Zr, TR, Nb, Ta и других редких элементов по сравнению с безрудными нефелиновыми сиенитами [131].

Щелочные массивы, как известно, сложены рядом интрузивных серий пород, принципиально отличающихся химическим составом, а также редкометалльной специализацией: 1) дифференцированные серии фоййит-уртит-луявритов или луйаврит-какортоцитов; 2) серии эвдиалитовых и порфирировых луйавритов; 3) серии пойкилитовых сиенитов, или науяитов, представляющие собой по существу дополнительные фазы интрузий.

Характерными особенностями дифференцированных серий пород являются: 1) существенно нефелин-эгирин-микроклиновый состав с подчиненным развитием арфведсонита, альбита, натролита и содалита; 2) отчетливо проявленная дифференциация; 3) повышенное содержание Si, TR, Al и K и пониженное — Ti, Zr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, P, S, F, Cl, H по сравнению со средним содержанием в массивах (табл. 41).

Породы серий эвдиалитовых луйавритов характеризуются: 1) существенно эвдиалит-микроклин-нефелин-эгириновым составом; 2) слабо выраженной дифференциацией; 3) повышенным содержанием Ti, Zr, Fe, Mn, Mg, Ca, P, S, F и пониженным — Si, Al, K по сравнению со средним составом массивов. В отличие от дифференцированных серий в них наблюдаются более высокие концентрации Ti, Zr, Fe, Ca, Mg, Mn и летучих компонентов, особенно S, P, OH. Это свидетельствует о наличии в них, с одной стороны, черт гибридизма, а с другой — черт апикальных фаций массивов, обогащенных летучими.

Породы серий пойкилитовых сиенитов характеризуются: 1) существенно лейкократовым нефелин-содалит-микроклиновым составом; 2) тем, что отсутствует пространственная зональность и 3) повышенным — содержанием Al, Na, P, летучих компонентов (S, Cl, OH) и пониженным Si, Ti, Zr, Fe, Mn, Mg, Ca, K. В отличие от других серий им свойственны наиболее низкие содержания Si, Ti, Zr, Fe, Mn, Mg, Ca при наиболее высоких содержаниях Al, Na, S, Cl, OH, что свойственно фазам дополнительных интрузий.

Вышеуказанные особенности различных серий пород и определили в основных чертах геохимию тантала и ниобия в массивах нефелиновых сиенитов. Среднее содержание  $Ta_2O_5$  в редкометалльных нефелиновых сиенитах — 0,006–0,01% превышает кларк для земной коры в 25–40 раз, а в лопаритсодержащих разностях пород — в 100–150 раз.

В нередкометалльных разностях щелочных пород — равномернозернистых и порфириовидных нефелиновых сиенитах, пойкилитовых сиенитах, ийолит-уртитах, арфведсонитовых луйавритах и жильных лампрофитах — содержание тантала близко к среднему содержанию тантала



Таблица 41

Средний химический состав главных интрузивных серий пород (%)

Компонент	Серия			Средний состав массивов
	дифференцированная	эвдиалитовых луювритов	пойкилитовых сиенитов	
SiO <sub>2</sub>	53,44	51,79	47,46	52,57
TiO <sub>2</sub>	0,90	1,89	0,60	1,19
ZrO <sub>2</sub>	0,26	1,84	0,19	0,75
(Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,12	0,004–0,07	0,13
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,10	–	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,59	13,70	21,26	17,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	7,25	4,24	5,68
FeO	1,30	1,79	1,05	1,44
MnO	0,22	0,62	0,26	0,35
MgO	0,96	1,79	0,70	1,20
CaO	1,52	3,25	1,60	2,06
SrO	0,15	0,06	–	0,11
BaO	0,12	0,11	–	0,11
Na <sub>2</sub> O	9,08	9,41	12,56	9,39
K <sub>2</sub> O	5,61	3,68	4,63	4,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,30	0,36	0,20
SO <sub>3</sub>	0,25	0,58	–	0,34
S	–	–	0,54	0,03
Cl	0,13	0,18	1,02	0,20
F	0,14	0,22	0,08	0,16
H <sub>2</sub> O	0,97	1,22	3,21	1,18
Сумма	100,12	99,90	99,83	100,07
Количество анализов	24	5	10	39

для нефелиновых сиенитов. Только отчетливо дифференцированные серии фойяит-уртит-люувритов, эвдиалитовых люувритов и какортитов характеризуются повышенными концентрациями тантала (табл. 42) при Ta-Nb отношении 1 : 12–1 : 15, близком к их среднему соотношению в щелочных породах (1 : 14). Таким образом, в процессе формирования массивов редкометалльных нефелиновых сиенитов существенного разделения тантала и ниобия не происходит.

Высокие содержания титана и циркония в редкометалльных нефелиновых сиенитах (TiO<sub>2</sub> – 1,19%; ZrO<sub>2</sub> – 0,75%) в основном определили геохимическую судьбу тантала и ниобия, обусловив распределение главной их массы в титансодержащих, титановых и циркониевых минералах и образование комплексных титан-ниобиевых, Ti-TR-ниобиевых, реже Zr-ниобиевых минералов. Это обстоятельство, наряду с резким преобладанием ниобия над танталом, обусловило отсутствие собственно тан-

Таблица 42

Средние содержания тантала\* в редкометалльных нефелиновых сиенитах (г/т)

Порода	Количество определений	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Нефелиновые и гидросодалитовые сиениты	15	38	1 : 13
Пойкилитовые содалитовые сиениты	8	40	1 : 17
Фойяиты	22	68	1 : 13
Уртиты	8	77	1 : 14
Ийолит-уртиты	3	31	1 : 14
Луявриты эгириновые	22	86	1 : 13
То же, порфиroidные	10	84	1 : 15
Луявриты арфведсонитовые	8	61	1 : 13
Луявриты эвдиалитовые	18	98	1 : 14
Эвдиалититы	3	319	1 : 14
Пегматиты	3	162	1 : 12
Щелочные лампрофиры	3	23	1 : 13
Какортokitы красные	* 1	77	1 : 19
Какортokitы белые	1	55	1 : 27

\* Таблица составлена в основном по данным В.И. Герасимовского.

таловых минералов, несмотря на повышенное его содержание. Главными ниобиевыми минералами, концентрирующими тантал, являются: лопарит, ломоносовит, мурманит и их разновидности, эпистолит и др. [131].

Лопарит является характерным акцессорным минералом уртитовых и луювритовых горизонтов дифференцированных серий. В пределах треххлещных пачек наиболее высокие его содержания приурочены к зонам контактов между уртитами и нижележащими луювритами. По времени образования он является одним из ранних минералов, о чем свидетельствуют его включения в эгирине, арфведсоните, реже в периферических частях выделений нефелина и микроклина. Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в лопарите 9–13%, а Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,6–0,8% при их соотношении 1 : 13 (в эвдиалитовых луювритах 1 : 21; табл. 43). В вертикальном разрезе дифференцированных серий в лопарите с глубиной уменьшаются содержания ниобия и стронция и увеличивается содержание редкоземельных элементов. При замещении лопарита металопаритом содержание тантала и Ta-Nb отношение практически не меняются [52].

Минералы группы ломоносовита-мурманита являются характерными акцессорными минералами фойяитов, пойкилитовых сиенитов и тавитов. Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в них составляет 0,5–0,6% при Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 1 : 12–1 : 18 (см. табл. 43).

Помимо минералов ниобия, тантал входит в кристаллические структуры темноцветных порообразующих минералов, а также минералов



Таблица 43

Содержание тантала и ниобия в минералах редкометалльных нефелиновых сиенитов [56]

Минерал	Парагенезис	Содержание, %		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Лопарит	Эвдиалитовые луавриты	0,62	12,81	1 : 21
	Луавриты	0,75	9,74	1 : 13
	Уртиты	0,72	9,38	1 : 13
Металопарит	"	0,66	10,78	1 : 16
Ломоносовит	Фойяиты, луавриты	0,5–0,6	5,12	1 : 12–1 : 18
Мурманит				
Сфен	Из ксенолитов	0,076	0,89	1 : 12
Мп-ильменит	Ювит-уртиты	0,031	0,39	1 : 13
Рамзаит	Фойяиты	0,085	1,64	1 : 19
Эвдиалит	Эвдиалитовые луавриты	0,054	0,68	1 : 13
Ловозерит	Порфириовидные луавриты	0,046	0,068	1 : 1,5
Биотит	Пойкилитовые сиениты	0,0024	0,030	1 : 12
Арфведсонит	Арфведсонитовые луавриты	0,006	0,080	1 : 13
Эгирин	Эгириновые луавриты	0,018	0,21	1 : 12
"	Эвдиалитовые луавриты	0,018	0,21	1 : 12

титана и циркония. Интересно отметить, что в биотите и арфведсоните — минералах, не характерных для редкометалльных разностей нефелиновых сиенитов, содержание тантала измеряется тысячными долями процента, в то время как в эгирине, минералах титана и циркония, распространенных в редкометалльных нефелиновых сиенитах, содержание его возрастает на целый порядок. Ta-Nb отношение во всех минералах, за исключением ловозерита, составляет 1 : 11–1 : 19, т.е. находится в тех же пределах, которые характерны для самих пород и собственно ниобиевых минералов (см. табл. 42 и 43). Исключение, наблюдаемое для ловозерита ( $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 1,5$ ), объясняется, видимо, гидротермальным или гипергенным характером этого минерала.

Особенности концентрации тантала и ниобия в массивах редкометалльных нефелиновых сиенитов определяются особенностями формирования самих массивов и в первую очередь направленной вертикальной дифференциацией вещества. Концентрация ниобия, тантала и других редких элементов в лежащих боках уртитовых горизонтов является следствием ритмичной кристаллизационной дифференциации и эманационного фактора. В период кристаллизации избыточного компонента — нефелина (с образованием почти мономинерального горизонта) происходил отжим жидкой фазы, содержащей все остальные компоненты, в том числе и редкие элементы, сверху вниз и значительная концентрация редких элементов в сравнительно маломощном слое. Одновременно происходила эманация летучих соединений с нижележащих, еще незакристаллизованных слоев магмы, причем кристаллизующийся сверху мономинеральный уртитовый горизонт являлся задерживающим экраном.

В нижележащих горизонтах луавритов, формировавшихся в условиях высоких содержаний железа, кристаллизация эгирина, связывающего значительную часть ниобия и тантала, явилась фактором, препятствующим образованию лопарита, содержание которого сверху вниз быстро уменьшается.

В фойяитовых горизонтах, формировавшихся после связывания главной массы железа в эгирине луавритовых горизонтов, снова появлялась возможность образования ниобо-титановых минералов, но уже иных минеральных форм. Избыток натрия при недостатке глинозема (последний связывался калием в микроклине) обусловил образования Nb-Ti силикатов натрия — минералов группы ломоносовита-мурманита.

В эвдиалитовых луавритах, формировавшихся в условиях наиболее высоких концентраций Fe, Ti, Zr, главная масса тантала и ниобия распределялась в эгирине и эвдиалите. Только в лейкократовых луавритах и ювитах появлялась возможность для образования лопарита, ломоносовита и мурманита.

В пойкилитовых сиенитах, характеризующихся наиболее низкими содержаниями Fe, Ti, Zr (см. табл. 41), создавались благоприятные условия для образования ниобиевых минералов. Однако исходное содержание тантала и ниобия в расплаве являлось более низким по сравнению с породами дифференцированной серии и серии эвдиалитовых луавритов, что является также следствием кристаллизационной дифференциации исходной магмы. Пойкилитовые сиениты формировались в конечный этап становления массива, когда главная масса тантала и ниобия была связана в лопарите и минералах Fe, Ti, Zr — главной интрузивной фазы. Тем не менее в пойкилитовых сиенитах лопарит, ломоносовит и мурманит встречаются довольно часто, образуя повышенные концентрации в участках с более отчетливо проявленной дифференциацией вещества. По содержанию редких элементов пойкилитовые сиениты стоят на грани редкометальных и безрудных нефелиновых сиенитов, в то время как в их производных пегматитах появляются условия, наиболее благоприятные для образования собственно ниобиевых минералов.

Таким образом, в процессе формирования редкометальных нефелиновых сиенитов наблюдается обратная зависимость между направленностью процесса и концентрацией тантала по сравнению с комагматическими сериями гранитоидов. От ранних к поздним фазам или субфазам пород концентрация тантала и ниобия уменьшается, а не возрастает, что является естественным отражением кристаллизационной дифференциации магмы, характеризующейся высокими исходными содержаниями Fe, Ti, Zr, Nb и др.

### Щелочные пегматиты

В связи с щелочными пегматитами весьма редко образуются мелкие рудопроявления ниобия, не перспективные в отношении тантала. В зависимости от геохимической специализации материнских интрузий среди них различается три формационных класса: 1) пегматиты агпайтовых нефелиновых сиенитов, 2) пегматиты миаскитовых нефелиновых сиенитов,



3) пегматиты фельдшпатоидных сиенитов. Последние практически не содержат Ta-Nb минерализации.

Пегматиты агпаитовых нефелиновых сиенитов делятся на две генетические группы: 1) пегматиты массивов редкометалльных нефелиновых сиенитов с эвдиалитом и титано-ниобосиликатами и 2) пегматиты массивов нередкометалльных нефелиновых сиенитов с TR-Ti силикатами и сложными окислами Ti, Nb, Zr. Последние характеризуются незначительным развитием ниобиевой минерализации и в настоящей работе не рассматриваются.

Главными минералами пегматитов редкометалльных массивов являются микроклин и эгирин. В подчиненном количестве присутствуют: арфведсонит, нефелин, альбит, натролит, содалит, уссингит, эвдиалит и др. Характерными акцессорными минералами редких элементов являются: мурманит, ненадкевичит, лабунцовит, лампрофиллит, куплетскит, рамзаит, чкаловит, эпидидимит, эвдидимит, полилитионит, тайниолит и др. [116]. Тантало-ниобиевая минерализация представлена акцессорными минералами — ломоносовитом, мурманитом, ненадкевичитом, эпистолитом, ферсманитом, герасимовскитом и карнасуртитом, реже лопаритом, ниобо-лопаритом и пирохлором. Повышенные содержания ниобия и тантала наблюдаются также в эгирине и всех титановых и циркониевых минералах (табл. 44).

Содержания  $Ta_2O_5$  в пегматитах редкометалльных нефелиновых сиенитов близки к средним содержаниям их в материнских породах (0,012—0,021%).

На ранних стадиях формирования пегматитовых тел тантал и ниобий рассеиваются в пироксенитах, амфиболах, минералах титана и циркония или образуют комплексные ниобо-титано силикаты и сложные окислы (лопарит, ферсманит, велерит, ломоносовит, мурманит, карнасуртит, ловозерит, ринколит и др.), в которых содержание титана и циркония значительно выше. Собственно ниобиевые минералы: ниобо-лопарит, эпистолит, герасимовскит, ненадкевичит и пирохлор встречаются только на поздних стадиях формирования крупных, хорошо развитых пегматитовых тел интрузивной серии пойкилитовых сиенитов. Пониженные содержания Ti, Zr, Fe в магме пойкилитовых сиенитов в отщепляемом ею пегматитовом расплаве ограничили рассеяние тантала и ниобия в их минералах и способствовали увеличению их концентрации к концу пегматитового процесса.

Тантал собственных минералов не образует. Содержание  $Ta_2O_5$  в минералах ниобия составляет 0,5—2% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 12 - 1 : 40$ , снижающемся в более низкотемпературных гидротермальных минералах (белянкините и герасимовските) до  $1 : 90 - 1 : 115$  (см. табл. 44).

Содержание  $Ta_2O_5$  в титановых и циркониевых минералах составляет сотые доли процента — редко снижается до тысячных (в Мп-нептуните) или поднимается до десятых долей (в рамзаите и цирфесите). Содержание  $Nb_2O_5$  в них измеряется десятками долями процента и достигает целых процентов в рамзаите и цирфесите. Отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в минералах титана варьирует в более широких пределах, чем в породах ( $1 : 60 - 1 : 11$ ); преобладает значение  $1 : 12 - 1 : 13$ . В минералах циркония это

Таблица 44

Содержание тантала и ниобия (%) в минералах пегматитов редкометалльных нефелиновых сиенитов [56, 178]

Минерал	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Ломоносовит	0,37	2,44	1:66
Бета-ломоносовит	0,52	4,00	1:77
Мурманит	0,50–0,56	6,56–7,71	1:12–1:15
Эпистолит	0,22–0,90	30,81–31,40	1:35–1:40
Ненадкевичит		24,05	–
Ниобо-лабунцовит		13,75	–
Ферсманит	0,36	15,00	1:40
Герасимовскит	0,02–0,50	40–45	1:90–1:115
Карнасуртит		8,20	–
Лопарит	0,66	10,82	1:16
Ниобо-лопарит		26,26	–
Пироклор	1,27–2,04	46–65	1:30–1:40
Гидропироклор	4,52	39,44	1:9
Белянкинит	0,10	8,79	1:88
Анатазовый лейкоксен	0,19–0,42	0,7–3,0	1:4–1:7
Лампрофиллит	0,024	0,28	1:11,7
Рамзаит	0,10–0,27	0,5–3,07	1:5–1:20
Мп-нептунит	0,005	0,29	1:58
Энигматит	0,015	0,19	1:12,7
Мп-ильменит	0,03	0,39	1:13
Эвдиалит (среднее)	0,035	0,34	1:9,7
Катаплеит	0,076	0,20	1:2,6
Циркон	0,013–0,018	0,026–0,040	1:2
Цирфесит	0,14	1,81	1:13
Эгирин	0,008	0,12	1:15

отношение является более высоким и составляет 1 : 13– 1 : 2, т.е. наблюдается некоторая относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия, что объясняется более тесным кристаллохимическим родством тантала с цирконием, а ниобия с титаном [56, 170].

Одноименные минералы из пород и пегматитов характеризуются разными содержаниями тантала. Так, рамзаит из пегматитов содержит больше тантала, чем рамзаит из фойяитов, при одинаковом Ta-Nb отношении. Эвдиалит, наоборот, в пегматитах содержит меньше тантала, но характеризуется более высоким Ta-Nb отношением. Ильменит из контаминированных разностей пород и пегматитов практически не различается по содержанию этих элементов. Эгирин из пегматитов характеризуется более низкими содержаниями обоих элементов при более низком Ta-Nb отношении. Лопарит из пегматитов по сравнению с лопаритом из пород содержит меньше тантала и больше ниобия (см. табл. 43, 44).

Таким образом, для пегматитов по сравнению с другими породами намечается увеличение содержания суммы тантала и ниобия и уменьшение Ta-Nb отношения в титановых минералах и, наоборот, уменьшение содер-



Таблица 45

Соотношение тантала и ниобия в минералах пегматитов мискитовых нефелиновых сиенитов

Минерал	Содержание, %		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Пирохлор	1,74	64,00	1:37
Мариньякит	0,30	56,16	1:187
Гидропирохлор	3,64	58,66	1:16
Эшинит	0,26	23,59	1:90

жания обоих элементов при увеличении Ta-Nb отношения в циркониевых минералах, что, видимо, объясняется особенностями кристаллических структур этих минералов и предпочтительным изоморфизмом ниобия с титаном, а тантала с цирконием в условиях пегматитового процесса. Пониженное содержание тантала и пониженное Ta-Nb отношение в эгирине из пегматитов, видимо, объясняются уменьшением изоморфной емкости минерала с понижением температуры процесса вследствие уменьшения содержания в нем титана и более поздней кристаллизацией эгирина по сравнению с кристаллизацией рамзаита, лопарита, ильменита, эвдиалита, когда Ta-Nb отношение в расплаве было смещено в сторону ниобия.

Несмотря на то что в пегматитах степень концентрации тантала и ниобия по отношению к кларкам в ряде случаев достигает 30–50, пегматиты в отношении тантала не представляют промышленного интереса по причине незначительных объемов, резкого преобладания ниобия над танталом и рассеяния главной массы тантала и ниобия в минералах железа, титана и циркония.

Миаскитовые пегматиты сложены микроклином, нефелином, альбитом, натролитом, биотитом и эгириин-авгитом. Второстепенные минералы представлены: канкринитом, содалитом и вишневитом. Акцессорные минералы — апатит, сфен, ильменит, магнетит, циркон, пирохлор, ортит, эшинит, монацит, бастнезит, бритоцит и др. В отличие от агапитовых пегматитов в миаскитовых главная масса тантала и ниобия концентрируется в форме ниобиевых минералов: пирохлора, мариньякита, ильменорутила, эшинита и др. Кроме того, они присутствуют в минералах Ti, Fe, Zr — ильмените, сфене, биотите, цирконе и др. Главными концентраторами тантала являются минералы группы пирохлора и эшинит, в которых содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется от 0,30 до 3,5% при отношении Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 1 : 15 — 1 : 190 (табл. 45). В жильной массе пегматитов концентрация тантала и ниобия обычно не превышает их содержаний в материнских породах, и только в отдельных пегматитовых телах, характеризующихся наложением более поздней постагматической стадии альбитизации, среднее содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> достигает значительных величин (0,2–0,5%) при содержании Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,002–0,005% (редко 0,01–0,02%) и отношении Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 1 : 30 — 1 : 50 [78].

## Щелочные метасоматиты

В отличие от гранитоидов, постмагматические пневматолито-гидротермальные процессы нефелин-сиенитовых формаций характеризуются более широким развитием и разнообразием метасоматических образований. Среди последних различают три генетических типа: 1) синмагматические контактово-метасоматические — фениты, 2) надынtruзивные инфильтрационные метасоматиты и 3) постмагматические инъекционно-метасоматические образования. Состав их зависит как от исходного состава материнских интрузий, так и от состава вмещающих пород, по которым они образуются.

**Фениты** являются высокотемпературными синмагматическими метасоматическими образованиями щелочных комплексов, возникающими в результате замещения вмещающих пород погонями щелочных магм. Процесс фенитизации сопровождается привнесением тантала и ниобия со стороны щелочных интрузивов с образованием тантало-ниобиевой минерализации [78, 180, 202]. По содержанию тантала и ниобия фениты занимают промежуточное положение между редкометаллическими нефелиновыми сиенитами и вмещающими толщами, за счет которых образуются. Обычно они содержат 0,01–0,03%  $Nb_2O_5$  (редко до 0,1%) и 0,001–0,003% (до 0,006)  $Ta_2O_5$ . Отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в фенитах колеблется в пределах 1 : 10 – 1 : 20, но в некоторых случаях, образовавшихся по эффузивам, оно увеличивается до 1 : 8 – 1 : 10 [202]. Более высокое Ta-Nb отношение в фенитах по сравнению со средним их соотношением в массиве (1 : 14) свидетельствует о более интенсивном выносе тантала, чем вынос ниобия в процессе фенитизации [131]. Тантал в фенитах концентрируется в акцессорных минералах ниобия (пироклор, U-пироклор, бетафит, фергусонит, лопарит), титана и циркония.

Надынtruзивные метасоматиты известны на Урале, где среди древних толщ докембрия сравнительно широко распространены процессы метасоматической переработки вулканогенно-осадочных пород с образованием альбититов, микроклинитов, эгиринитов и других метасоматических пород.

Согласно данным Е.М.Еськовой [78], надынtruзивные метасоматиты в отличие от фенитов характеризуются более высокими концентрациями  $Nb_2O_5$  (0,2–0,3%) и  $Ta_2O_5$  (0,005–0,01%), при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1:18 - 1:8$ , близком к таковому в фенитовых. Танталовые минералы в них также отсутствуют. Акцессорные минералы ниобия: пироклор, Nb-эшинит, колумбит, ильменорутил, баотит и др. Содержание  $Ta_2O_5$  в них составляет 0,15–2,00%, и только в пироклоре оно возрастает до 4–10%. Отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в колумбите, эшините и ильменорутиле составляет 1 : 18 – 1 : 47, в пироклоре возрастает до 1 : 4 – 1 : 10 и достигает максимального значения в баотите 1 : 2, 5. Помимо вхождения в кристаллические структуры ниобиевых минералов тантал (совместно с ниобием) широко рассеивается в минералах титана, окислах железа, гранатах, пироксенах и амфиболах. Причем в гранатах, а также минералах железа и титана Ta-Nb отношение является более высоким (1:1,4–1:13), чем в ниобиевых минералах (табл. 46).



Таблица 46

Содержание тантала и ниобия в минералах надинтрузивных метасоматитов  
(данные Е.М. Еськовой)

Минерал	Содержание, %		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
Пирохлор	4,80–9,57	40,66–57,70	1:4–1:10
Ниобо-эшинит	0,75–1,85	31,05–33,55	1:18–1:43
Колумбит	0,84–1,98	39,60–59,00	1:27–1:47
Ильменорутил	0,15–9,25	5,56–6,00	1:20–1:40
Биатит	2,00	5,00	1:2,5
Сфен	0,042	0,52	1:12,4
Ильменит	0,02	0,11	1:5,5
Гранат	0,005	0,007	1:1,4
Магнетит	0,008–0,05	0,03–0,14	1:3–1:10
Гематит	0,027–0,033	0,35–0,42	1:13
Эгирин	<0,001	0,03	–
Арфведсонит	0,004	0,083	1:20,7
Рибекит	0,001–0,01	0,007–0,19	1:7–1:19

Послемагматические инъекционно-метасоматические альбититы, несущие пирохлоровую минерализацию, встречаются в связи с массивами нефелиновых сиенитов как агпаитового, так и миаскитового типов.

Процессы альбитизации обычно приурочены к тектонически ослабленным зонам экзоконтактных ореолов фенитизации щелочных массивов и зонам трещиноватости внутри массивов. Они образуют жилы, линзы, прожилки и протяженные обособления, являющиеся составной частью сложных инъекционно-метасоматических образований, включающих карбонатные и флюоритовые жилы, микроклиновые, альбитовые и кварцевые метасоматиты. Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в них варьирует от 0,001 до 0,01% (Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 0,03–0,8%), достигает максимума в альбититах. Если сравнивать с редкометальными нефелиновыми сиенитами, то заметного увеличения концентрации тантала не наблюдается, а содержание ниобия возрастает. Ta-Nb отношение (среднее 1 : 60 – 1 : 70) в большинстве случаев является более низким, чем таковое в нефелиновых сиенитах [78, 202].

Главными концентраторами тантала являются пирохлор (0,1–0,3% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и циркон (0,05–0,06% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>); в меньшей степени это: ильменорутил (0,16% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), ферсмит (0,44% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), эшинит (0,9–2% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), ильменит и сфен. Циркон характеризуется наиболее высоким Ta-Nb отношением (1 : 1 – 1 : 5) при наиболее низких содержаниях тантала. Пирохлору свойственны наиболее низкие содержания тантала и Ta-Nb отношение по сравнению с пирохлором месторождений других генетических типов.

## ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ И КАРБОНАТИТЫ

Комплексные массивы щелочных и ультраосновных пород, сопровождающиеся карбонатами, являются продуктами дифференциации щелочно-базальтоидной магмы и сопровождаются крупными титановыми, ниобиевыми и Та-ниобиевыми месторождениями [25].

### Редкометалльные массивы щелочных пород и ультрабазитов

Среднее содержание  $Ta_2O_5$  (0,0014%) в комплексных массивах щелочных и ультраосновных пород ниже содержания  $Ta_2O_5$  в нефелиновых сиенитах (0,0018%), но в массивах, сопровождающихся редкометалльными карбонатами, содержание  $Ta_2O_5$  достигает более 0,016–0,0074% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 10 - 1 : 12$ . Основным носителем тантала и ниобия в породах и пегматитах является перовскит, в котором сосредоточено 50–80% от общей массы этих элементов [133]. Для зон перекристаллизованных оливинитов, оливинизированных пироксенитов, флогопитизирован-

Таблица 47

Содержание тантала и ниобия (%) в минералах щелочных ультраосновных массивов [25, 133]

Минерал	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
Дизаналит	0,06	3,61	1:60
Перовскит	0,07–0,10	0,77–0,96	1:8–1:14
Пироксены	0,0001–0,0006	0,0005–0,0058	1:5–1:100
Сфен	0,01–0,02	0,17–0,33	1:16–1:17
Титаномагнетит	0,0001–0,0008	0,0006–0,031	1:6–1:100
Гранат	0,003	0,05–0,09	1:17–1:30

Таблица 48

Содержание тантала и ниобия (%) в минералах пегматитов массивов ультраосновных и щелочных пород [133]

Минерал	$Ta_2O_5$	$Nb_2O_5$	$Ta_2O_5/Nb_2O_5$
Пироксен	0,0003–0,0025	0,0026–0,025	1:8–10
Роговая обманка	0,0003–0,001	0,0027–0,020	1:9–20
Биотит	0,00005–0,0003	0,0001–0,0008	1:3
Флогопит	0,00005–0,0002	0,0001–0,0006	1:3
Меланит	0,002–0,004	0,015–0,019	1:4–9
Шорломит	0,002–0,005	0,034–0,058	1:11–17
Сфен	0,007–0,024	0,30–0,42	1:15–42
Титаномагнетит	0,00013–0,00016	0,0009–0,0013	1:6–10
Перовскит	0,035–0,12	0,69–1,73	1:7–32
Дизаналит	0,028–0,05	1,08–2,5	1:39–50



ных нефелин-пироксеновых и меллититовых пород характерен перовскит, содержащий 0,07–0,10%  $Ta_2O_5$  при Ta-Nb отношении 1 : 8 – 1 : 14. В карбонатизированных же разностях пород распространен дизаналит с более высоким содержанием  $Nb_2O_5$  (3–4%) и более низким Ta-Nb отношением (1 : 60). Помимо перовскита тантал и ниобий входят в кристаллические структуры пироксенов, флогопита, сфена, титаномагнетита и граната (табл. 47 и 48). Наиболее повышенной танталоносностью (до 0,10–0,15%  $Ta_2O_5$ ) обладают перовскиты из оливинитов и оливинизированных пироксенитов [24, 25].

### Редкометалльные карбонатиты

Редкометалльные карбонатиты, как известно, наблюдаются в генетической связи со следующими интрузивными комплексами: 1) ультраосновных и щелочных пород, 2) щелочных габброидов, 3) нефелиновых и фельдшпатоидных сиенитов и 4) щелочных и субщелочных сиенитов и граносиенитов. Во всех карбонатитовых комплексах, за исключением связанных с граносиенитами, четко различаются два типа карбонатитов: высокотемпературные кальцитовые, иногда доломитовые и низкотемпературные анкеритовые, сидеритовые и др. В связи с комплексами субщелочных граносиенитов наблюдаются только низкотемпературные гидротермальные карбонатиты с редкоземельной минерализацией, вполне сопоставимые с поздними карбонатитами других щелочных комплексов [25].

Повышенная концентрация тантала связана с наиболее ранними форстерит-апатит-кальцитовыми разностями карбонатитов, обогащенными высокотемпературными генерациями пирохлора, бадделеитом, ниобо-цирконолитом, апатитом, форстеритом и магнетитом [51]. В рядовых карбонатитах содержание  $Ta_2O_5$  составляет 0,002–0,02% при отношении  $Ta_2O_5$  :  $Nb_2O_5$  равном 1:80 – 1:20. Согласно данным Ю.Л. Капустина, в некоторых массивах карбонатитов наблюдается увеличение концентрации тантала и Ta-Nb отношения (до 1 : 6 – 1 : 4) в апикальных частях.

Несмотря на повышенную концентрацию, тантал в карбонатитах собственных минералов не образует, а входит в кристаллические структуры минералов Nb, Ti, Zr, концентрация которых гораздо больше. Ниобиевые минералы представлены пирохлором, U-пирохлором (реже гатчеттолитом), бетафитом, дизаналитом, луэшитом, колумбитом, ферсмитом, ниокалитом, ниобо-цирконолитом, ильменорутилом, эшинитом и баотитом (табл. 49). Содержание  $Ta_2O_5$  в ниобиевых минералах варьирует в широких пределах и составляет от 0,1 до 15% (редко до 22%), причем наиболее высокие его содержания характерны для комплексных Ti-U-ниобиевых (U-пирохлор, бетафит), Nb-титановых (дизаналит, эшинит) и Nb-циркониевых (ниобо-цирконолит) минералов; Ta-Nb отношение в этих минералах составляет 1 : 3 – 1 : 10, редко снижаясь (см. табл. 49). В собственно ниобиевых минералах (пирохлоре, колумбите, ферсмите, луэшите) Ta-Nb отношение является более низким – 1:16 – 1:100 [131]. Таким образом, в процессах формирования карбонатитов наблюдается та же тенденция, которая отмечалась для щелочных инъекционно-метасоматических образований. Более высокая относительная концентрация танта-

Таблица 49

Содержание тантала и ниобия (%) в тантало-ниобиевых минералах карбонатитов

Минерал, провинция	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Литературный источник
<b>Уранпирохлор</b>				
Кольский п-ов	12,00	33,48	1:2,8	[29]
Сибирь	8,55–13,91	40,13–45,05	1:2,8–1:5,2	[51]
Восточная Сибирь	6,65	39,24	1:5,9	[29]
Онтарио	10,29	33,33	1:3,2	[75]
<b>Бегафит</b>				
Кольский п-ов	8,30	32,20	1:3,9	[29]
Канада	1,4–3,0	30,0–42,0	1:10–1:30	[250]
<b>Пирохлор</b>				
Кольский п-ов	0,10–1,10	58,63–63,07	1:67–1:53	[29, 97]
Урал	1,00–1,50	66,25–71,45	1:47–1:67	[78]
<b>Дизаналит</b>				
Восточная Сибирь	0,95	5,72	1:6	[51]
Магнет-Ков	5,08	4,38	1:0,9	[75]
<b>Луешит</b>				
Конго (Луеш)	Следы	79,74	–	[33]
Сибирь	0,36	67,95	1:189	[10]
Кольский п-ов	0,55–0,83	65,20–74,06	1:89–1:118	[33, 133]
<b>Ферсмит</b>				
Урал	0,44	71,17	1:16	[78]
<b>Колумбит</b>				
Кольский п-ов	2,81	76,15	1:27	[97]
<b>Ниобо-цирконолит</b>				
Кольский п-ов	0,43–2,00	11,25–24,84	1:7–1:52	То же
Восточная Сибирь	1,75	13,65	1:7,8	[51]
<b>Ниоколит</b>				
	0,50	16,06	1:31,2	[241]
<b>Эшинит</b>				
	3,30	17,64	1:5,3	[179]

ла по сравнению с концентрацией ниобия свойственна комплексным Nb-титановым и Nb-циркониевым, минералам и более низкая — собственно ниобиевым. По-видимому, главная масса тантала была связана в твердой фазе на ранних этапах формирования карбонатитовых месторождений, когда происходила кристаллизация минералов титана и циркония.

#### Инъекционно-метасоматические образования, связанные с карбонатитами

Наряду с перовскитовой минерализацией в силикатных породах и пирохлоровой — в карбонатитах в связи с массивами щелочных ультраосновных пород установлена также пирохлоровая минерализация в апатит-форстерит-магнетитовых и альбититовых предкарбонатитовых инъекционно-метасоматических образованиях.



Таблица 50

Содержание тантала и ниобия (%) в минералах апатит-форстерит-магнетитовых пород [133]

Минерал	Породы	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Уранпироксид	Апатит-форстерит-магнетитовая, апатит-кальцит-магнетитовая	4,88–7,00	37,73–42,61	1:7,0–7,8
Пироксид	Апатит-форстерит-магнетитовая	0,97–2,15	52,29–58,18	1:26–54
Ниобо-цирконолит	Апатит-форстерит-магнетитовая, апатит-магнетит-кальцитовая, кальцит-форстерит-магнетитовая	0,87–3,0	16,17–24,84*	1:7–20
Цирконолит	Апатит-флогопит-магнетитовая	–	2,86–8,26*	–
Дизаналит	Апатит-флогопит-магнетитовая	0,82	6,3	1:9
Бадделейт	Апатит-форстерит-магнетитовая и актинолит-форстерит-кальцитовая	0,09–1,6	0,28–8,00	1:2–3

\* По Л.С. Бородину [27].

Апатит-форстерит-магнетитовые породы слагают концевые зоны вокруг центральных карбонатитовых ядер комплексных массивов или секущие жилы в измененных пироксенитах, мельтейгитах и фенитах. По отношению к карбонатитам они являются более ранними. Карбонатиты выполняют в них трещины или метасоматически из замещают [24, 25, 27, 133]. Тантал и ниобий в них, помимо образования ниобиевых минералов (пироксид и ниобо-цирконолит), в значительных количествах концентрируются в минералах титана (дизаналите, кнопите) и циркония (бадделейте, цирконолите и др. табл. 50.). Следовательно, для этих пород характерна комплексная Ti-Nb-Ta-U-Zr-TR минерализация. Содержание в них Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 0,01–0,03% при отношении Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 1 : 5 – 1 : 10 в породах и главном носителе тантала – пироксиде.

Предкарбонатитовые альбитовые метасоматиты представлены зонами интенсивной альбитизации. Обычно они приурочены к контактам массивов ранних карбонатитов или к их кровле и по времени образования являются более ранними. Главными концентраторами тантала являются аксессуарные – U-пироксид и гатчеттолит, содержащие 10–22% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и 30–45% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> при их соотношении 1 : 2–1 : 4. Среднее содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 0,01–0,025% при Ta-Nb отношении 1 : 3–1 : 5.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТАНТАЛОНОСНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вышеприведенные закономерности распределения и особенности концентрации тантала и ниобия показывают, что в различных процессах эндогенного минералообразования щелочных и карбонатитовых формаций эти элементы ведут себя по-разному. Наиболее высокие концентрации тантала возникают в редкометальных разностях нефелиновых сиенитов, образующихся в собственно магматический и позднемагматический этапы формирования массивов. Относительной концентрации тантала по сравнению с концентрацией ниобия при этом не происходит. Оба элемента концентрируются синхронно. Отношение  $Ta_2O_5:Nb_2O_5$  в них (1:12 — 1:16) — близкое к их среднему соотношению в нефелиновых сиенитах (1:14). Степень концентрации тантала 80—100 (табл. 51).

В фенитах и надынтрузивных метасоматитах наблюдается некоторая относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия. Среднее отношение  $Ta_2O_5:Nb_2O_5$  в них (1:8 — 1:12) является более высоким по сравнению с таковой в редкометальных нефелиновых сиенитах, а концентрация обоих элементов — более низкая. В послемагматических инъекционно-метасоматических альбититах степень концентрации тантала иногда достигает 40, а ниобия 330 раз по сравнению с кларками и при очень низком Ta-Nb отношении (1:40 — 1:60), т.е. в них наблюдается относительная концентрация ниобия по сравнению с концентрацией тантала.

Таким образом, между синмагматическими (фениты) и постмагматическими (альбититы) метасоматитами наблюдаются противоположные тенденции в концентрации тантала и ниобия. Для первых характерна относительная концентрация тантала, для вторых — ниобия. Одной из главных причин такого различия, видимо, является то, что источники рудообразующих флюидов различны. В первом случае они отщеплялись на передовом фронте внедрения магмы, в то время, как во втором — они являлись продуктами дифференциации более глубоких частей формирующихся массивов.

Для сложных массивов щелочных пород и ультрабазитов также свойственны повышенные концентрации тантала и ниобия, по сравнению с кларками, при более высоком Ta-Nb отношении (1 : 10), по сравнению с Ta-Nb отношением в нефелиновых сиенитах. В редкометальных месторождениях, связанных с этими массивами, наиболее высокая относительная концентрация тантала наблюдается в предкарбонатитовых инъекционно-метасоматических образованиях и ранних высокотемпературных карбонатитах (фиг. 19). В обычных карбонатитах, слагающих главную массу массивов, наблюдается относительная концентрация ниобия (до 4000 раз) по сравнению с концентрацией тантала (до 80 раз против кларка) и низкое Ta-Nb отношение (1 : 20 — 1 : 80, см. табл. 51).

В отличие от гранитных высококремнеземистых систем в щелочных и карбонатных системах наблюдается противоположная тенденция в концентрации тантала. От начала к концу процесса формирования соответствующих комплексов происходит не увеличение, а уменьшение концентрации тантала и Ta-Nb отношения.



