

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
ЗОЛОТА В ПОРОДАХ  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОЯСА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

А К А Д Е М И Я  Н А У К  С С С Р

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ФИЛИАЛ им. В. Л. КОМАРОВА

Дальневосточный геологический институт

В. Г. МОЙСЕЕНКО, С. А. ЩЕКА,  
И. И. ФАТЬЯНОВ, В. С. ИВАНОВ

550.47553.411

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
ЗОЛОТА В ПОРОДАХ  
ТИХООКЕАНСКОГО  
ПОЯСА

1683



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1971

В.Г. Моисеенко, С.А. Шека, И.И. Фатьянов, В.С. Иванов  
Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса

В работе на основании многочисленных спектрохимических анализов подробно рассматриваются характер распределения золота в интрузивных породах основного, ультраосновного, среднего и кислого состава, поведение его при кристаллизации магм и различных типах метаморфизма магматических пород. Устанавливается, что наиболее высокие кларковые содержания золота, близкие к показателям в метеоритах, наблюдаются в ультраосновных породах гипербазитового ряда; в гранитоидных интрузивах богаче золотом основные фации и фазы. При автометасоматических процессах золото в гипербазитах практически инертно, но почти нацело выносится растворами, связанными с гранитоидами. В условиях фации зеленых сланцев оно обладает высокой миграционной способностью и может рассеиваться или давать повышенные концентрации в зонах натрового метасоматоза.

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук  
*С.С. Зимин*

## ВВЕДЕНИЕ

Важнейшей металлогенической особенностью Тихоокеанского рудного пояса является золотая минерализация, представленная многочисленными и разновозрастными генетическими типами месторождений. Установление связи их с определенными магматическими комплексами или типом метаморфизма и закономерностей миграции и отложения золота в геологических процессах — решающий фактор при поисках новых месторождений. Главное значение при этом приобретают геохимические методы, позволяющие по характеру распределения окологларковых содержаний золота сравнивать заведомо рудоносные комплексы с изучаемыми и таким образом оценивать их перспективы. С этой целью в Дальневосточном геологическом институте проведена работа по изучению закономерностей распределения золота при кристаллизации и метаморфизме интрузивных пород ультраосновного, основного, среднего и кислого состава из различных районов Тихоокеанского пояса.

Главу I написали С.А. Шека и В.Г. Моисеенко, материал по гранитоидам Центральной Чукотки и Охотско-Чукотского пояса изложен В.С. Ивановым, Приамурья — И.И. Фатьяновым. Изучение рудных столбов, химизма гидротермальных растворов, летучести и диффузии золота проводились В.Г. Моисеенко и И.И. Фатьяновым. В процессе работ принимали участие: Ю.А. Карнаух, Т.Г. Васильева, П.И. Сазанова, М.А. Кучерова, В.М. Моисеенко. В работе использованы коллекции образцов, любезно представленные С.С. Зиминим, Р.А. Октябрьским, В.Г. Фоминых, Н.А. Куренцовой, К.Н. Никишовым, М.А. Мишкиным. Пользуясь случаем, авторы выражают благодарность всем перечисленным товарищам.

## Глава I

### ЗОЛОТО В ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ, ПОВЕДЕНИЕ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМЕ

Считается общепризнанным, что почти все промышленные концентрации золота генетически связаны с гранитоидными магмами и сопровождающей их гидротермальной деятельностью. Вместе с тем появляется все больше фактов, свидетельствующих о высокой миграционной способности золота при метаморфизме любых по составу пород. Поэтому данные о первичных источниках этого сугубо сиалического элемента и закономерностях его распределения при кристаллизации магм различного состава приобретают особый интерес.

Несмотря на то, что основные месторождения золота тяготеют к кислым образованиям, повышенные фоновые содержания его приурочены к базитам-гипербазитам. Гольдшмит (Goldschmidt, 1937), обратив внимание на высокие содержания золота в метеоритах (до  $1440 \cdot 10^{-7}$ ), высказал предположение о возрастании его кларка в глубинных породах, особенно в ядре Земли. Эта точка зрения нашла отражение в ранней работе А.П. Виноградова (1956), который рассчитал следующие значения кларков: ультраосновные породы —  $1 \cdot 10^{-5}\%$ , основные —  $3,5 \cdot 10^{-6}\%$ , кислые —  $1 \cdot 10^{-6}\%$ . Новые определения золота методом нейтронной активации (Vincent, Crocket, 1960) в породах Скаергаардского интрузива и в ряде других существенно габброидных объектов показали, однако, невысокие значения, за исключением гиперстеновых метеоритов ( $197-270 \cdot 10^{-7}\%$ ). В одной из последних работ А.П. Виноградов (1962) приводит одинаковые величины кларков золота в базитах-гипербазитах ( $4-5 \cdot 10^{-7}\%$ ) и гранитах ( $4,5 \cdot 10^{-7}\%$ ). В работах Ю.Г. Щербакова (1967, 1968), Н.Т. Воскресенской и Н.Ф. Зверевой (1968) появляются отдельные цифры, превышающие  $1 \cdot 10^{-6}\%$ , однако эти случаи не систематизированы и могут быть ошибками анализа. Проведенный нами беглый обзор закономерностей распределения золота в различных по составу и генезису комплексах основных и ультраосновных пород показал, что некото-

рые из них в несколько раз богаче этим элементом, чем гранитоиды (Шека, Моисеенко, 1970). Последующее увеличение числа анализов и расширение районов исследований позволило систематизировать сведения по различным генетическим группам интрузий почти всех известных формаций базитов и гипербазитов и оценить поведение золота в процессе кристаллизации и метаморфизма основных-ультраосновных пород.