Таблица 51

Соотношение тантала и ниобия в главных танталовых типах пород нефелин-сиенитовых и карбонатитовых формаций

Генетические типы	Характерные содержания, %	
	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Нефелиновые сиениты	0,0018	0,026
То же, редкометалльные	0,005–0,024	0,05–0,40
Фениты	0,001–0,006	0,002–0,12
Надынтрузивные метасоматиты	0,005–0,02	0,2–0,3
Постмагматические альбититы	0,002–0,01	0,06–0,76
Щелочные ультрабазиты	0,00135	0,0130
Перовскитовые оливиниты	0,0075–0,0095	0,01–0,05
Предкарбонатитовые ультрабазитовые метасоматиты	0,01–0,03	0,10–0,20
Предкарбонатитовые альбитовые метасоматиты	0,01–0,25	0,4–1,0
Карбонатиты с У-пироксеном	0,01–0,10	0,05–0,5
Карбонатиты с пироксеном	0,005–0,02	0,05–7,0

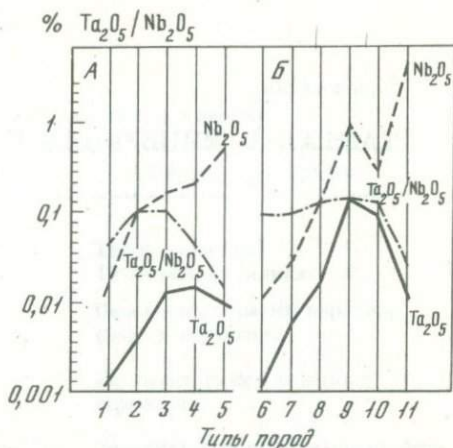
Таблица 51 (окончание)

Генетические типы	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Максимальная степень концентрации	
Нефелиновые сиениты	1:14	8	11
То же, редкометалльные	1:12–1:16	100	170
Фениты	1:8–1:10	25	50
Надынтрузивные метасоматиты	1:8–1:18	80	130
Постмагматические альбититы	1:40–1:60	40	330
Щелочные ультрабазиты	1:10	6	6
Перовскитовые оливиниты	1:10–1:12	30	20
Предкарбонатитовые ультрабазитовые метасоматиты	1:5–1:10	125	90
Предкарбонатитовые альбитовые метасоматиты	1:4	1040	435
Карбонатиты с У-пироксеном	1:5–1:20	420	220
Карбонатиты с пироксеном	1:20–1:80	80	3000

Таким образом, в процессах формирования нефелин-сиенитовых и карбонатитовых месторождений главными факторами концентрации тантала и ниобия являются: 1) динамо-диффузионная дифференциация в период внедрения, 2) изоморфизм; 3) кристаллизационная дифференциация

Фиг. 19. Максимальные значения содержания тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в различных типах пород нефелин-сиенитовых (А) и карбонатитовых (Б) формаций

Породы: 1 — безрудные нефелиновые сиениты, 2 — фениты, 3 — надынрузивные метасоматиты, 4 — редкометалльные нефелиновые сиениты и их пегматиты, 5 — постмагматические метасоматиты, 6 — безрудные щелочные ультрабазиты, 7 — то же, редкометалльные, 8 — предкарбонатитовые апоультрабазиты, 9 — предкарбонатитовые альбититы, 10 — ранние карбонатиты, 11 — поздние карбонатиты



и 4) более высокая подвижность ниобия по сравнению с танталом в постмагматических гидротермальных растворах.

По аналогии с процессами формирования танталовых и тантало-ниобиевых месторождений гранитоидных формаций можно предположить, что высокотемпературные танталоносные карбонатиты представляют собой фации передового фронта внедрения карбонатитовых магм, а предкарбонатитовые метасоматиты — продукты метасоматоза, образующиеся в результате воздействия пневматолитовых флюидов, отщепляющихся на передовом фронте их внедрения. Этим, видимо, и объясняется относительная концентрация тантала по сравнению с ниобием в соответствующих редкометалльных месторождениях, возникающая вследствие большей подвижности соединений тантала в процессах внедрения нефелин-сиенитовых и карбонатитовых магм и приуроченность руд с наиболее высоким Ta-Nb отношением к верхним частям массивов редкометалльных нефелиновых сиенитов и карбонатитов и к надынрузивным метасоматитам. Более высокая концентрация — Nb, Ti, Zr в расплавах обусловила связывание главной массы тантала в минералах этих элементов и отсутствие собственно танталовых минералов.

Кристаллизационная дифференциация, наряду с эманационным процессом, являлась основным механизмом концентрации ниобия и тантала в определенных рудных горизонтах редкометалльных нефелиновых сиенитов. На конечных же этапах формирования месторождений в условиях, приближающихся к гидротермальным, происходила относительная концентрация ниобия по сравнению с танталом. В этих условиях, особенно в карбонатной среде, ниобий обладает более высокой миграционной способностью по сравнению с танталом вследствие большей способности к комплексообразованию. При кристаллизации карбонатного расплава ниобий накапливался в остаточной жидкой фазе, а при переходе расплава в раствор — оставался в растворе. Температурный "порог" тантала несколько смещен в сторону высоких температур по сравнению с ниобием, поэтому осаждение тантала происходило раньше. Этим объясняется уменьшение Ta-Nb отношения в тантало-ниобатах с понижением температуры процесса [2].



## ТАНТАЛ В МИНЕРАЛАХ И ВОПРОСЫ ИЗОМОРФИЗМА

Как следует из предыдущих глав, для тантала характерна более тесная геохимическая ассоциация с Al, Be, Li, Rb, Cs, Sn, Bi, F, Y, U в отличие от ниобия, который геохимически более тесно связан с Fe<sup>3+</sup>, Ce, La, Th, Na, Sr, W. Близость кристаллохимических свойств тантала с Nb, Ti, Zr, Sn, W, Fe, и Al (табл. 52), более широко распространенными в земной коре, определяют распределение главной его массы в минералах указанных элементов и обуславливают образование собственных минералов только в специфических условиях.

При изоморфном замещении танталом и ниобием элементов с другой валентностью электростатическое равновесие в минералах достигается статистически, путем вхождения в кристаллические структуры минералов других элементов с соответствующей валентностью (табл. 53).

Таблица 52

Некоторые физико-химические и кристаллохимические константы тантала и замещаемых им элементов

Элемент	Ионный радиус, Å	Атомный объем, Å <sup>3</sup>	Потенциал ионизации, эв	Электроотрицательность, кг-кал/га-ат
W <sup>6+</sup>	0,65	9,53	61	235
Ta <sup>5+</sup>	0,73	11,70	44,8	210
Nb <sup>5+</sup>	0,69	12,30	49,3	240
Ti <sup>4+</sup>	0,64	10,7	44,66	260
Zr <sup>4+</sup>	0,82	14,0	33,83	200
Sn <sup>4+</sup>	0,67	20,5	40,57	235
Al <sup>3+</sup>	0,57	10,0	28,31	220
Fe <sup>3+</sup>	0,67	7,08		245

Таблица 53

Основные схемы гетеровалентного изоморфизма тантала и ниобия

Схемы изоморфизма	Примеры минералов
$Ti^{4+} + (Ca, Ba, Sr)^{2+} \leftarrow Nb^{5+} + Na^{1+}$	Титано-силикаты Титано-ниобо-силикаты
$Ti^{4+} + (Ca, Ba, Sr)^{2+} \rightleftharpoons Nb^{5+} + Na^{1+}$ $(Nb, Ta)^{5+} + Ca^{2+} \rightleftharpoons Ti^{4+} + TR^{3+}$	Перовскит, лопарит, пироклор Кнопит, дизаналит
$3Ti^{4+} \leftarrow 2(Nb, Ta)^{5+} + (Fe, Mn)^{2+}$ $2Ti^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Fe^{3+}$	Ильменит, рутил, ильменорутил, стриверит
$Ti^{4+} + Th^{4+} \rightleftharpoons Nb^{5+} + TR^{3+}$ $Ti^{4+} + U^{4+} \rightleftharpoons Ta^{5+} + Y^{3+}$ $2Ti^{4+} \rightleftharpoons (Nb, Ta)^{5+} + TR^{3+}$	Эвксенит, эшинит, самарскит, фер- гусонит
$Fe^{3+} + 2Si^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2Al^{3+}$ $3(Fe, Al)^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2(Mg, Mn, Fe)^{2+}$	Пироксены, амфиболы, биотит, окислы железа
$Zr^{4+} + Ca^{2+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Na^{1+}$ $2Zr^{4+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + (Fe, Al)^{3+}$ $2Zr^{4+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + (Y, TR)^{3+}$ $3Zr^{4+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + (Th, U)^{4+} + (Y, TR)^{3+}$	Эвдиалит, ловозерит, вёлерит Ловенит, кимшицит, улигит.
$2Ta^{5+} + (Mn, Fe)^{2+} \leftarrow 3Sn^{4+}$ $Ta^{5+} + Ca^{2+} \leftarrow Sn^{4+} + Y^{3+}$ $Ta^{5+} + (Mn, Fe)^{2+} \leftarrow Sn^{4+} + (TR, Fe)^{3+}$ $2Sn^{4+} \leftarrow Ta^{5+} + Fe^{3+}$ $3Sn^{4+} \leftarrow 2Ta^{5+} + Fe^{2+}$	Циркон, циртолит. Малакон, циркелит Танталит, иксиолит, воджинит Хьельмит
$W^{6+} + (Fe, Mn)^{2+} \leftarrow Nb^{5+} + (Fe, Sc)^{3+}$ $W^{6+} + Ca^{2+} \leftarrow Nb^{5+} + TR^{3+}$ $W^{6+} + O^{2-} \leftarrow Nb^{5+} + (OH)^{1-}$	Касситерит Вольфрамит, гюбнерит Шеелит Тунгстит
$2Al^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Li^{1+}$ $3Al^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2(Mg, Fe, Mn)^{2+}$ $Al^{3+} + Si^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + Be^{2+}$ $2P^{5+} + TR^{3+} \leftarrow 2Si^{4+} + (Nb, Ta)^{5+}$ $TR^{3+} + 2Si^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2Al^{3+}$ $3Ce^{3+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + 2Ca^{2+}$ $2Th^{4+} \leftarrow (Nb, Ta)^{5+} + TR^{3+}$ $3(Sc, Y)^{3+} \leftarrow (Ta, Nb)^{5+} + 2(Mg, Mn, Fe)^{2+}$	Мусковит, лепидолит, криофиллит и др. безжелезистые слюды Монацит, рабдофанит, бритолит Меланоцерит, кариоцерит Церит Горит, торнианит Тортвейтит



Основной чертой изоморфизма тантала является практически неограниченный изовалентный изоморфизм с ниобием. В настоящее время известно около 120 минералов тантала и ниобия (включая и разновидности), из которых около 40 являются собственно танталовыми (табл. 54). В главной своей массе они относятся к классу окислов. В подчиненном количестве (18 минералов) представлены Ti-Nb силикаты (реже Zr-Nb силикаты), среди которых танталовые аналоги отсутствуют. Кроме того, известен один борат тантала (беерит), один боросиликат алюминия, сурьмы и тантала (холлит) и вероятно самородный тантал [227].

Минералы тантала и ниобия класса окислов представлены структурными группами: 1) рутила, 2) перовскита, 3) фергусонита, 4) стибитотанталита, 5) тапиолита, 6) колумбита, 7) эксенита, 8) эшинита, 9) пирохлора и 10) самарскита [131]. Во всех группах, за исключением групп перовскита и тапиолита, имеются как ниобиевые, так и танталовые аналоги и промежуточные разности. В группе перовскита танталовые аналоги отсутствуют. В группе тапиолита неизвестны крайние ниобиевые члены изоморфного ряда. Отсутствие танталовых аналогов среди Ti-Nb силикатов и в группе перовскита, видимо, обусловлено не ограниченностью изоморфизма между танталом и ниобием в этих минералах, а приуроченностью их к ультращелочным комплексам, в которых минералы тантала не образуются вследствие рассеяния тантала в минералах Ti, Zr, Nb, Fe. В окислах тантала в отличие от ниобиевых аналогов среди катионов группы А, помимо  $Fe^{2+}$ , Ca, Mn, Ba, Na, U, Th, Ce, Y, Sb, Pb, характерных и для минералов ниобия, присутствуют:  $Bi^{3+}$ ,  $Sn^{2+}$ ,  $Sn^{4+}$ , Al отсутствуют Sg и Mg. Среди катионов группы В присутствует олово, но отсутствует цирконий (см. табл. 54). Среди танталовых минералов только минералы групп рутила, танталита и микролита довольно широко распространены в земной коре, в то время как остальные редки.

Минералы группы рутила — ильменорутил и стрюверит характерны для гранитных пегматитов, редкометальных гранитов и их экзоконтактовых грейзенов. Ильменорутил, кроме того, встречается в щелочных альбитизированных пегматитах, карбонатах и полевошпато-сидерит-кварцевых жилах щелочных сиенитов. Для минералов этой группы свойствен практически неограниченный изоморфизм между танталом и ниобием, сумма окислов которых обычно не превышает 60% от состава минерала.

Максимальные содержания тантала (6–49%  $Ta_2O_5$ ) и Ta-Nb отношение наблюдаются в стрюверитах из редкометальных гранитных пегматитов (2 : 1 — 8 : 1), танталоносных литиево-слюдистых гранитов и их экзоконтактных грейзенов (30 : 1 — 43 : 1). В щелочных пегматитах, карбонатах, а также в постмагматических образованиях гранитоидных формаций, представленных кварцево-жильно-грейзеновыми месторождениями и полевошпато-сидерит-кварцевыми жилами, встречается только ильменорутил с низким содержанием тантала и малым (менее 1 : 3) Ta-Nb отношением (фиг. 20). Интересно отметить, что в полевошпато-сидерит-кварцевых жилах Ta-Nb отношение в рутиле является более высоким (до 1 : 5), чем в ильменорутиле (менее 1 : 15).

Минералы группы перовскита — дизаналит, кнопит, лопарит, ниобо-лопарит и луешит характерны для месторождений щелочных и карбонатных формаций. В связи с гранитоидами они встречаются исключительно редко и только в редкометаллических гранитах [19]. В большинстве своем они характеризуются очень низкими содержаниями  $Ta_2O_5$  (< 1%) и малым Ta-Nb отношением.

Содержание  $Ta_2O_5$  в перовските составляет 0,04—0,1% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 8 - 1 : 14$ . Только в карбонатизированных пироксенитах оно достигает 0,7% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 4$ . Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  (до 3%) наблюдается в дизаналите и кнопите предкарбонатитовых апатит-форстерит-магнетитовых и альбититовых пород при повышенном Ta-Nb отношении (1 : 4 — 1 : 7). В лопарите содержание  $Ta_2O_5$  обычно не превышает 0,8% при Ta-Nb отношении 1 : 13 — 1 : 18. Исключением является лопарит из литиево-слюдистых танталоносных гранитов, в котором содержание  $Ta_2O_5$  возрастает почти до 2% при отношении 1 : 2,6. В ниобиевом члене изоморфного ряда — луешите содержание  $Ta_2O_5$  обычно менее 1% при более низком, чем в титановых членах, ряда Ta-Nb отношении (1 : 39 — 1 : 190).

Минералы группы колумбита-танталита являются наиболее распространенными минералами тантала и ниобия. Для них характерен неограниченный изоморфизм между танталом и ниобием, с образованием крайних танталовых и ниобиевых членов, а также всех промежуточных разностей изоморфного ряда. Ta-Nb отношение в них варьирует от 1 : 90 в колумбите до 425 : 1 в танталите. Колумбит встречается в лейкократовых биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитах, редкометаллических гранитах и гранитных пегматитах всех генетических типов, кварцевых жилах, сиенитах, полевошпато-сидерит-кварцевых жилах и низкотемпературных карбонатитах. Более танталовые члены — тантало-колумбит, ниобо-танталит, танталит и другие характерны только для литиево-слюдистых танталоносных гранитов и редкометаллических гранитных пегматитов. В последних встречаются также воджинит и иксиолит.

В редкометаллических гранитах и гранитных пегматитах наблюдаются как танталовые, так и ниобиевые крайние члены изоморфного ряда, причем максимального значения Ta-Nb отношение достигает в них только в пегматитах комплексного ряда. В других генетических группах месторождений представлен только колумбит с низким содержанием тантала и малым значением Ta-Nb отношения (фиг. 21).

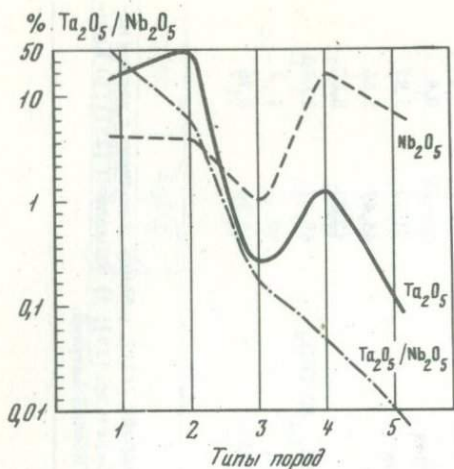
Танталит и ниобо-танталит являются основным видом высокосортного танталового сырья, добываемого из редкометаллических гранитных пегматитов комплексного, бериллиевого и литиевого рядов, редкометаллических литиево-слюдистых гранитов, а также развитых по ним кор выветривания и россыпей. Добыча менее высокосортных тантало-колумбитовых и колумбитовых концентратов может быть рентабельной также из редкометаллических сидерофиллитовых и рибекитовых гранитов в совокупности с другими полезными ископаемыми. Источником дешевого тантало-колумбитового и колумбитового сырья могут служить коры выветривания и россыпи, образующиеся по лейкократовым альбитосодержащим мусковитовым гранитам.



Минерал	Сингония	Формула	Содержание, %	
			Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Тантал самородный	Кубическая	Ta	98,5	1,5
Стрюверит	Тетрагональная	(Ti, Ta, Nb, Fe <sup>2+</sup> ) O <sub>2</sub>	6-39	0,2-10
Тапиолит	"	Fe (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	62-95	2-22
мооссит	"	Fe (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	До 52	До 31
Старингит	"	(Fe, Mn)(Sn, Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	23	5,6
Танталит	Ромбическая	(Fe, Mn)Ta <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	63-86	0,2-20
ниобо-танталит	"	(Fe, Mn) (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	40-61	20-40
ферро-танталит	"	FeTa <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	70-83	3-13
мангано-танталит	"	MnTa <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	72-86	0,2-11
Иксиолит	"	(Ta, Nb, Sn, Fe, Mn) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	60-71	7-13
Sc-иксиолит	"	(Fe, Sc, Ta, Nb, Sn) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	37-39	22-26
Воджинит	Моноклинная	(Mn, Fe <sup>2+</sup> ) (Ta, Nb, Sn, Fe <sup>3+</sup> ) <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	70-71	1-8
Марганцевый танталат	"	MnTa <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	71,10	5,04
Тантэвксенит	Ромбическая	Y (Ta, Ti, Nb) <sub>2</sub> (O, OH) <sub>6</sub>	22-48	3-16
Тантполикраз	"	Y (Ti, Ta, Nb) <sub>2</sub> (O, OH) <sub>6</sub>	23,10	4,35
Тантал-эшинит <sup>2</sup>	"	(Ce, Th) (Ta, Nb, Ti) <sub>2</sub> (O, OH) <sub>6</sub>	32,13	17,87
Форманит	Моноклинная	Y (Ta, Nb) O <sub>4</sub>	47-56	2-10
Стибио-танталит	Ромбическая	Sb (Ta, Nb) O <sub>4</sub>	36-58	2-19
Стибио-бисмут-танталит	"	(Sb, Bi) (Ta, Nb) O <sub>4</sub>	49,66	8,75

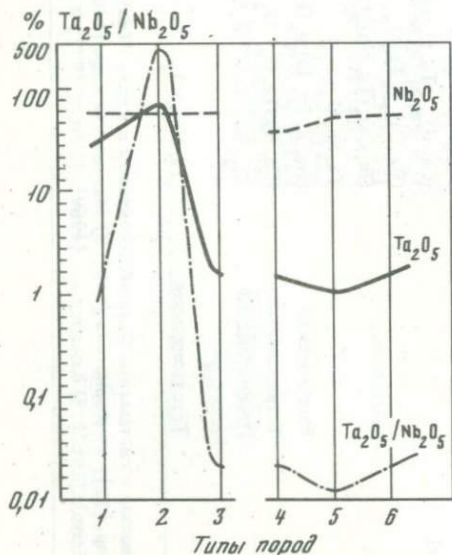
Бисмута-танталит	"	Bi (Ta, Nb) O <sub>4</sub>	31-49	1-22
Симпсонит	Гексагональная	Al <sub>4</sub> Ta <sub>3</sub> O <sub>13</sub> (OH)	60-73	0,3-6
Шетелегит	Ромбическая	(Ca, Mn, Sb, Y) <sub>2</sub> (Ti, Ta, Nb, W) <sub>2</sub> (O, OH) <sub>7</sub>	20	8,65
Иттро-танталит	"	(Y, Fe) <sub>4</sub> [(Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ] <sub>3</sub>	37-47	12-21
Торолит <sup>3</sup>	Моноклинная	Sn (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	27-73	3-41
Гатчеттолит	Кубическая	(Ca, U) <sub>2-x</sub> (Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH)	22-34	22-35
Иттро-гатчеттолит	Кубическая	(Ca, Y, U) <sub>2-x</sub> (Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH)	27-30	20-21
Бломстрандит	"	(Ca, U, Y) <sub>2-x</sub> (Ta, Ti, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6-x</sub> (OH) <sub>1+x</sub>	28-39	8-24
Микролит	"	(Ca, Na) <sub>2</sub> Ta <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (O, OH, F)	65-80	0,5-9
ниобиевый микролит <sup>4</sup>	"	(Ca, Na) <sub>2</sub> (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (O, OH, F)	37-50	16-35
висмутомикролит	"	(Na, Ca, Bi) <sub>2</sub> Ta <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (F, OH, O)	79,72	0,08
мумбит (плюмбомикролит) <sup>5</sup>	"	(Pb, Na, Ca) <sub>2</sub> (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH, F)	53,84	11,85
уранмикролит (джалмаит)	"	(Ca, U) <sub>2-x</sub> Ta <sub>2</sub> O <sub>6-x</sub> (OH, F) <sub>1+x</sub>	60-73	0,4-11
Рейкебурит	"	(Ba, Ca) <sub>2-x</sub> Ta <sub>2</sub> O <sub>6-x</sub> (OH) <sub>1+x</sub>	71,59	5,87
Вестгренит <sup>6</sup>	"	(Bi, Ca) <sub>2</sub> (Ta, Nb) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> (OH)	45,49	5,66
Сукулаит <sup>7</sup>	"	Ta <sub>2</sub> Sn <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	47,00	8,00
Ранкамаит <sup>8</sup>	Ромбическая	(Na, K, Pb, Li) <sub>0,6</sub> (Ta, Nb, Al) <sub>2,2</sub> (O, OH) <sub>6</sub>	69,47	17,40
Метатанталат Mg, Ca, Al	Тетрагональная	(Ca, Mg)Ta <sub>2</sub> O <sub>6</sub> · Al <sub>2</sub> (Ta <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ) <sub>3</sub>	90	1-2
Холтит <sup>9</sup>	Псевдогексагональная	Al <sub>18</sub> Sb <sub>2</sub> <sup>3+</sup> TaB <sup>3+</sup> Si <sub>7</sub> O <sub>48</sub> · 7H <sub>2</sub> O	11,24	0,76
Беерит	Тетрагональная	(Ta, Nb) BO <sub>4</sub>	-	-

Примечание. По сравнению с систематикой, опубликованной в книге "Тантал и ниобий" [131], таблица дополнена с учетом новых данных: 1) Борисенко и др. [22]; 2) Корнетова [106]; 3) Максимова и др. [140]; 4) Беус и др. [19]; 5) Safiannikof [251]; 6) Knorrind, Mrose [1963]; 7) Yorma, Scivola [1967]; 8) Knorring a.o. [1969]; 9) Price [1971] и других исследователей.



Фиг. 20. Зависимость максимальных содержаний тантала и Ta-Nb отношения в минералах группы рутила от их парагенезиса

1 — литиево-слюдистые танталоносные граниты, 2 — редкометалльные гранитные пегматиты, 3 — грейзены, 4 — полевошпато-сидерит-кварцевые жилы, 5 — щелочные пегматиты



Фиг. 21. Зависимость максимальных значений содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в минералах группы колумбита-танталита от их парагенезиса

1 — редкометалльные граниты, 2 — гранитные пегматиты, 3 — кварцевые жилы, 4 — щелочные сиениты, 5 — полевошпат-сидерит-кварцевые жилы, 6 — карбонатиты. Здесь и далее разрыв сплошности графиков обозначает переход к другой формационной группе пород

Минералы группы фергюсонита характерны для гранитных пегматитов редкоземельного и Nb-иттриевого (реже литиевого) рядов, кварц-полевошпатовых жил, рибекитовых и эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитов и альбититов щелочных гранитов. Среди них встречаются как ниобиевые (фергюсонит, Се-фергюсонит, β-фергюсонит, ризёрит), так и танталовые (форманит) аналоги, однако непрерывного Ta-Nb изоморфного ряда не наблюдается. Наиболее распространенным минералом является фергюсонит, содержащий 0,3–5% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и встречающийся во всех вышеперечисленных генетических типах месторождений. Реже встречаются обогащенные танталом разновидности фергюсонита (11–15%

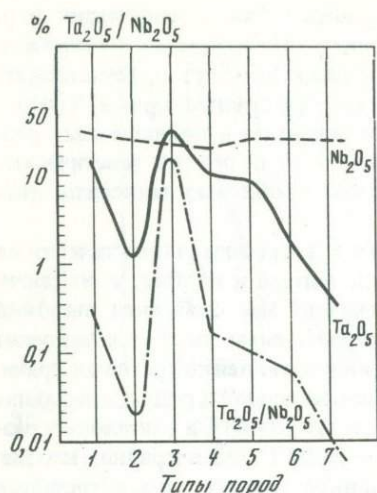


$Ta_2O_5$ );  $\beta$ -фергюсонит, Се-фергюсонит и ризерит. Танталовый аналог фергюсонита — форманит является минералогической редкостью и встречается только в гранитных пегматитах. В последних могут присутствовать как ниобиевые, так и танталовые минералы этой группы, причем  $Ta-Nb$  — отношение в них максимального значения достигает в комплексных редкометалльных гранитных пегматитах (фиг. 22). В других генетических группах месторождений образуются только ниобиевые минералы этой группы.

Минералы группы эвксенита встречаются практически во всех генетических группах месторождений тантала и ниобия, за исключением редкометалльных нефелиновых сиенитов. Им свойствен широкий изоморфизм  $Ta-Nb-Ti$ . Наиболее распространенными являются эвксенит и поликраз — характерные акцессорные минералы лейкократовых гранитов и гранитных пегматитов, особенно редкоземельного ряда. Содержание  $Ta_2O_5$  в них варьирует от 0,4 до 22%, достигая 23—48% в танталовых разностях.  $Ta-Nb$  — отношение в них изменяется от 1 : 30 в крайних ниобиевых членах до 14 : 1 — в танталовых. Поликраз, кроме того, встречается в щелочных гранитах, пегматитах  $Nb$ -иттриевого ряда и эгирин-рибекитовых редкометалльных гранитах. В этих случаях он характеризуется низким содержанием  $Ta_2O_5$  (0,001%—2,18%), при  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 9 - 1 : 125$ .

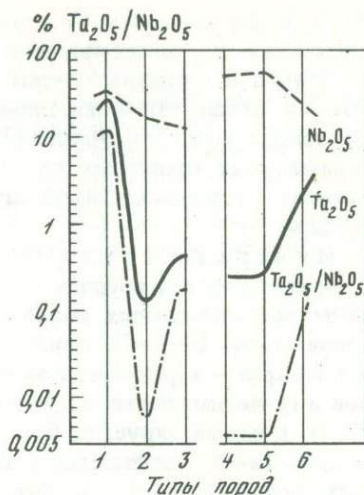
Ферсмит — крайний ниобиевый минерал этой группы, практически не содержащий титана, встречается редко в щелочных пегматитах и карбонатитовых жилах, связанных с массивами нефелиновых сиенитов. Для него характерно низкое содержание  $Ta_2O_5$  (до 0,5%) при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 160$ . Редкоземельная разность ферсмита из гранитных пегматитов содержит 1,17%  $Ta_2O_5$ , при  $Ta-Nb$  отношении — 1 : 47. Линдокит из биотитовых пород зон экзоконтактов карбонатитовых тел в отличие от ферсмита из карбонатитов также характеризуется более высоким содержанием  $Ta_2O_5$  (3,84%) и  $Ta-Nb$  отношением (1 : 11). Таким образом, среди минералов группы эвксенита только в гранитных пегматитах наблюдаются разности, характеризующиеся высоким содержанием тантала, преобладанием тантала над ниобием и высоким  $Ta-Nb$  отношением (фиг. 23). В других генетических группах месторождений представлены ниобиевые минералы этой группы с низким  $Ta-Nb$  отношением.

Минералы группы эшинита (эшинит, синицит, полимигнит, блонстрандин и приорит) довольно часто встречаются в гранитных и щелочных пегматитах, карбонатитах, реже — в аляскитовых гранитах. В большинстве своем они характеризуются резким преобладанием ниобия над танталом и широким изоморфизмом ниобия с титаном. Исключением является  $Ta$ -эшинит из гранитных пегматитов комплексного ряда, для которого свойственно преобладание тантала над ниобием ( $Ta : Nb = 2$ ). В эшините, блонстрандине, приорите, полимигните и синиците из гранитных пегматитов и кислых грейзенизированных гранитов  $Ta-Nb$  отношение варьирует от 1 : 4 до 1 : 10. В эшините и его разновидностях из щелочных пегматитов оно составляет 1 : 25 — 1 : 90 и ниже, а в эшините из карбонатитов и арфведсонитовых жил граносиенитовых формаций — возрастает до 1 : 5.



Фиг. 22. Зависимость максимальных значений содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в минералах группы фергусонита от их парагенезиса

1 – гранитные пегматиты TR ряда, 2 – то же, Li ряда, 3 – то же, комплексно-го ряда, 4 – полевошпатовые жилы в гранитах, 5 – пегматиты Nb-Y ряда, 6 – рибекитовые редкометалльные граниты, 7 – альбититы щелочных гранитов



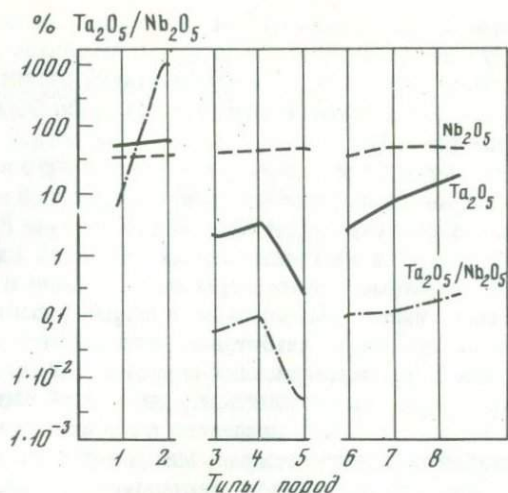
Фиг. 23. Зависимость максимальных значений содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в минералах группы euxenита от их парагенезиса

1 – гранитные пегматиты, 2 – эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты, 3 – альбититы щелочных гранитов, 4 – пегматиты нефелиновых сиенитов, 5 – карбонаты, 6 – биотитовые породы зон экзоконтактов карбонатов

Минералы группы пироклора широко распространены во всех генетических группах месторождений. Для них характерен неограниченный изоморфизм между Ta-Nb-Ti с образованием крайних и промежуточных членов изоморфных рядов и широкий изоморфизм между Nb-Zr-Ti с образованием комплексных минералов.

Пироклор – крайний ниобиевый член изоморфного ряда Ta-Nb, и его разновидности более характерны для месторождений щелочных и карбонатитовых формаций. Среди месторождений гранитоидных формаций пироклор, мариньякит и U-пироклор свойственны эгирин-рибекитовым, рибекитовым и сидерофиллит-рибекитовым редкометалльным гранитам, а также пегматитам и альбититам щелочных гранитов. Содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пироклоре, гидропироклоре, мариньяките, Sr-пироклоре, пандайте, Pb-пироклоре и TR-пироклоре варьирует от 0,02 до 7%, при Ta-Nb отношении 1 : 7–1 : 2900. В обручевите, встречающемся только в гранитных пегматитах TR-ряда (редко в мусковит-кварцевых жилах), содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> возрастает до 2–15% при Ta-Nb отношении 1 : 2–1 : 20. В U-пироклоре, характерном для рибекитовых редкометалльных гранитов, карбонатитов и щелочных метасоматитов, содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 6–12% при отношении Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> : Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 1 : 3–1 : 10. В гатчеттолите содержание Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> является еще более высоким, достигает 17–28% в





Фиг. 24. Зависимость максимальных значений содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в минералах группы пироклора от их парагенезиса

1 — редкометалльные граниты, 2 — гранитные пегматиты, 3 — редкометалльные нефелиновые сиениты, 4 — щелочные пегматиты, 5 — щелочные альбититы, 6 — щелочные ультрабазиты, 7 — метасоматиты щелочных ультрабазитов, 8 — карбонатиты

высокотемпературных карбонатитах и 22–34% в гранитных пегматитах при Ta-Nb отношении 1 : 2–1,5 : 1.

В минералах Ta-Nb ряда (пироклоре, U-пироклоре, гачеттолите, бетафите и др.) увеличение содержания тантала сопровождается увеличением содержания урана, что обусловлено их геохимическим родством, т.е. увеличением концентрации в одних и тех же условиях.

Танталовые минералы группы пироклора — микролит, Nb-микролит, U-микролит, V-микролит и Pb-микролит встречаются исключительно в гранитных пегматитах, преимущественно комплексного ряда, и литиево-слюдистых редкометалльных гранитах. Они характеризуются резким преобладанием тантала над ниобием при Ta-Nb отношении 5 : 1–1000 : 1, снижающемся в редкометалльных гранитах до 3 : 1–1 : 1.

Титановые минералы этой группы — бетафит и его разновидности (менделеевит, итробетафит, блонстрандит, Та-бетафит, Ti-бетафит, семирезит), развитые в гранитных пегматитах и карбонатитах, характеризуются широким диапазоном содержаний  $Ta_2O_5$  от 0,6 до 39% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 60–5 : 1$ . Причем наиболее низкое Ta-Nb отношение (1 : 67) известно в семирезите из пегматитов щелочных гранитов, а наиболее высокое — в Та-бетафите из гранитных пегматитов TR-ряда [95]. Циркониевые минералы группы пироклора — цирконолит и ниобо-цирконолит известны только в месторождениях, связанных с массивами щелочных ультрабазитов и карбонатитов. Содержание  $Ta_2O_5$  в них обычно не превышает 2% при Ta-Nb отношении 1 : 12–1 : 47.

Следовательно, в редкометалльных гранитах и гранитных пегматитах представлены как ниобиевые, так и танталовые и титановые минералы

группы пирохлора и все их переходные разности. Для месторождений формаций нефелиновых сиенитов характерны ниобиевые члены этой группы. В щелочных ультрабазитах и карбонатитах развиты ниобиевые, титановые, циркониевые и промежуточные тантало-ниобиевые минералы группы пирохлора (фиг. 24).

Минералы группы пирохлора-микролита обычно представляют собой высокосортное ниобиевое, танталовое и комплексное тантало-ниобиевое сырье. Основным источником добычи пирохлорового концентрата за рубежом в настоящее время являются карбонатитовые месторождения и связанные с ними коры выветривания и россыпи. Второстепенное значение имеют рибекитовые и эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты, щелочные альбитовые метасоматиты, а также развивающиеся по ним коры выветривания и россыпи. Уран-пирохлоровые и гатчеттолитовые руды высокотемпературных карбонатитов и предкарбонатитовых метасоматитов в последние годы стали рассматриваться как источник ниобий-танталового сырья. Микролит и его разновидности представляют высококачественное танталовое сырье, добываемое только из комплексных редкометалльных гранитных пегматитов.

Таким образом, каждой генетической группе месторождений свойственны свои парагенетические ассоциации Ta-Nb минералов, характеризующиеся специфическим Ta-Nb отношением [131]. Для редкометалльных гранитов характерны минералы групп рутила, колумбита-танталита, фергюсонита и пирохлор-микролита с Ta-Nb отношением, равным 0,07—13. Редко встречается лопарит. Только в эгирин-рибекитовом типе встречается поликраз с более низким Ta-Nb отношением (0,008).

Редкометалльные гранитные пегматиты характеризуются наибольшим многообразием Ta-Nb минералов с наиболее высоким Ta-Nb отношением. В них наблюдаются практически все минералы тантала и ниобия и их разновидности, кроме минералов группы перовскита и класса силикатов. Ta-Nb отношение в минералах из пегматитов чаще больше единицы, а в некоторых минералах достигает 20 и выше (форманит, микролит, симпсонит и др.). Только в редкоземельных тантало-ниобатах, свойственных пегматитам редкоземельного и Nb-иттриевого рядов, оно опускается ниже единицы.

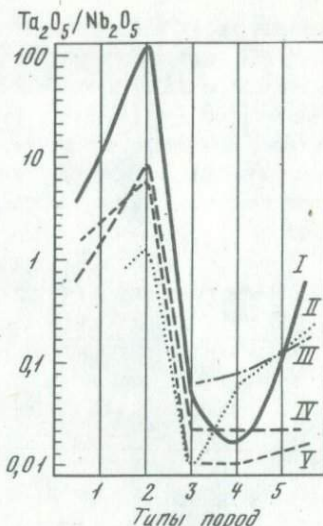
Для редкометалльных нефелиновых сиенитов и их производных (пегматитов и фенитов) свойственны минералы групп перовскита, пирохлора, эшинита и Nb-Ti силикаты. Ta-Nb отношение в них варьирует от 0,01 до 0,08 и редко поднимается до 0,1 в мариньяките и до 0,3 в U-пирохлоре, однако опускается ниже 0,01 в ферсмите. Наименее разнообразны Ta-Nb минералы в постмагматических альбититах — производных нефелиновых сиенитов. В них распространен только пирохлор, реже встречаются эшинит и ильменорутил. Причем пирохлору и ильменорутилу свойственно очень низкое Ta-Nb отношение (0,003—0,01). Только в редко встречаемом эшините оно поднимается до 0,08.

Редкометалльные карбонатиты и предкарбонатитовые метасоматиты характеризуются большим разнообразием Ta-Nb минералов по сравнению с нефелин-сиенитовыми метасоматитами и более высоким Ta-Nb отношением. В них распространены минералы групп пирохлора, перов-



Фиг. 25. Зависимость максимальных значений Та-Nb отношения в наиболее распространенных минералах тантала и ниобия от их парагенезиса

1 — редкометалльные танталоносные граниты, 2 — редкометалльные гранитные пегматиты, 3 — редкометалльные нефелиновые сиениты, пегматиты и фениты, 4 — альбититы массивов нефелиновых сиенитов, 5 — карбонатиты. Кривые построены для минералов: I — группы пироклора, II — эцинита, III — группы перовскита, IV — группы колумбита, V — группы рутила



скита, колумбита, рутила, эцинита и другие, в которых Та-Nb отношение варьирует от 0,02 до 0,3 и только в редко встречаемых — луещите и пандайте — снижается до 0,01.

Из вышеизложенного видно, что минералы групп рутила, перовскита, колумбита, фергюсонита, эцинита и пироклора встречаются в различных генетических группах месторождений, но четко различаются Та-Nb отношением. Максимального значения это отношение достигает в гранитных пегматитах и редкометалльных гранитах. Наиболее низко оно в редкометалльных нефелиновых сиенитах и их производных — альбититах. В редкометалльных щелочных ультрабазитах и карбонатитах оно снова несколько повышается. Причем в собственно титановых минералах (дианалите, эцините и ильменорутиле) Та-Nb отношение в карбонатитах становится даже более высоким, чем в нефелиновых сиенитах (фиг. 25).

Итак, между Та-Nb отношением в рудах месторождений различных генетических типов и в собственных минералах этих элементов наблюдается прямая зависимость. Чем выше Та-Nb отношение в рудах, тем выше оно и в Та-Nb концентратах. Преобладание же тантала над ниобием свойственно только тантало-ниобатам танталоносных типов редкометалльных гранитных пегматитов и литиево-слюдистым редкометалльным гранитам.

## МИНЕРАЛЫ ИЗОМОРФНЫХ С ТАНТАЛОМ ЭЛЕМЕНТОВ

### Минералы титана

Не менее важной чертой изоморфизма тантала является его гетеровалентный изоморфизм с титаном. Тантал вместе с ниобием кроме того что образует комплексные с титаном минералы (группа перовскита, рутила, эвксенита, эцинита, фергюсонита и класса силикатов) в значительных количествах входит в кристаллические структуры всех собственно титановых минералов. Содержание тантала в них не являются величинами постоянными, а закономерно изменяются в различных процессах эндогенного минералообразования в зависимости от характера дифферен-

циации магм и геохимической специализации их дериватов. Для большинства титановых минералов характерно преобладание ниобия над танталом, однако в кислой среде наблюдаются и обратные соотношения (Та-бетафит, стрюверит). Наиболее распространенными минералами титана являются: сфен, ильменит, рутил и перовскит. Поскольку особенности распределения тантала в минералах групп перовскита и рутила показаны выше, здесь мы ограничимся рассмотрением сфена и ильменита.

С ф е н является характерным аксессуарным минералом богатых кальцием гранитов, гранодиоритов, диоритов, габбро, фельдшпатоидных и нефелиновых сиенитов, щелочных ультрабазитов и их производных метасоматитов и пегматитов. Реже он встречается в щелочных гранитах и связанных с ними пегматитах.

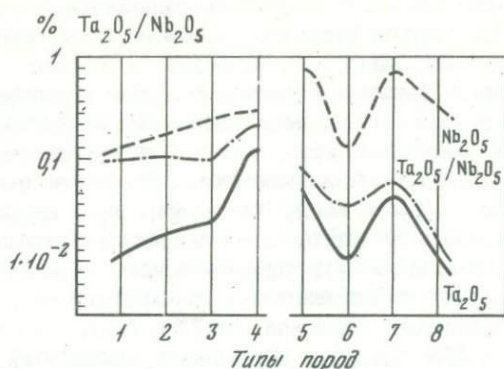
Содержание  $Ta_2O_5$  в сфенах варьирует от 0,01% (редко ниже) до 0,35% при Та-Nb отношении 1 : 30—1 : 2,5. Наиболее низкие содержания  $Ta_2O_5$  (0,001—0,02%) наблюдаются в сфенах из гранодиоритов, диоритов и габбро при Та-Nb отношении 1 : 29—1 : 10. В сфенах из гранитов содержание  $Ta_2O_5$  варьирует от 0,009 до 0,35% при их соотношении 1 : 16—1 : 2,5. Для редкометальных гранитных пегматитов сфен не характерен. Он встречается только в пегматитах щелочных гранитов и характеризуется максимальным значением (1 : 2,6) Та-Nb отношения (фиг. 26). По сравнению с материнскими щелочными гранитами сфен из пегматитов имеет более высокую абсолютную и относительную концентрации тантала. В сфене из нефелиновых сиенитов содержание  $Ta_2O_5$  равно 0,07—0,09% при Та-Nb отношении 1 : 6—1 : 12. В щелочных ультрабазитах и их производных пегматитах и метасоматитах сфен содержит меньше тантала (0,013—0,07%  $Ta_2O_5$ ) при более низком (1 : 31—1 : 10) Та-Nb отношении (см. фиг. 26).

Поскольку содержания тантала и ниобия в сфене на два-три порядка выше по сравнению с их кларками, сфен следует рассматривать как минерал-концентратор этих элементов [86].

И л ь м е н и т — широко распространенный аксессуарный минерал интрузивных пород и гранитоидных и нефелин-сиенитовых формаций. Менее характерен он для пегматитов, полевошпато-кварцевых жил и карбонатитов. Содержание  $Ta_2O_5$  в ильменитах варьирует от  $n \cdot 10^{-4}$  до 0,2% при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  1 : 90—1 : 2,5, редко отклоняющемся от этих значений. В отличие от сфена он характеризуется более широким диапазоном Та-Nb отношения.

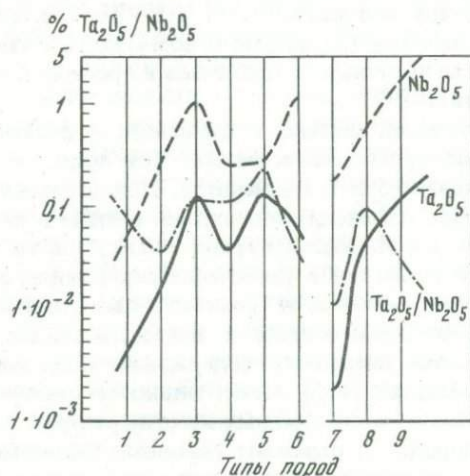
В ильмените из гранодиоритов и диоритов содержание  $Ta_2O_5$  варьирует от  $n \cdot 10^{-4}$  до 0,02% и в среднем составляет 0,005—0,008% при среднем Та-Nb отношении 1 : 11. Ильменит из гранитов характеризуется наибольшей дисперсией содержаний  $Ta_2O_5$  ( $n \cdot 10^{-4}$  до 0,1%) при отношении  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  1 : 40—1 : 7. В ильмените из аляскинтов содержания обоих элементов и Та-Nb отношение являются более высокими ( $Ta_2O_5 - 0,17\%$ ,  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 6$ ). Ильмениту из сидерофиллитовых редкометальных гранитов свойственны более низкое содержание  $Ta_2O_5$  (0,08%) и Та-Nb отношение, равное 1 : 17. Ильменит из гранитных пегматитов редкоземельного ряда содержит 0,01—0,06%  $Ta_2O_5$  и 0,1—0,5%  $Nb_2O_5$ , т.е.





Фиг. 26. Содержания тантала, ниобия и Ta-Nb отношение в сфенах в зависимости от их парагенезиса

1 — гранодиориты и диориты, 2 — граниты, 3 — щелочные граниты, 4 — пегматиты щелочных гранитов, 5 — нефелиновые сиениты, 6 — щелочные ультрабазиты, 7 — их производные метасоматиты, 8 — пегматиты щелочных ультрабазитов



Фиг. 27. Содержания тантала, ниобия и Ta-Nb отношение в ильменитах в зависимости от их парагенезиса

1 — гранодиориты, 2 — граниты, 3 — аляскииты, 4 — гранитные пегматиты редкоземельного ряда, 5 — то же, литиевого ряда, 6 — сидерофиллитовые редкометалльные граниты, 7 — граносиениты, 8 — щелочные и нефелиновые сиениты, 9 — карбонатиты

близок к ильмениту гранитов. Только в редкометалльных пегматитах литиевого (и, видимо, комплексного) ряда содержание тантала в ильмените достигает максимальных значений при наиболее высоком Ta-Nb отношении (фиг. 27). В ильмените из граносиенитов содержание тантала является очень низким (до 0,006%) при наиболее низком среднем Ta-Nb отношении (1 : 82). В щелочных же и нефелиновых сиенитах, а также их производных — пегматитах, в ильмените наблюдается наиболее высокое содержание ниобия (до 4% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) при содержании Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,03—

0,12% и Ta-Nb отношении 1 : 37—1 : 10. Ильменит из карбонатитов в ряде случаев также характеризуется высокими содержаниями тантала и ниобия при их соотношении 1 : 18—1 : 19.

Таким образом, содержания тантала и ниобия в ильменитах интрузивных пород и связанных с ними редкометальных месторождений на два порядка выше их кларков, поэтому их следует также относить к числу минералов—концентраторов этих элементов. Наиболее высокими концентрациями тантала (более 0,1%) характеризуются ильмениты лейкократовых аляскитовых гранитов, танталоносных гранитных пегматитов и карбонатитов (см. фиг. 27); промежуточные значения содержаний (0,05—0,1%  $Ta_2O_5$ ) — у ильменитов сидерофиллитовых редкометальных гранитов, щелочных сиенитов и TR-пегматитов; минимальные значения (менее 0,05%  $Ta_2O_5$ ) у ильменитов гранодиоритов, обычных гранитов и граносиенитов. Повышенное Ta-Nb отношение (более 1 : 10) свойственно только ильменитам гранитоидных формаций (см. фиг. 27). В связи с этим следует ожидать, что ильменитовые концентраты, добываемые из россыпей, образующихся в процессе разрушения кислых лейкократовых гранитов и гранитных пегматитов, будут иметь повышенные концентрации тантала при высоком (1 : 5—1 : 10) Ta-Nb отношении. Поэтому необходимо изучить вопрос о возможности извлечения тантала и ниобия в качестве попутных компонентов в процессе переработки таких концентратов на титан.

Между содержаниями тантала в ильмените и соответствующих гранитах наблюдается прямая зависимость. Чем выше его содержание в гранитах, тем выше оно и в ильменитах. При переходе от гранитов к пегматитам характер изменения содержаний тантала в ильмените зависит от его содержания в материнском граните. Так, для массивов с низким фоном Ta, Nb, Fe свойственно увеличение содержания обоих элементов и Ta-Nb отношения в ильмените от гранитов к пегматитам. Для массивов с повышенным содержанием тантала и железа, наоборот, от гранитов к пегматитам намечается уменьшение содержаний обоих элементов и Ta-Nb отношения в ильменитах [130]. Итак, титановые минералы — ильменит и сфен — относятся к числу главных концентраторов тантала и ниобия в интрузивных породах и отражают основные закономерности их распределения — увеличение содержания и соотношения от основных пород к кислым и далее увеличение содержаний с уменьшением соотношения — в щелочных.

Остальные титановые минералы (анатаз, брукит, лампрофиллит, рамазит, ринколит, нептунит и др.) встречаются в значительных количествах только в редкометальных разностях пород щелочных формаций, и особенности распределения в них тантала показаны при описании этих пород.

### Минералы циркония

Характерным для тантала является также изоморфизм с цирконием. Тантал в небольших количествах присутствует практически во всех минералах циркония. Обычно в них ниобий резко преобладает над танталом, однако в цирконах из гранитов и гранитных пегматитов иногда



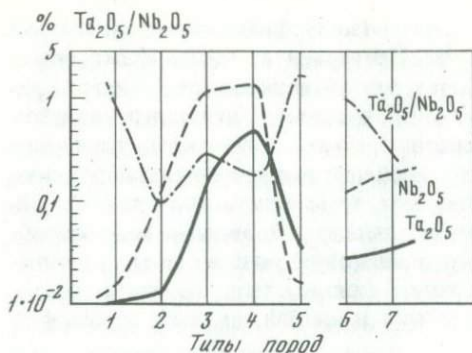
наблюдаются и обратные соотношения. Изоморфизм тантала и ниобия с цирконием являются ограниченными. Непрерывных изоморфных рядов между их минералами не наблюдается, что объясняется различиями кристаллохимических свойств и, в частности, в размерах их ионных радиусов (см. табл. 52). Значительное превышение размера ионного радиуса циркония лимитирует вхождение тантала и особенно ниобия в кристаллические решетки его минералов. Исключением в этом отношении является вёлерит, в котором цирконий и ниобий являются главными минералообразующими компонентами и играют одинаковую роль в структуре минерала. В других минералах этой группы (хиортдалите, ловените, розенбушите), а также в цирконолите тантал и ниобий, видимо, изоморфно замещают титан.

Интересно отметить, что минералы циркония иногда характеризуются более высокими Ta-Nb и Y-Ce отношениями по сравнению с титановыми минералами одного и того же парагенезиса. То есть в минералах циркония наблюдается относительная концентрация тантала и иттрия по сравнению с концентрацией ниобия и лантаноидов цериевой подгруппы соответственно [129]. Большое кристаллохимическое родство тантала с цирконием, а ниобия с титаном подтверждено исследованиями Ю.А. Пятенко [170]. Наиболее распространенными минералами циркония являются минералы групп циркона и эвдиалита.

Циркон и его разновидности (малакон, циртолит) являются характерными акцессорными минералами формаций гранитоидов, полевошпатовых сиенитов и нефелиновых сиенитов миаскитового ряда, а также связанных с ними месторождений редких элементов. Содержание  $Ta_2O_5$  в этих минералах варьирует от 0,002 до 0,7%, редко снижаясь еще больше. Ta-Nb отношение в них варьирует в пределах 1 : 10–1 : 2 и редко отклоняется в обе стороны. Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  (0,2–0,7%) наблюдается в циртолитах литиево-слюдистых редкометалльных гранитов. Более низкими, но повышенными содержаниями  $Ta_2O_5$  характеризуются цирконы гранитных пегматитов, миаскитовых нефелиновых сиенитов и их производных альбититов и пегматитов (0,03–0,06%  $Ta_2O_5$ ). Наиболее низкие содержания тантала (0,001–0,02%) свойственны цирконам из гранитоидов (фиг. 28).

Необходимо подчеркнуть, что максимальные концентрации тантала в цирконе и его разновидностях на 2–3 порядка выше кларковых, а ниобия – на 1–2 порядка при более высоком Ta-Nb отношении. Следовательно, в минералах этой группы наблюдается относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия. Наиболее высокое Ta-Nb отношение (1 : 1 и выше) свойственно цирконам только из гранитных пегматитов и гранитов, характеризующихся умеренными и низкими концентрациями тантала.

Из других минералов циркония следует отметить минералы группы эвдиалита-эвколита, ловозерит, катаплеит, цирфесит, гельциркон, барсановит, ловенит и бадделейт, распространенные только в нефелиновых сиенитах, щелочных ультрабазитах и карбонатитах. Все они характеризуются повышенными содержаниями  $Ta_2O_5$  (0,03–0,31%) по сравнению с содержаниями  $Ta_2O_5$  в цирконе при Ta-Nb отношении 1 : 30–1 : 3.



Фиг. 28. Зависимость максимальных содержаний тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в цирконе и разновидности этого минерала от их парагенезиса

1 — гранодиориты, 2 — аляскисты, 3 — рибекитовые редкометалльные граниты, 4 — то же, литиево-слюдистые, 5 — гранитные пегматиты, 6 — нефелиновые сиениты и пегматиты миаскитового ряда, 7 — альбититы

В минералах группы эвдиалита, являющихся высокотемпературными магматогенными минералами нефелиновых сиенитов агпайтового ряда, а также в барсановите и ловените Ta-Nb отношение обычно составляет 1 : 12—1 : 30 и соответствует их соотношению в породах и их производных жильных дериватах. Исключением является эвдиалит из фенитов и эвколит из щелочных ультрабазитов, в которых Ta-Nb отношение возрастает до 1 : 3—1 : 4.

В ловозерите, катаплите и гельцирконе, являющихся продуктами более поздней пневмато-гидротермальной стадии, Ta-Nb отношение является более высоким и составляет 1 : 1,5—1 : 4, т.е. в эту стадию наблюдается относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия. В цирфесите, образующемся в основном в процессе разрушения минералов группы эвдиалита, наблюдается увеличение содержания  $Ta_2O_5$  по сравнению с содержанием  $Ta_2O_5$  в первичных минералах (0,14% против 0,04%), но относительной концентрации тантала не происходит. Для бадделейта из щелочных ультрабазитов свойственно наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  (0,31%) при достаточно высоком (1 : 3) Ta-Nb отношении.

Таким образом, все циркониевые минералы характеризуются более высокими содержаниями тантала и более высоким Ta-Nb отношением по сравнению с таковыми для минералов титана. Это свидетельствует о предпочтительном изоморфизме тантала с цирконием по сравнению с титаном. Наличие повышенных содержаний тантала во всех циркониевых минералах позволяет относить их к числу главных концентраторов тантала.

### Минералы олова

Еще одной чертой изоморфизма тантала является способность изоморфно замещать Sn [131]. Причем геохимическое родство со Sn более резко выражено у Ta, чем у Nb. Для тантала свойственны комплексные олово-танталовые минералы — торолит, хельмит, оловострюверит, аксиолит, воджинит. Все они образуются в кислой среде в редкометалльных гранитных пегматитах. Почти в каждом из них, за исключением торолита, тан.л и олово играют одинаковую роль в кристаллических структурах этих минералов.



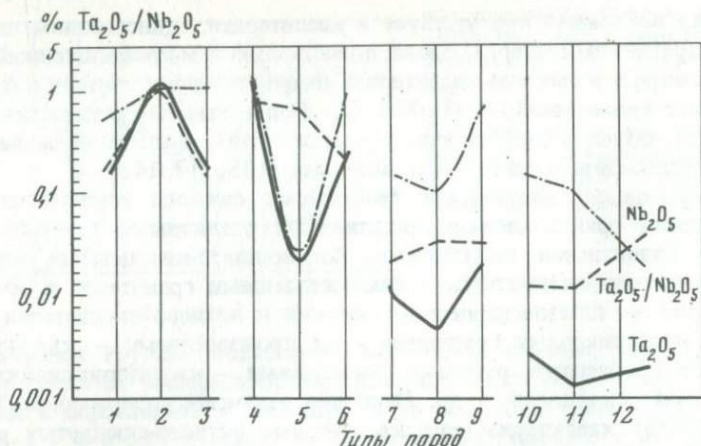
Тантал постоянно присутствует в касситерите, единственном широко распространенном минерале олова, представляющем промышленный интерес. Изоморфная емкость касситерита по отношению к танталу и ниобию составляет примерно 0,1%  $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$ . Более высокое содержание этих элементов обусловлено наличием в касситерите включений минералов группы колумбита-танталита или тапиолита [105, 117, 141].

Месторождения касситерита генетически связаны исключительно с формациями гранитоидов и представлены различными генетическими типами: гранитными пегматитами, полевошпато-кварцевыми жилами, сингенетичными спегматитами, редкометальными гранитами и их производными — топазо-кварцевыми жилами и литиево-слюдистыми грейзенами, оловоносными гранитами и их производными — кварцевыми жилами и грейзенами, рудными формациями — касситерит-силикатной, сульфидной, скарновой и др. Наиболее высоким содержанием  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (0,10–3,50%) характеризуются касситериты литиево-слюдистых редкометальных гранитов при Ta-Nb отношении 1 : 1–5 : 1 (фиг. 29). Среди редкометальных гранитных пегматитов касситерит характерен для жильных серий литиевого, бериллиевого, комплексного и F-литиевого рядов. Причем в касситеритах из пегматитов бериллиевого и комплексного рядов содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (0,96–2,50%) и Ta-Nb отношение (1 : 1–20 : 1) являются более высокими, чем в касситеритах из пегматитов литиевого ряда (0,2–0,9%  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  при Ta : Nb < 1).

В полевошпато-кварцевых жилах, сингенетических редкометальным пегматитам комплексного ряда, касситериты также характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (0,12–0,50%) и преобладанием тантала над ниобием. В касситеритах топазо-кварцевых жил, производных литиево-слюдистых танталоносных гранитов, содержание тантала измеряется сотыми долями процента, т.е. на два порядка ниже, чем в материнских гранитах при очень низком Ta-Nb отношении (1 : 10–1 : 35). В то же время в околожильных и околотрещинных грейзенах, связанных с этими жилами, содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  в касситеритах возрастает на целый порядок (0,3–0,5%), и Ta-Nb отношение приближается к единице (см. фиг. 29).

Для касситеритов оловоносных гранитов характерны более низкие содержания  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (0,01%) по сравнению с содержаниями в касситеритах редкометальных танталоносных гранитов и пегматитов при Ta-Nb отношении 1 : 4. В касситеритах кварцевых жил формации оловоносных гранитов содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (0,001–0,007%) и Ta-Nb отношение (1 : 5–1 : 10) убывают по сравнению с касситеритами материнских гранитов. В то же время в касситеритах околожильных грейзенов и зон грейзенизации этой формации содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  также возрастает на целый порядок (0,036%) и Ta-Nb отношение увеличивается до 1 : 1–1 : 2 (см. фиг. 29). В касситеритах более низкотемпературных рудных формаций — касситерит-силикатной и скарновой — содержание тантала является еще более низким ( $n \cdot 10^{-4}$  —  $n \cdot 10^{-3}$ ) при Ta-Nb отношении 1 : 4 — 1 : 6.

Итак, в эндогенных месторождениях олова содержание тантала и Ta-Nb отношение в касситеритах зависят от: 1) температуры про-



Фиг. 29. Содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношение в касситеритах в зависимости от их парагенезиса

1 — редкометалльные гранитные пегматиты литиевого ряда, 2 — то же, комплексного ряда, 3 — полевошпато-кварцевые жилы пегматитовых полей, 4 — литиево-слюдистые танталосные граниты, 5—6 — производные предыдущих гранитов: 5 — полевошпато-топаз-кварцевые жилы, 6 — околожилные грейзены; 7 — оловосносные граниты, 8—9 — производные оловосносных гранитов: 8 — кварцевые жилы, 9 — околожилные грейзены, 10 — касситерит-силикатная рудная формация, 11 — касситерит-сульфидная рудная формация, 12 — скарны

цессов рудообразования; 2) геохимической специализации материнских гранитов и 3) геологических условий формирования рудных тел. Первая зависимость заключается в закономерном уменьшении этих величин от позднемагматического и пегматитового этапов к пневматолито-гидротермальному и далее гидротермальному. Вторая зависимость заключается в том, что в касситеритах любых генетических типов руд (гранитах, пегматитах, кварцевых жилах и грейзенах) содержание тантала и Ta-Nb отношение будут тем выше, чем выше они в материнских гранитах. Третья зависимость заключается в том, что в касситеритах кварцевых жил любых интрузивных формаций содержание тантала и Ta-Nb отношение всегда ниже, чем в касситеритах околожилных грейзенов (см. фиг. 29). Последняя закономерность, по нашему мнению, объясняется большей подвижностью комплексных соединений тантала по сравнению с подвижностью комплексных соединений ниобия. В процессе поднятия пневматолито-гидротермальных флюидов тантал как бы опережает ниобий и выносятся за пределы кварцевых жил, накапливаясь в околожилных грейзенах. В связи с этим касситеритовые руды грейзенового типа являются более перспективными в отношении тантала по сравнению с касситеритовыми рудами кварцевых жил, сопровождающихся явлениями грейзенизации.

Как известно, в процессе металлургической переработки касситерита тантал и ниобий концентрируются в шлаках оловоплавильных заводов и составляют до 10—20% от шлаков. Поэтому шлаки оловоплавильных



заводов, перерабатывающих касситериты оловянных месторождений позднемагматического, пегматитового и высокотемпературных грейзеновых и полевошпато-кварцево-жильных (связанных с пегматитами) типов, представляют промышленный интерес как дополнительный источник высокосортного танталового сырья.

### Минералы вольфрама

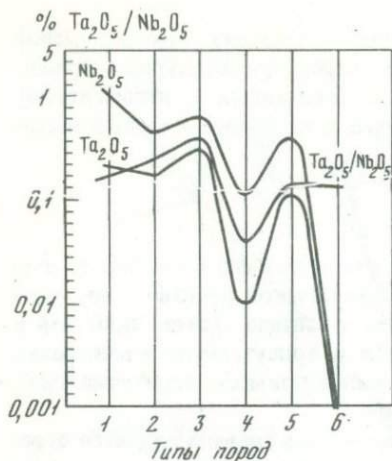
К геохимическим особенностям тантала относится его способность изоморфно замещать вольфрам, причем геохимическое родство с вольфрамом более резко выражено у ниобия, чем у тантала. Тантал и ниобий в тех или иных количествах практически всегда присутствуют в минералах вольфрама [215, 244] так же как и небольшие примеси вольфрама часто присутствуют в минералах тантала и ниобия.

Изоморфизм между танталом, ниобием и вольфрамом является ограниченным, поэтому общих минералов и изоморфных рядов они в природе не образуют. Иногда наблюдаемые высокие содержания ниобия (5–10%) в вольфрамите объясняются образованием смешанных кристаллов вольфрамит и колумбита. Экспериментально доказана возможность широкого изоморфизма между ниобием и вольфрамом в вольфрамитах, причем с повышением температуры пределы изоморфного вхождения ниобия в вольфрамит расширяются [255].

Наиболее распространенными минералами вольфрама являются вольфрамит и шеелит. Месторождения вольфрама, как известно, представлены различными генетическими типами, характеризующимися различными условиями образования. Проведенные в последние годы исследования [34, 93, 117, 119, 131, 212] показывают, что для вольфрамита характерны те же закономерности, которые были установлены для касситерита, однако преобладания тантала над ниобием в вольфрамите не наблюдается.

В вольфрамите наиболее высокие содержания тантала отмечаются в пегматоидных гранитах и кварцево-жильно-грейзеновых месторождениях формации танталоносных гранитов. В пегматоидных обособлениях гранитов с Ta-W специализацией содержание  $Ta_2O_5$  в вольфрамите составляет 0,17–0,50% при Ta-Nb отношении 1 : 2–1 : 10. Вольфрамиты зон грейзенизации этих гранитов характеризуются более высоким содержанием  $Ta_2O_5$  (0,2–0,7%) и большим Ta-Nb отношением (1 : 1–1 : 3) по сравнению с вольфрамитами кварцевых жил (0,1–0,4% при  $Ta_2O_5$  :  $Nb_2O_5$  = 1 : 2–1 : 5; фиг. 30).

В кварцево-жильно-грейзеновых месторождениях формации W-Sn гранитов содержание тантала и Ta-Nb отношение в вольфрамитах (как и в касситеритах) является более низким. Содержание  $Ta_2O_5$  в вольфрамитах из кварцевых жил колеблется от 0,001 до 0,060% при среднем Ta-Nb отношении 1 : 16. В вольфрамите из околожильных грейзенов содержание  $Ta_2O_5$  возрастает до 0,023–0,28% при среднем отношении  $Ta_2O_5$  :  $Nb_2O_5$  = 1 : 4 (см. фиг. 30). В вольфрамитах из месторождений вольфрамит-силикатной рудной формации содержание тантала не превышает 0,001%.



Фиг. 30. Содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношение в вольфрамитах в зависимости от их парагенезиса

1 — пегматиты, 2 — кварцевые жилы формации тантало-вольфрамоносных гранитов, 3 — грейзены тех же формаций, 4 — кварцевые жилы формаций вольфрамо-оловоносных гранитов, 5 — околожильные грейзены, 6 — вольфрамит-силикатная и вольфрамит-сульфидная рудные формации

Таким образом, содержание  $Ta_2O_5$  более 0,1% при достаточно высоком Ta-Nb отношении (выше 1 : 5), представляющее промышленный интерес, свойственно вольфрамитам грейзеновых и кварцево-жильных типов руд формаций гранитоидов, имеющих Ta-W специализацию, и только грейзеновым типам руд формаций W-Sn-гранитов. Вольфрамиты силикатной и сульфидных рудных формаций в отношении тантала мало-перспективны.

В шеелите наиболее высокие содержания  $Ta_2O_5$  (0,011%) установлены для кварц-полевошпатовой стадии минерализации скарнов при Ta : Nb  $\approx$  1. В других образцах содержание  $Ta_2O_5$  не превышало 0,001%. В пробах шеелитовых концентратов двух промышленных месторождений установлено 0,004 и 0,002%  $Ta_2O_5$ . Среднее Ta-Nb отношение в шеелитах составляет 1 : 2—1 : 3, т.е. является более высоким, чем в вольфрамитах вольфрамит-силикатной рудной формации.

### Окислы железа

Тантал способен также изоморфно замещать железо совместно с ниобием и титаном. Наиболее отчетливо это проявлено в окислах железа — магнетите, гематите, мартите и лимоните. Магнетит является характерным акцессорным минералом практически всех интрузивных пород, в то время как другие окислы встречаются преимущественно в пегматитах, редкометалльных гранитах, полевошпато-сидерит-кварцевых жилах и карбонатитах.

Содержание  $Ta_2O_5$  в магнетитах варьирует от 0,0005 до 0,04%. Причем в магнетите большинства распространенных интрузивных пород содержание тантала обычно близко к кларковому. Только в конечных продуктах магматической дифференциации — редкометалльных гранитах, гранитных пегматитах и карбонатитах, характеризующихся повышенными концентрациями тантала, — содержание его в магнетите также повышено (0,002—0,04%  $Ta_2O_5$ ). При этом Ta-Nb отношение в магнетитах является близким к таковому в рудах. В связи с этим магнетиты можно



рассматривать как минералы-индикаторы геохимических процессов, а повышенные содержания в них тантала и ниобия — как индикаторы повышенных концентраций этих элементов в рудах.

Гематит из сидерофиллитовых редкометалльных гранитов содержит 0,32%  $Ta_2O_5$  при Ta-Nb отношении 1 : 7, в то время как соотношение этих элементов в рудах составляет 1 : 10—1 : 20, т.е. в гематите наблюдается относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия, что является одной из причин пониженного Ta-Nb отношения в колумбите [117].

Гематит из полевошпато-сидерит-кварцевых жил формаций щелочных сиенитов характеризуется очень низким содержанием  $Ta_2O_5$  (менее 0,001%) при высоком содержании  $Nb_2O_5$  (до 1,5%), что отражает их ниобиевую специализацию. В гематите из карбонатитов содержание  $Ta_2O_5$  составляет 0,022% при Ta-Nb отношении 1 : 22. Мартиту и лимониту также свойственна относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия в редкометалльных гранитах и то, что таковая отсутствует в карбонатитах и полевошпато-сидерит-кварцевых жилах.

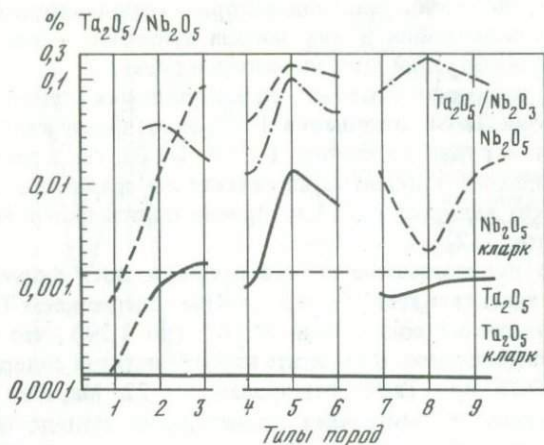
#### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ СИЛИКАТЫ

Помимо вхождения в кристаллические структуры минералов Nb, Ti, Zr, Sn, W, Fe тантал рассеивается в главных породообразующих и некоторых второстепенных минералах, содержащих Fe, Ti, Al, — пироксенах, амфиболах, слюдах, гранатах и турмалинах. Содержание тантала в этих минералах также не является величиной постоянной, а зависит от условий минералообразования и его концентрации в минералообразующей среде.

В пироксенах, являющихся главными породообразующими минералами ультраосновных, основных и средних интрузивных пород, концентрации тантала не наблюдается. Содержание его в них обычно не превышает 0,0005%. В пироксенах же щелочных массивов и их дериватов содержание тантала в ряде случаев достигает 0,02, а ниобия — 0,2%.

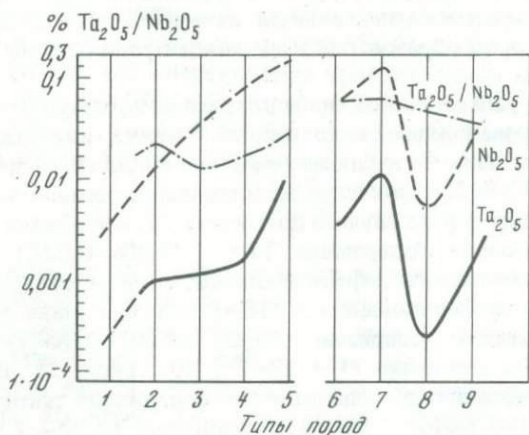
Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  (0,008—0,02%) свойственно эгирину редкометалльных нефелиновых сиенитов и связанных с ними пегматитов при Ta-Nb отношении 1 : 10—1 : 15. В эгирине щелочных гранитов и пегматитов содержание  $Ta_2O_5$  (0,001—0,003%) значительно ниже при Ta-Nb отношении 1 : 18—1 : 30 (фиг. 31). В пироксенах массивов щелочных пород и ультрабазитов содержание тантала значительно ниже ( $Ta_2O_5$  — 0,0015%) при Ta-Nb отношении 1 : 20 — 1 : 4. Наиболее высоким Ta-Nb отношением характеризуются пироксены перовскитовых пироксенитов (1 : 4), редкометалльных нефелиновых сиенитов (1:10) и пегматитов щелочных ультрабазитов (1:9). В редкометалльных нефелиновых сиенитах содержание обоих элементов в пироксенах превышает их кларки в 30—80 раз. Следовательно, в этой генетической группе месторождений пироксены относятся к числу минералов-концентраторов тантала и ниобия.

Амфиболы являются широко распространенными породообразующими минералами ультраосновных, основных и средних интрузивных



Фиг. 31. Содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношение в пироксенах в зависимости от их парагенезиса

1 — диориты и гранодиориты, 2 — щелочные граниты, 3 — пегматиты щелочных гранитов, 4 — нефелиновые сиениты, 5 — то же, редкометалльные, 6 — производные пегматиты, 7 — нефелиновые пироксениты, 8 — рудные щелочные пироксениты, 9 — пегматиты щелочных ультрабазитов



Фиг. 32. Содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношение в амфиболах в зависимости от их парагенезиса

1 — диориты и гранодиориты, 2 — граниты, 3 — граносиениты и субщелочные граниты, 4 — пегматиты щелочных гранитов, 5 — рибекитовые редкометалльные граниты, 6 — арфведсонитовые нефелиновые сиениты, 7 — щелочные пегматиты, 8 — пегматиты ультрабазитов, 9 — карбонаты



пород, а также богатых кальцием гранитоидов, сиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных ультрабазитов и их производных пегматитов и метасоматитов. Содержание  $Ta_2O_5$  в амфиболах варьирует от  $n \cdot 10^{-5}$  до 0,05% при Ta-Nb отношении 1 : 42 до 1 : 1,3. В амфиболах из диоритов, гранодиоритов и, видимо, всех основных и ультраосновных пород щелочно-земельного ряда, содержание тантала близко к кларку. В амфиболах из гранитов в ряде случаев наблюдается концентрация тантала в 10–15 раз по сравнению с кларком. Содержание  $Ta_2O_5$  в них варьирует от 0,0005 до 0,004% при Ta-Nb отношении 1 : 33 – 1 : 5 (фиг. 32). В щелочных массивах и карбонатитах содержание  $Ta_2O_5$  в амфиболах является более высоким. Наиболее высоким содержанием  $Ta_2O_5$  и наибольшим Ta-Nb отношением характеризуются амфиболы из рибекитовых редкометалльных гранитов (0,024%), редкометалльных нефелиновых сиенитов (0,006%) и их производных пегматитов (0,015%) при Ta-Nb отношении 1 : 22–1 : 12 (см. фиг. 32).

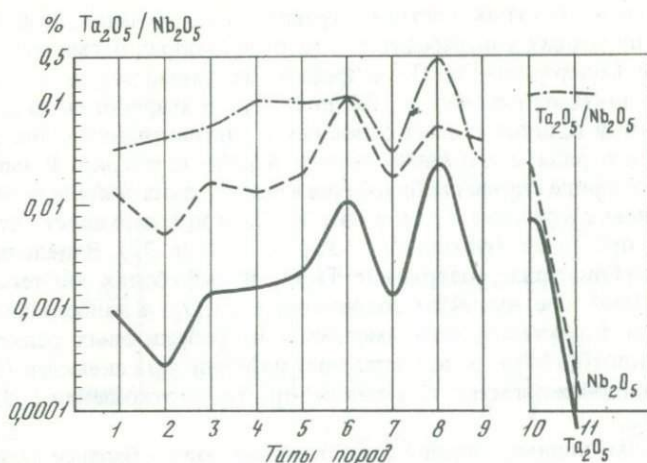
Амфиболы, видимо, играют существенную роль в балансе распределения тантала и ниобия в породах и жильных дериватах гранитоидных формаций, щелочных габброидов, нефелиновых и безнефелиновых щелочных сиенитов, а также щелочных гранитов апаитового ряда, где эти минералы следует рассматривать в числе минералов-концентраторов тантала и ниобия.

Биотит и мусковит являются характерными минералами пород гранитоидных формаций и их производных пегматитов и грейзенов. Биотит и флогопит, кроме того, широко развиты в формациях сиенитов миаскитового ряда и щелочных ультрабазитов.

Биотит содержит от 0,0005 до 0,05%  $Ta_2O_5$ . В отличие от пироксенов и амфиболов щелочных формаций биотиты характеризуются более низкими содержаниями ниобия и, как следствие, более высоким Ta-Nb отношением. В биотите из диоритов и гранодиоритов содержание  $Ta_2O_5$  составляет 0,0005–0,0009%, при среднем Ta-Nb отношении 1 : 18 – 1 : 15. В богатых кальцием амфиболовых гранитах содержание  $Ta_2O_5$  в биотите возрастает до 0,0023% с увеличением Ta-Nb отношения до 1 : 12. В нормальных биотитовых гранитах среднее содержание  $Ta_2O_5$  в биотите еще более возрастает – до 0,0027% при увеличении Ta-Nb отношении до 1 : 8. В кислых лейкократовых биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитах, в большинстве своем слагающих фазы дополнительных интрузий гранитоидных формаций, среднее содержание  $Ta_2O_5$  в биотите увеличивается до 0,0042%, при Ta-Nb отношении 1 : 9 – 1 : 10 (фиг. 33). Среднее содержание  $Ta_2O_5$  в биотите из гранитоидов СССР составляет 0,0022%, при Ta-Nb отношении 1 : 9 (137).

В сидерофиллите редкометалльных гранитов содержание тантала еще более возрастает (до 0,015%  $Ta_2O_5$ ), при более высоком Ta-Nb отношении (1 : 5 – 1 : 7). В редкометалльных гранитных пегматитах комплексного ряда содержание  $Ta_2O_5$  в биотите является наиболее высоким (до 0,05%) при наиболее высоком Ta-Nb отношении (1 : 1 – 1 : 2; см. фиг. 33).

В биотите субщелочных гранитоидов содержания тантала и ниобия соизмеримы с таковыми в биотитовых и лейкократовых гранитах при более низком Ta-Nb отношении. В нефелиновых сиенитах как содержа-



Фиг. 33. Содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношение в биотитах в зависимости от их парагенезиса

1 — диориты; 2 — гранодиориты, 3-6 — граниты: 3 — амфиболовые, 4 — биотитовые, 5 — лейкократовые, 6 — редкометалльные, 7-8 — пегматиты: 7 — редкоземельного ряда, 8 — комплексного ряда, 9 — субщелочные граниты, 10 — нефелиновые сиениты, 11 — щелочные ультрабазиты

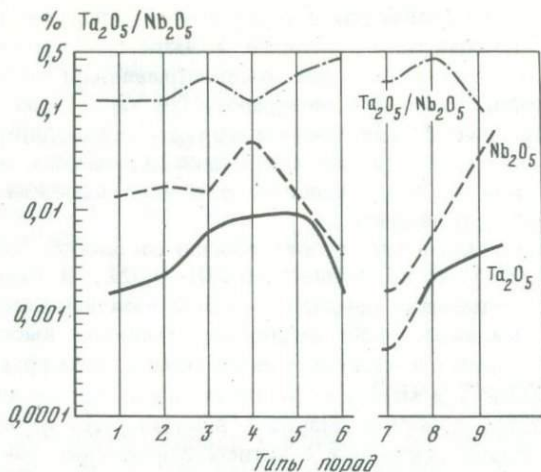
ние тантала, так и Ta-Nb отношение в биотите близки к таковым редкометалльных гранитов. В биотите щелочных ультрабазитов содержание тантала наиболее низкое при повышенном Ta-Nb отношении (см. фиг. 33).

Следовательно, особенности распределения тантала в биотитах, как правило, отражают закономерности его распределения в интрузивных породах. Чем выше содержание тантала в породе, тем выше оно и в соответствующем биотите. Исключением являются щелочные ультрабазиты, в биотите которых содержание тантала ниже кларка при повышенном его содержании в породах. Это исключение объясняется высоким содержанием титана и железа в этих породах, минералы которых (перовскит, магнетит) кристаллизовались раньше биотита и связывали главную массу тантала в своих кристаллических структурах.

На примере биотитов отчетливо подтверждается общая закономерность увеличения содержания тантала и ниобия в процессе магматической дифференциации от более основных пород к кислым и щелочным и от более ранних к более поздним интрузивным фазам и пегматитам. То же относится и к Ta-Nb отношению (см. фиг. 33).

Зависимость содержаний тантала между биотитами из гранитных пегматитов и материнских гранитов является более сложной. В гранитных массивах, характеризующихся повышенным содержанием железа, летучих компонентов и повышенным фоном тантала, содержание последнего в биотите из пегматитов более низкое по сравнению с содержанием в гранитах. В массивах с низким фоном тантала при пониженном содержании железа и летучих компонентов содержание тантала в биотите из пегматитов возрастает по сравнению с содержанием в гранитах [130].





Фиг. 34. Содержания тантала и ниобия и Ta-Nb отношение в мусковитах в зависимости от их парагенезиса

1 — лейкократовые двуслюдяные и мусковитовые граниты; 2-6 — гранитные пегматиты: 2 — безрудные, 3 — бериллиевого ряда, 4 — литиевого ряда, 5 — комплексного ряда, 6 — лепидолитовые; 7 — кварцевые жилы — производные танталоносных гранитов; 8 — околосильные грейзены; 9 — мероксен-фенгит-альбитовые метасоматиты

Интересно отметить еще одно исключение из общего правила. Так, биотит из диоритов против ожидания характеризуется более высоким содержанием тантала, по сравнению с таковым в более кислых гранодиоритах. Эта аномалия, видимо, объясняется тем, что в диоритах, характеризующихся меньшим содержанием аксессуарных минералов титана и циркония, главная масса тантала, ниобия и титана сосредоточена в биотите. В гранодиоритах же значительная часть этих элементов сконцентрирована в сфене, ильмените, цирконе, кристаллизовавшихся до биотита. Таким образом, количество тантала и ниобия в биотите отражает их содержание и соотношение в расплаве в момент кристаллизации биотита.

Учитывая широкое распространение биотита в гранитоидах и их производных, а также производных нефелиновых сиенитов, надо полагать, что этот минерал является одним из главных минералов-концентраторов тантала и ниобия [84, 86, 117, 131, 167] в этих образованиях. Более того, отчетливое отражение в биотитах общих закономерностей изменения содержания тантала, ниобия и Ta-Nb отношения в породах позволило нам рекомендовать использовать эти характеристики в биотитах как индикаторные для расчленения продуктов магматической дифференциации, т.е. выделения различных интрузивных фаз и их жильных дериватов [131].

Что касается флогопита, то в нем содержание тантала практически еще не изучено. Имеющиеся определения тантала в флогопите из гранитных пегматитов редкоземельного ряда и пегматитов щелочных ультрабазитов показывают, что в первом случае содержание тантала выше на

целый порядок по сравнению с содержанием тантала в биотите, а во втором случае — соизмеримо с таковым в биотите.

Мусковит является менее распространенным по сравнению с биотитом, порообразующим минералом. Он характерен для наиболее кислых дифференциатов гранитоидной магмы — двуслюдяных и собственно мусковитовых лейкократовых гранитов, гранитных пегматитов и грейзенов. В этом минерале наиболее отчетливо выражен изоморфизм тантала и ниобия с алюминием.

Содержание тантала в мусковитах обычно составляет 0,001% и редко снижается до 0,0001 или поднимаясь до 0,01–0,02%. В отличие от биотита у мусковита отмечены меньший диапазон изменения содержаний тантала и более высокое Ta-Nb отношение. Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  наблюдается в мусковите из редкометальных гранитных пегматитов (0,008–0,01%) и мероксен-фенгитах гранитных щелочных метасоматитов (0,006%); наиболее низкие — в мусковитах из мусковитовых гранитов, фашиально связанных с литиево-слюдистыми танталоносными гранитами (0,003%), а также кварцевых жил — производных танталоносных гранитов (фиг. 34).

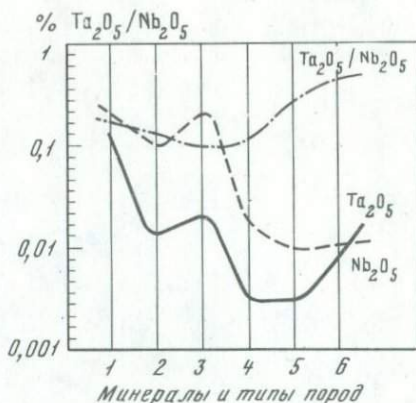
Интересно, что между содержанием тантала и Ta-Nb отношением в мусковитах прямой зависимости не наблюдается. Наиболее высокое Ta-Nb отношение свойственно мусковитам из пегматитов бериллиевого ряда, лепидолитовых пегматитов, а также околожильных грейзенов, характеризующимся не самыми высокими концентрациями тантала (см. фиг. 34). Для мусковита из гранитных пегматитов характерен предпочтительный изоморфизм ниобия с алюминием шестерной координации по сравнению с танталом [119, 121, 125]. Повышенные концентрации тантала и ниобия в мусковитах, превышающие кларки этих элементов на целый порядок, позволяют рассматривать слюды этого ряда в числе главных минералов-концентраторов этих элементов.

Литиевые слюды являются широко распространенными второстепенными (реже главными) минералами редкометальных гранитов и гранитных пегматитов. Среди них различаются: протолитионит, циннвальдит, криофиллит, лепидолит [19] и полилитионит. Последний в отношении тантала не изучен. Содержание  $Ta_2O_5$  в литиевых слюдах составляет 0,001–0,1%, при Ta-Nb отношении 1 : 1–1 : 16. Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  свойственно протолитиониту из редкометальных гранитов (0,1%), наиболее низкое — криофиллиту и лепидолиту (0,005%) из тех же пород. В циннвальдите и лепидолите из пегматитов оно является промежуточным (0,01–0,04%). Более высокое содержание ниобия свойственно железистым разностям литиевых слюд — протолитиониту и циннвальдиту. С уменьшением железистости (в криофиллите и лепидолите) Ta-Nb отношение возрастает (фиг. 35). Прямой зависимости между содержанием тантала и Ta-Nb отношением в литиевых слюдах, как и в мусковите, не наблюдается. Максимальных значений оно достигает в лепидолите, характеризующемся низкими содержаниями обоих элементов; минимальных значений — в циннвальдите и криофиллите, характеризующихся промежуточными и низкими содержаниями тантала (см. фиг. 35).



Фиг. 35. Зависимость содержаний тантала и ниобия и Ta-Nb отношения в литиевых слюдах от их состава и парагенезиса

1, 2, 4, 5 — минералы редкометалльных гранитов: 1 — протолитионит, 2 — цинвальдит, 3 — то же из пегматитов, 4 — криофиллит, 5 — лепидолит, 6 — то же, из пегматитов

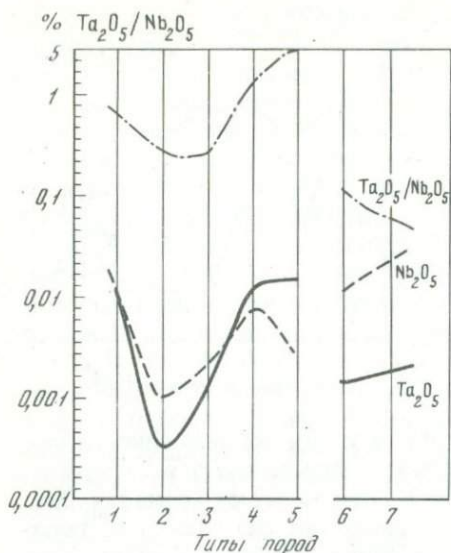


Сравнение содержаний тантала в одном и том же виде слюд из разных генетических типов месторождений показывает, что в пегматитах литиевые слюды богаче танталом, чем в редкометалльных гранитах. Цинвальдиты из кварцевых жил, производных литиево-слюдистых танталоносных гранитов, практически не содержат тантала, что объясняется отщеплением кремнеземистых дифференциатов от массивов редкометалльных гранитов на конечных этапах их кристаллизации, когда главная масса тантала была связана в твердой фазе в виде собственных минералов.

Иными словами, степень концентрации тантала в литиевых слюдах зависит как от условий формирования месторождений, так и от химического состава слюд. Превышение содержаний тантала и ниобия в литиевых слюдах на 1–2 порядка по сравнению с их кларками, также позволяет относить эти минералы к числу минералов-концентраторов тантала и ниобия.

Гранат является характерным минералом гранитоидов, гранитных пегматитов, щелочных ультрабазитов, их производных пегматитов, а также метаморфических пород и скарнов. Он относится к числу минералов, для которых свойственно преобладание тантала над ниобием в определенных минералообразующих средах.

Содержание  $Ta_2O_5$  в гранатах варьирует от 0,0005% до 0,029% при Ta-Nb отношении 1 : 13–5 : 1. Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  (0,029%) наблюдается в гранатах из лейкократовых биотитовых и двуслюдяных пегматитоносных гранитов. В других лейкократовых и обычных гранитах содержание  $Ta_2O_5$  в гранатах не превышает 0,001% при Ta-Nb отношении 1 : 10. В гранатах из гранитных пегматитов содержание тантала зависит от их геохимической специализации. Наиболее высокое содержание  $Ta_2O_5$  (0,02–0,026%) и наибольшее Ta-Nb отношение (4 : 1–5 : 1) свойственны гранатам редкометалльных пегматитов комплексного ряда. В пегматитах литиевого и бериллиевого рядов эти величины заметно снижаются, а в безрудных пегматитах достигают наименьших значений (фиг. 36). В гранатах щелочных ультрабазитов и их производных пегматитов содержание  $Ta_2O_5$  примерно составляет 0,002–0,004%, при Ta-Nb отношении 1 : 7–1 : 13.



Фиг. 36. Содержания тантала и ниобия Ta-Nb отношение в гранатах в зависимости от их парагенезиса

1 — лейкократовые граниты, 2 — 5 — гранитные пегматиты: 2 — безрудные, 3 — литиевого ряда, 4 — бериллиевого ряда, 5 — комплексного ряда, 6 — меланит из ийолитов-мельтейгитов, 7 — шорломит из пегматитов того же комплекса

Таким образом, содержание тантала и Ta-Nb отношение в гранатах отражают эти константы в рудах. В этой связи гранаты являются минералами-индикаторами Ta-Nb отношения в рудах и критериями оценки перспектив их танталоносности.

В турмалинах гранитных пегматитов также наблюдается некоторая концентрация тантала. Содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  в них варьирует от 0,0005% до 0,008% при Ta-Nb отношении 1 : 7 — 2 : 1. В шерле отмечается более высокое содержание тантала по сравнению с цветными турмалинами. Степень концентрации тантала по отношению к кларку в турмалинах обычно не превышает 15, редко достигая 30. Содержание ниобия в турмалинах близко к кларку, т.е. существенной концентрации ниобия в турмалинах не происходит.

Имеются также разрозненные данные, свидетельствующие о вхождении тантала в минералы TR, Y, Th, U, Mn, Mo, видимо, изоморфно замещая эти элементы [131].

#### ИЗОМОРФИЗМ КАК ФАКТОР КОНЦЕНТРАЦИИ И РАССЕЙНИЯ ТАНТАЛА

Различие кристаллохимических свойств тантала с главными породообразующими элементами — K, Na, Li, Ca, Si и отсутствие изоморфизма между ними является основной причиной накопления его в остаточных расплавах в процессах кристаллизационной дифференциации. И наоборот, близость его кристаллохимических свойств с такими элементами, как Nb, Ti, Zr, Al, Fe, Sn, W, обуславливает рассеяние тантала в минералах этих элементов, а также в амфиболах, пироксенах, слюдах и гранатах. Так, в редкометалльных нефелиновых сиенитах, богатых Fe, Ti, Nb, Zr, TR, тантал частично рассеивается в пироксенах и амфиболах, концентрируется в минералах титана, циркония и комплексных минералах — Ti, Nb, TR.

В альбититах и карбонатитах — производных щелочных магм, менее обогащенных железом и титаном — тантал и ниобий образуют собственные минералы группы пирохлора.



В гранитоидах с умеренным содержанием железа и титана главная масса тантала совместно с ниобием и титаном рассеивается в биотите [91], щелочных пироксенах и амфиболах; остальная его часть концентрируется в минералах титана и в меньшей степени циркония. В лейкократовых двуслюдяных и мусковитовых гранитах плюмазитового ряда, бедных железом и титаном, оба элемента в значительной степени рассеиваются в слюдах мусковитового ряда. В танталоносных редкометальных гранитах и гранитных пегматитах, практически лишенных железа и титана, тантал и ниобий частично рассеиваются в слюдах, гранатах и касситерите, но в главной своей массе концентрируются с образованием собственных минералов. В месторождениях олова и вольфрама тантал и ниобий распределяются в касситеритах, вольфрамитовых и шеелитах и собственных минералов в существенных количествах не образуют. Предпочтительный изоморфизм ниобия с алюминием в слюдах, особенно в присутствии лития, способствует образованию собственно танталовых минералов в слюдоносных минеральных парагенезисах танталовых месторождений.

Следовательно, присутствие в месторождениях больших количеств минералов: Nb, Ti, Zr, Sn, W является неблагоприятным признаком нахождения повышенных концентраций собственно танталовых минералов. Присутствие же литиевых следов и мусковита, особенно литийсодержащего, является благоприятным признаком нахождения значительных концентраций тантала в форме собственных минералов, поскольку в этих слюдах наблюдается избирательный изоморфизм ниобия с алюминием по сравнению с танталом [119].

Изоморфизм тантала с большинством кристаллохимически родственных элементов (Nb, Ti, Zr, Sn, W, Fe, Al) является весьма ограниченным и не приводит к образованию изоморфных рядов. Только с ниобием и титаном в среде, обогащенной танталом, изоморфизм его может быть неограниченным.

Степень концентрации тантала и величина Ta-Nb отношения в Ta-Nb минералах, а также в минералах: Ti, Zr, Sn, W, Fe, пироксенах, амфиболах, биотитах, гранатах и турмалинах находятся в прямой зависимости от их значений в соответствующих породах и рудах и закономерно изменяются в различных процессах эндогенного минералообразования. По их значениям в минерале можно судить о его генетической принадлежности и источнике россыпей. Характер изменения Ta-Nb отношения в этих минералах в ходе магматических процессов может служить индикатором направленности магматической дифференциации, ведущей к совместной концентрации или разделению тантала с ниобием. Нарушение этого общего правила наблюдается только в рутиле, цирконе, касситерите, гематите и гранате, которым свойственна преимущественная концентрация тантала, а также в слюдах, кристаллизующихся на конечных этапах становления интрузивных комплексов. Таким образом, степень концентрации тантала и величина Ta-Nb отношения в минералах зависят от: 1) концентрации элементов в минералообразующих средах; 2) кристаллических структур минералов; 3) последовательности их кристаллизации; 4) температурности процесса и 5) генетической принадлежности.

## ГЕНЕЗИС ТАНТАЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### МАГМА КАК ИСТОЧНИК РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Впервые гипотеза магматического генезиса месторождений металлических полезных ископаемых была высказана Эли де-Бомоном, который отметил большую роль магматической дифференциации и эманационного фактора в процессах рудообразования, связанных с интрузивными породами [219]. Однако всеобщее признание она получила только после выдающихся работ Левинсон-Лессинга [134, 135], Фогта [263], Дели [223, 224], Ниггли [149] и других ученых. Сущность ее сводится к тому, что все многообразие магматических горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых является следствием магматической дифференциации родоначальной исходной магмы (или двух магм — основной и кислой, по Левинсон-Лессингу) в процессе ее внедрения, взаимодействия с вмещающими породами и кристаллизации. Эта теория послужила отправной точкой последующих фундаментальных исследований советских металлогенистов, петрологов, геохимиков и не потеряла своего значения до настоящего времени.

Ниггли на основе теоретического анализа разнообразных физико-химических систем, близких к составам изверженных пород, без летучих и с участием компонентов летучих соединений, пришел к выводу, что основным механизмом магматической дифференциации является кристаллизация, в то время как явления ликвации и отщепления газовой фазы играют подчиненную роль. При этом он не придавал решающего значения гравитационному фактору, как это представлял Боун. Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, в отличие от Ниггли, наряду с кристаллизацией большую роль отводил явлениям ликвации и дифференциации в процессе внедрения (интрузивной дифференциации). Д.П. Григорьевым на основе обобщения физико-химических и экспериментальных данных, предложено различать 6 типов магматической дифференциации: 1) термо-диффузионную, 2) кристаллизационно-диффузионную, 3) молекуло-гравитационную, 4) газо-гравитационную, 5) ликвидо-гравитационную и 6) кристалло-гравитационную [73]. Но все они рассматриваются применительно к магме, находящейся в состоянии покоя и дифференцирующейся в закрытой системе при постоянном внешнем давлении.

Накопленный материал по геологии и химико-минералогическому составу интрузивных формаций, их фазовой и фациальной изменчивости



свидетельствует, что магматическая дифференциация осуществляется не только (и не столько) в состоянии покоя магм, сколько в состоянии их перемещения (внедрения) в области пониженных давлений и температур. Совершенно очевидно, что в процессах внедрения магм гравитационная дифференциация вряд ли играет существенную роль, а кристаллизационная — играет роль второстепенную. Внедрение магм осуществляется в условиях относительно открытых (а в случае излияния и полностью открытых) систем, при резком перепаде давления и температуры. В таких условиях различная подвижность компонентов магм приводит к их дифференциации. Надо полагать, что эта дифференциация осуществляется как путем отщепления газовой фазы и выноса рудного вещества в области пониженного давления (эманационная дифференциация), так и вследствие разделения жидкой фазы с накоплением более подвижных компонентов на передовом фронте внедрения (динамо-диффузионная дифференциация). Следовательно, неоднородность магм, видимо, является одной из основных причин магматической дифференциации [158]. Магматические комплексы формируются путем проникновения в верхние структурные этажи последовательных дифференциатов глубинных магм, расщепление которых происходит благодаря совокупности сложных физико-химических процессов, называемых магматической дифференциацией [9].

Роль магмы, как источника рудного вещества, достаточно очевидна даже для месторождений цветных металлов, зачастую пространственно оторванных от интрузивных массивов [188]. Еще более она очевидна для редкометальных месторождений, пространственная и генетическая связь которых с теми или иными интрузивными комплексами не вызывает сомнений. Механизм же концентрации и отщепления рудного вещества в различных геологических условиях осуществляется по-разному и обуславливает различные сочетания редких элементов. Кристаллизация исходных магм на месте обособления без наличия этапа внедрения и, следовательно, проявления интрузивной дифференциации не ведет к мобилизации редких элементов и образованию редкометальных месторождений. Неслучайно поэтому, палингенные неперемещенные граниты в лучшем случае сопровождаются безрудными пегматитами, но никогда не отщепляют редкометальных.

Общий процесс магматической дифференциации осуществляется, видимо, сочетанием различных механизмов дифференциации, среди которых наиболее важную роль, по нашему мнению, играют пять типов (табл. 55), а для образования редкометальных месторождений главным образом три типа: 1) эманационная, 2) динамо-диффузионная и 3) кристаллизационная. Концепция мобилизации рудного вещества из осадочных пород (198, 258 и др.), видимо, не является кардинальным решением проблемы, поскольку терригенные осадочные породы, несущие рудное вещество, в большинстве своем сами являются продуктами разрушения магматических пород. Что же касается органогенных осадочных пород, то они, как правило, стерильны в отношении тантала.

Как показано в предыдущих главах, повышенные концентрации тантала наблюдаются исключительно в гранитных, нефелин-сиенитовых,

Таблица 55

## Основные типы магматической дифференциации

Название	Сущность	Пример
Эманационная	Перемещение летучих компонентов в области пониженного давления и вынос за пределы системы в газовом состоянии	Накопление фтора и других компонентов летучих в апикальных частях выступов гранитов, зонах грейзенизации, экзоконтактовых ореолах, надынтрузивный метасоматоз
Динамо-диффузионная (интрузивная)	Перемещение более легкоподвижных компонентов в области пониженных давлений в жидком состоянии	Вертикальная фациальная зональность гранитных массивов, особенно куполовидных выступов и приуроченных к ним редкометальных фаций
Термо-диффузионная	Перемещение более энергоемких компонентов в области пониженных температур	Краевые фации интрузий и внешние зоны пегматитов
Кристаллизационная (по К. А. Власову)	Диффузия компонентов к растущим кристаллам и отжим гранями кристаллов компонентов, не входящих в их структуру	Закономерная фазовая изменчивость интрузивных формаций; ритмичная зональность массивов редкометальных нефелиновых сиенитов; зональность пегматитов
Ликвационная	Расслоение на две несмешивающиеся жидкости	Залежи медно-никелевых руд в придонных частях массивов ультраосновных пород и вкрапленные руды

щелочно-ультрабазитовых и карбонатитовых интрузивных формациях. Однако промышленные его месторождения образуются только при отчетливом проявлении в них процессов дифференциации.

Магматическая дифференциация в различных геологических условиях осуществляется по-разному. В одних случаях она выражается в образовании многофазных интрузивных комплексов, в которых каждая последующая фаза является производной предшествующей, что мы часто наблюдаем в интрузивных комплексах гранитоидов. В других случаях в образовании вертикальной фациальной зональности в конкретных интрузивных массивах, что мы наблюдаем в конечных дифференциатах интрузивных комплексов гранитоидов, включающих редкометальные граниты, нефелиновых сиенитов и, видимо, карбонатитов. В третьих -- в отщеплении жильных дифференциатов, в том числе пегматитов, для которых свойственно проявление дополнительной еще более отчетливой дифференциации вещества. Во всех указанных случаях она может привести к возникновению повышенных концентраций тантала с образованием месторождений различных генетических типов. И, наоборот, отсутствие явлений дифференциации или слабая степень их проявления в интрузивных формациях, как правило, является отрицательным



признаком обнаружения повышенных концентраций этого элемента. Таким образом, магматическая дифференциация является наиболее общим основным фактором образования повышенных концентраций тантала и, вероятно, других литофильных редких элементов [131].

Как было показано К.А. Власовым, главными факторами образования месторождений редких элементов являются: 1) исходный химический состав магм, 2) эманационный процесс, 3) кристаллизационная дифференциация и 4) изоморфизм элементов. Все они тесно связаны, часто взаимообуславливают друг друга и в свою очередь зависят от других факторов, таких как тектоника, давление, геологические особенности среды, размеры и формы интрузий, характер вмещающих пород и другие [41]. Эти положения К.А. Власова исключительно отчетливо подтверждаются закономерностями распределения тантала в процессах эндогенного минералообразования.

Материал, приведенный в предыдущих главах, показывает, что возникновение повышенных (в том числе и промышленных) концентраций тантала в продуктах эндогенного минералообразования и разделение его с ниобием определяются тремя группами факторов.

I. Факторы первого рода — геологические — определяют термодинамический режим формирования магматических комплексов, соотношения между внешним и внутренним давлением, степень открытости или замкнутости систем, динамику внедрения магм и, следовательно, характер их дифференциации в процессах внедрения. К ним относятся: 1) уровень и быстрота поднятия магм над очагами их зарождения; 2) время проявления повторной тектоники; 3) характер тектонических деформаций и 4) влияние вмещающих пород. Эти факторы не ведут непосредственно к концентрации редких элементов, но как бы подготавливают условия для проявления факторов второго рода, обуславливающих формирование редкометальных месторождений.

II. Факторы второго рода — физико-химические — определяют эволюционную направленность изменения химизма магм и их дифференциатов, а следовательно, и такие свойства магматогенных образований, как количественные соотношения главных и редкометальных компонентов, закономерности их распределения в различных интрузивных фазах и фациях (в том числе и редкометальных месторождениях), различия в последовательности кристаллизации минералов, особенности концентрации редких элементов с образованием различных типов руд, особенности вхождения редких элементов (и в частности тантала) в кристаллические структуры минералов. Главными из них являются: 1) исходный химический состав и геохимическая специализация магм и продуктов их дифференциации; 2) динамо-диффузионная дифференциация; 3) эманационный процесс; 4) кристаллизационная дифференциация; 5) кристаллохимические особенности и изоморфизм элементов. Таким образом, в дополнение к факторам, выделенным К.А. Власовым, мы в числе факторов первого рода предлагаем первым рассматривать уровень и быстроту поднятия магм над очагами их зарождения, а в числе главных факторов второго рода рассматривать также геохимическую специализацию магм и продуктов их дифференциации и динамо-

диффузионную дифференциацию магм в процессе их внедрения [125, 131].

III. Факторы третьего рода — геохимические, обуславливающие разделение тантала и ниобия в процессах эндогенного минералообразования: 1) различная подвижность комплексных соединений тантала и ниобия в условиях внедрения магм, т.е. перепада давления; 2) различия в энергетических свойствах тантала и ниобия; 3) предпочтительный изоморфизм ниобия с алюминием в слюдах по сравнению с танталом, в присутствии лития.

Поскольку роль указанных факторов в различных процессах эндогенного минералообразования обсуждалась ранее [131], а применительно к редкометальным гранитам и пегматитам будет показана ниже, здесь мы остановимся только на более высокой подвижности соединений тантала по сравнению с ниобием в магматических условиях, являющейся одной из главных причин относительной концентрации тантала во всех эндогенных процессах.

#### ПОДВИЖНОСТЬ КАК ГЛАВНЫЙ ФАКТОР ОТНОСИТЕЛЬНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ТАНТАЛА

Мысль о более высокой подвижности тантала по сравнению с ниобием в условиях расплава впервые была высказана нами применительно к процессам формирования редкометальных пегматитов, субщелочных гранитоидов и связанных с ними эгирин-рибекитовых редкометальных гранитов [120, 129]. Впоследствии было показано, что она является справедливой и для других типов редкометальных гранитов, а также для кварцево-жильно-грейзеновых месторождений гранитоидных формаций [123, 125, 131]. Последующий теоретический анализ материалов по закономерностям распределения тантала и ниобия в различных процессах эндогенного минералообразования позволяет предполагать, что эта особенность тантала является одним из основных (если не главным) факторов, ведущих к относительной концентрации тантала во всех эндогенных процессах. Главными фактами, подтверждающими это положение, являются следующие.

1. В основных эффузивных породах Ta-Nb отношение (1:15) является более высоким по сравнению с интрузивными аналогами (1:20). Значит, в процессе их формирования в открытых системах имеет место тенденция к относительной концентрации тантала.

2. В процессах формирования гранитоидных комплексов плюмазитового ряда отношение Ta : Nb закономерно возрастает от ранних к поздним лейкократовым и далее — к литиево-слюдистым редкометальным гранитам. Значит, тантал в этих процессах дольше сохранялся в расплаве и накапливался в конечных более подвижных дифференциатах.

3. В процессах формирования массивов литиево-слюдистых (танталоносных) гранитов Ta-Nb отношение закономерно возрастает снизу вверх и падает в фациальных разностях, контролируемых зонами трещиноватости. Значит в процессах внедрения соответствующих расплавов тантал перемещался быстрее в апикальные части массивов (фиг. 37) и более



интенсивно выносился из расплава в зонах дополнительного резкого перепада давления.

4. В зонах экзоконтактов редкометалльных гранитных пегматитов в ряде случаев Ta-Nb отношение является более высоким (1:3), чем в эндоконтактных зонах (1:10). Значит в процессах формирования пегматитов имеет место относительный вынос тантала по сравнению с ниобием.

5. В наиболее четко дифференцированных пегматитовых телах комплексного типа Ta-Nb отношение возрастает от ранних высокотемпературных минеральных комплексов к поздним более низкотемпературным, т.е. имеет место более длительное сохранение в расплаве тантала по сравнению с ниобием и относительная его концентрация в конечных более подвижных дифференциатах.

6. В минералах кварцево-жильно-грейзеновых месторождений олова и вольфрама Ta-Nb отношение в грейзенах является более высоким (1:4–1:1) по сравнению с кварцевыми жилами, которые секут зоны грейзенизации (1:20–1:10). Значит и в этих процессах имели место относительная концентрация тантала на передовом фронте движущихся флюидов и вынос за пределы кварцевых жил в зоны грейзенизации (см. фиг. 37).

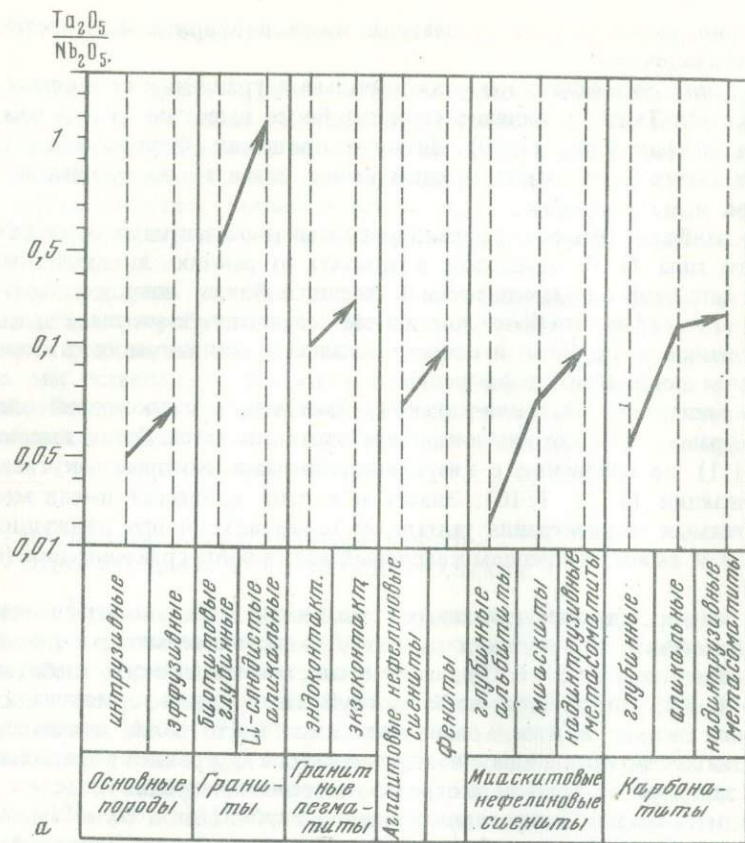
7. В месторождениях, связанных с массивами нефелиновых сиенитов, Ta-Nb отношение в фенитах и надынгузивных метасоматитах является более высоким (1:8–1:15), чем в постмагматических альбититах (1:20–1:40), отщепленных из более глубоких уровней формирующихся массивов. Значит и в этих процессах имел место более интенсивный вынос тантала по сравнению с ниобием с глубоких уровней в апикальные части и за пределы массивов на передовом фронте внедрения магм.

8. В процессах формирования массивов карбонатитов более высокое Ta-Nb отношение также наблюдается в надынгузивных (предкарбонатитовых) метасоматитах, а также в апикальных частях массивов ранних карбонатитов (1:4–1:5) по сравнению с главной массой карбонатитов (до

Таблица 56

Свойства галоидных соединений тантала и ниобия

Тип соединений	$t_{\text{плав}}^{\circ}$ С°	$t_{\text{кип}}^{\circ}$ С°	Растворимость		
			в холодной H <sub>2</sub> O	в горячей H <sub>2</sub> O	в щелочах и кислотах
TaF <sub>5</sub>	96,8	229,5	Растворяется	—	HF
NbF <sub>5</sub>	72	220	То же с разложением	—	CS <sub>2</sub> , щелочах, H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
TaCl <sub>5</sub>	221	242	Разлагается	—	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> и щелочах
NbCl <sub>5</sub>	194	240,5	”	—	HCl
TaBr <sub>5</sub>	240	320	”	Разлагается	В спирте и эфире
NbBr <sub>5</sub>	150	270	”	—	В этил-бромиде

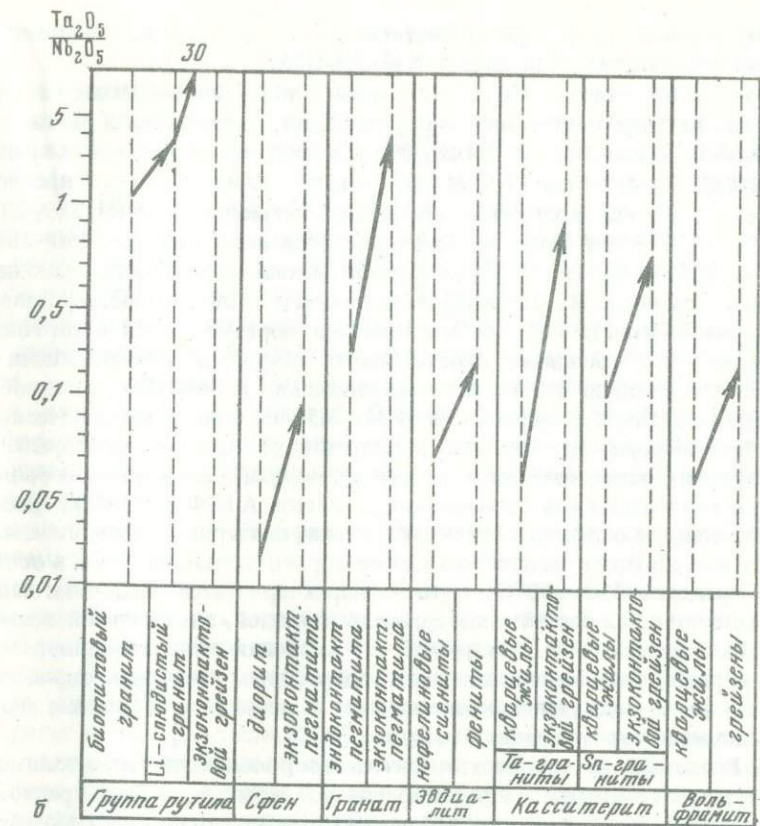


Фиг. 37. Направленная изменчивость Ta-Nb отношения в генетически связанных образованиях (а – в породах, б – в минералах)

1 : 20). Значит и в этом случае также имела место относительная концентрация тантала на передовом фронте внедрения карбонатитовых магм.

Чем же объясняется более высокая подвижность тантала по сравнению с ниобием в магматических процессах? Вероятнее всего, она объясняется тремя причинами: 1) более низкими значениями энергетических показателей тантала по сравнению с ниобием, 2) более высокой температурой кипения галоидных соединений тантала (табл. 56) и 3) более высокой подвижностью фтор-танталатов лития и алюминия в литий-фтористых алюмо-силикатных системах по сравнению с соответствующими фтор-ниобатами.

Более низкие энергетические показатели тантала (потенциал ионизации и электроотрицательность, см. табл. 52) обуславливают меньшую силу связи его с кислородом в алюмосиликатных расплавах и более позднее связывание в структурах кристаллизующихся минералов при прочих равных условиях. Тем самым обеспечивается относительная концентра-



ция тантала в остаточной более подвижной части расплавов и накопление к концу процесса кристаллизационной дифференциации совместно с другими легкоподвижными и летучими соединениями, и в первую очередь с литием и фтором. Более высокая температура кипения галоидных соединений тантала по сравнению с ниобием, обуславливает более раннее их отщепление во флюидную фазу при остывании алюмо-силикатных расплавов. Более высокая подвижность фторкомплексных танталатов лития и алюминия обуславливает более быстрое их перемещение в области пониженных температур и давлений. В случае больших и длительных перепадов давления, в условиях относительно открытых систем эти свойства тантала приводят к более интенсивному его выносу в составе газовой или отщепленной флюидной фазы.

#### ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

До конца XIX столетия все петрологи справедливо рассматривали пегматиты как магматические образования инъекционного характера, близкие по составу к тем кристаллическим породам, с которыми они генетически



связаны. Первое определение пегматитов как продуктов кристаллизации остаточной магмы принадлежит А. Харкеру [228].

В конце XIX и начале XX столетия ученые обратили внимание на большую роль летучих соединений в формировании пегматитов и развитие в них явлений замещения. В связи с этим появились другие точки зрения на природу пегматитов: 1) как продуктов пневматолитового процесса [247, 248]; 2) как продуктов внедрения и метасоматоза [80, 229, 230, 233–236; 252–256 и др.]; 3) как продуктов метасоматоза [150–156].

Фогт [263] и Ниггли [149], объясняя механизм кристаллизационной дифференциации магм, показали, что пегматиты по своему составу близки к продуктам кристаллизации закономерно образующегося остаточного магматического расплава, обогащенного летучими компонентами и малыми элементами. Эта теория применительно к пегматитам подробно была разработана А.Е. Ферсманом [204, 205] на основе геохимического и физико-химического анализа пегматитового процесса, который он расчленил на последовательные стадии ("геофазы"), отражающие эволюционную направленность пегматитообразования. А.Е. Ферсман под гранитным пегматитом подразумевал жильное тело, связанное с магматическим гранитным остатком, кристаллизация которого осуществлялась в основном в пределах 700–350°С и которое характеризуется сходством минеральных составных частей с материнской породой, значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава [205].

К.А. Власовым на основе теоретического обобщения геологического и минералого-геохимического материала по пегматитам была предложена новая гипотеза происхождения пегматитов, в соответствии с которой пегматитовый расплав не является остаточным от кристаллизации материнской магмы, а обособляется в форме фаций и фаз в верхних частях интрузивов; в результате скопления легколетучих (эманационный фактор) и легкоплавких соединений, понижающих температуры кристаллизации таких фаций по сравнению с окружающей их общей массой интрузивов. Он показал, что огромное многообразие состава пегматитов обусловлено взаимодействием целого ряда факторов: 1) исходного состава материнских интрузивов; 2) эманационного процесса; 3) кристаллизационной дифференциации; 4) глубинности формирования, форм и размеров материнских интрузивов и пегматитовых тел; 5) времени проявления тектоники в периоды кристаллизации материнских интрузивов и пегматитовых очагов; 6) состава вмещающих пород; 7) изоморфизма и других [42, 45].

### Роль геологических факторов

Как было показано И.Б. Недумовым [146], возможность проявления пегматитового процесса определяется геологическими условиями формирования интрузивных комплексов гранитоидов, и прежде всего соотношением мощностей консолидированного жесткого фундамента и пла-

стического чехла осадочно-метаморфических отложений, а также характером тектонических деформаций в периоды развития тектоно-магматического цикла. При формировании интрузий в условиях небольших мощностей жесткого фундамента и больших мощностей пластического чехла интрузии практически не дифференцированы, сопровождаются сильным инъекционным метаморфизмом и явлениями палингенеза. Обычно с ними связаны мигматиты и безрудные пегматиты. Если же гранитоидный комплекс формировался в оптимальных условиях наличия относительно мощного жесткого фундамента и достаточно мощного пластического чехла, для него свойственна более четко проявленная дифференциация и наличие редкометаллических пегматитов в качестве жильных дифференциатов. В условиях еще более мощного жесткого фундамента и маломощного, но достаточно эффективного пластического чехла, интрузивные комплексы обладают наиболее четко выраженной дифференциацией, но сопровождаются или камерными пегматитами, или редкометаллическими гранитами, или грейзенами в качестве конечных дифференциатов [146].

Такая зависимость объясняется различием величин давления между уровнем зарождения магм и уровнем становления интрузивных комплексов. Действительно, чем больше мощность кристаллического фундамента, тем больше роль дизъюнктивных деформаций в процессе развития тектоно-магматического цикла, тем больше и резче перепад давлений в процессе внедрения, тем выше уровень поднятия магм, тем больше степень их дифференциации в процессе внедрения, тем разнообразнее продукты их дифференциации. И, с другой стороны, чем меньше мощность пластического чехла при достаточной, однако, его эффективности, тем ниже внешнее давление формирующейся системы, тем более чутко она реагирует на изменения термодинамического режима в результате повторных тектонических деформаций с отщеплением разных дифференциатов в различных тектонических условиях.

В.И. Кузнецов [114] впервые высказал мысль о многостадийности внедрения пегматитовых расплавов, которые поступали в трещины последовательно со все более глубоких горизонтов остывающего интрузивного массива. Причем сподуменоносные редкометаллические пегматиты являются наиболее поздними и внедрялись с наиболее глубоких уровней.

Ф.И. Вольфсон [48] впервые обратил внимание на различие в геологоструктурном контроле ранних безрудных и поздних редкометаллических пегматитов. Первые контролируются мелкими контракционными трещинами внутри массивов или образуют послойные инъекции во вмещающих породах. Рудоносные же пегматиты контролируются тектоническими зонами, ориентированными независимо от прототектонических элементов интрузивных массивов.

А.И. Гинзбург и Г.Г. Родионов показали, что промышленная специализация пегматитов зависит от глубинности формирования пегматитов, причем для собственно редкометаллических пегматитов характерны глубины 8–4 км [68]. В.Е. Архангельской показана генетическая связь редкометаллических пегматитов с позднеорогенными гранитами, а камерных — с



постороженными [8]. В.Г. Хрюкин на примере тоналит-плагиигранит-гранитовой формации Сибири показал связь безрудных и слабо оруденелых пегматитов с верхними краевыми фациями гранитоидных массивов и высказал предположение об отщеплении пегматитового расплава от гранитной магмы в результате тектонического фракционирования, минуя стадию образования пегматитовых очагов.

Синтезируя опыт различных исследователей, мы предлагаем различать среди гранитных пегматитов два генетических класса: I — палингенные, и II — интрузивные пегматиты (а — чистой линии и б — линии скрещения). Интрузивные пегматиты являются производными интрузивных (перемещенных) комплексов, в то время как палингенные сопровождают метаморфогенные (неперемещенные) комплексы гранитоидов. Последние могут быть как производными палингенной магмы, кристаллизующейся на месте возникновения, так и предшествовать ее образованию, т.е. представлять собой продукты кристаллизации "эвтектоидных" выплавок раннего этапа переплавления метаморфических пород. Редкометального оруденения они никогда не несут.

Среди интрузивных гранитных пегматитов следует различать две генетические группы: 1) пегматиты фаций передового фронта внедрения и 2) пегматиты фаций глубинной дифференциации [131, 132]. Первые являются безрудными, если они отщеплены от главных интрузивных фаз обычных и богатых кальцием гранитов, чему отвечает большинство жил крупнейших пегматитовых провинций. В том случае, если они отщеплены от бедных кальцием лейкократовых гранитов фаз дополнительных интрузий, они могут быть слабо оруденелыми. Иногда они могут быть и редкометальными, если отщеплены от редкометальных фаций гранитов. Пегматиты же фаций глубинной дифференциации всегда являются редкометальными, но характеризуются различной геохимической специализацией (см. гл. III). Таким образом, интрузивные гранитные пегматиты — это продукты кристаллизации гранитных расплавов — конечных дифференциатов среднеглубинных позднеорогенных комплексов гранитоидов, отщепленные на разных этапах становления материнских интрузий или на передовом фронте их внедрения: В отличие от гранитов они характеризуются: 1) более низким содержанием Ca, Mg, Fe; 2) более высоким содержанием: K, Na, Li, Rb, Cs, Be, Ta, Sn, Th, U, Y, TR, Sc, B, F и др.; 3) более крупнокристаллической структурой; 4) более отчетливой зональной текстурой и 5) более интенсивным развитием процессов аутометасоматоза.

Экспериментальными исследованиями установлено, что температурный интервал формирования пегматитов является более широким, чем предполагал А.Е. Ферсман. Так, Л.Ш. Базаровым и Н.В. Моториной [11] на основании изучения газовой-жидких включений в минералах сподуменовых пегматитов были определены следующие температуры образования различных зон пегматитовых тел: 1) аплитовая и графическая — 1040–1020°; 2) блоковые кварц-полевошпатовые — 760–600°; 3) кварцевые — 680–520°; 4) кварц-сподумен-клевеландитовые — 450–220°; 5) гнезда и занорыщи с кварцем, бериллом, сподуменом — 440–220°.

Данные по химико-минералогическому составу гранитных массивов, сопровождающихся редкометальными гранитными пегматитами различных геохимических рядов, свидетельствуют, что между теми и другими существует определенная зависимость. Так, массивы гранитов, сопровождающиеся пегматитами редкоземельного и литиевого рядов, имеют нормальный или существенно плагиоклазовый состав и представлены биотитовыми разностями, содержащими олигоклаз-андезин. Пегматиты бериллиевого, комплексного редкометального и фтор-литиевого рядов являются производными массивов лейкократовых двуслюдяных или мусковитовых гранитов, в которых плагиоклаз представлен более кислыми членами изоморфного ряда. Для пегматитов ниобий-иттриевого ряда материнскими являются эгирин-арфведсонитовые щелочные граниты [132].

По химическому составу граниты, сопровождающиеся пегматитами редкоземельного и литиевого рядов, близки к среднему составу, по Дели, но отличаются от него резко пониженным окислительно-восстановительным потенциалом ( $Fe_2O_3/FeO = 0,25-0,23$  вместо 0,5).

Массивы гранитов, сопровождающиеся пегматитами бериллиевого и комплексного редкометального рядов, характеризуются наиболее высоким содержанием кремнезема и более резким преобладанием калия над натрием. От среднего состава гранитов они отличаются более высоким содержанием  $SiO_2$  и более низким — Ca, Ti, Fe, Mg, Mn. Коэффициент агапитности в них, а также отношения  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  к  $Na_2O + K_2O + CaO$  заметно повышены, а отношение Ca : Na + K резко снижено [132], причем во втором случае гранитам свойствен наиболее высокий потенциал  $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$  (0,67 против 0,5 в нормальных гранитах и 0,2 в литиеносных).

Материнские граниты пегматитов фтор-литиевого ряда характеризуются наиболее высоким содержанием  $Al_2O_3$  и наиболее низким —  $Fe_2O_3$ . От ранее описанных лейкократовых гранитов они отличаются наиболее низким значением коэффициента агапитности ( $Al_2O_3 : Na_2O + K_2O$ ) и отношением  $SiO_2 : Al_2O_3$ , при наиболее высоком значении отношения  $Al_2O_3 : Na_2O + K_2O + CaO$ .

Щелочные граниты, производными которых являются пегматиты Nb-Y ряда, характеризуются резко пониженным содержанием  $Al_2O_3$ , при повышенном Na, K, Fe. От среднего состава гранитов они отличаются более высоким содержанием Si, Fe, Na, K при пониженном Al, Mg, Mn, Ca. По содержанию кремнезема они близки к кислым лейкократовым гранитам, но отличаются от них высоким содержанием железа и низким — алюминия, при повышенном содержании щелочей и более резком преобладании калия над натрием. Для этих гранитов свойственны наиболее высокие значения коэффициента агапитности ( $Al_2O_3 : Na_2O + K_2O$ ) [1, 14] и отношения  $SiO_2 : Al_2O_3$ , при наиболее низких значениях отношений: Ca : Na + K и Na : K.



## Специфика формирования пегматитов различных геохимических рядов

Основной особенностью формирования пегматитов редкоземельного ряда является их пространственная ассоциация с палингенными слабо перемещенными гранитоидами (фиг. 38—I; 35, 96), образовавшимися в условиях высоких температур и давлений, интенсивного проявления инъекционного (мигматизация) и эманационного метаморфизма, свойственных глубинам 6—8 км [62, 171]. Они являются производными плагиогранитов синорогенного периода развития геосинклинальных областей [8]. Их Zr-U-TR специализация, вероятно, обусловлена геохимической специализацией исходной палингенной магмы.

Пегматиты Nb-Y ряда являются производными ультракислых щелочных гранитов агапитового ряда. Их жильные серии характеризуются отсутствием существенно олигоклазовых и олигоклаз-микроклиновых парагенетических типов жил и слабым развитием микроклинового. Эта их особенность является следствием эволюционного развития магм в процессе становления интрузивных комплексов гранитоидов, производными которых являются сами щелочные граниты [129]. В таких комплексах кристаллизация главной массы плагиоклазов осуществилась до отщепления дочерних щелочных магм (см. фиг. 38—II). В процессе становления массивов щелочных гранитов дальнейшая кристаллизационная дифференциация магмы обусловила кристаллизацию оставшейся небольшой части кальция в форме кислого альбит-олигоклаза до начала отщепления и внедрения пегматитовых расплавов, практически лишенных кальция, но обогащенных калием и натрием. Поэтому начало пегматитового процесса, связанного с этими гранитами, проявляется в образовании небольшого количества существенно микроклин-пертитовых пегматитов, в то время как основная пегматитовая фаза представлена альбит-микроклиновым и альбит-амазонитовым типами. Таким образом, в этом случае начало пегматитового процесса смещено к более позднему температурному интервалу.

Редкометальные жильные серии пегматитов литиевого ряда пространственно, как правило, обособлены от интрузивных массивов, и поэтому выявление их генетической связи с теми или другими гранитоидами очень сложно. Специальные исследования В.Г. Хрюкина и С.П. Гавриловой в одном из районов Сибири показали, что сподуменовые пегматиты являются производными тоналит-плагиогранит-гранитовой интрузивной формации. Причем редкометальные жильные серии являются продуктами глубинной дифференциации нормальных плагиоклаз-микроклиновых гранитов главной фации интрузии (см. фиг. 38—III), в то время как безрудные серии отщеплены от краевых фаций. Обилие лития в пегматитах этого ряда обусловлено изначально повышенной его концентрацией в гранитной магме и отщепляемом ею пегматитовом расплаве и большой дальностью перемещения расплава от исходных пегматитовых очагов в относительно открытых системах долгоживущих трещин. Следствием этого являются: 1) более полная динамо-диффузионная дифференциация расплава в процессе перемещения с увеличением концентрации

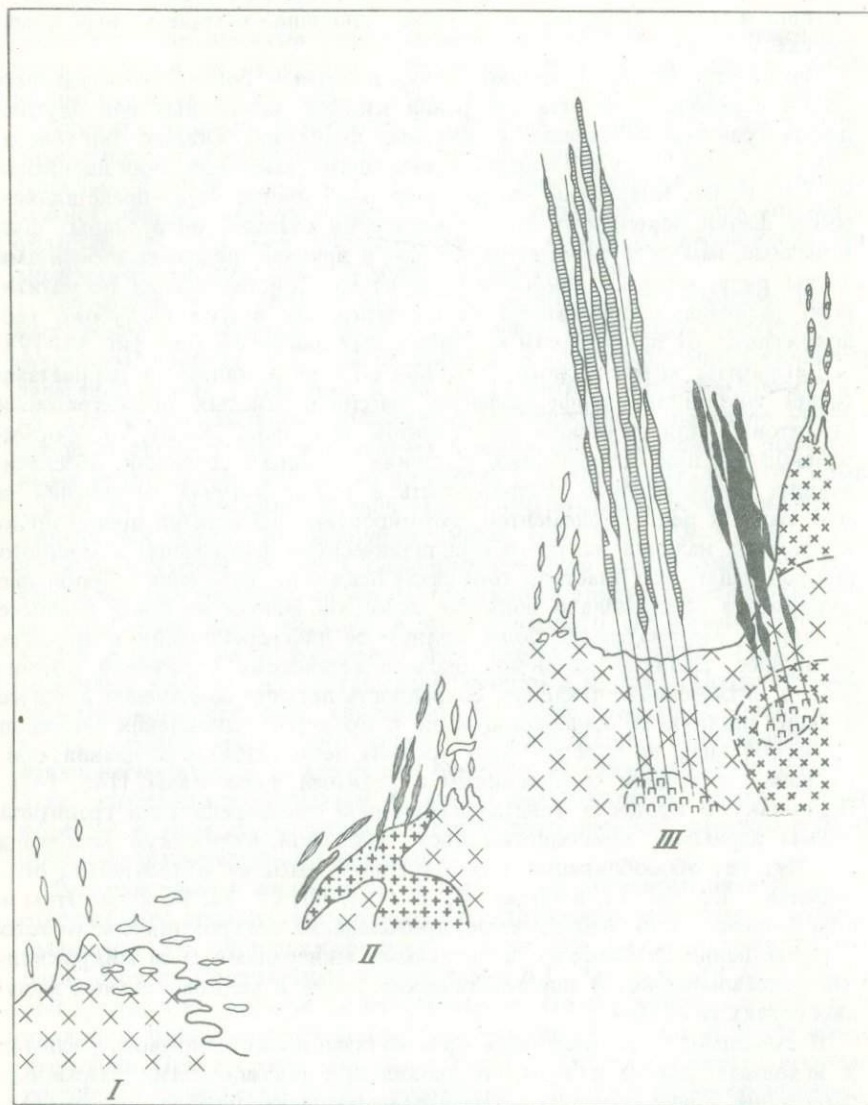
лития и натрия в конечных членах жильных серий; 2) отсутствие отчетливой зональности в пегматитовых телах; 3) пониженное содержание тантала и слюды; 4) пониженное Ta-Nb отношение в минеральных комплексах.

Пегматиты Ве ряда являются производными более лейкократовых фаций передового фронта внедрения кислых биотитовых или двуслюдяных гранитов собственно гранитовых формаций. Обычно они генетически связаны с куполовидными выступами массивов, обогащенными K, OH, F, Be. Безрудные члены этого ряда иногда сами представляют собой фации передового фронта внедрения главных интрузивных фаз. Конечные, наиболее богатые бериллием и другими редкими элементами члены ряда, видимо, являются продуктами кристаллизации пегматитового расплава, поступившего из пегматитовых очагов неглубоко расположенных от поверхности куполовидных выступов (см. фиг. 38—IV).

Пегматиты комплексного Be-Li-Rb-Cs-Ta ряда являются дериватами фаций глубинной дифференциации массивов кислых лейкократовых биотитовых или двуслюдяных гранитов (см. фиг. 38—III, V), формировавшихся при оптимальных условиях внешнего давления, обеспечивавших максимальную растворимость в магме летучих соединений, в том числе и редких элементов. Формирование пегматитов происходило в условиях наличия жесткого кристаллического фундамента и мощного покрывающего его пластического чехла осадочных отложений. Дробление фундамента обеспечивало поднятие исходной магмы на более высокие уровни и, следовательно, более полную ее дифференциацию в процессе внедрения. Наличие мощного чехла пластических отложений обеспечивало оптимальное давление, сохранность летучих соединений в магме и более полную ее дифференциацию в процессе становления массивов с обособлением на определенных уровнях пегматитовых расплавов, обогащенных летучими соединениями и редкими элементами [146, 147]. Поскольку в процессе кристаллизационной дифференциации гранитной магмы первыми кристаллизовались высокоэнергетические минералы Ca, Mg, Fe, обособляющийся пегматитовый расплав относительно обогащался K, Na, Li, а также B, F, OH, Rb, Cs, Ta, Be и др. Этим и обусловлено часто наблюдаемое преобладание микроклин-альбитового и существенно альбитового с литиевыми минералами (или микроклин-сподумен-альбитового) парагенетических типов в редкометалльных жильных сериях этого ряда.

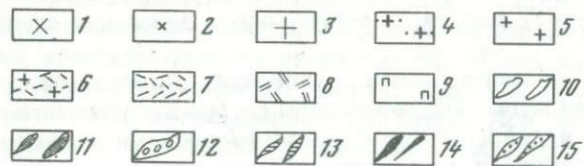
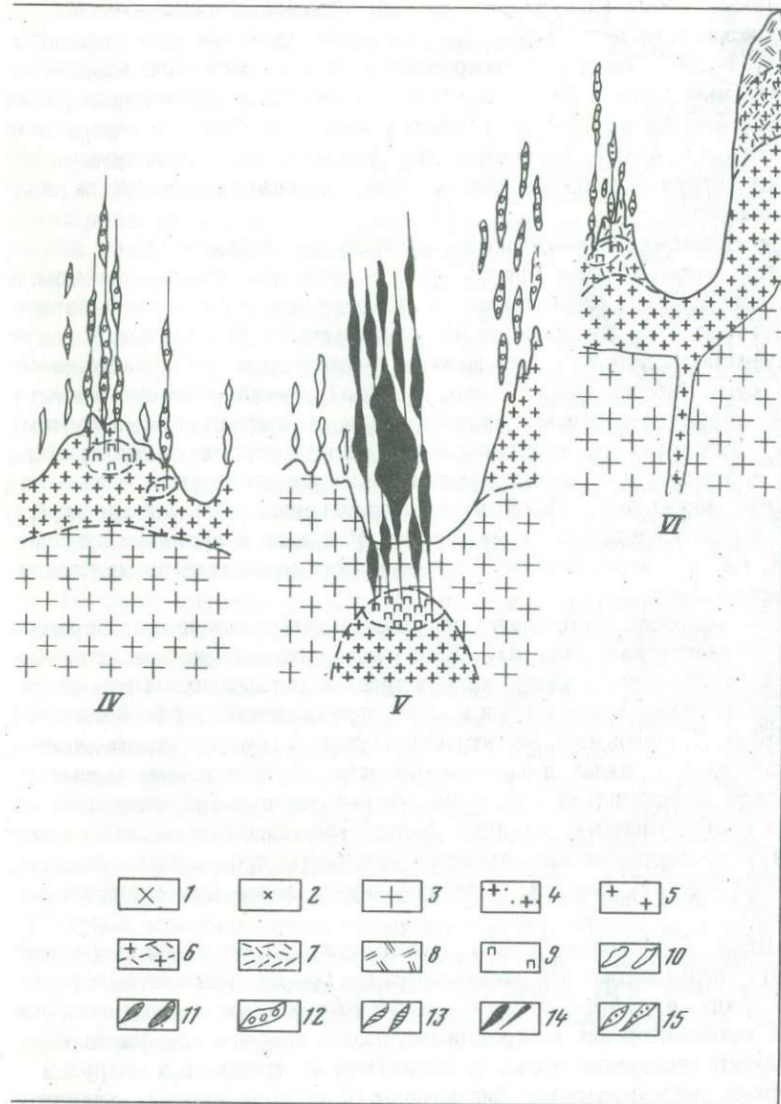
В зависимости от состояния кристаллизации пегматитового расплава в исходных очагах и времени проявления тектонических разрывных нарушений, дренировавших пегматитовые расплавы, изменялся и химико-минералогический состав пегматитовых жильных серий, являющихся продуктами кристаллизации пегматитовых расплавов различных очагов. Если разрядка тектонических напряжений наступила до начала кристаллизации расплава в пегматитовом очаге, пегматитовая жильная серия будет включать высокотемпературные парагенетические типы, начиная с олигоклаз-микроклинового. Если же дренирование очага произошло после кристаллизации главной массы олигоклаза, олигоклаз-микроклиновый тип в пегматитовой серии будет отсутствовать. Если в пегматитовом





Фиг. 38. Генетическая связь пегматитов с гранитами

I-VI - различные геологические ситуации отщепления пегматитовых расплавов  
 1 - плагио-микрклиновые граниты, богатые кальцием, 2 - их более кислые лейкократовые фации, 3 - бедные кальцием биотитовые граниты, 4 - щелочные рибекитовые граниты апаитового ряда, 5 - кислые двуслюдяные граниты, 6 - мусковито-



вые граниты, 7 - мусковитовые микрклин-альбитовые граниты, 8 - литиево-слюдистые микрклин-альбитовые граниты, 9 - очаги пегматитового расплава, 10-15 - пегматиты: 10 - безрудные и редкоземельного ряда, 11 - ниобий-иттриевого ряда, 12 - бериллиевого ряда, 13 - литиевого ряда, 14 - комплексного ряда, 15 - фторлитиевого ряда. Тонкие параллельные линии - пути внедрения расплава

очаге успела выкристаллизоваться главная масса олигоклаза и микроклина, жильная серия будет представлена существенно альбитовым или микроклин-сподумен-альбитовым типами. Вывод пегматитового расплава из исходного пегматитового очага представляется явлением одноактным [38—44]. Олигоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые жильные серии в большинстве своем являются продуктами фаций передового фронта внедрения гранитных интрузий. Поэтому пересечение их пегматитами фаций глубинной дифференциации, отщепленными от гранитных интрузий на более поздних этапах становления, является вполне закономерным.

Дифференциация пегматитового расплава осуществлялась не только в исходных пегматитовых очагах, но и в процессе его перемещения к местам локализации. Наблюдаемая в природе пространственная зональность пегматитовых жильных серий, выражается в закономерной смене олигоклаз-микроклиновых пегматитов существенно микроклиновыми и далее существенно альбитовыми и (или) мусковит-альбитовыми и является следствием перемещения расплава в относительно открытых системах. Поскольку эта зональность отражает ту же последовательность, которая наблюдается в кристаллизации главных минералов — полевых шпатов, она может быть объяснена кристаллизационной и динамо-диффузионной дифференциацией пегматитового расплава в процессе его перемещения, т.е. дифференциальной подвижностью компонентов кристаллизующегося расплава.

Большое значение в концентрации редких элементов имеют формы и размеры пегматитовых тел [41]. Если пегматитовый расплав рассредоточивался по огромному числу мелких трещин, пегматитовые тела характеризуются малыми мощностями и слабо проявленной дифференциацией и, как правило, высоких концентраций тантала и других редких элементов не содержат. Попадая в крупные полости, обусловленные перемещением блоков массивных пород, пегматитовый расплав кристаллизовался медленно с образованием крупных полнодифференцированных тел или раздувов, характеризующихся высокой концентрацией редких элементов, и в первую очередь тантала, в определенных зонах или минеральных комплексах.

Пегматиты F-литиевого ряда являются переходной формой проявления редкометальной минерализации между пегматитами комплексного ряда и танталоносными литий-фтористыми гранитами. Они являются производными микроклин-мусковит-альбитовых фаций передового фронта внедрения малых дополнительных трещинных интрузий — производных лейкократовых биотитовых или двуслюдяных гранитов плюмазитового ряда. Это — жильная редкометальная фация куполовидных выступов, обогащенная F, OH, Li, Be, Sn, Ta и др. (см. фиг. 38, VI), являющаяся своеобразным аналогом пегматитов лепидолит-альбитового парагенетического типа комплексного ряда, но образовавшаяся не в качестве конечного продукта дифференциации пегматитового расплава в пегматитовых очагах или в процессе внедрения и становления пегматитовых инъекций, а в качестве конечного верхнего продукта магматической дифференциации самих интрузий ультракислых гранитов.



## Роль тектоники в концентрации тантала

Для понимания роли тектоники в процессе концентрации тантала, при формировании гранитных пегматитов, следует различать четыре крайних случая.

I. Пегматитовый расплав кристаллизуется на месте обособления в теле материнской интрузии в условиях относительно замкнутой системы. Вторичного перераспределения летучих компонентов, и в том числе тантала, свойственного этапу внедрения, не происходит. Промышленных концентраций тантала не наблюдается (фациальные пегматиты).

II. Пегматитовый расплав внедряется в крупные полости, причем период внедрения (условия относительно открытой системы) короткий и резко подчинен периоду кристаллизации (условия относительно замкнутой системы). В период внедрения и в начальный этап периода становления, тантал совместно с летучими компонентами, калием и литием накапливается в верхних частях пегматитовых тел, вследствие динамо-диффузионной дифференциации. В период кристаллизации тантал концентрируется в более поздних существенно альбитовых, альбит-мусковитовых и альбит-лепидолитовых минеральных комплексах. Сочетание указанных факторов приводит к максимальной концентрации тантала и образованию наиболее высокосортных танталовых руд (отчетливо зональные тела комплексного ряда).

III. Пегматитовый расплав внедряется в долгоживущую систему трещин с образованием жильных серий. Период внедрения (условия относительно открытой системы) превалирует над периодом становления пегматитовых тел. Роль кристаллизационной дифференциации проявляется главным образом в период внедрения наряду с динамо-диффузионной дифференциацией. Тантал накапливается в конечных членах пегматитовых инъекций, а в отдельных телах — в верхних их частях. Кристаллизационная дифференциация в период становления конкретных тел проявляется слабо. Жилы характеризуются бедным, но равномерно распределенным танталовым оруденением (литиевый ряд) ..

IV. Дополнительная разрядка тектонических напряжений проявляется в период кристаллизации пегматитовых тел. Остаточная часть расплава перемещается по трещинам во внешние зоны или за пределы пегматитовых тел в области пониженного давления. При этом часть летучих компонентов, в том числе и соединений тантала, теряется. Содержание тантала уменьшается.

## ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

По вопросу о генезисе редкометалльных гранитов до 1970 г. существовали две крайние гипотезы. Первая гипотеза, возникшая в 50-х годах, развивалась О.Д. Левицким, К.А. Власовым [43], М.В. Кузьменко [130] и зарубежными учеными [231]. В соответствии с этой гипотезой редкометалльные граниты рассматриваются как продукты кристаллизации позднемагматического расплава — флюида, возникающего на конечных этапах формирования сложных комплексов гранитоидов.

Вторая гипотеза появилась в начале 60-х годов и развивалась А.А. Беусом [19], Н.Е. Костиным [107], Ф.Р. Апелъциным [5] и другими. В соответствии с этой гипотезой редкометальные граниты ("апограниты") представляют собой сложные многостадийные метасоматические образования, возникающие в результате метасоматического замещения гранитов поздними глубинными растворами. Кроме того, известны промежуточные точки зрения, объясняющие происхождение редкометальных гранитов, как продуктов постмагматического метасоматоза, генетически связанного с конечными этапами формирования гранитоидных комплексов [69, 108, 109] или как интрузивно-метасоматические образования [203].

Впервые гипотеза о пневмато-магматогенной природе редкометальных гранитов и сходстве их генезиса с пегматитами была сформулирована О.Д. Левицким, В.В. Аристовым, Е.А. Станкеевым и Р.М. Константиновым на примере оловоносных амазонитовых гранитов Забайкалья. Они рассматривали амазонитовые граниты как продукты кристаллизации магмы, близкой по составу к пегматитовой и отщепленной от магмы обычных биотитовых гранитов. Пегматитовая магма, внедряясь в область низкого давления и температуры, быстро кристаллизовалась, сопровождаясь интенсивным выносом летучих компонентов, обуславливающих изменение вмещающих пород [7].

Сторонники гипотезы метасоматического генезиса редкометальных гранитов приводят следующие доказательства: 1) приуроченность их к зонам разломов; 2) наличие фациальных переходов от биотитовых гранитов к редкометальным; 3) наличие явлений замещения между минералами; 4) наличие реликтов микроклин-пертита в альбите в зонах переходов; 5) наличие идиоморфных кристаллов микроклина и кварца в мелкозернистой массе; 6) иногда наблюдаемая корреляция ниобия с натрием; 7) наличие явлений альбитизации во вмещающих породах, в том числе и в биотитовых гранитах, контролируемых зонами трещиноватости и 8) наличие биминеральных (микроклин-кварцевых, слюдяно-кварцевых и т.д.) и близких к мономинеральным (альбитовых и кварцевых) фаций в редкометальных гранитах, контролируемых зонами трещиноватости. Однако все эти факты не являются однозначными для доказательства метасоматического генезиса редкометальных гранитов и могут быть объяснены дифференциацией расплава в процессе формирования интрузивных комплексов и конкретных массивов, реакционным автометасоматозом между твердой и жидкой фазами и воздействием расплава и его дериватов на вмещающие породы.

Наиболее слабым местом этой гипотезы является отсутствие объяснения источника, природы, путей миграции и характера изменения состава метасоматозпроизводящих растворов в результате их взаимодействия с первичными породами. Эта гипотеза не может дать удовлетворительного ответа на вопросы: 1) почему растворы обуславливали явления замещения только в лейкократовых биотитовых гранитах или субцелочных граносиенитах, обогащая апикальные части редкими элементами и летучими соединениями; 2) почему они не замещали плагио-микроклиновых гранитов главных интрузивных фаз, а также вмещаю-



щих осадочных и метаморфических пород, более широко развитых в районах развития редкометальных гранитов и характеризующихся интенсивным проявлением разрывных нарушений; 3) почему они несли специфический набор редких элементов (Li, Rb, Ta, Nb, Be, TR, Y и др.), свойственный редкометальным гранитным пегматитам? В то же время, при трактовке генезиса редкометальных гранитов как интрузивных пневмато-магматогенных образований все эти вопросы находят логичное объяснение.

### Генетические особенности

Проведенные нами специальные геохимические и петрохимические исследования по ряду комагматических интрузивных серий, включающих массивы редкометальных, в том числе и танталоносных, гранитов [129, 131], наряду с обобщением результатов других исследователей позволили выявить ряд дополнительных фактов и генетических закономерностей, не позволяющих согласиться с гипотезой метасоматического и аутометасоматического генезиса этих образований, но подтверждающих и в значительной мере объясняющих их интрузивную пневмато-магматогенную природу. Основными из них являются следующие.

Пространственная и генетическая связь со сложными двух-трехфазными или многофазальными интрузивными комплексами гранитоидов, включающими субэффузивные или эффузивные разности пород кислого состава и характеризующимися наличием порфировидных структур в интрузивных членах, что свидетельствует о формировании их в гипабиссальных условиях при пониженном внешнем давлении.

Приуроченность массивов редкометальных гранитов и включающих их интрузивных комплексов к зонам глубинных, линейных или кольцевых разломов в областях завершенной складчатости [231] или сочетаниям дизъюнктивных и пликативных деформаций в складчатых областях [201]. Эти особенности геолого-структурного контроля свидетельствуют о большой роли разрывных дислокаций и, следовательно, резких перепадов давления в процессе формирования интрузивных комплексов, включающих редкометальные граниты.

Пространственная и генетическая связь с конечными дифференциатами интрузивных комплексов — закономерными продуктами магматической дифференциации.

Отсутствие связи с редкометальными гранитами и включающими их интрузивными комплексами отчетливо выраженного редкометального пегматитового процесса. В то же время характер редкометальной минерализации (Ta, Nb, Li, Rb, Be, Y, TR, Th, Sn, Zr и др.), фациальная изменчивость, закономерное изменение соотношения таких пар элементов, как тантал и ниобий, практически не различаются в редкометальных гранитных пегматитах и редкометальных гранитах, что свидетельствует о сходстве механизма возникновения, отщепления, дифференциации и кристаллизации тех и других расплавов с флюидной фазой. Следовательно, редкометальные граниты являются своеобразными аналогами редкометальных гранитных пегматитов, формирующимися в иных

геологических условиях [69, 131]. Подтверждением тому служит и соизмеримость масштабов заключенных в них запасов редкометального оруденения с крупными пегматитовыми полями.

Закономерное изменение химического состава пород комагматических интрузивных серий, включающих редкометальные граниты, от более ранних к более поздним интрузивным фазам (или фациям), выражающееся в постепенном уменьшении Са, Mg, Fe и увеличении К, Na, Li, а также редких элементов и летучих компонентов. Аналогичная эволюционная направленность развития дифференциатов гранитоидных магм еще более отчетливо выражена в процессе пегматитообразования, что свидетельствует об одинаковой направленности геохимической эволюции в процессах формирования редкометальных гранитов и пегматитов.

Закономерное изменение химического состава главных минералов и минеральных ассоциаций от ранних к поздним интрузивным фазам. Так, для наиболее ранних основных и средних пород комагматической интрузивной серии, включающей танталосные граниты, свойственна андезин-диопсид-роговообманковая ассоциация; для главной интрузивной фазы гранитов — олигоклаз (№ 20—30)-микроклиновая с роговой обманкой и биотитом; для лейкократовых биотитовых гранитов фаз дополнительных интрузий — олигоклаз (№ 10—15)-микроклин-пертитовая с биотитом, а для редкометальных гранитов — альбит (№ 3—8)-микроклиновая с литиевыми слюдами.

Закономерная последовательная смена характера акцессорной минерализации от ранних к поздним интрузивным фазам. Так, для ранних интрузивных фаз гранитоидов характерна Са-Fe-Ti-P минерализация, для лейкократовых гранитов — Ti-Zr-TR минерализация, для редкометальных гранитов — Zr-Y-Nb-Ta-Sn-Li-Rb-Th-F минерализация.

Закономерное увеличение содержания тантала и ниобия как в породах, так и в минералах-носителях от ранних к поздним интрузивным фазам вплоть до появления собственно тантало-ниобиевых минералов в редкометальных гранитах.

Эти закономерности отражают единую эволюционную направленность дифференциации магм, ведущую к возникновению алюмосиликатных расплавов, обогащенных щелочами, редкими элементами и фтором, в качестве конечных дифференциатов и не могут быть объяснены метасоматозом.

Отсутствие зависимости химического состава и редкометальной специфики танталосных гранитов от характера и состава вмещающих пород, что совершенно невозможно объяснить, придерживаясь гипотезы метасоматического их генезиса.

Наличие прямой зависимости явлений экзоконтактного, околотрецинного и околожильного метасоматоза во вмещающих породах от химической и редкометальной специализации массивов редкометальных гранитов. Следовательно, эти явления обусловлены воздействием расплава массивов редкометальных гранитов и их пневматолито-гидротермальных дериватов на вмещающие породы и ни с каким наложенным метасоматозом не связаны.



Наличие интрузивных контактов редкометалльных гранитов, секущих как вмещающие породы, так и материнские лейкократовые граниты и их жильные дериваты, а также тектонических брекчий осадочных пород, сцементированных материалом редкометалльных гранитов.

Наличие пегматоидных фаций в апикальных частях массивов и жильных дериватов существенно микроклин-кварцевого состава, отражающих специфику минерализации редкометалльных гранитов и принципиально отличных от жильных дериватов магматических пород других интрузивных фаз, что свидетельствует об эволюционном развитии расплава самих массивов редкометалльных гранитов.

Резкое преобладание гипидиоморфных структур (свидетельствующих о последовательной кристаллизации минералов из расплава) над структурами замещения и обычная для гранитов последовательность образования главных минералов — плагиоклаз (альбит) — микроклин — кварц — в главных фациях массивов.

Прямая зависимость последовательности кристаллизации главных минералов от количественных соотношений в расплаве натрия и калия. Главным фациям, отвечающим среднему составу редкометалльных гранитов, свойственно преобладание натрия над калием и соответственно более ранняя кристаллизация альбита по отношению к микроклину и кварцу. Апикальным пегматоидным фациям и микроклин-кварцевым жилам, характеризующимся преобладанием микроклина над альбитом, свойственна более ранняя кристаллизация микроклина, в то время как альбит в виде мелкозернистого агрегата выполняет интерстиции между его кристаллами и кварцем и частично их корродирует. В породах метасоматического генезиса должна наблюдаться обратная картина. В зонах микроклинизации микроклин должен быть наиболее поздним наложенным минералом, образующимся в процессе замещения более ранних минеральных парагенезисов.

Полное соответствие явлений замещения в редкометалльных гранитах с последовательностью кристаллизации главных минералов из расплава с выполнением интерстиций между более ранними минералами без явных следов замещения.

Полиминеральность редкометалльных гранитов и относительно равномерное распределение главных породообразующих, второстепенных и акцессорных минералов в массе породы, что, как известно, противоречит природе метасоматического замещения [104].

Наличие включений акцессорных, в том числе тантал-ниобиевых минералов во всех породообразующих минералах, что исключает всякую связь оруденения с той или иной стадией метасоматоза.

Наличие типоморфных особенностей в кристаллах колумбита, циркона и других акцессорных минералов в различных фазах и фациях гранитов [231].

Отсутствие в массивах редкометалльных гранитов метасоматической зональности по отношению к каким-либо ослабленным зонам, выражающейся в последовательной смене резко разорванных во времени наложенных друг на друга, близких к мономинеральным парагенезисов, отвечающих последовательной смене химизма метасоматозпроизводящих

растворов в результате взаимодействия их с вмещающими породами [104]. Вертикальная зональность, наблюдаемая в массивах редкометалльных гранитов [19], является обычной фациальной, обусловленной: а) постепенным изменением количественных соотношений одних и тех же минералов; б) постепенным изменением химического состава пород снизу вверх, выражающимся в закономерном уменьшении содержания Ca, Mg, Fe, Si и увеличении содержания Al, Nb, F, (OH), Li; в) постепенным изменением химического состава и свойств породообразующих и редкометалльных минералов, выражающимся в закономерной смене более основных плагиоклазов более щелочными, микроклин-пертита — поздним решетчатым микроклином и далее — амазонитом, биотита-мусковитом и далее — литиевыми слюдами (в лепидолитовых гранитах также — колумбита — танталитом, гатчеттолита — микролитом, ильменорутила — стрюверитом и т.д.); г) постепенным увеличением содержания тантала и ниобия как в породах, так и в минералах-носителях. Эти закономерности выражают ту же тенденцию эволюции магмы в процессе дифференциации, которую мы наблюдали между различными интрузивными фазами.

Отсутствие реликтов первичных пород в редкометалльных гранитах, в то время как для метасоматических образований обязательным признаком является наличие двух четко обособленных разорванных во времени минеральных парагенезисов: первичного, свойственного замещаемым породам, и вторичного — метасоматического, вновь образованного [104]. Наличие же реликтов более ранних минералов в более поздних, находящихся в большинстве в гипидиоморфных соотношениях, свидетельствует о развитии реакционного автометасоматоза.

Отсутствие контроля явлений замещения и редкометалльного оруденения внутри массивов зонами трещиноватости, могущими служить проводниками замещающих растворов. Наличие же близких к мономинеральным (существенно альбитовых или кварцевых) и биминеральных (кварц-микроклиновых и слюдяно-кварцевых) фаций, действительно контролируемых зонами трещиноватости, не может служить доказательством метасоматического генезиса массивов, поскольку их образование сингенетично процессам кристаллизации соответствующих минералов, а по своим масштабам они составляют незначительную часть объема массивов редкометалльных гранитов.

Наши исследования по лепидолитовым редкометалльным гранитам Забайкалья показали, что слюдяно-кварц-микроклиновые и слюдяно-кварцевые трещинные обособления, как правило имеют крупнозернистое строение, приурочены к апикальным частям массивов, перекрытым согласно залегающими вмещающими породами, и представляют собой фациальные или фазовые пегматоидные разности. Что касается мелкозернистых микроклин-кварцевых, существенно кварцевых и существенно альбитовых обособлений, контролируемых зонами трещиноватости, то они наблюдаются и в пределах главных фаций массивов. Такие трещинные фации, как правило, характеризуются пониженным содержанием топаза, литиевых слюд и тантало-ниобатов по сравнению с окружающими их редкометалльными гранитами и резким смещением Ta-Nb



отношения в пользу ниобия. Таким образом, для них характерен не привнос, а вынос летучих соединений, в том числе и тантала по отношению к ниобию. Следовательно, контролирующие их трещины не могут рассматриваться как пути поступления метасоматозпроизводящих растворов, богатых летучими компонентами и редкими элементами.

Образование таких фаций легко объясняется разрядкой тектонических напряжений в период кристаллизации массивов. В нашем случае она произошла после кристаллизации главной массы альбита, следствием чего является практически полное отсутствие альбита в жильных породах, а также околоконтактного, околотрещинного и околожильного натрового метасоматоза во вмещающих породах. В верхней части кристаллизующегося массива она обусловила вытяжку более подвижных составных частей расплава — микроклина и кварца, в области пониженного давления и вытяжку из них части летучих соединений, в том числе и редких элементов, причем тантал вытягивался более интенсивно по сравнению с ниобием. Результатом этого явилось образование трещинных фаций микроклин-кварцевого и существенно кварцевого состава с пониженным содержанием топаза, слюд и тантала. Примыкающие к ним зоны, естественно, относительно обогащались альбитом с образованием существенно альбитовых фаций.

Парагенетический анализ показал, что существенно слюдяные, слюдяно-кварцевые и существенно полевошпатовые субфации редкометалльных гранитов в сумме имеют минеральный состав, близкий к среднему составу редкометалльных гранитов [101]. Это лишний раз подтверждает, что эти субфации являются продуктами расщепления редкометалльного гранитного расплава, обогащенного фтором и литием.

Наличие субэффузивных аналогов литиево-слюдистых редкометалльных гранитов, обнаруженных в последние годы в Восточной Монголии [102], полностью исключает возможность трактовки их генезиса с позиций метасоматоза.

Вышеприведенные факты позволяют рассматривать редкометалльные микроклин-альбитовые граниты как позднемагматические пневматомагматогенные образования — конечные дифференциаты сложных гипабиссальных интрузивных комплексов. Это редкометалльные фации или субфазы лейкократовых биотитовых гранитов плюмазитового ряда (или субщелочных гранитоидов) фаз дополнительных (дочерних) интрузий по отношению к обычным плагиомикроклиновым гранитам (или гранодиоритам) главных интрузивных фаз. Они представляют собой продукты кристаллизации позднемагматических силикатных расплавов, обогащенных летучими соединениями и редкими элементами, обособившихся в результате многократной кристаллизационной и динамо-диффузионной дифференциации магм в процессе их внедрения и кристаллизации.

В последние годы появилась еще одна точка зрения на генезис редкометалльных литий-фтористых и щелочных гранитных формаций, как продуктов дифференциального палингенеза, высказанная А.С. Павленко [102]. При этом в качестве источника лития и фтора рассматриваются сквозьмагматические растворы. Однако нам представляется, что эта

гипотеза также не может объяснить всех генетических особенностей редкометальных гранитов, приведенных выше. К этой же мысли пришел и Л.В. Таусон, утверждающий, что формирование сложных гипабиссальных комплексов не могло произойти на месте возникновения палингенных магм. Они являются производными глубинного батолитового очага, развитие которого определяется интервалом в 30-40 млн. лет [200].

### Специфика формирования

В большинстве своем редкометальные граниты являются конечными членами комагматических двух- и трехфазных интрузивных серий, представленных: 1) олигоклаз-микроклиновыми гранитами (или гранодиоритами), 2) кислыми лейкократовыми биотитовыми гранитами (или субщелочными grano-сиенитами), 3) редкометальными гранитами (плюмазитовыми или агпайтовыми), в которых каждая последующая фаза (реже фация) является производной предшествующей и все они являются последовательно образующимися дифференциатами единой исходной магмы. Механизм такой последовательной дифференциации магмы легко объясняется с петрохимических и геохимических позиций.

Несмотря на сходство общей направленности развития процессов, различные типы редкометальных гранитов имеют свою минералого-геохимическую специфику и различаются между собой масштабами редкометального оруденения, сочетаниями второстепенных минералов и редких элементов, соотношениями тантала с ниобием. Эти их различия обусловлены, по нашему мнению, тремя главными причинами: 1) масштабом проявления магматической дифференциации; 2) геохимической специализацией исходной магмы и ее последовательно отщепляющихся дифференциатов и 3) различиями геолого-структурных условий отщепления, внедрения и локализации магматических дифференциатов.

Как было показано ранее, среди интрузивных комплексов, включающих редкометальные граниты, различаются 2 петрохимических ряда, характеризующихся различными условиями формирования.

Li-слюдистые и мусковитовые редкометальные граниты являются дифференциатами лейкократовых биотитовых гранитов плюмазитового ряда, характеризующихся повышенным содержанием алюминия и нормальным для бедных кальцием гранитов Ta-Nb отношением (1:3-1:5). Эти особенности материнских гранитов являются следствием: 1) генетической их связи с гранитами, характеризующимися умеренным содержанием кальция и 2) формированием в относительно закрытых системах с небольшим интервалом перемещения отщепленной вторичной магмы. При этом, их производные Li-слюдистые собственно танталовые редкометальные граниты также формировались в относительно закрытых системах с незначительным перемещением расплава, о чем свидетельствует их локализация в апикальных частях выступов материнских гранитов или образование самостоятельных штоков за их пределами. И в том и в другом случае они перекрыты слабопроницаемыми экранующими породами кровли и характеризуются накоплением — Ga, Sn, F, Li в апикальных частях и высоким Ta-Nb отношением. В этой



связи Li-слюдистые танталоносные граниты можно рассматривать как продукты кристаллизационной и динамо-диффузионной дифференциации магм лейкократовых биотитовых гранитов фаз дополнительных интрузий в относительно закрытых системах.

В этих условиях осуществляется нормальная эволюционная направленность изменения состава пород. От главной интрузивной фазы через фазу дополнительных интрузий к субфазе (или фации) редкометальных Li-слюдистых гранитов наблюдается закономерное уменьшение содержания Ca, Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Ti и  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$  потенциала; увеличение содержания Na, K, Ta, Nb и Ta-Nb отношения. В том же направлении в породах отмечается увеличение щелочности плагиоклазов; смена нерешетчатого микроклина микроклин-пертитом и далее — поздним беспертитовым решетчатым микроклином; смена роговой обманки биотитом и далее — мусковитом и литиевыми слюдами; смена Ca-P-Fe-титановой акцессорной минерализации Fe-Ti-Zr-редкоземельной и далее Sn-Ta-F-литиевой.

Рибекитовые и эгирин-рибекитовые редкометальные граниты являются производными субщелочных гранитов и грано-сиенитов, отщепленных от богатых кальцием гранитоидов (более 3% CaO в главной интрузивной фазе) и формировавшихся в относительно открытых системах. Сами редкометальные граниты в большинстве случаев также формировались в относительно открытых системах, вследствие чего они, как и материнские субщелочные гранитоиды, характеризуются пониженным Ta-Nb отношением (1:10—1:30). Обычно они контролируются долгоживущими глубокими разломами, в которых и осуществлялись перемещение и дифференциация субщелочных магм.

В этом случае главными факторами перераспределения вещества и концентрации редких элементов были динамо-диффузионная дифференциация и эманационный процесс, в то время как кристаллизационная дифференциация играла второстепенную роль. Только на ранних этапах магматического процесса — в период обособления дочерних субщелочных магм кристаллизационная дифференциация, видимо, являлась одним из главных факторов. В этих случаях формирования интрузивных комплексов, при сохранении общей эволюционной направленности изменения химико-минералогического состава пород от начала к концу процесса, возникали и определенные отличия. Наряду с закономерным уменьшением содержаний Ca, Mg,  $Fe^{2+}$ , Ti, Mn наблюдается не уменьшение, а увеличение содержания окисного железа и, следовательно,  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ -потенциала. Увеличение суммы щелочей наблюдается только на конечных этапах с резким преобладанием натрия над калием. Содержание тантала и ниобия резко увеличивается на конечных этапах, в то время как Ta-Nb отношение постепенно снижается к концу процесса, а не возрастает, как это было в первом случае.

В минеральном составе эти особенности проявляются в смене ассоциаций темноцветных компонентов и появлении их щелочных разностей в конечных дифференциатах. Диопсид-роговообманково-биотитовая ассоциация главной интрузивной фазы сменяется роговообманково-гастингсит-биотит-мусковитовой в субщелочных гранитоидах и далее эгирин-рибекит-полилититонитовой — в редкометальных дифференциатах.

Сидерофиллитовые редкометалльные граниты характеризуются промежуточными условиями формирования между литиево-слюдистыми и эгирин-рибекитовыми. Иногда они имеют фациальные переходы к вышележащим мусковитовым или к залегающим в том же срезе рибекитовым редкометалльным гранитам.

Таким образом, в процессах формирования сложных комплексов гранитоидов, сопровождающихся редкометалльными гранитами, намечается обратная зависимость между изменением Ta-Nb отношения и  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ -потенциала. В тех случаях, когда  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ -потенциал к концу магматического процесса возрастает, относительной концентрации тантала, по сравнению с ниобием, в конечных дифференциатах не происходит. И, наоборот, с уменьшением этого потенциала возрастает Ta-Nb отношение, т.е. происходит относительная концентрация тантала. Эта впервые установленная эмпирическая закономерность заслуживает проверки и подтверждения специальными петрохимическими исследованиями. Не исключена возможность, что она явится одним из новых критериев оценки перспектив гранитоидных комплексов в отношении редкометалльных литиево-слюдистых танталоносных гранитов.

Вышеуказанные крайние типы условий развития сложных комплексов гранитоидов, ведущих в одном случае к формированию литиево-слюдистых танталоносных гранитов, в другом — эгирин-рибекитовых Y-Ta-ниобиеносных гранитов, в природе наблюдаются редко. Чаще наблюдаются месторождения с преобладанием черт одного крайнего случая и наличием черт другого. Так, рибекитовые граниты часто содержат разности с литиевыми слюдами, характеризующиеся более высоким Ta-Nb отношением.

По своей генетической сущности редкометалльные граниты являются своеобразными гипабиссальными аналогами редкометалльных гранитных пегматитов. Основными отличительными чертами их являются: 1) более крупные размеры рудных тел и штокообразные их формы; 2) менее отчетливо проявленная дифференциация вещества и 3) меньшая предельная степень концентрации редких элементов, особенно — Ta, Cs, Rb, Li. Эти их особенности являются следствием формирования в условиях более низкого внешнего давления и более низких температур. В отличие от пегматитов, отщепляемых любой интрузивной фазой сложных абиссальных комплексов гранитоидов, редкометалльные граниты всегда представляют собой последнюю фазу (или ее апикальную фацию) в сложных гипабиссальных комплексах гранитоидов. Температурный интервал их формирования — 220–550°C [3, 102] является более узким по сравнению с гранитными пегматитами — 220–1040°C [11], что обусловлено быстрой их кристаллизацией в условиях пониженного внешнего давления.

#### МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ТАНТАЛОНОСНЫХ РАСПЛАВОВ

Поскольку максимальная относительная концентрация тантала присуща лепидолитовым редкометалльным гранитам и редкометалльным гранитным пегматитам комплексного ряда, остановимся кратко на механизме образования кремнекислых танталоносных литий-фтористых расплавов-



флюидов. Как ранее уже отмечалось, такие расплавы представляют собой конечные продукты, главным образом кристаллизационной и динамо-эффузионной дифференциации гранитных магм. Такая их трактовка не только не противоречит, но полностью подтверждается последними экспериментальными работами по кристаллизации алюмо-силикатных простых и многокомпонентных систем, в том числе и с летучими соединениями [76, 129, 142, 160, 161, 175, 189, 207, 210, 221, 222, 232, 237, 243, 261 и др.]. В настоящей работе нет необходимости излагать существо перечисленных работ, поскольку оно неоднократно обсуждалось в теоретических обобщениях применительно к природным магматическим [12, 13, 14, 79, 101, 102, 157, 214 и др.] и пегматитовым [145, 146, 147] расплавам.

Отметим только общие положения современных представлений о физико-химической сущности силикатных расплавов, базирующиеся на экспериментальных данных. В соответствии с этими представлениями, магматический алюмо-силикатный расплав представляет собой сложную многокомпонентную неоднородную огненную ионно-молекулярную жидкость, состоящую из элементарных катионов металлов, кислорода и других анионных компонентов, среди которых ведущую роль играют кремнекислородные и алюмокремнекислородные структурные группировки. Допускается также наличие в расплаве нейтральных молекул типа  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $SiO_2$ ,  $FeO$  и др. [13, 14], а также фосфорно-кислородных комплексов. В предкристаллизационный период расплав приобретает свойства структурированной жидкости, состав и структура которой определяют возможность проявления того или иного механизма дифференциации.

Рассматривая общие закономерности процесса кристаллизации основных силикатных расплавов с позиций кристаллохимии, Н.В. Белов [12, 13, 14] показал, что на построение кристаллических решеток минералов влияют не только энергетические, но и геометрические свойства ионов — их размеры и соотношения друг с другом, определяющие плотность упаковки атомов кислорода.

Кристаллохимическая роль различных компонентов силикатных расплавов не одинакова и зависит от величин их ионных потенциалов ( $J = \frac{Z}{r_i}$ , где  $Z$  — заряд,  $r_i$  — радиус иона), других энергетических

свойств, характера и силы связи с кислородом [76, 79]. В соответствии с этим представлением в силикатных расплавах различают 4 группы компонентов, играющих различную роль в структурах расплавов: 1) катионы-сеткообразователи; 2) катионы-модификаторы; 3) промежуточные катионы (амфотеры) и 4) анионы-минерализаторы.

I. Катионы-сеткообразователи — Si, P, B и др. — характеризуются наибольшими значениями ионных потенциалов и большой величиной энергии связи с кислородом (75–110 ккал/г · ат), что обеспечивает в расплавах образование комплексных анионов со значительной долей прочных ковалентных связей (до 30–50%) и поэтому наивысшую склонность к полимеризации. В связи с этим наиболее устойчивыми компонентами расплава являются наиболее сильно скрепленные тетраэдры —

$(\text{SiO}_4)^{4-}$ , которые при снижении температуры и уменьшении отношения  $\text{O} : \text{Si}$  связываются кислородными вершинами в постепенно усложняющиеся островки, цепочки, ленты, листы и трехмерные комплексные анионы  $[\text{Si}_x = \text{O}_y]^{2y - 4x}$  [214].

II. Катионы-модификаторы — Na, K, Li, Rb, Cs, Ca, Mg, Ba и др. Энергия их связи с кислородом ( $30\text{--}50 \text{ кг} \cdot \text{кал/г} \cdot \text{ат}$ ) уменьшается в последовательности:  $\text{Ca} > \text{Li} > \text{Na} > \text{K} > \text{Rb} > \text{Cs}$  и имеет преимущественно ионный характер. Доля ковалентных связей уменьшается для них до  $25\text{--}10\%$  [79]<sup>+</sup>, обуславливая более высокую степень их подвижности по сравнению с сеткообразователями.

III. Промежуточные элементы-амфотеры — Al, Fe, Ti, Mn и др. — характеризуются промежуточным значением энергии связи с кислородом —  $40\text{--}60 \text{ кг} \cdot \text{кал/г} \cdot \text{ат}$ . В координации 4 они играют роль сеткообразователей, в координации 6 и более — модификаторов. Особого внимания заслуживает алюминий, который в алюмосиликатных расплавах, подобно кремнию, образует сложные алюмокислородные  $[\text{Al}_x \text{O}_y]^{2y - 3x}$  или алюмокремне-кислородные анионные комплексы и в меньшей степени входит в решетки минералов в октаэдрическом окружении кислорода [214].

IV. Анионные компоненты-минерализаторы: O, OH, F, Cl и др. Экспериментальными исследованиями показано, что растворимость воды в расплавах кремнезема возрастает с увеличением давления и температуры, достигая  $25\%$  при  $P = 9,7 \text{ кб}$  и  $T = 1080^\circ\text{C}$  [232]. Добавление фтора и воды в щелочные алюмосиликатные расплавы производит "разрыхляющее" действие на структуру расплавов, обеспечивая деполимеризацию кремне-алюмо-кислородных комплексов, и уменьшает их вязкость. Таким образом, подвижность катионов поликомпонентных систем является функцией их состава [76, 221].

Экспериментальные исследования щелочных алюмо-силикатных систем (альбит + ортоклаз + кварц + вода + второй летучий компонент), близких по составу к природным гранитным и пегматитовым расплавам, показали, что добавление летучих компонентов снижает температуру кристаллизации эвтектики. Тот же эффект достигается частичной заменой калия — литием, воды — фтором, а также добавлением фосфора, бора и некоторых других избыточных компонентов [261]. При этом установлено два типа перехода гранитного расплава в гидротермальный раствор в процессе кристаллизации гранитов, в зависимости от их состава. В нормальных и шюмазитовых гранитах такой переход осуществляется с критическими явлениями, выражающимися в отщеплении летучих соединений из остаточного расплава. В агапитовых гранитах этот переход осуществляется постепенно. Однако для шюмазитовых литиевослюдистых редкометалльных гранитов также допускается постепенный переход вследствие обогащения их литием и фтором [203]: Температура кристаллизации таких расплавов может снижаться до  $550^\circ\text{C}$ , причем возникает поле устойчивости альбита, калиевого полевого шпата, кварца, лепидолита и топаза, т.е. образуются породы, близкие по составу к танталоносным литий-фтористым гранитам [100, 102] и пегматитам.



Ф.К. Шипулиным [214] показано, что последовательность образования структурных группировок (будущих минералов) в расплаве находится в прямой зависимости от величин энергетических показателей катионов: анионного потенциала, потенциала ионизации и электроотрицательности, а степень подвижности компонентов — в обратной зависимости от этих показателей. Иначе говоря — прогрессивный энергетический ряд компонентов расплава является регрессивным рядом их подвижности (табл. 57). В кристаллизационном ряду катионов-модификаторов — Ca-Na-Li-K-Rb-Cs натрий является более высокоэнергетическим элементом по сравнению с калием и, следовательно, при прочих равных условиях, должен формировать свои кристаллические постройки раньше калия. То есть, албит в природных процессах может кристаллизоваться раньше микроклина, что мы и наблюдаем в редкометалльных гранитах.

В регрессивном ряду подвижности промежуточных компонентов расплава Ti, Ta, Nb по величине ионного потенциала располагаются между алюминием и кремнием (см. табл. 57), однако ближе к алюминию. По величине потенциала ионизации она ближе к кремнию, что позволяет допускать возможность постройки этими элементами собственных кислородных группировок в алюмо-силикатных расплавах, чем, вероятно, и объясняется наличие мельчайших включений минералов Ti, Nb, Ta в породообразующих минералах интрузивных пород, особенно в слюдах. По величине электроотрицательности тантал ближе к алюминию, а ниобий к трехвалентному железу, чем, видимо, и объясняется преимущественная концентрация тантала в плюмазитовых дифференциатах гранитоидов, а ниобия — в щелочных.

При прочих равных условиях более высокие энергетические показатели ниобия по сравнению с танталом (см. табл. 57) и более отчетливая тенденция атомов тантала к образованию "ионных" связей в силу проявления более металлических свойств [170] обуславливают более раннее формирование ниобием своих структурных построек или вхождение совместно с титаном в структуры минералов железа. Отставая в кристаллизации, тантал дольше остается в расплаве, концентрируясь в остаточной более подвижной его части совместно с литием, фтором, другими редкими элементами и компонентами летучих соединений, что и является одной из главных причин более высокой подвижности тантала по сравнению с ниобием.

Главными факторами концентрации тантала в кислых алюмосиликатных системах с компонентами летучих и легкоподвижных соединений являются динамо-диффузионная и кристаллизационная дифференциация, причем роль их в периоды внедрения расплавов и в периоды становления массивов, пегматитовых инъекций и тел различна.

Концентрация большинства литофильных редких элементов, и в том числе тантала, начинается с момента внедрения магм в области более низких давлений. В периоды внедрения (условия относительно открытых систем) ведущими факторами перераспределения вещества и изменения концентрации редких элементов являются динамо-диффузионная дифференциация и эманационный процесс.



Таблица 57

Регрессивные ряды подвижности катионных компонентов гранитоидных расплавов

Энергетические свойства	Модификаторы						
	Ca <sup>1+</sup>	Rb <sup>1+</sup>	K <sup>1+</sup>	Na <sup>1+</sup>	Li <sup>1+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>
Радиус иона, Å (по Аренсу)	1,67	1,47	1,33	0,97	0,68	0,99	0,66
Ионный потенциал (Z : r <sub>i</sub> )	0,6	0,7	0,75	1,0	1,5	2,0	3,0
Потенциал ионизации (эл/вольт)	3,89	4,18	4,34	5,14	5,39	11,87	15,03
Электроотрицательность (кг·кал/г·ат; по Поваренных)	90	95	100	120	125	135	175

В такие периоды различные компоненты магм перемещаются в область пониженных давлений с различной скоростью, причем наибольшая скорость летучих соединений. Легкоподвижные компоненты в одних случаях накапливаются в апикальных частях интрузивных колонн с образованием фашиальной вертикальной зональности, в других — часть их выносятся за пределы интрузий в составе газовых эманаций, производя метасоматоз вмещающих пород. Здесь эманационный процесс уже не положительный, а отрицательный фактор по отношению к самой интрузии.

При формировании неперемещенных гранитных интрузий на больших глубинах, в условиях огромных температур и давлений, перераспределение магматического вещества проявляется слабо, ибо динамо-диффузионная дифференциация не осуществляется, летучие компоненты остаются растворенными в магме, существенных концентраций редких элементов не образуется. Такие гранитоиды обычно однородны по составу и редкометальным оруденением не сопровождаются.

Если же гранитоидная магма подымается на уровень средних глубин (4—6 км от поверхности Земли), динамо-диффузионная дифференциация и эманационный процесс проявляются более отчетливо вследствие продолжительности периода внедрения и большей разности давления между началом и концом этапа внедрения. Такие комплексы гранитоидов характеризуются большей фашиальной и фазовой изменчивостью и широким развитием пегматитового процесса при условии их формирования в относительно закрытых системах. В процессе внедрения таких интрузий некоторая часть летучих соединений (прежде всего вода) движется передовым фронтом, обуславливая грейзенизацию вмещающих пород или обогащая пегматоидные дериваты передового фронта внедрения, с образованием слюдоносных и безрудных пегматитов. Однако главная масса легкоподвижных и летучих компонентов вследствие достаточно высокого внешнего давления остается растворенной в магме.

Промежуточные							Сеткообразователи
Mn <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Ti <sup>4+</sup>	Ta <sup>5+</sup>	Nb <sup>5+</sup>	Si <sup>4+</sup>
0,80	0,74	0,64	0,51	0,68	0,73	0,69	0,42
2,5	2,7	4,7	5,9	5,9	6,8	7,2	9,5
15,64	16,18	30,64	28,44	43,24	45	50	45,13
180	185	235	220	250	210	230	260

После прекращения внедрения легкоподвижные компоненты, в том числе и редкие элементы, продолжают подниматься навстречу фронту кристаллизации массивов, обогащая определенные уровни верхних частей интрузий, с образованием очагов пегматитовых расплавов. Такие очаги продолжают жить достаточно долго — после затвердевания материнского массива и только при вскрытии их последующими разрывными нарушениями начинается период внедрения пегматитового расплава флюида и снова вступают в силу динамо-диффузионная дифференциация и эманационный процесс — новый цикл перераспределения уже пегматитового вещества. Следствием этих процессов является образование вертикальной зональности пегматитовых инъекций (полей и месторождений) и отдельных пегматитовых жил. При этом легкоподвижные и летучие компоненты, и в том числе редкие элементы, обогащают более отдаленные от материнских очагов пегматитовые тела, а в конкретных телах — более верхние участки ("вторичная перегонка летучих", по К.А. Власову). Только это вторичное перераспределение редких элементов обуславливает появление редкометальных пегматитов, несущих промышленные концентрации тантала, рубидия, цезия, и олова.

Следует, однако, отметить, что концентрация ниобия даже в редкометальных гранитных пегматитах, за исключением Y-Nb ряда, никогда не превышает 10—15 раз по сравнению со средним содержанием в гранитах, в то время как концентрация тантала превышает его в 50—400 и более раз. Ta-Nb отношение при этом возрастает до 1—5 и выше, в отличие от 0,2 в гранитах, что свидетельствует о большей подвижности тантала по сравнению с ниобием в процессах динамо-диффузионной и эманационной дифференциации плюмазитовых гранитных и пегматитовых расплавов. Эта особенность тантала при формировании пегматитовых тел в относительно более открытых системах (см. пегматиты бериллиевого ряда) приводит к более интенсивному его выносу во вмещающие породы



из апикальных выклиниваний жил или внешних зон пегматитовых тел, контактирующих с сильно проницаемыми породами. В этом случае роль эманационного фактора становится отрицательной.

При внедрении гранитных интрузий в еще более высокие гипабиссальные области роль динамо-диффузионной и эманационной дифференциации еще более возрастает вследствие огромного перепада давления в процессе внедрения. Такие комплексы гранитоидов характеризуются еще большей фациальной и фазовой изменчивостью, накоплением летучих и легкоподвижных компонентов в апикальных частях интрузий или выносом летучих соединений за пределы интрузий и широким развитием процессов грейзенизации или щелочного метасоматоза. Для их формирования исключительно важную роль приобретают тектонические факторы, обуславливающие формирование интрузий в относительно более открытых или относительно более замкнутых системах. Для конечных магматических дифференциатов таких комплексов, представленных обычно лейкократовыми гранитоидами, характерно два рода вертикальной зональности. Для гранитоидов, формировавшихся в относительно более открытых системах характерно накопление щелочей в верхних частях массивов с образованием щелочных редкометальных гранитов или безрудных сиенитовых фаций с выносом летучих соединений за пределы массивов, и развитием процессов ослюденения во вмещающих породах. Для глиноземистых (плюмазитовых) гранитоидов, формирующихся в относительно более замкнутых системах, свойственно образование редкометальных фаций в апикальных частях куполовидных выступов с образованием мусковитовых или литиево-слюдистых танталосодержащих гранитов.

В условиях недостаточно высокого внешнего давления гипабиссальные интрузии обычно не сопровождаются редкометальными пегматитами. Их редкометальные конечные дифференциаты кристаллизуются быстро в виде мелкозернистых фаций гранитов, иногда пегматоидных в апикальных частях.

В отличие от периодов внедрения, характеризующихся условиями относительно открытых систем, становление интрузий и их дериватов осуществляется в относительно замкнутых сверху системах при более или менее постоянном внешнем давлении. В такие периоды главным фактором концентрации тантала и других редких элементов является кристаллизационная дифференциация. Сущность ее сводится к тому, что большая часть редких элементов не входит в кристаллические структуры главных породообразующих минералов или рассеивается в них в небольших количествах и поэтому они накапливаются в остаточных расплавах [42, 204].

В этой связи механизм формирования литий-фтористых танталосодержащих расплавов можно объяснить следующим образом. После выравнивания термодинамического равновесия и сбрасывания в твердую фазу чуждых компонентов, заимствованных из вмещающих пород, процесс кристаллизации гранитоидных магм обычно начинается с кристаллизации минералов, содержащих наиболее высокоэнергетические элементы (Са, Mg, Fe) плагиоклазов, амфиболов и биотита. В период кристаллизации

этих минералов часть тантала рассеивается в их структурах, но главная его масса обогащает незакристаллизованную часть магмы. Выпадение кальция в твердую фазу в форме плагиоклаза связывает одновременно и главную массу натрия, поэтому остаточная часть магмы относительно обогащается калием и кремнеземом.

Разрядка тектонических напряжений, совпавшая с периодом, когда главная масса Ca, Mg, Fe была связана в твердой фазе, выводила за пределы интрузива более лейкократовую существенно калиевую остаточную часть магмы, несколько обогащенную танталом по сравнению с исходной магмой. В процессе перемещения этой дочерней магмы, вследствие динамо-диффузионной дифференциации и эманационного процесса, происходило вторичное перераспределение вещества и накопление легкоподвижных, легкоплавких и легколетучих соединений, в том числе и тантала по отношению к ниобию в верхних частях интрузивных столбов. Внедряющаяся дочерняя магма реагировала на изменение термодинамического режима кристаллизацией наиболее высокоэнергетических минералов. На ранних стадиях в твердой фазе совместно с оставшимся кальцием связывалась только та часть натрия, которая была необходима для образования небольших количеств кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз). В период его кристаллизации в магме увеличивался химический потенциал калия, что и обусловило последующую кристаллизацию микроклина. По мере кристаллизации микроклина в магме возрастал химический потенциал натрия, что явилось причиной обогащения остаточного расплава натрием и образования по микроклину пертита замещения. В силу отсутствия изоморфизма между кремнием и редкими элементами (Li, Rb, Ta, Nb, Be, Sn) и ограниченного изоморфизма последних с алюминием, а также незначительного содержания в магме железа и титана, остаточная часть магмы обогащалась также редкими элементами и летучими соединениями, т.е. по существу возникал пегматитовый расплав, отличающийся от материнской магмы лейкократовых гранитов (или субщелочных гранитоидов) преобладанием натрия над калием, очень низким содержанием кальция и повышенным содержанием летучих компонентов и редких элементов. Этот расплав, обладая большей подвижностью по сравнению с более вязкой микроклиновой частью, перемещался быстрее в верхние части интрузивных колонн, обуславливая образование апикальных фаций танталоносных гранитов, обогащенных Na, Li, F, Ta, Sn и др., при условии наличия достаточно эффективного экрана слабопроницаемых пород кровли. При этом тантал накапливался более интенсивно по сравнению с ниобием.

Очередная разрядка тектонических напряжений после обособления существенно натриевого редкометального расплава обуславливала его отщепление и перемещение в области еще более низких давлений за пределы материнских интрузий с образованием фазовых танталоносных гранитов (или пегматитов). В этом случае осуществлялись повторная динамо-диффузионная дифференциация в процессе перемещения расплава и дополнительное перераспределение тантала и летучих компонентов с концентрацией их в апикальных частях интрузий редкометаль-



ных гранитов (или пегматитовых жильных серий). Преобладание натрия над калием в расплаве и более высокие его энергетические показатели (потенциал ионизации 5,14, электроотрицательность — 120 кг · кал/гр · атом) по сравнению с калием [4,34 и 100 соответственно] при незначительном содержании кальция обусловили более раннюю кристаллизацию альбита в виде мелких кристаллов, что мы наблюдаем в редкометальных гранитах. Последующая кристаллизация микроклина и кварца в виде более крупных кристаллов приводило к отжиму гранями их роста лейст альбита и выполнению интерстиций между ними. Вследствие этого возникала порфировидная структура отжима. Кристаллизация калиевого полевого шпата позже альбита в среде, практически лишенной натрия, явилась причиной образования чистого микроклина, не содержащего пертитовых вростков. Возможность более ранней кристаллизации альбита по сравнению с микроклином в алюмо-силикатных расплавах, близких к гранитным, экспериментально доказана Н.Ф. Челищевым [211].

В процессах формирования редкометальных гранитных пегматитов дифференциация расплава проявлялась еще более отчетливо, как в период его внедрения, так и в период кристаллизации. Действительно, наблюдаемая в природе зональность пегматитовых полей и месторождений, совпадающая с последовательностью кристаллизации главных минералов в пегматитовых жилах, объясняется сочетанием динамо-диффузионной и кристаллизационной дифференциации, т.е. различной подвижностью компонентов внедряющегося и кристаллизующегося расплава.

При формировании пегматитовых инъекций (жильных серий), являющихся производными единого пегматитового очага, пегматитовый расплав, перемещавшийся в область пониженного давления, сначала освобождался от кальция и натрия в форме кристаллизующегося олигоклаза и относительно обогащался калием. При дальнейшем перемещении расплава начинал кристаллизоваться микроклин, и остаточная его часть снова обогащалась натрием (и литием), а также летучими компонентами, Ta, Nb, Cs, Rb, Sn и другими редкими элементами. Перемещаясь дальше в область наиболее низких давлений и кристаллизуясь, такой расплав формировал существенно альбитовые или микроклин-сподумен-альбитовые парагенетические типы пегматитовых жил с высокими концентрациями тантала, цезия и др. редких элементов.

Если же пегматитовый расплав не рассредоточивался по большому числу жильных тел (жильных серий), а локализовался в одном большом объеме, ведущую роль играла кристаллизационная дифференциация, осуществлявшаяся в относительно замкнутой системе. В этом случае формировались отчетливо зональные тела, в которых олигоклазсодержащие внешние зоны сменяются существенно микроклиновыми и далее существенно альбитовыми, альбит-мусковитовыми и альбит-лепидолитовыми. При этом степень концентрации тантала по отношению к ниобию закономерно возрастала от более ранних высокотемпературных минеральных комплексов к более поздним низкотемпературным, обычно следующим после зоны блокового микроклина.

В пегматитовых телах, характеризующихся преобладанием натрия над калием и являющихся конечными членами пегматитовых инъекций, преобладание тантала над ниобием может наблюдаться и во внешних зонах, особенно в верхних частях тел, где произошло накопление тантала в период внедрения расплава вследствие эманационного фактора и динамо-диффузионной дифференциации.

Общая направленность кристаллизационной дифференциации пегматитового расплава в период внедрения и в период становления является одной и той же. Более низкие значения энергетических показателей тантала по сравнению с ниобием обуславливают относительную его концентрацию в конечных продуктах в результате проявления кристаллизационной и динамо-диффузионной дифференциации.

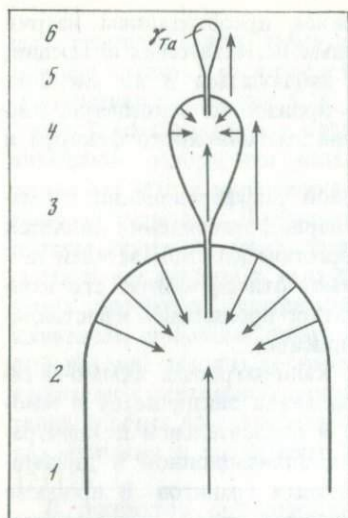
Таким образом, механизм образования калии-натровых алюмо-силикатных литий-фтористых танталоносных расплавов заключается в многократном перераспределении компонентов и относительной концентрации тантала в результате чередований кристаллизационной и динамо-диффузионной дифференциации магмы обычных гранитов. В процессе формирования фазовых лепидолитовых гранитов такое перераспределение тантала осуществляется 5 раз: 1) накопление в верхней части главной фазы внедрения; 2) накопление и относительная концентрация к концу процесса кристаллизации гранитов главной фазы; 3) перегонка в верхние части массивов дочерней фазы в процессе внедрения; 4) накопление к концу процесса кристаллизации дочерней фазы; 5) перегонка в верхние части массивов редкометалльных гранитов в процессе внедрения (фиг. 39).

В процессе формирования полнодифференцированных пегматитовых тел комплексного ряда, добавляется 6-й этап абсолютной и относительной концентрации тантала в период кристаллизационной дифференциации пегматитовых тел. Этим и объясняется более высокая степень концентрации тантала, цезия, рубидия и др. в конечных продуктах кристаллизации — внутренних зонах отчетливо зональных пегматитовых тел.

Что касается форм переноса тантала в надкритических условиях формирования калии-натровых алюмо-силикатных систем, обогащенных литием и фтором, то этот вопрос в настоящее время может обсуждаться только в порядке постановки. Экспериментальные данные по этому вопросу весьма ограничены и, к сожалению, могут быть привлечены для интерпретации только гидротермальных процессов. Из химии тантала известно, что при высоких температурах в присутствии фтора и щелочей образуются комплексные соединения тантала типа  $MeTaF_6$  и  $Me_2TaF_7$ . В отличие от ниобия, для тантала мало характерно образование оксифторотанталатов типа  $KNbOF_4$ , более подвижных в гидротермальных условиях, поскольку фторотанталаты гидролизуются значительно труднее, чем соответствующие фторониобаты. Можно предположить, что перенос тантала в эндогенных процессах в условиях сосуществования алюмо-силикатного расплава и щелочно-фторидного флюида осуществляется в форме комплексных фторотанталатов различных металлов.

Как было показано В.В. Щербиной [216], геохимическое поведение многих элементов в магматических процессах зависит от соотношения





Фиг. 39. Схема пятистадийной концентрации тантала в процессах образования танталоносных гранитных расплавов

1 — внедрение гранитов главной фазы, 2 — их кристаллизация, 3 — внедрение лейкократовых гранитов дочерней фазы, 4 — их кристаллизация, 5 — внедрение редкометалльных расплавов, 6 — танталоносные граниты

натрия и калия в соответствующих системах. Роль калия и натрия, вследствие различия их энергетических и поляризационных свойств, в образовании природных комплексных соединений не одинакова. Большой ионный радиус калия ( $1,33 \text{ \AA}$ ) по сравнению с натрием ( $0,97 \text{ \AA}$ ) обуславливает меньшую энергию решетки соответствующих соединений калия, их большую ионность, большую растворимость и более высокую подвижность в магмах. Отсюда можно предположить, что при прочих равных условиях комплексные фтортанталы калия должны быть более подвижны по сравнению с соответствующими соединениями натрия.

Группой сотрудников ГЕОХИ под руководством И.В. Александрова проведено множество опытов, направленных на выяснение особенностей поведения тантала и ниобия в хлоридно-углекислых водных растворах кальция, натрия и калия, и в меньшей мере во фторидных и фосфатных растворах щелочей и лития, при температурах  $200\text{--}600^\circ\text{C}$  и  $P = 500\text{--}2000 \text{ кг/см}^2$ . В результате установлено, что у ниобия более отчетливо проявлена способность образования карбонатных, фосфатных и хлоридных комплексных соединений, а у тантала — комплексообразование с фтором. При высоких температурах миграционная способность тантала и ниобия выше, чем при низких.

При  $300\text{--}600^\circ\text{C}$  введение натрия в раствор углекислого калия препятствует миграция ниобия и тантала и способствует их осаждению. При температурах ниже  $200$  и выше  $600^\circ\text{C}$  это явление ослабевает. В натрокалиевых растворах при  $500^\circ\text{C}$ , так же как и в калиевых при  $300^\circ\text{C}$ , с понижением pH и с добавлением лития происходит повышение концентрации тантала с уменьшением Nb-Ta отношения, т.е. увеличивается относительная подвижность тантала. Во фторидно-хлоридно-фосфатных растворах калия марганец предпочтительно осаждает тантал, а железо — ниобий.

По мнению И.В. Александрова [2], в пегматитовом и гранитном процессах калий и фтор способствовали накоплению тантала и ниобия в растворах, а натрий способствовал их осаждению, причем в присутствии лития ниобий раньше осаждался по сравнению с танталом. Из этого следует, что в месторождениях указанных типов тантал и ниобий мигрировали в форме фторкомплексных соединений калия, что может быть

справедливо для гидротермальных систем, характеризующихся преобладанием калия над натрием.

В.В. Щербиной отмечалась возможность образования комплексных алюмофторидов натрия (криолита —  $\text{Na}_3[\text{Al}, \text{F}_6]$ ; томсенолита —  $\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ; криолитионита —  $\text{Na}_3\text{Al}_2[\text{Li}, \text{F}_4]_3$  и др.) в условиях преобладания натрия над калием. Последние весьма характерны для литий-фтористых танталоносных гранитов, образующихся из расплавов-флюидов, характеризующихся преобладанием натрия над калием. Отсюда напрашивается предположение, что тантал в надкритических условиях алюмо-силикатных систем, обогащенных щелочами и фтором, может переноситься в форме фторотанталатов натрия. Действительно, экспериментальными исследованиями В.П. Пашутина и В.Н. Соболева [166] показано, что в надкритических водно-фторидных щелочных растворах, при температурах около  $500^\circ\text{C}$ , тантал интенсивнее переносится в присутствии натрия, чем в присутствии калия.

Экспериментально показано, что собственно танталовое оруденение в щелочно-кислых средах, отвечающих по составу литиево-слюдистым редкометальным гранитам и пегматитам, образуется в условиях повышения активности: Na, Li, F, Mn и уменьшения активности железа, при температуре —  $450\text{--}200^\circ\text{C}$  [3]. Этим подтверждено, выявленное нами ранее [122] геохимическое родство тантала с литием и марганцем.

Нашими исследованиями показано, что для условий формирования собственно танталовых месторождений свойственно также увеличение потенциала алюминия, а для ниобиевых (субщелочных) — потенциала окисного железа. В связи с этим можно предположить, что в условиях формирования собственно танталовых месторождений (литиево-слюдистых танталоносных гранитов и редкометальных пегматитов комплексного и литиевого рядов) относительная концентрация тантала осуществляется в форме фтор-комплексных соединений лития и алюминия, типа  $\text{Li}_2\text{TaF}_7$ ,  $\text{AlTaF}_8$  и др., которые являются более подвижными по сравнению с соответствующими соединениями ниобия в относительно замкнутых системах. В то же время, относительная концентрация ниобия в месторождениях щелочных формаций может осуществляться в форме оксифторониобатов железа, типа  $\text{Fe}^{3+}\text{NbOF}_6$ .



## ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ ТАНТАЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРАНИТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Тантал является весьма редким, в значительной степени рассеянным элементом и однокомпонентных собственных месторождений вообще не образует. Повышенные его концентрации в земной коре в большинстве своем сосредоточены в месторождениях Nb, Ti, Zr, Sn, W и др. Поэтому рентабельность его добычи в значительной степени зависит от потребности промышленности в других (основных) видах полезных ископаемых и возможностей их извлечения. Естественно, что в месторождениях Ti, Zr, Sn и W тантал может рассматриваться только в качестве попутного компонента. Даже в комплексных редкометалльных месторождениях, характеризующихся Ta-Nb специализацией, в большинстве случаев ниобий резко преобладает над танталом, как по содержанию, так и по масштабам запасов.

Содержание тантала и Ta-Nb отношение в месторождениях различных генетических типов колеблется в широких пределах. В связи с гранитоидными, нефелин-сиенитовыми и карбонатитовыми формациями образуются преимущественно ниобиевые, Ta-ниобиевые и комплексные Ti-Zr-Ta-ниобиевые месторождения. Преобладание же тантала над ниобием наблюдается исключительно редко и только в связи с гранитоидными формациями. Исключением в этом отношении являются редкометалльные гранитные пегматиты, среди которых танталовые и Nb-танталовые месторождения распространены значительно более широко по сравнению с ниобиевыми. В связи с этим возникает вопрос — какие количественные характеристики следует использовать для выявления танталовой специализации Ta-ниобиевых и комплексных редкометалльных месторождений?

Поскольку среднее отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  в земной коре составляет примерно 1 : 10, то его и следует принять в качестве разграничительной константы танталовых и ниобиевых месторождений. Однако из практических соображений такое разделение кажется недостаточным, поскольку запасы ниобия в месторождениях с отношением 1 : 1—1 : 10 будут значительно превышать запасы тантала. Поэтому среди редкометалльных месторождений с тантал-ниобиевой специализацией предлагается различать 4 геохимических типа: 1) танталовые, 2) Nb-танталовые, 3) Ta-ниобиевые и 4) ниобиевые (табл. 58).

Для разграничения этих типов месторождений и выявления их танталовой специализации наряду с концентрацией тантала и величиной Ta-Nb

отношения, очень удобной числовой характеристикой является коэффициент относительной концентрации тантала, выражающийся отношением степеней концентрации тантала и ниобия по сравнению с их кларками ( $K_{Ta/Nb} = K_{Ta}/K_{Nb}$ ). Величина этого коэффициента соответственно составляет для месторождений с танталовой специализацией более 10; с Nb-танталовой 1–10; с Ta-ниобиевой 1–0,5 и с ниобиевой — менее 0,5.

Само собой разумеется, что коэффициент относительной концентрации тантала, как и Ta-Nb отношение, не являются достаточными признаками для оценки перспектив рудоносности того или иного типа тантал-ниобиевых месторождений. Наряду с ними необходимо учитывать также абсолютную концентрацию тантала в рудах (содержание и степень концентрации по сравнению с кларком) и минеральные формы концентрации. Другими словами, к собственно танталовым могут быть отнесены такие месторождения, в рудах которых среднее содержание  $Ta_2O_5$  будет не ниже 0,01%, степень концентрации не ниже 40, отношение  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5$  не ниже 1 : 1 и  $K_{Ta/Nb} - 10$  и выше, при условии, что главная масса тантала в них сосредоточена в собственно танталовых минералах. Таким условиям удовлетворяют только литиево-слюдистые танталоносные граниты и редкометалльные пегматиты комплексного ряда. Мусковитовые редкометалльные граниты и пегматиты бериллиевого, литиевого, редкоземельного и F-литиевого рядов характеризуются Nb-танталовой специализацией. Что касается других типов редкометалльных гранитов (сидерофиллитовых, рибекитовых и эгирин-рибекитовых), то все они характеризуются Ta-ниобиевой и ниобиевой специализацией, за исключением их фациальных разностей, обогащенных Li-слюдами. Последним свойственна Nb-танталовая специализация.

Среди месторождений нефелин-сиенитовых, щелочно-ультрабазитовых и карбонатитовых формаций наиболее перспективными в отношении тантала являются месторождения с Nb-танталовой спецификой, представленные предкарбонатитовыми апатит-форстерит-магнетитовыми рудами и альбититами, а также высокотемпературными U-широхлоровыми карбонатитами, в которых отмечается увеличение  $K_{Ta/Nb}$  до 1–5 (см. табл. 58).

Что касается Ta-ниобиевых месторождений щелочно-гранитных, нефелин-сиенитовых и карбонатитовых формаций, то они по своим размерам значительно превосходят собственно танталовые, а по содержанию тантала также соизмеримы. Однако собственно танталовые месторождения имеют незаменимое преимущество как источник собственно танталовых концентратов. Учитывая, что эти месторождения (особенно пегматиты) зачастую являются комплексными на Ta, Li, Rb, Cs, Be, Nb, Sn, а также оптическое, керамическое, стекольное сырье, слюды и поделочные камни [169], комплексная их разработка на все виды полезных ископаемых существенно повысит рентабельность их освоения.



Сравнительная характеристика тантало-ниобиевой специализации главных генетических

Генетические группы и типы месторождений		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
		характерные содержания (%)	степень концентрации	
Гранитоидные формации	Редкометалльные граниты	Мусковитовые	0,007–0,015	30–60
		Литиево-слюдистые	0,01–0,04	40–170
		Сидерофиллитовые	0,01–0,015	40–60
		Рибекитовые с криофиллитом	0,01–0,03	40–125
		Эгириин-рибекитовые с полилитие-нитом	0,005–0,015	20–60
		Щелочно-гранитные надынтрузивные метасоматиты	0,01–0,02	40–80
	Редкометалльные пегматиты	Редкоземельные	0,005	20
		Литиевые	0,007–0,01	30–40
		Бериллиевые	0,007–0,01	30–40
		Комплексные	0,01–0,40	40–1600
		F-литиевые	0,01–0,02	40–80
		Nb-иттриевые	0,005	20
	Щелочные и карбонатитовые формации	Редкометалльные нефелиновые сиениты	0,024	100
		Надынтрузивные метасоматиты	0,01–0,02	40–80
		Постмагматические альбититы	0,01–0,015	40–60
Предкарбонатитовые апатит-форстерит-магнетитовые породы		0,01–0,03	40–125	
Предкарбонатитовые альбитовые метасоматиты		0,01–0,025	40–100	
Ранние карбонатиты с уранпироклором		0,05–0,1	200–400	
Карбонатиты с пироклором		0,01–0,02	40–80	

## РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ

Наиболее общими поисково-оценочными признаками всех типов редкометалльных гранитов являются следующие: 1) приуроченность к конечным этапам формирования двух-трехфазных гипабиссальных интрузивных комплексов гранитоидов, характеризующихся наличием эффузивных или субэффузивных разностей и отсутствием редкометалльных пегматитовых дериватов; 2) генетическая или парагенетическая связь с лейкократовыми гранитами или граносиенитами дополнительных (дочерних) фаз; 3) мелкозернистая порфировидная структура, за исключением эндоконтактовых пегматоидных или аплитовых фаций; 4) микроклин-кварц-альбитовый состав с широким развитием альбита вместо олигоклаза и альбит-олигоклаза, а также позднего решетчатого микро-

типов эндогенных месторождений тантала и ниобия

характерные содержания (%)	степень концентрации	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>Ta/Nb</sub>	Специализация по танталу и ниобию
0,01–0,02	4–9	1:1–2:1	10–18	Танталовая	
0,1–0,3	45–130	1:10–1:20	0,5–0,9	Та-ниобиевая	
0,1–0,4	45–170	1:8–1:15	0,6–0,9	”	
0,2–0,4	90–170	1:20–1:30	0,2–0,4	Ниобиевая	
0,15–0,2	65–90	1:8–1:15	0,6–0,9	Та-ниобиевая	
0,017	7	1:2–1:7	2,9	Nb-танталовая	
0,01–0,02	4–9	1:1–1:3	5–7	”	
0,01–0,02	4–9	1:1–1:4	5–7	”	
0,01–0,03	4–13	1:1–15:1	10–120	Танталовая	
0,01–0,02	4–9	1:1–2:1	9–10	Nb-танталовая	
0,15	65	1:20–1:40	0,3	Ниобиевая	
0,40	170	1:12–1:16	0,6	Та-ниобиевая	
0,15–0,3	60–130	1:18–1:8	0,6–0,7	Та-ниобиевая	
0,2–0,5	90–200	1:40–1:60	0,3–0,4	Ниобиевая	
0,1–0,2	45–90	1:10–1:5	1–2	Nb-танталовая	
0,5–1	200–400	1:4–1:5	2–3	Nb-танталовая	
0,1–0,5	45–200	1:5–1:10	2–5	То же	
1–3	400–1200	1:20–1:80	0,03–0,1	Ниобиевая	

клина вместо микроклин-пертита; 5) низкое содержание магния и кальция как в редкометалльных (MgO < 0,4%, CaO < 0,9%), так и в материнских лейкократовых гранитоидах (MgO < 0,6%, CaO < 1%); 6) преобладание Na<sub>2</sub>O (5–6,5%) над K<sub>2</sub>O (3,5–4,3%), за исключением мусковитовых бериллоносных гранитов, в то время как в материнских лейкократовых гранитах K > Na; 7) повышенное содержание фтора и лития; 8) наличие редкометалльной минерализации, сходной с гранитными пегматитами – Ta, Nb, TR, Y, Be, Li, W, Sn и др.; 9) широкое развитие надынтрузивного, околожильного и околотрещинного метасоматоза.

Кроме того, для процесса формирования интрузивных серий, сопровождающихся редкометалльными гранитами плюмазитового ряда (мусковитовыми и литиевослюдистыми), характерна нормальная эволюционная направленность – уменьшение содержания Ca, Mg, Fe и окислительно-



восстановительного потенциала с увеличением суммы щелочей, редких элементов, фтора и Ta-Nb отношения. Для интрузивных серий, заканчивающихся щелочными редкометальными гранитами (рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми), свойственна искаженная эволюционная направленность. В отличие от серий плюмазитового ряда, в них к концу процесса возрастает также содержание окисного железа и соответственно  $Fe_2O_3 : FeO$  — потенциал, а Ta-Nb отношение уменьшается.

I. Среди всех типов редкометальных гранитов наиболее перспективными в отношении тантала являются литиево-слюдистые амазонит (микроклин)-альбитовые граниты, в которых концентрация тантала достигает 80–150 раз по сравнению с кларком, при концентрации ниобия — 10–20. Характерными их поисково-оценочными признаками являются: 1) генетическая связь с плюмазитовыми лейкократовыми биотитовыми гранитами дополнительных фаз гранитоидных комплексов нормального состава; 2) приуроченность к апикальным частям их куполовидных выступов или апофиз, а также к трещинным зонам в их кровле; 3) наличие согласно залегающих пластических пород кровли; 4) частое развитие амазонита в качестве главного породообразующего минерала и литиевых слюд ряда лепидолит-криофиллита в качестве второстепенных минералов; 5) сочетание Al, F, Li, Sn, Ta минерализации (лепидолит, топаз, танталит, микролит, касситерит); 6) высокое содержание тантала — 0,01–0,04% при Ta-Nb отношении 1 : 1–2 : 1; 7) развитие в надынтрузивной зоне жильных дериватов кварц-микроклинового и слюдяно-кварцевого состава с литиевыми слюдами, топазом и касситеритом; 8) развитие в породах кровли надынтрузивного F-Li грейзена с касситеритом, стрюверитом и топазом. Следует отметить, что появление литиевых слюд в отдельных фациях массивов любых типов редкометальных гранитов является надежным признаком увеличения перспектив танталоносности соответствующих руд.

При оценке промышленных перспектив месторождений данного типа помимо танталовых минералов в качестве полезных компонентов следует рассматривать: 1) касситерит, как второсортное танталовое и оловянное сырье; 2) литиевые слюды, как сырье на литий, рубидий и цезий; 3) кварц и альбит, как сырье для стекольной промышленности; 4) микроклин, как сырье для керамики.

II. Мусковитовые редкометальные граниты иногда могут рассматриваться, как бедные месторождения бериллия (или Be, W) с попутными танталом и ниобием. Редко тантал достигает в них самостоятельного промышленного значения. Кроме того, они могут служить источником второсортного керамического полевошпатового сырья, кварца для стекольной промышленности и слюдяной крошки для технических целей.

Характерные их поисково-оценочные признаки: 1) приуроченность к апикальным акмолитовым выступам массивов аляскитовых гранитов; 2) преобладание калия над натрием; 3) широкое развитие мусковита и альбита; 4) наличие грейзеновых дифференциатов с бериллиевой минерализацией в надынтрузивных зонах; 5) сочетание бериллиевой и Nb-танталовой специализации; 6) развитие танталит-колумбита, ильменорутила, стрюверита, реже танталита; 7) убогое содержание  $Ta_2O_5$



(0,005–0,010, редко до 0,015%), при  $Ta_2O_5 : Nb_2O_5 = 1 : 3-1 : 1$ . Коры выветривания и россыпи, развитие по гранитным массивам подобного типа, в ряде случаев могут служить источником второсортного ниобий-танталового сырья.

III. Сидерофиллитовые редкометалльные граниты представляют собой комплексные месторождения тантала, ниобия, циркония, керамического и стекольного сырья, а также слюдяной крошки, хотя в практике геологоразведочных работ рассматриваются только как Та-ниобиевые. Главные их поисково-оценочные признаки: 1) генетическая связь с субщелочными лейкократовыми биотитовыми гранитами; 2) приуроченность к линейным или кольцевым разломам; 3) развитие литийсодержащего сидерофиллита в качестве основного темноцветного компонента; 4) сочетании Та-ниобиевой (колумбит) и циркониевой (малакон) минерализации; 5) умеренное содержание  $Ta_2O_5$  (0,005–0,01) и  $Nb_2O_5$  (0,02–0,2) при их отношении  $1 : 7-1 : 20$ ; 6) наличие микроклин-кварцевых жильных дериватов с той же минерализацией; 7) развитие экзоконтактового натрового метасоматоза.

IV. Рибекитовые редкометалльные граниты являются комплексными месторождениями тантала, ниобия, иттрия, керамического и стекольного сырья. В качестве попутных компонентов можно рассматривать цирконий, уран, торий, флюорит, криолит.

Главные их поисково-оценочные признаки: 1) генетическая или парагенетическая связь с субщелочными лейкократовыми биотитовыми гранитами; 2) приуроченность к линейным или кольцевым разломам; 3) развитие литийсодержащего рибекита в качестве основного темноцветного компонента; 4) сочетание Та-ниобиевой (пироклор, колумбит), У-ториевой (торит, уранинит), иттриевой (карбонаты редкоземельных элементов), реже F-литиевой (циннвальдит, криофиллит, флюорит, криолит, томсенолит) минерализации; 5) повышенное содержание  $Nb_2O_5$  (0,14–0,4%) и  $Ta_2O_5$  (0,02–0,04%) при их отношении  $1 : 8-1 : 15$ ; 6) наличие эндоконтактовых пегматоидных фаций и жильных дериватов с той же минерализацией; 7) развитие экзоконтактового и околотрещинного натриевого метасоматоза.

V. Эгирин-рибекитовые редкометалльные граниты представляют собой комплексные месторождения ниобия, иттрия, стекольного и керамического сырья. В качестве попутных компонентов присутствуют: Та, Тi, Zr, U, Th. Главные их поисково-оценочные признаки: 1) генетическая связь с субщелочными гранитоидами и сиенитами, производными богатых кальцием гранитоидов главных интрузивных фаз; 2) приуроченность к крутопадающим разрывным нарушениям в массивах материнских граносиенитов или вблизи от них; 3) наличие фаций и апофиз альбититов и эгирин-микроклин-рибекитовых пегматов; 4) развитие литийсодержащего эгирина и рибекита в качестве второстепенных минералов; 5) сочетание циркониевой (циртолит), TR-Ti-ниобиевой (поликраз, мариньякит), ториевой (торит), реже F-литиевой (полилитионит, гагаринит) минерализации; 6) развитие крайнего щелочного представителя литиевых слюд – полилитионита; 7) высокое содержание  $Nb_2O_5$  (0,3–0,4%) и умеренное  $Ta_2O_5$  (0,01–0,015%) при их отношении  $1 : 25 - 1 : 30$ .

Редкометалльные гранитные пегматиты являются одним из наиболее важных источников комплексного наиболее высокосортного редкометалльного сырья и в первую очередь: Ta, Cs, Be, Li, Rb. Общие запасы  $Ta_2O_5$ , сосредоточенные в редкометалльных гранитных пегматитах мира, значительно превышают таковые танталосных гранитов. Если же учесть, что целый ряд известных в настоящее время сподуменоносных пегматитовых полей литиевого ряда недостаточно изучен в отношении тантала, то доля пегматитов в общем балансе его запасов значительно повысится. В капиталистических странах, несмотря на то, что более половины запасов тантала (200 тыс. т из 350 тыс.) сосредоточено в карбонатах (Борейро, Бразилия), добыча его производится исключительно из гранитных пегматитов и связанных с ними россыпей и кор выветривания, что является экономически более выгодным.

Наряду с собственными минералами тантала (танталит, тантало-колумбит, микролит, джалмаит, торолит, иксиолит, воджинит, симпсонит и др.) высоким содержанием тантала характеризуется касситерит. Содержание в нем  $Ta_2O_5$  достигает 3–4% при Ta-Nb отношении 1 : 2–3 : 1. В этой связи в процессе разработки редкометалльных месторождений этих типов касситерит следует рассматривать как танталовый компонент и извлекать во второсортный концентрат. Шлаки зарубежных оловоплавильных заводов, перерабатывающих касситерит из россыпей образующихся по пегматитам, представляют собой высококачественную танталовую руду, в которой содержание тантала может достигать 5–10% при отношении Ta : Nb, близком к единице или выше.

Общим поисково-оценочным признаком наиболее минерализованных редкометалльных пегматитов фаций глубинной дифференциации является структурный контроль жильных серий зонами трещиноватости, независимыми от прототектонических элементов гранитных массивов главных интрузивных фаз и приуроченность к участкам погружения кровли массивов или протяженным зонам трещиноватости во вмещающих породах. Вторым общим поисково-оценочным признаком является принадлежность пегматитовых жильных серий к тому или иному геохимическому ряду, каждый из которых характеризуется своей спецификой минеральных форм нахождения и особенностей концентрации тантала. К категории танталовых и Nb-танталовых месторождений относятся пегматитовые жильные серии литиевого, бериллиевого, комплексного редкометалльного и фтор-литиевого рядов.

1. Наиболее характерные поисково-оценочные признаки редкометалльных жильных серий литиевого ряда: 1) генетическая связь с фациями глубинной дифференциации массивов щелочноземельных плагиоклаз-микроклиновых гранитов; 2) приуроченность к зонам глубинных разломов в краевых частях древних платформ или срединных массивов складчатых областей; 3) большой пространственный отрыв от материнских интрузий гранитоидов и как следствие этого залегание только во вмещающих осадочно-метаморфических породах; 4) большая протяженность и достаточно выдержанная мощность конкретных жил и



жильных серий; 5) слабо проявленная внутрижильная зональность, но отчетливая — в пределах жильных серий; 6) обилие сподумена и незначительное содержание мусковита; 7) наличие олигоклаза и альбит-олигоклаза в числе главных минералов жильных серий в случае залегания их в карбонатных породах; 8) наличие больших количеств шерла; 9) преимущественное развитие минералов группы колумбита-танталита, характеризующихся преобладанием железа над марганцем и ниобия над танталом; 10) слабая степень рассеяния тантала в случае отсутствия больших количеств граната и касситерита; 11) умеренное содержание  $Ta_2O_5$  (0,006—0,015%) при Ta-Nb отношении 1 : 2—1 : 1; 12) приуроченность наиболее высоких концентраций тантала к существенно альбитовым жильным телам и минеральным комплексам.

В пределах пегматитовых жильных серий литиевого ряда наиболее перспективными в отношении тантала являются: микроклин-сподумен-альбитовый, сподумен-альбитовый и существенно альбитовый парагенетические типы жильных тел. Месторождения этого типа хотя и менее богаты танталом по сравнению с месторождениями комплексного типа, но характеризуются большими масштабами запасов руд и при комплексной разработке на Li, Ta, Nb, Be, Sn рентабельность их разработки не вызывает сомнений. Кроме того, полевые шпаты и кварц могут быть использованы в керамической и стекольной промышленности. По масштабам танталового оруденения, минеральным формам проявления тантала и отношению Ta : Nb в рудах эти пегматитовые поля соизмеримы с месторождениями литиево-слюдяных танталоносных гранитов, а полезные компоненты в них представлены более крупной вкрапленностью, вследствие чего технология обогащения этих руд является более легкой.

II. Редкометальные жильные серии бериллиевого ряда представляют собой комплексные месторождения — Be, Ta, Nb, Sn, керамического и стекольного сырья, а также слюдяной крошки. Главные их поисково-оценочные признаки: 1) пространственная и генетическая связь с куполовидными выступами кислых двуслюдяных и мусковитовых существенно микроклиновых гранитов собственно гранитовых формаций, складчатых областей; 2) приуроченность к разрывным нарушениям в надынтризивных зонах; 3) небольшая и невыдержанная мощность с раздувами, пережимами и ветвлениями при достаточно большой протяженности жил и жильных серий; 4) отчетливая зональность в раздувах жил и в пределах жильных серий; 5) наличие альбит-олигоклаза и мусковита в числе главных минералов; 6) обилие шерла, индиголита, реже дравита, среди турмалинов; 7) преимущественное развитие промежуточных членов ряда колумбита-танталита, характеризующихся преобладанием ниобия над танталом и примерно равным содержанием железа и марганца; 8) сильная степень рассеяния тантала и ниобия в слюдах, гранатах и касситеритах; 9) умеренное содержание  $Ta_2O_5$  (0,006—0,019%) при Ta-Nb отношении 1 : 3—2 : 1; 10) приуроченность наиболее высоких концентраций тантала (0,015—0,02%) к мусковит-альбитовым минеральным комплексам.

III. Редкометальные жильные серии комплексного ряда представляют собой наиболее многокомпонентные месторождения высокосорт-

ных редкометалльных, в том числе и танталовых руд. Они являются источником: Ta, Nb, Cs, Li, Rb, Be, Sn, керамического и стекольного сырья, петалита и амблигонита для спецкерамики, поделочных и полудрагоценных камней, иногда оптического турмалина. Практически все компоненты руд представляют промышленный интерес. Наиболее высокосортные танталовые и поллуцитовые руды связаны с этим типом месторождений.

Главные их поисково-оценочные признаки: 1) пространственная связь с кислыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами собственно гранитовых формаций; 2) генетическая связь с фациями гранитов глубинной дифференциации и, как следствие этого, приуроченность к зонам эндоконтактов гранитных массивов главных интрузивных фаз или участкам погружения кровли материнских массивов; 3) приуроченность к разрывным нарушениям на крыльях крупных антиклинальных структур, контролирующим материнские граниты; 4) относительно пологое, часто согласное залегание жильных тел в метаморфических сланцах; 5) наличие крупных раздувов в жилах или крупных пегматитовых штоков в жильных сериях, характеризующихся наиболее отчетливой зональностью и наивысшей степенью концентрации тантала в рудах; 6) развитие клевеландита, мусковита, сподумена, реже лепидолита в числе главных минералов наряду с микроклином, зернистым альбитом и кварцем; 7) наличие амблигонита, петалита, полихромных, бесцветных и розовых турмалинов, белых и розовых бериллов, поллуцита и лепидолита в конечных членах генетических жильных серий или в конечных минеральных парагенезисах полнодифференцированных пегматитовых тел микроклин-альбитового и существенно альбитового типов; 8) преимущественная концентрация тантала в форме минералов группы колумбита-танталита, характеризующихся резким преобладанием тантала над ниобием и марганца над железом, а также других танталовых минералов — торолита, воджинита, микролита, джалмаита, симпсонита, струверита, угандита и др.; 9) сильная степень рассеяния тантала и ниобия в касситеритах, гранатах и слюдах; 10) наиболее высокие содержания  $Ta_2O_5$  в рудах (0,015—0,5%); при отношении 1 : 1—5 : 1; 11) приуроченность наиболее высоких концентраций тантала к внутренним мусковит-альбитовым, лепидолит-альбитовым и сподумен-кварцевым зонам отчетливо-зональных раздувов; к висячим бокам и подъядерным зонам наклонно залегающих тел.

Среди пегматитов комплексного редкометалльного ряда промышленный интерес могут представить неполно- и полнодифференцированные жилы микроклин-альбитового, микроклин-сподумен-альбитового и существенно альбитового типов, особенно с лепидолитом. Поэтому на территориях, где широко развиты поля микроклин-альбитовых (со сподуменом, лепидолитом и петалитом), микроклин-сподумен-альбитовых, альбитовых и альбит-лепидолитовых пегматитов, необходимо обращать внимание не только на отчетливо-зональные пегматитовые тела, но и на слабодифференцированные, несущие в ряде случаев повышенные концентрации тантала, с целью оценки перспектив их танталоносности и комплексной оценки на все виды полезных ископаемых.



IV Пегматитовые жильные серии фтор-литиевого ряда представляют собой мелкие рудопроявления Ta, Nb, Be, Sn, лепидолита (как источника лития, рубидия и цезия), амблигонита (сырья для спецкерамики) и альбит-кварцевого сырья для стекольной промышленности.

Главные их поисково-оценочные признаки: 1) пространственная и генетическая связь с фациями передового фронта внедрения кислых высокоглиноземистых мусковит-альбитовых гранитов трещинных интрузий; 2) небольшая протяженность и малая мощность пегматитовых тел и жильных серий; 3) отсутствие отчетливой кристаллизационной зональности при наличии флюидалной полосчатости и мелкозернистых структур в жильных телах; 4) широкое развитие лепидолита и амблигонита при отсутствии полихромных турмалинов и поллуцита; 5) относительно высокое содержание  $Ta_2O_5$  (0,01–0,03%) при Ta-Nb отношении 2 : 1 – 1 : 2; 6) равномерное распределение тантала по мощности жил; 7) приуроченность наиболее высоких его концентраций к нижним существенно альбитовым членам жильных серий; 8) основные формы концентрации тантала — тантало-колумбит, ниобо-танталит, микролит и танталсодержащий касситерит.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты исследований, полученные в процессе изучения закономерностей распределения и особенностей концентрации тантала в континентальной земной коре и различных процессах эндогенного минералообразования, ведущих к формированию танталовых и тантало-ниобиевых месторождений различных генетических типов, изложенные в предыдущих главах, позволяют сделать следующие главные выводы.

Средние содержания тантала в четырёх главных генетических классах пород, слагающих континентальную земную кору, не одинаковы. Наиболее высокое среднее содержание тантала свойственно эффузивам; второе место занимают метаморфические породы, затем следуют интрузивные и осадочные. По сравнению с кларками для континентальной земной коры только эффузивные и метаморфические породы характеризуются повышенными средними содержаниями тантала и ниобия. Тем не менее все генетические типы эндогенных месторождений этих элементов образуются исключительно в процессах формирования интрузивных комплексов пород, что свидетельствует о ведущей роли интрузивной дифференциации в их формировании.

Степень концентрации тантала и величина Ta-Nb отношения в редкометальных месторождениях зависят от исходного состава магм и их геохимической специализации. Так, среди интрузивных алюмо-силикатных комплексов пород наиболее высокими средними содержаниями тантала и ниобия, резко превышающими кларковые, характеризуются щелочные и щелочно-ультраосновные комплексы при пониженном Ta-Nb отношении. Поэтому в связи с ними образуются только комплексные тантало-ниобиевые месторождения. Для гранитоидов свойственно повышенное среднее содержание тантала при кларковом содержании ниобия и более высоком Ta-Nb отношении. При этом наиболее высокая относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия, приводящая к образованию собственно танталовых месторождений, свойственна только бедным кальцием кислым лейкократовым высокоглиноземистым гранитам. Щелочноземельные — средние, основные и ультраосновные интрузивные комплексы характеризуются низкими содержаниями тантала и ниобия, и в связи с ними месторождения этих элементов не образуются.

Промышленные и перспективные месторождения тантала и ниобия образуются только в процессах формирования интрузивных гранитоид-



ных, нефелин-сиенитовых, щелочных-ультраосновных и карбонатитовых формаций. Вследствие геохимической и кристаллохимической близости тантала с ниобием и более широкого распространения ниобия в земной коре главная масса промышленных запасов тантала сосредоточена в тантало-ниобиевых и комплексных редкометалльных месторождениях нефелин-сиенитовых, карбонатитовых и субщелочных гранитных формаций, в рудах которых Ta-Nb отношение обычно составляет 1 : 10—1 : 40, редко повышаясь до 1 : 4—1 : 8.

Главными факторами, определяющими особенности концентрации тантала и ниобия в эндогенных процессах и формирование их промышленных месторождений, являются: 1) исходный химический состав и геохимическая специализация магм и их производных дифференциатов; 2) динамо-диффузионная дифференциация и эманационный процесс; 3) кристаллизационная дифференциация и изоморфизм элементов. Различные сочетания указанных факторов и обуславливают все многообразие генетических типов месторождений тантала, ниобия и других редких элементов.

Собственно танталовые месторождения эндогенного цикла с высоким Ta-Nb отношением (1 : 2—5 : 1 и выше) наблюдаются исключительно в генетической связи с кислыми интрузивными комплексами гранитоидов плюмазитового ряда, образуются на поздних этапах их формирования и являются позднемагматическими пневмато-магматогенными. Среди них различаются две генетические группы: 1) редкометалльные граниты и 2) редкометалльные пегматиты, характеризующиеся одинаковой эволюционной направленностью процессов минералообразования и сходством редкометалльной минерализации, но различающиеся геологическими условиями формирования, формой проявления и степенью дифференциации расплава.

В процессах формирования интрузивных комплексов гранитоидов тантал накапливается на поздних этапах их формирования и на передовом фронте внедрения конечных дифференциатов. Следствием этого является приуроченность танталоносных редкометалльных разностей гранитов к конечным фазам сложных многофазных интрузивных комплексов, а в пределах последних к более высоким гипсометрическим уровням или апикальным выступам. При этом от начала к концу магматического процесса наблюдаются следующие закономерности, обуславливающие возникновение специфических танталоносных расплавов: 1) уменьшение концентрации Ca, Mg, Fe, Ti, 2) увеличение — щелочей (в том числе лития), летучих соединений (особенно фтора) и редких элементов, включая тантал и ниобий, 3) увеличение разнообразия аксессуарных минералов вплоть до появления собственно танталовых и тантал-ниобиевых минералов, 4) закономерная смена минеральных парагенезисов, зависящая от изменения количественных соотношений главных катионных компонентов в расплаве.

В процессах магматической дифференциации, ведущих к формированию редкометалльных гранитов, наблюдается два геохимических направления. Одно из них осуществляется в процессе дифференциации кислых гранитных магм в складчатых областях в условиях относительно более

закрытых систем, протекает с уменьшением окислительно-восстановительного потенциала и ведет к формированию лейкократовых бедных кальцием биотитовых гранитов и их производных слюдоносных (мусковитовых и литиево-слюдистых) собственно танталовых редкометалльных гранитов плюмазитового ряда, характеризующихся повышенными глиноземистостью и Ta-Nb отношением. Второе осуществляется в связи с дифференциацией гранитоидной магмы с повышенным содержанием кальция в зонах долгоживущих разломов более глубинного заложения в условиях относительно более открытых систем, протекает с повышением  $Fe^{3+} : Fe^{2+}$  потенциала и ведет к формированию субщелочных гранитов и граносиенитов и их производных сидерофиллитовых, рибекитовых и эгрин-рибекитовых, тантал-ниобиевых и ниобиевых редкометалльных гранитов, характеризующихся пониженными содержанием глинозема и Ta-Nb отношением.

Во всех типах редкометалльных гранитов присутствие литиевых слюд и мусковита является индикатором увеличения относительной концентрации тантала в соответствующих парагенетических типах руд. Однако только наличие безжелезистых слюд — лепидолита и литиевого мусковита является поисковым признаком собственно танталового оруденения.

Любая гранитная интрузия, имеющая достаточно крупный объем и формирующаяся в благоприятных геологических условиях, обеспечивающих сохранность и перераспределение летучих компонентов и редких элементов в магме при достаточно высоких оптимальных внешних давлениях, может отщеплять пегматитовый расплав, кристаллизация которого обуславливает образование пегматитовых жильных фаций двух генетических групп: 1) фации передового фронта внедрения и 2) фации глубинной дифференциации, различающихся степенью рудоносности и структурным контролем жильных серий. В зависимости от геологических условий формирования массива преобладающим развитием будут пользоваться пегматиты той или другой фации.

Пегматитовые жильные серии фации передового фронта внедрения являются более ранними по времени образования сингенетичными периоду внедрения гранитного расплава и контролируются прототектоническими элементами и контурами массивов — концентрическими контракционными трещинами, параллельными контактам трещинами разрыва и отслоения во вмещающих породах, трещинами, контролирующими гранитные апофизы. Степень их рудоносности в основном зависит от степени концентрации редких элементов в материнских гранитах на передовом фронте их внедрения. Так, пегматиты фации передового фронта внедрения, производные главных интрузивных фаз гранитов и крупных массивов фаз дополнительных интрузий, обычно не несут высоких концентраций редких элементов, но в ряде случаев являются слюдоносными или представляют собой месторождения пьезооптического сырья. В случае отщепления от дополнительных интрузий высших порядков они могут нести повышенные (а в случае связи с редкометалльными гранитами и промышленные) концентрации тантала, ниобия и других редких элементов.

Пегматиты фации глубинной дифференциации являются эпигенетическими и контролируются более поздними линейными зонами трещи-



новатости, независимыми от прототектонических элементов и контуров массивов. Обычно они приурочены к прогибам кровли массивов, а также эндо- и экзоконтактам гранитных массивов главных фаз внедрения. Как правило, они обогащены танталом и другими редкими элементами, поскольку для них характерно многократное перераспределение компонентов, ведущее к увеличению их концентрации: 1) в период внедрения материнских интрузий, 2) в период вызревания пегматитовых очагов, 3) в период внедрения пегматитового расплава и 4) в период становления пегматитовых тел.

Редкометальная специализация редкометальных гранитных пегматитов зависит от химического состава и петрохимических особенностей отщепляющих их материнских гранитов. В связи с щелочноземельными гранитами образуются пегматитовые месторождения с Zr-U-редкоземельной и Be-Ta-литиевой специализацией. В связи с кислыми существенно микроклиновыми гранитами образуются месторождения с тантал-бериллиевой и комплексной редкометальной специализацией. В связи с ультракислыми гранитами трещинных или межформационных малых интрузий — месторождения с F-литиевой (плюмазитовая ветвь дифференциации) и Nb-иттриевой (агпайтовая ветвь дифференциации) специализацией. Каждый из указанных геохимических типов месторождений характеризуется наличием ряда парагенетических типов пегматитовых тел, отражающих направленность эволюционного развития пегматитового процесса, вследствие чего они и названы геохимическими рядами пегматитов. Промышленная концентрация тантала может наблюдаться в рудах пегматитов любого геохимического ряда, за исключением редкоземельного и Nb-иттриевого, но максимальных значений она достигает только в рудах пегматитов комплексного ряда при максимальном значении Ta-Nb отношения.

В пределах жильных серий и конкретных пегматитовых тел литиевого, бериллиевого и комплексного редкометального рядов степень концентрации тантала и Ta-Nb отношение в рудах увеличивается от начала к концу процесса, т.е. от более высокотемпературных минеральных ассоциаций к более поздним по времени образования и достигает максимальных значений в отчетливо зональных раздувах наиболее развитых пегматитовых тел. Эти закономерности нарушаются только при формировании пегматитовых тел в относительно открытых системах, обуславливающих потерю летучих соединений и в том числе тантала в процессе перемещения расплава, что свойственно существенно альбитовым пегматитовым жилам бериллиевого ряда и микроклин-сподумен-альбитовым — литиевого ряда.

В каждом танталоносном парагенетическом типе жильных тел бериллиевого и комплексного рядов характер распределения и степень концентрации тантала зависят от степени дифференциации пегматитового расплава. Отчетливо зональные тела характеризуются неравномерным, но закономерным распределением тантала и наибольшей степенью его концентрации в поздних полиминеральных комплексах, содержащих альбит, амблигонит, сподумен, лепидолит или мусковит, кристаллизовавшихся после блокового микроклина. Для слабо зональных тел свойственно более равномерное распределение, но более низкое содержание тантала.

Исключением в этом отношении являются микроклин-сподумен-альбитовые и лепидолит-альбитовые тела комплексного ряда, которые даже будучи слабо дифференцированными, несут высокие концентрации тантала.

Для конкретных пегматитовых тел и жильных серий, формировавшихся в относительно закрытых системах, т.е. экранируемых слабо проницаемыми породами кровли, свойственно увеличение содержания тантала и Ta-Nb отношение снизу вверх, что является следствием проявления динамо-диффузионной дифференциации. В том же направлении наблюдается увеличение содержания литиевых слюд и мусковита. В пегматитовых телах, формировавшихся в относительно открытых системах, т.е. залегающих в сильно трещиноватых легко проницаемых породах или внедряющихся в приоткрывающиеся сверху трещины (крутопадающие сподумен-альбитовые и альбитовые жилы, не содержащие слюд), может наблюдаться и обратная закономерность — уменьшение содержания тантала и Ta-Nb отношения в апикальных частях. Эта аномалия является следствием негативного проявления эманационного фактора, обусловившего в данном случае уход летучих соединений, и в том числе тантала, из апикальных частей жил.

В пологозалегающих и наклоннопадающих зональных пегматитовых телах комплексного и бериллиевого ряда максимальная концентрация тантала локализуется в висячих боках под зонами блокового микроклина и в лежащих боках под ядерными зонами кварца в поздних мусковит-кварц-альбитовых минеральных комплексах. Наличие поздних слюд в рудных комплексах является благоприятным признаком наличия собственно танталовой минерализации, поскольку предпочтительный изоморфизм ниобия с алюминием в слюдах в присутствии лития обуславливал увеличение относительной концентрации тантала в тантало-ниобатах соответствующих комплексов.

В пневматолито-гидротермальных дериватах щелочноземельных гранитоидов тантал совместно с ниобием в главной своей массе концентрируется в минералах олова и вольфрама и собственных минералов не образует. Распределение тантала в этих месторождениях подчинено трем основным закономерностям: 1) уменьшению содержания тантала и величины Ta-Nb отношения в касситеритах и вольфрамитах с понижением температурности процесса; 2) увеличению их значений в околожильных грейзенах по сравнению с кварцевыми жилами и 3) прямой зависимости этих величин от танталовой геохимической специализации материнских гранитов.

Наиболее высоких концентраций тантал достигает в касситеритах оловянных месторождений кварцево-жильно-грейзеновой рудной формации. В касситеритах месторождений касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной и скарновой рудных формаций содержание тантала более низкое. В вольфрамитах наиболее высокая концентрация тантала (до 0,8%  $Ta_2O_5$ ) при высоком Ta-Nb отношении (1 : 1 — 1 : 10) также наблюдается в высокотемпературных грейзеновых месторождениях. С понижением температуры процесса, содержание тантала и ниобия в вольфрамитах понижается и Ta-Nb отношение смещается в пользу ниобия. Шеелиты скарновых месторождений, несмотря на низкое содер-



жание тантала (до 0,01%  $Ta_2O_5$ ), характеризуются повышенным Ta-Nb отношением (1 : 1—1 : 6).

В процессах формирования тантал-ниобиевых месторождений щелочных и карбонатитовых формаций ведущим фактором концентрации тантала является изоморфизм его с ниобием, титаном и цирконием, более высокая концентрация которых обусловила связывание главной массы тантала в минералах этих элементов и отсутствие собственно танталовых минералов. Однако в этих процессах также наблюдается относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия, на передовом фронте внедрения соответствующих магм, чем и объясняется приуроченность руд с наиболее высоким Ta-Nb отношением к верхним частям массивов редкометалльных нефелиновых сиенитов и карбонатитов и к надынтрузивным метасоматам.

В процессах формирования массивов редкометалльных нефелиновых сиенитов наблюдается обратная эволюционная направленность по сравнению с гранитоидами нормального ряда — уменьшение содержаний тантала и ниобия и их соотношения от начала к концу процесса.

Содержание тантала и Ta-Nb отношение в минералах зависит от следующих причин: 1) геологических условий формирования месторождений, определяющих их генетические типы; 2) концентрации Ta, Nb, Ti, Zr, Sn, W в минералообразующих средах; 3) кристаллических структур образующихся минералов и 4) последовательности их кристаллизации. Помимо изоморфного замещения Nb, Ti, Zr, Sn, W, тантал рассеивается в окислах железа, слюдах, гранатах, турмалинах, амфиболах и пироксенах, где изоморфно замещает железо и алюминий, находящийся в шестерной координации. Близость кристаллохимических свойств с Nb, Ti, Zr, Sn, W, Fe обуславливает распределение главной массы тантала в минералах указанных элементов и образование собственно танталовых месторождений только в условиях пониженных их концентраций. Степень концентрации тантала и величина Ta-Nb отношения в тантало-ниобиевых минералах, а также в минералах Ti, Zr, Sn, W, Fe, биотитах, амфиболах и пироксенах находятся в прямой зависимости от их значений в соответствующих породах и рудах и закономерно изменяются в различных процессах минералообразования. По их значениям в минерале можно судить о его генетической принадлежности и источнике россыпей. Характер изменения величины Ta-Nb отношения в однотипных минералах в ходе магматического процесса может служить индикатором направленности процессов магматической дифференциации, ведущей к совместной концентрации или разделению тантала с ниобием.

Относительная концентрация тантала по сравнению с концентрацией ниобия в эндогенных процессах происходит в результате более высокой его подвижности, являющейся функцией трех аргументов: 1) более низких энергетических показателей тантала, обуславливающих более позднее выпадение его в кристаллические фазы расплавов и накопление в конечных более подвижных дифференциатах; 2) более высокой подвижности фторкомплексных соединений тантала в условиях перемещения литий-фтористых алюмо-силикатных расплавов, обуславливающей отно-

сительную концентрацию тантала на передовом фронте их внедрения; 3) более высокой температуры кипения галогенидов тантала, обуславливающей более раннее его отщепление в газовую фазу, при остывании расплавов.

Сущность механизма образования кремнекислых танталоносных расплавов-флюидов сводится к многократному перераспределению вещества в процессах формирования гранитных интрузивных комплексов в результате воздействия двух основных факторов: 1) динамодиффузионной дифференциации (включая и эманационный процесс) — в периоды внедрения магм и их дифференциатов в относительно открытых системах; 2) кристаллизационной дифференциации (включая и изоморфизм) — в периоды становления массивов, жильных серий и рудных тел в относительно замкнутых системах. В первый период происходит увеличение концентрации тантала на передовом фронте внедряющихся расплавов — флюидов, во второй — концентрация к концу процесса кристаллизации.

Следствием разделения тантала и ниобия в эндогенных процессах минералообразования является широкий диапазон колебания Ta-Nb отношения в различных типах пород и руд (от 8 : 1 до 1 : 40) и различных минералах (от 200 : 1 до 1 : 400). Причем для месторождений тантала и ниобия различной формационной принадлежности свойственны свои особые минеральные парагенезисы, ассоциации тантало-ниобиевых минералов и геохимическая тантал-ниобиевая специализация, отражающие направленность процессов концентрации тантала и разделения его с ниобием. Для выявления танталовой специализации таких месторождений предложен коэффициент относительной концентрации тантала, позволяющий различать месторождения с собственно танталовой, Nb-танталовой, Ta-ниобиевой и ниобиевой специализацией.

Основными задачами дальнейших научно-исследовательских работ в области совершенствования научных основ прогнозирования поисков и оценки редкометалльных, в том числе танталовых и тантало-ниобиевых месторождений являются следующие.

1. Изучение истории геологического развития различных участков земной коры, типизация геолого-структурных областей и магматических формаций, выявление геологических факторов, определяющих возникновение гранитоидных, щелочных и карбонатитовых магм, сопровождающихся богатым танталовым оруденением.

2. Сравнительный анализ истории развития геологических структур СССР и выявление благоприятных регионов для поисков новых месторождений тантала, особенно редкометалльных танталоносных гранитов и пегматитов.

3. Дальнейшее изучение закономерностей концентрации и рассеяния тантала в пироксенах, амфиболах, слюдах, гранатах, минералах железа, титана и циркония с целью разработки количественных характеристик и выяснения возможностей использования их в качестве оценочных признаков потенциальной танталоносности различных интрузивных комплексов.

4. Изучение временной и пространственной изменчивости (фазовой и фациальной) интрузивных комплексов гранитоидов с целью выявления закономерностей изменения эволюционной направленности магматичес-



кой дифференциации и геохимической специализации ее продуктов в зависимости от геологических факторов, ведущих в одних случаях к рассеянию, в других — к концентрации тантала и других редких элементов. Выявление количественных геологических, петрохимических и геохимических критериев оценки перспектив потенциальной танталоносности различных гранитоидных интрузивных формаций и критериев связи с ними танталового и другого редкометалльного оруденения.

5. Дальнейшее изучение петрохимии и геохимии танталовых (слюдоносных редкометалльных гранитов и гранитных пегматитов) и ниобий-танталовых (уран-пирохлоровых карбонатитов и связанных с ними метасоматитов) месторождений и разработка количественных петрохимических и геохимических критериев их промышленной оценки на все виды полезных ископаемых.

6. Дальнейшее изучение и уточнение минералогии конкретных танталовых месторождений с целью выявления новых минеральных форм концентрации редких элементов и других видов полезных ископаемых (в том числе тантала) в рудах, что увеличит их промышленную значимость, позволит уточнить технологические схемы обогащения руд, снизить потери полезных компонентов и выявить дополнительные минералогические критерии их комплексной оценки.

7. Изучение закономерностей размещения и условий образования экзогенных танталовых и ниобий-танталовых месторождений типа кор выветривания и россыпей и особенностей концентрации в них тантала.

8. Увеличение эффективности, усовершенствование и разработка новых более эффективных методов обогащения танталовых и тантало-ниобиевых руд, представленных редкометалльными гранитными пегматитами и гранитами, добываясь полного разделения их на составные компоненты, включая полевые шпаты, кварц и слюду, для промышленных целей.

9. Увеличение чувствительности и точности химических и разработка новых физико-химических и физических методов определения малых фоновых содержаний ( $n \cdot 10^{-4}$  —  $n \cdot 10^{-5}$  %) тантала и ниобия в породобразующих и акцессорных минералах, без чего невозможно с достаточной достоверностью решать вопросы геохимической специализации большинства интрузивных формаций, особенно по танталу.

10. Экспериментальные исследования режима кристаллизации фторлитиевых алюмо-силикатных расплавов-флюидов при переменных температуре, давлении, концентрации компонентов, щелочности, глиноземистости и окислительно-восстановительных условий, с целью доработки вопросов генезиса танталоносных расплавов.

11. Анализ состояния сырьевых ресурсов, качества руд, добычи, методов поисков, разведки и оценки месторождений тантала, а также аналитических методов его определения за рубежом с целью внедрения иностранного опыта в практику советского народного хозяйства.

Решение этих задач позволит углубить вопросы теории генезиса месторождений редких элементов, в том числе тантала, разработать научные основы прогнозирования их месторождений, а также поможет в деле расширения и качественного улучшения минерально-сырьевой базы и удешевления себестоимости тантала.

1. *Азимов П.Т., Хамрабаев И.Х.* К распределению ниобия и тантала в гранитоидах Актауского интрузива (Западный Узбекистан). — *Узбекский геологический журнал*, 1966, № 3.
2. *Александров И.В.* Модели эндогенного тантало-ниобиевого оруденения. М., "Наука", 1973.
3. *Александров И.В., Трускова Т.А.* Экспериментальное изучение условий образования тантало-ниобатов. — *Геол. рудн. месторожд.*, 1970, № 6.
4. *Александров И.В., Трускова Т.А., Тупицин Б.П.* О влиянии натрия и калия на миграцию и осаждение ниобия. — *Геохимия*, 1971, № 3.
5. *Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н.* Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. М., "Недра", 1967.
6. *Апельцин Ф.Р., Фельдман Л.Г.* Колумбитоносные граниты. В кн.: *Геол. месторожд. редких элементов*. М., Госгеолтехиздат, 1958, вып. 2.
7. *Аристов В.В., Станкеев Е.А., Константинов Р.М.* К вопросу о происхождении амазонитовых гранитов в Восточном Забайкалье. — *Труды МГРИ*, 1956, № 29.
8. *Архангельская В.В.* Особенности условий образования и состава пегматитоносных гранитоидов СССР. — В кн.: "Геология месторождений редких элементов", вып. 22. М., "Недра", 1964.
9. *Афанасьев Г.Д.* Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. — В кн.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Изд-во АН СССР, 1955.
10. *Багдасаров Ю.А., Гайдукова В.С., Кузнецова Н.Н., Сидоренко Г.А.* Находка рушита в карбонатитах Сибири. — *Докл. АН СССР*, 1962, т. 147, № 5.
11. *Базаров Л.Ш., Моторина Н.В.* Физико-химические условия формирования редкометальных пегматитов натро-литиевого типа. — *Докл. АН СССР*, 1969, т. 188, № 1.
12. *Белов Н.В.* Кристаллохимия минерализаторов. — *Докл. АН СССР*, 1950, т. 71, № 1.
13. *Белов Н.В.* Кристаллохимия основного (петрологического) процесса кристаллизации магмы. — В кн.: *Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса*. М., Изд-во АН СССР, 1959.
14. *Белов Н.В.* Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. — В кн.: *Химизм земной коры*, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
15. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
16. *Беус А.А.* Альбититовые месторождения. — В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М., "Недра", 1968.
17. *Беус А.А., Беренгилова В.В., Грабовская Л.И.* и др. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., "Недра", 1968.
18. *Беус А.А., Залашкова Н.Е.* О танталовой минерализации в метасоматически измененных гранитах (апогранитах). — *Геол. рудн. месторожд.*, 1965, № 6.
19. *Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР. 1962.



20. *Беус А.А., Ситнин А.А.* Микролит-содержащие граниты — новый перспективный тип месторождений тантала. — Разведка и охрана недр, 1960, № 10.
21. *Беус А.А., Ситнин А.А.* К геохимии тантала и ниобия в гидротермально-пневматолитическом процессе. — Геохимия, 1961, № 3.
22. *Борисенко Л.Ф., Максимова Н.В., Казакова М.Е.* Скандиевый иксиолит — новая разновидность танталонобатов состава  $(A, B)_nO_{2n}$ . — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 3.
23. *Боровко Н.Н.* О зависимости между содержаниями ниобия, тантала, урана и тория в редкоземельных карбонатах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, ч. 90, вып. 6.
24. *Бородин Л.С.* Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных щелочных пород (к проблеме генезиса карбонатитов и их связи с щелочным магматизмом). — В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.
25. *Бородин Л.С.* Перовскитовые и дианалитовые месторождения ниобия и тантала. — В кн.: Геохимия, минералогия, генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., "Наука", 1966.
26. *Бородин Л.С., Козан Б.И.* Ниобий и тантал. — В кн.: Минеральные ресурсы капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1959.
27. *Бородин Л.С., Лапин А.В.* Перовскитовые оливиниты и карбонатиты — возможные перспективные типы комплексных танталосодержащих и ниобиевых руд. — Сов. геология, 1965, № 11.
28. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г.* Редкометалльные камафориты. М., "Наука", 1973.
29. *Бородин Л.С., Назаренко И.И.* Химический состав пирохлора и изоморфные замещения в молекуле  $A_2B_2X_7$ . — Геохимия, 1957, № 4.
30. *Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А.* О среднем содержании тантала и некоторых закономерностях его распределения в щелочных породах. — Геохимия, 1969, № 11.
31. *Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А.* О закономерностях распределения ниобия и величине ниобий-танталового отношения в массивах щелочных пород. — Геохимия, 1972, № 1.
32. *Боуэн А.Г.* Эволюция изверженных горных пород. Москва-Ленинград-Новосибирск. Гостехиздат, 1934.
33. *Булах А.Г., Кухаренко А.А., Книпович Ю.Н.* и др. Некоторые новые минералы в карбонатитах Кольского полуострова. — В кн.: Материалы годичной сессии ученого совета по результатам работ 1959 г. Л., ВСЕГЕИ, 1960.
34. *Быбочкин А.М., Быховский Л.В., Гуревич С.И., Четырбоцкая И.Н.* Вольфрамовые месторождения — новый источник получения тантала. — Разведка и охрана недр, 1963, № 7.
35. *Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М.* Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья (геология, метаморфизм, пегматиты). — Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1963, вып. 17.
36. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 17.
37. *Виноградов А.П.* Происхождение облочков земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
38. *Власов К.А.* К вопросу о генезисе пегматитов. — Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 2.
39. *Власов К.А.* Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
40. *Власов К.А.* Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5.
41. *Власов К.А.* Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
42. *Власов К.А.* Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.
43. *Власов К.А.* Основные генетические типы редкометалльных месторождений и факторы их образования. —

- Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 22.
44. *Власов К.А.* Принципы классификации гранитных пегматитов и их тектурно-парагенетические типы. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1961, № 1.
  45. *Власов К.А.* О генезисе пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Доклады советских геологов. Междунар. Геол. конгресс, XXII сессия. М., "Недра", 1965.
  46. *Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М.* Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
  47. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.Е., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. М., "Недра", 1970.
  48. *Вольфсон Ф.И.* К вопросу о генетической связи оруденения с интрузивными породами. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
  49. *Гаврилин Р.Д.* Геологическое положение щелочных жильных пород в жильной серии щелочноземельных гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1957, т. 113, № 5.
  50. *Гаврилова С.П., Хрюкин В.Г.* Геолого-петрографические особенности интрузивных редкометалльных гранитов (на примере одного из районов Сибири). — В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., "Недра", 1972.
  51. *Гайдукова Т.Б., Здорик Ю.Б., Лаврентьев Л.К.* и др. Геологическое строение и минерало-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 17. М., Гостеолтехиздат, 1962.
  52. *Герасимовский В.И.* Новый минерал Ловозерских тундр — металопарит. — Докл. АН СССР, 1941, т. 33, № 1.
  53. *Герасимовский В.И.* Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. — Геохимия, 1956, № 5.
  54. *Герасимовский В.И.* О ниоботанталовом соотношении в минералах Ловозерского массива. — Геохимия, 1960, № 8.
  55. *Герасимовский В.И.* Геохимические особенности апатитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
  56. *Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н.* и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., "Наука", 1966.
  57. *Герасимовский В.И., Знаменский Е.Б.* Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.
  58. *Герасимовский В.И., Карпушина В.А.* О соотношении ниобия и тантала в магматических породах. — Геохимия, 1965, № 6.
  59. *Герасимовский В.И., Карпушина В.А.* О геохимии тантала и ниобия в нефелиновых сиенитах. — Геохимия, 1966, № 7.
  60. *Герасимовский В.И., Карпушина В.А.* О содержании ниобия и тантала в Нигерийских гранитах. — Геохимия, 1967, № 6.
  61. *Гинзбург А.И.* Поисквые признаки редкометалльных пегматитов. — Разведка недр, 1949, № 3.
  62. *Гинзбург А.И.* О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях и их оценке. — Разведка недр, 1952, № 2.
  63. *Гинзбург А.И.* О некоторых особенностях геохимии тантала и типах танталового оруденения. — Геохимия, 1956, № 3.
  64. *Гинзбург А.И.* Типы редкометалльных месторождений, генетически связанных с различными интрузивными комплексами. — В кн.: Материалы к II Всесоюзному петрографическому совещанию. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958.
  65. *Гинзбург А.И.* Геохимические особенности пегматитового процесса. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Изд-во АН СССР, 1960.
  66. *Гинзбург А.И., Волженкова А.А., Полкунов В.Ф.* О некоторых особенностях сподуменовых пегматитов, залегающих в карбонатных породах. — Геология рудных месторождений, 1961, № 1.
  67. *Гинзбург А.И., Овчинников Л.Н., Солодов Н.А.* Генетические типы месторождений тантала и их промышленное значение. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 4.



68. Гинзбург А.И., Родионов Г.Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геология рудных месторождений, 1960, № 1.
69. Гинзбург А.И., Фельдман Л.Г. Геохимическая направленность процессов формирования редкометалльных гранитов и пегматитов. — Междунар. геохим. конгр. Тезисы докладов, т. II, М., 1971.
70. Гладких В.С., Викторова М.Е. Распределение ниобия и тантала в эффузивных породах Кузнецкого Алатау и Маймеча-Котуйской провинции. — Геохимия, 1967, № 3.
71. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л., "Недра", 1970.
72. Гордиенко В.В., Новикова Ю.П. К геохимии тантала и ниобия в пегматитах натро-литиевого типа. — В кн.: Минералогия и геохимия, вып. II, Л., Изд-во ЛГУ, 1967.
73. Григорьев Д.П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. — В кн.: Академику Дмитрию Степановичу Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
74. Дели Р.А. Изверженные породы и глубины земли. М.—Л., ОНТИ, 1936.
75. Дэна Д.Дж. и др. Система минералогии, т. I—II, М., 1950—1953.
76. Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов, ч. 2 (Взаимодействия с участием расплавов). М., "Металлургия", 1966.
77. Еськова Е.М. К геохимии ниобия и тантала в массивах нефелиновых сиенитов Вишневых гор. — Геохимия, 1959, № 2.
78. Еськова Е.М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М., "Наука", 1976.
79. Жариков В.А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I, М., "Наука", 1969.
80. Заваицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1952.
81. Залашкова Н.Е. Зональность метасоматически измененных танталосодержащих гранитов (апогранитов). — В кн.: Минералого-геохимические и генетические особенности редкометалльных апогранитов. М., "Наука", 1969.
82. Залашкова Н.Е., Кухарчик М.В. Висмутомикролит — новая разновидность микролита. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1957, вып. 1.
83. Залашкова Н.Е., Сидоренко Г.А. Стрюверит из пегматитов Монгольского Алтая. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 3.
84. Знаменский Е.Б. К вопросу о средних содержаниях ниобия и тантала в изверженных горных породах и земной коре. — Геохимия, 1957, № 8.
85. Знаменский Е.Б. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. — В кн.: Химия земной коры, т. 2, М., "Наука", 1964.
86. Знаменский Е.Б., Конусова В.В., Кринберг И.А. Распределение титана, ниобия и тантала в сфенсодержащих гранитоидах. — Геохимия, 1962, № 9.
87. Знаменский Е.Б., Кузьмин М.И., Коваль П.В. и др. Тантал и ниобий в разновозрастных гранитоидах Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1968, № 1.
88. Знаменский Е.Б., Нестеренко Г.В., Цыханский В.Д., Конусова В.В. Распространенность ниобия и тантала в траппах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.
89. Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И. Зависимость геохимического поведения ниобия и тантала от парагенезисов танталовых и титаносодержащих минералов в гранитоидах. — В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М., "Наука", 1964.
90. Знаменский Е.Б., Пополитов Э.И., Цыханский В.Д. Поведение Nb, Ta, Zr, Hf в гранитоидах различных стадий формирования складчатых областей. — Междунар. геохим. конгр. Тезисы докладов, т. II, М., 1971.
91. Знаменский Е.Б., Родионов А.М., Кахана М.И. О распределении ниобия и тантала в гранитах. — Геохимия, 1957, № 3.
92. Знаменский Е.Б., Флерова К.В., Цыханский В.Д., Кринберг И.А. Ниобий, тантал, цирконий и гафний в протерозойских гранитоидах Северного Прибайкалья. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных

- пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., "Наука", 1965.
93. Зуев В.Н., Зубков Л.Б. и др. Новые данные о формах нахождения тантала и ниобия в вольфрамите. — Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 1.
  94. Калита А.П. Пегматиты щелочных гранитов. — Труды ИМГРЭ, АН СССР, 1963, вып. 16.
  95. Калита А.П. Редкоземельные пегматиты. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., "Наука", 1966.
  96. Калита А.П. Генетические отношения пегматитов с парагнейсами в Беломорском метаморфическом комплексе. — В кн.: Редкометалльность некоторых метаморфизованных и гранитизированных комплексов. М., "Наука", 1969.
  97. Капустин Ю.Л. Редкометалльная минералогия карбонатитов Кодьского полуострова. — Труды ИМГРЭ, АН СССР, 1964, вып. 19.
  98. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М., "Наука", 1971.
  99. Карта магматических формаций СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. Под ред. Д.С. Харкевича. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
  100. Коваленко В.И., Кринберг И.А., Миронов В.П., Селиванова Г.И. Поведение урана, тория, ниобия и тантала в процессе альбитизации гранитоидов огитского комплекса (Восточный Саян). — Геохимия, 1964, № 9.
  101. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Летников Ф.А. О магматическом генезисе литий-фторитовых редкометалльных гранитов. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2.
  102. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зонешайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. — Труды Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. эксп., вып. 5. М., "Наука", 1971.
  103. Коптев-Дворников В.С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
  104. Коржинский Д.С. Очерки метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
  105. Корнетова В.А. Об особенностях касситерита из пегматитовой жилы Восточного Забайкалья. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1961, вып. 12.
  106. Корнетова В.А., Александров В.Б., Казакова М.Е. О новой разновидности эшинита, богатой танталом, из гранитных пегматитов Сибири. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1963, вып. 14.
  107. Костин Н.Е., Петрова Е.А. Некоторые особенности минералогии и генезиса одного из полей альбититов с редкометалльной минерализацией. В кн.: Минеральное сырье, 1960, вып. 1.
  108. Кудрин В.С., Кудрина М.А., Шурига Т.Н. Редкометалльные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 25. М., "Недра", 1965.
  109. Кудрина М.А., Кудрин В.С., Сидоренко Г.А., Дорофеева К.А. О лопените, содержащем редкоземельные элементы. — Труды Минерал. музея АН СССР, 1965, вып. 16.
  110. Кузнецов В.И. О процессе становления гранитных пегматитов. — Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1948, № 2.
  111. Кузнецов В.И. Место пегматитов в процессе формирования одного из тел гранитов. — Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1951, № 5.
  112. Кузнецов В.И. К вопросу о генезисе гранитных пегматитов. — Докл. АН СССР, 1954, т. 96, № 1.
  113. Кузнецов В.И. Связь пегматитов с развитием трещин во вмещающих породах на примере одного месторождения. — Науч. зап. Львовск. ун-та, 1955, вып. 5.
  114. Кузнецов В.И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 162.
  115. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
  116. Кузьменко М.В. К вопросу о классификации и генезисе щелочных



- пегматитов. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1957, вып. 1.
117. Кузьменко М.В. К геохимии тантала и ниобия. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, вып. 3.
  118. Кузьменко М.В. Генетические типы месторождений и рудопроявлений ниобия и тантала. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 4.
  119. Кузьменко М.В. О роли слюды в процессе концентрации тантала. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 6.
  120. Кузьменко М.В. Закономерности распределения тантала и ниобия в слабо дифференцированных редкометалльных гранитных пегматитах и особенности их генезиса. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.
  121. Кузьменко М.В. Тантал. — В кн.: Геохимия; минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. М., "Наука", 1964.
  122. Кузьменко М.В. Минералы ниобия и тантала. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 2. М., "Наука", 1964.
  123. Кузьменко М.В. Микроструктурно-кварц-альбитовые жильные тела с цирколином и поликразом. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. М., "Наука", 1966.
  124. Кузьменко М.В. К вопросу о генезисе редкометалльных гранитов. — Геол. рудн. месторожд., 1967, № 6.
  125. Кузьменко М.В. Факторы концентрации тантала в процессах эндогенного минералообразования в свете идей К.А. Власова. — В кн.: Научные собрания. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1968, вып. 2.
  126. Кузьменко М.В. Проблема пегматитов и ее задачи на современном этапе. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 1. М., ИМГРЭ, 1971.
  127. Кузьменко М.В. Особенности распределения тантала и ниобия в континентальной земной коре. — В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., "Недра", 1972.
  128. Кузьменко М.В. Роль изоморфизма в процессах концентрации и рассеяния тантала. — В кн.: Проблемы геологии редких элементов. М., "Наука", 1978.
  129. Кузьменко М.В., Акелин Н.А. Генезис субцелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М., "Наука". 1965.
  130. Кузьменко М.В., Акелин Н.А., Соколова Р.И. Особенности распределения тантала и ниобия в эндоконтактных пегматитах и материнских гранитах. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969.
  131. Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Тантал и ниобий. М., "Наука", 1968.
  132. Кузьменко М.В., Калита А.П., Мелентьев Г.Б. и др. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов. — В кн.: Пегматитовые редкометалльные месторождения, вып. 1. М., ИМГРЭ, 1971.
  133. Кухаренко А.А., Скрижинская В.И., Вайнштейн Э.Э., Кахана М.И. К геохимии ниобия и тантала в комплексных щелочно-ультраосновных породах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, ч. 90, вып. 2.
  134. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Дифференциация, эвтектика и энтропия. — Изв. Сиб. политехн. ин-та, 1906, № 6.
  135. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Т. 1—4. М., Изд-во АН СССР, 1949—1955.
  136. Ляхович В.В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., "Наука", 1967.
  137. Ляхович В.В. Средние содержания тантала, ниобия и титана в биотитах гранитоидов. — Геохимия, 1970, № 10.
  138. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., "Недра", 1973.
  139. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика земли. М., "Наука", 1965.
  140. Максимова Н.В., Илюхин В.В., Белов Н.В. Уточнение кристаллической структуры торолита. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5.
  141. Максимюк И.Е., Лебедева С.И. Изучение физических свойств касситеритов с целью выяснения форм нахождения в них тантала и ниобия. М., "Наука", 1967.
  142. Малкин В.И. Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и относительная подвижность ионов. — В кн.: Физическая химия расплав-

- ленных солей и шлаков. М., ГОНТИ, 1962.
143. *Мархасев Б.И., Седлецкий Н.Д.* О некоторых закономерностях строения расплавов в системах  $MeO-SiO_2$ . Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.
  144. *Мелентьев Г.Б.* Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов — перспективный источник комплексного редкометалльного сырья. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., "Наука", 1965.
  145. *Недумов И.Б.* Особенности генезиса редкометалльных пегматитов одного из полей Сибири. — Труды ИМГРЭ, АН СССР, 1962, вып. 8.
  146. *Недумов И.Б.* Роль геологических факторов в формировании пегматитов и некоторых других эндогенных месторождений, связанных с гранитоидами. В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. М., "Наука", 1965.
  147. *Недумов И.Б.* Магматизм и пегматитообразование. М., "Наука", 1975.
  148. *Недумов И.Б., Земская И.П.* Особенности концентрации редких элементов в ходе гранитоидного и пегматитового процессов в зависимости от геологических условий. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969.
  149. *Ниггли П.Р.* Магма и ее продукты, ч. 1 (Физико-химические основы). М.—Л., Госгеолтехиздат, 1946.
  150. *Никитин В.Д.* Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1949, ч. 78, вып. 3.
  151. *Никитин В.Д.* К генезису мусковитовых пегматитов Северной Карелии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1950, ч. 79, вып. 4.
  152. *Никитин В.Д.* Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1952, т. 27, вып. 2.
  153. *Никитин В.Д.* К теории генезиса пегматитов. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1955, т. 30, вып. 2.
  154. *Никитин В.Д.* Особенности редкометалльной минерализации в пегматитовых жилах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, ч. 86, № 1.
  155. *Никитин В.Д., Садовский Ю.А., Филиппов В.А.* Природа ниобо-танталовой минерализации в редкометалльных пегматитах. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1959, т. 35, вып. 2.
  156. *Никитин В.Д.* Пегматитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
  157. *Овчинников Л.Н.* Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. I. Явления, происходящие в магматическом расплаве. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4.
  158. *Овчинников Л.Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
  159. *Одикадзе Г.Л.* О нахождении ниобия и тантала в мусковитах из пегматитов Дзиркульского кристаллического массива. — Геохимия, 1958, № 4.
  160. *Ольшанский Я.И.* Равновесие двух жидких фаз в простейших фторосиликатных системах. — Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 6.
  161. *Островский И.А.* Вопросы элементарной теории систем с летучими и предположение о ходе затвердевания интрузий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 5.
  162. *Павленко А.С., Вайнштейн Э.Е., Кахана М.И.* О соотношении ниобия и тантала в некоторых минералах изверженных и метасоматических пород. — Геохимия, 1958, № 6.
  163. *Павленко А.С., Сяо-Чжун-Ян, Морозов Л.Н.* Сравнительная геохимическая характеристика гранитоидов с аксессуарными тантало-ниобатами. — Геохимия, 1960, № 2.
  164. *Пачаджанов Д.Н.* К геохимии ниобия и тантала в глинах. — Геохимия, 1963, № 10.
  165. *Пачаджанов Д.Н.* Геохимическая связь тантала, ниобия и титана в бокситах. — Геохимия, 1964, № 9.
  166. *Пашутин В.П., Соболев В.П.* Фтористый перенос тантала в надкритических (паровых) растворах. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 18.
  167. *Подольский А.М., Нумеров С.Б., Голиков-Заволжский И.В.* и др. Тантал в аляскайтах и субщелочных гранитах восточной части Центральной



- ного Казахстана. — Геохимия, 1965, № 5.
168. *Подпорина Е.К.* Тантал и ниобий в корях выветривания некоторых гранитоидов Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2.
  169. Поля редкометалльных гранитных пегматитов (геохимическая специализация и закономерности размещения). М., "Наука", 1976.
  170. *Пятенко Ю.А.* О специфике кристаллохимического поведения циркония, гафния, ниобия и тантала. — В кн.: Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования. М., "Недра", 1972.
  171. *Родионов Г.Г.* Классификация пегматитов и особенности процесса пегматитообразования. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 22. М., "Недра", 1964.
  172. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
  173. *Россовский Л.Н., Ключкова Г.П.* О находке петалит-микроклиновых пегматитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. ХСIV, вып. 5.
  174. *Рудовская Л.Н.* К геохимии гранитных пегматитов северо-западного Беломорья. — Геохимия, 1964, № 6.
  175. *Рябчиков И.Д.* Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации расплавов. М., "Наука", 1965.
  176. *Северов Э.А.* Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1960, вып. 6.
  177. *Семенов Е.И.* Минералогия щелочного массива Илимаусак. М., "Наука", 1969.
  178. *Семенов Е.И.* Минералогия Ловозерского щелочного массива. М., "Наука", 1972.
  179. *Семенов Е.И., Хун-Вен-Син, Капитонова Т.А.* О новом ниобиевом минерале — баотите. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 4.
  180. *Сергеев А.С.* Фениты и процессы фенитизации в контактовом ореоле щелочных и ультраосновных интрузий Хабозерской группы (Кольский п-ов). — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 4.
  181. *Сергеева Н.Е.* К геохимии тантала и ниобия на одном из пегматитовых месторождений Сибири. — Вестн. МГУ. Сер. IV. Геология, 1960, № 4.
  182. *Ситнин А.А.* О содержании тантала и ниобия в слюдах из гранитоидов СССР. — Геохимия, 1966, № 9.
  183. *Ситнин А.А., Леонова Т.Н.* О находке стрюверита в экзоконтактовых грейзенах одного из месторождений Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 3.
  184. *Ситнин А.А., Леонова Т.Н.* Лопарит — новый аксессуарный минерал альбитизированных и грейзенизированных гранитов. — Докл. АН СССР, 1961, т. 140, № 3.
  185. *Скоробогатова Н.В.* Об одной разновидности редкометалльного пирохлора из альбититов. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 9. М., Госгеолтехиздат, 1961.
  186. *Скоробогатова Н.В., Сидоренко Г.А., Дорофеева К.А., Столярова Т.И.* О плумбопирохлоре. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 3. М., "Недра", 1966.
  187. *Слепнев Ю.С., Мелентьев Г.Б., Филиппова Ю.И.* Процессы минералообразования в редкометалльных гранитных пегматитах, формирующихся в неспокойной тектонической обстановке. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.
  188. *Смирнов В.И.* Геологические основы поисков и разведки рудных месторождений. М., Изд-во МГУ, 1954.
  189. *Смит Ф.Г.* Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М и Л., 1954.
  190. *Солодов Н.А.* О распределении редких элементов в минералах гранитных пегматитов. — Геохимия, 1958, № 8.
  191. *Солодов Н.А.* Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах. — Геохимия, 1959, № 4.
  192. *Солодов Н.А.* К геохимии редкометалльных гранитных пегматитов. — Геохимия, 1959, № 7.
  193. *Солодов Н.А.* Главные промышленные типы редкометалльных пегматитов. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1961, вып. 5.

194. *Солодов Н.А.* Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
195. *Солодов Н.А.* Критерии оценки редкометалльных гранитных пегматитов. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. Межд. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. М., Недра, 1965.
196. *Солодов Н.А.* Некоторые закономерности распределения тантала и бериллия в гранитных пегматитах и оценка редкометалльных месторождений. — Бюл. науч.-техн. информ. М., ВИЭМС, 1967, № 8.
197. *Солодов Н.А.* Научные основы перспективной оценки редкометалльных пегматитов. М., "Наука", 1971.
198. *Судовиков Н.Г.* К вопросу о возможной связи гидротермального оруденения с гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.
199. *Таттл О.Ф., Фридман И.Н.* Несмешимость жидкостей в системе  $\text{H}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ . — В кн.: Вопросы физической химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.
200. *Таусон Л.В., Козлов В.Д., Антипин В.С., Шермет Е.М.* Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. Междунар. геохим. конгресс. М. Тезисы докладов, т. II, 1971.
201. *Темников Ю.И.* Структурно-геологические особенности месторождений редкометалльных гранитоидов. — Сов. геология, 1965, № 10.
202. *Тихоненкова Р.П.* Фениты, как новый перспективный тип комплексных месторождений редких элементов. — В кн.: Вопросы геологии, геохимии, методов поисков и оценки новых типов редкометалльного оруденения. Госгеолком. СССР, ВИЭМС, М., Ташкент, 1965.
203. *Тугаринов А.И., Павленко А.С., Коваленко В.И.* Происхождение апогранитов по геохимическим данным. — Геохимия, 1968, № 2.
204. *Ферсман А.Е.* Пегматиты, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1940.
205. *Ферсман А.Е.* Избранные труды, т. V, VI. М., Изд-во АН СССР, 1959–1960.
206. *Филиппова Ю.И.* Особенности распределения тантала и ниобия в существенно микроклиновых пегматитах с альбитом и лепидолитом. — В кн.: Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М., "Наука", 1969.
207. *Фишер Р.* Несмесимость расплавов, содержащих окислы тяжелых металлов, силикаты и фосфаты, и значение несмесимости для геохимии и учения о рудных месторождениях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.
208. *Флейшер М., Чао Э.К.Т.* Некоторые проблемы подсчета среднего содержания элементов в земной коре. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. М., "Мир", 1964.
209. *Хвостова В.А., Сретенская Н.Г.* Оловосодержащий стрюверит из редкометалльных гранитных пегматитов. — Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 16, 1963.
210. *Хитаров Н.И., Нагапетян Л.Б., Лебедев Е.Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). — Геохимия, 1969, № 3.
211. *Челищев Н.Ф.* Экспериментальное исследование последовательности кристаллизации полевых шпатов в условиях меняющейся щелочности гранитного расплава. — В кн.: Экспериментальные исследования в области геохимии редких элементов. М., "Наука", 1966.
212. *Четырбоцкая И.И.* Танталонность вольфрамитов и касситеритов. — Геол. рудн. месторожд., 1966, № 3.
213. *Шейнманн Ю.М.* Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
214. *Шипулин Ф.К.* Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М., "Наука", 1968.
215. *Щербина В.В.* Геохимические особенности элементов диагонального ряда периодической системы Ti-Nb-W<sub>6</sub>. — Докл. АН СССР, 1952, т. 85, № 4.
216. *Щербина В.В.* Различие геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — Геохимия, 1963, № 3.
217. *Almeida S.C. de, Johnston W.D., Leonardes O.H., Scorza E.P.* The



- beryl-tantalite-cassiterite pegmatites of Paraiba and Rio Grande do Norte, North-Eastern Brasil. — *Econ. Geol.*, 1944, v. 3, 39, N 2.
218. *Ahrens L.H.* The lognormal distribution of the elements (A fundamental law of geochemistry and its subsidiary). — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1954, v. 5, N 2.
219. *Beaumont Elie de.* Note sur les emanations volcaniques et metalliferes. — *Bull. Soc. géol. France*, sér. 11, 1847.
220. *Beer K.E.* The petrography of some of the riebeckite granites of Nigeria. — *Rept Geol. Surv. Nigeria Atomic Energy Div.*, 1952, N 116.
221. *Bockris J.O.M., Mackenzie J.D., Kitchenner J.A.* Viscous flow in silica and binary liquid silicates. — *Trans. Faraday Soc.*, 1955, v. 51.
222. *Bowen N.L., Tuttle O.F.* The system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ . — *J. Geol.*, 1955, v. 58, N 5.
223. *Daly R.* Igneous rocks and their origin. N. Y. 1914.
224. *Daly R.* Igneous rocks and the depths of the earth. New York-London, 1933.
225. *Fleischer M.* Summary of new data on samples G-1 and W-1, 1962-1965. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, N 29.
226. *Fleischer M., Murata K.J., Fletcher J.D., Narten P.F.* Geochemical association of niobium (columbium) with titanium and its geological and economic significance. — *U.S. Geol. Surv.* 1952, Circ N 225.
227. *Froendel C.* Non-existence of native tantalum. — *Amer. Miner.*, 1962, v. 47, N 5-6.
228. *Harker A.* Natural history of igneous rocks. London, 1909.
229. *Hess F.L.* The natural history of the pegmatites. — *Eng. and Mining J.*, 1925, v. 120.
230. *Hess F.L.* Pegmatites. — *Econ. Geol.*, 1933, N 28.
231. *Jacobson R.R.E., Macleod W.N., Black R.* Ring complexes in the Jonger granite Province of Northern Nigeria. — *Mem. Geol. Soc. London*, 1958, N 1.
232. *Kennedy G.C., Wasserburg G.J., Head N.C., Newton R.C.* The upper three-phase region in the system  $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . — *Amer. J. Sci.*, 1962, v. 267.
233. *Landes K.K.* Origin and classification of pegmatites. — *Amer. Mineral.*, 1933, v. 18.
234. *Landes K.K.* Age and distribution of pegmatites. — *Amer. Mineral.*, 1935, v. 20.
235. *Landes K.K.* Pegmatites and hydrothermal veins. — *Amer. Mineral.*, 1937, v. 22.
236. *Landes K.K.* Effect of structure on intrusion of pegmatites. Ore deposits as related to structural features. Princeton. N.J., Princeton Univ. Press, 1942.
237. *Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, N 4.
238. *Macleod W.N.* The geology of the Jos-Bukuru Younger Granite complex with particular reference to the distribution of columbite. — *Rec. Geol. Surv. Nigeria*, 1956.
239. *Marv E., Mrose H.J., Rose, Jr.* Behierite  $(\text{Ta}, \text{Nb})\text{BO}_4$ , a new mineral from Manjaka, Madagascar. — *Geol. Soc. Amer.* 1961. Ann. Meetings, Abstrs.
240. *Mason B.H.* Principles of geochemistry. 2d ed. N. Y. John Wiley and Sons, Inc., 1958.
241. *Nickel E.H.* Niocalite — a new calcium niobium silicate mineral. — *Amer. Mineral.*, 1956, v. 41, N 9-10.
242. *Parker R.L., Fleischer M.* Geochemistry of niobium and tantalum. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1968, N 612.
243. *Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
244. *Rankama K.* On the geochemistry of tantalum. — *Bull. Comiss. geol. Finl.*, 1944, N 133.
245. *Rankama K.* On the geochemistry of columbium. — *Science*, 1947, N 2470.
246. *Rankama K., Sahama Th.* Geochemistry. Chicago, 1950.
247. *Rosenbusch H.* Elemente der Gesteinslehre, 1901.
248. *Rosenbusch H.* Mikroskopische Physiographie der Gesteine, II. Stuttgart, 1907.
249. *Rove R.W.* Association of columbium minerals and alkaline rocks. — *Can. Mining J.*, 1955, v. 76, N 3.
250. *Rowe R.W.* Niobium deposits of Canada. — *Geol. Surv. Can.*, *Econ. Geol. Series*, Ottawa, 1958, N 18; *C.A.*, 1959, v. 53, N 13.
251. *Safiannikoff P.A., Van Wambeke L.* Sur un terme plumbifère du groupe pyrochlore-microlite. — *Bul. Soc.*

- frane. minér. et cristallogr., 1961, v. 84, N 4.
252. Schaller W.T. The genesis of lithium pegmatites. — Amer. Sci., ser. 5, 1925, N 10.
253. Schaller W.T. Mineral replacement in pegmatites. — Amer. Mineral., 1927, v. 12.
254. Schaller W.T. Pegmatites: Ore deposits of the Western States. — Trans. Amer. Inst. Min. Metallurg. Engrs. 1933, N 1.
255. Schröcke H. Isomorphiebeziehungen in der Wolframgruppe. — Heidelberg. Beitr. Mineral. und Petrogr., 1960, Bd 7, H. 3.
256. Sumpson E.S. Further occurrences of tantalum and niobium in Western Australia. — Rept Austral. Assoc. Advanc. Sci., 1909–1910, N 12.
257. Sumpson E.S. Famous mineral localities Wodgina. N.-W. Australia. — Amer. Mineral., 1928, v. 13, N 9.
258. Sullivan E.J. Ore and granitization. — Econ. Geol., 1948, N 6; 1949, N 4.
259. Taylor S.R. Abundance of chemical elements in the continental crust. A new table. — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, N 8.
260. Turekian K.K. Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of Earth's crust. — Bul. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 2.
261. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . — Mem. Geol. Soc. America, 1958, v. 74.
262. Ussing N.V. Geology of the Country around Julianehaab, Greenland. — Medd. Grönland., 1912, v. 38.
263. Vogt J.H. The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. — Skr. videnskapsels. Kristiania, 1924, v. 2, N 15.



# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
<i>Глава первая</i>	
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА И НИОБИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ПОРОДАХ И В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЕ . . . . .	7
Граниты . . . . .	8
Другие типы интрузивных пород . . . . .	10
Эффузивные, метаморфические и осадочные породы . . . . .	12
Соотношение тантала и ниобия в континентальной земной коре . . . . .	13
Генетическая классификация эндогенных месторождений тантала и ниобия . . . . .	16
<i>Глава вторая</i>	
ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ТАНТАЛА В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ . . . . .	20
Мусковитовые бериллиеносные граниты . . . . .	21
Литиево-слюдистые танталоносные граниты . . . . .	22
Сидерофиллитовые цирконий-тантал-ниобиеносные граниты . . . . .	33
Рибекитовые тантал-ниобиеносные граниты . . . . .	39
Эгирин-рибекитовые цирконий-титан-иттрий-ниобиеносные граниты с полилитиенитом . . . . .	44
Сравнительный анализ и вопросы классификации редкометалльных гранитов . . . . .	52
<i>Глава третья</i>	
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА В ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТАХ . . . . .	60
Пегматиты щелочноземельных плагио-микроклиновых гранитов . . . . .	61
Пегматиты существенно калиевых биотитовых и двуслюдяных гранитов . . . . .	90
Пегматиты ультракислых гранитов . . . . .	91
Камерные пегматиты . . . . .	91
Сравнительный анализ танталоносности редкометалльных пегматитовых жильных серий различных геохимических типов . . . . .	94
<i>Глава четвертая</i>	
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТАНТАЛА В НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ ФОРМАЦИЯХ . . . . .	98
Нефелин-сиенитовые формации . . . . .	—
Щелочные ультрабазиты и карбонатиты . . . . .	109
Сравнительный анализ танталоносности эндогенных образований . . . . .	113
<i>Глава пятая</i>	
ТАНТАЛ В МИНЕРАЛАХ И ВОПРОСЫ ИЗОМОРФИЗМА . . . . .	116
Минералы тантала и ниобия . . . . .	118
Минералы изоморфных с танталом элементов . . . . .	127
Породообразующие силикаты . . . . .	137
Изоморфизм как фактор концентрации и рассеяния тантала . . . . .	144

*Глава шестая*

ГЕНЕЗИС ТАНТАЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ . . . . .	146
Магма как источник рудного вещества . . . . .	
Подвижность как главный фактор относительной концентрации тантала . . . . .	150
Вопросы генезиса гранитных пегматитов . . . . .	153
Вопросы генезиса редкометалльных гранитов . . . . .	163
Механизм образования танталоносных расплавов . . . . .	172

*Глава седьмая*

ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ ПРИЗНАКИ ТАНТАЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРАНИТНЫХ ФОРМАЦИЙ . . . . .	184
Редкометалльные граниты . . . . .	186
Танталоносные пегматиты . . . . .	190
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	194
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	202



Мария Васильевна Кузьменко

**ГЕОХИМИЯ ТАНТАЛА  
И ГЕНЕЗИС ЭНДОГЕННЫХ  
ТАНТАЛОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

*Утверждено к печати  
Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *В.В. Стефанович*

Редактор издательства *Т.Б. Гришина*

Художественный редактор *И.К. Капралова*

Технический редактор *Н.А. Посканная*

ИБ № 7121

Подписано к печати 21.09.78. Т – 14097  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Усл.печ.л. 13,5. Уч.-изд.л. 15,7  
Тираж 700 экз. Тип. зак. 445  
Цена 2 р. 40 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва,  
В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12



2 р. 40 к.

2769