Определения золота производились аналитиками М.А. Кучеровой и Н.Е. Оленевской спектрохимическим методом по варианту Н.Т. Воскресенской и др. (1965) вначале с чувствительностью  $1 \cdot 10^{-7}\%$ , затем —  $2 \cdot 10^{-8}\%$ . Достигнута удовлетворительная сходимость полученных результатов с нейтронно-активационным контролем.

Материалом для анализов послужили имеющиеся в распоряжении авторов образцы расслоенных никеленосных интрузивов Станового хребта (рис. 1), габбро-перидотитовых и меймечитовых массивов Сихотэ-Алиня и Ганальского хребта Камчатки, никеленосных кортландит-норитовых и габбро-плагиогранитных комплексов Срединного хребта Камчатки, обломки интрузивов Филиппинских островов и оливиновые включения — ксенолиты в эффузивах. Кроме того, по породам дунит-гарцбургитовых интрузивов о-ва Карагинского, Каменка, Сиин-Олон (Сихотэ-Алинь) и КНДР каменный материал был предоставлен С.С. Зиминым, Г.Н. Старковым, Р.А. Октябрьским. Для большей представительности и сравнения проанализированы сборы авторов по Малому Кавказу и Уралу; привлекались также материалы по кимберлитам Якутии (коллекция К.Н. Никишова), различным интрузивам Урала (коллекция В.Г. Фоминых) и гипербазитам из рифтовых зон Индийского океана (образцы Н.А. Куренцовой). Все перечисленные объекты довольно хорошо изучены; о них будут приводиться лишь краткие сведения.

### КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ БАЗИТОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ

Наиболее высокие содержания золота встречены в породах дунит-гарцбургитовой формации. Очаги родоначальной магмы этих интрузий почти единодушно считаются самыми глубинными — мантийными — и формируются на ранних эвгеосинклинальных этапах развития складчатых зон, когда мощность земной коры незначительна. Примером этому могут служить находки пород этой формации в рифтовых зонах Индийского океана (Удинцев и др., 1965), где земная кора практически отсутствует. Наиболее типичные представители формации на территории СССР — Кемпирсайский и Халиловский интрузивы на Урале, Ильчир-

ский в Туве (Пинус и др., 1955). Общей чертой для них является приуроченность к глубинным разломам и существенно вулканогенным вмещающим толщам, лишенным, как правило, гранитоидного магматизма. Интрузивы этой формации обычно не дифференцированы, интенсивно серпентинизированы и несут месторождения хрома, силикатного никеля, асбеста и талька. Распределение Au изучалось нами на примере интрузивов о-ва Карагинского, Каменка, Сиин-Олон (Сихотэ-Алинь), КНДР, Камчатка, Филиппин, Малого Кавказа, Урала и Индийского океана.

Дунит-гарцбургитовый интрузив о-ва Карагинского описан Д.С. Харкевичем (1941), Г.Н. Старковым (1968) и С.С. Зиминым (ДВГИ). Он представляет цепочку пластообразных залежей, заключенных в эффузивно-осадочную толщу. Сложены интрузивы гарцбургитами с мелкими линзовидными телами дунитов, к которым приурочены вкрапленность и шпирь хромитов. К периферии массивов появляются лерцолиты и верлиты. Все эти породы секутся жилами метасоматических диаллагитов и дайками оливковых габбро. Породы и минералы о-ва Карагинского (табл. 1 и 2) характеризуются несколько повышенной магнезиальностью. Анализу на золото подвергся нацело серпентинизированный гарцбургит (обр. Г-204/3) и неизменный верлит (обр. С-1382/4).

Интрузив дер. Каменка (Сихотэ-Алинь) изучался С.С. Зиминым (1968). Он является самым южным представителем в цепочке, трассирующей границу Даубихинской зоны и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Это небольшое пластообразное тело, залегающее в верхнепалеозойской спилит-диабазовой толще с мощной (до 40 м) корой выветривания. Сложен интрузив интенсивно серпентинизированными лерцолитами и верлитами в апикальной части, дунитами и гарцбургитами — в глубоких разрезах. Судя по оптическим константам (табл. 3) и одному химическому анализу ( $P666a$ ,  $SiO_2 - 40,18$ ;  $TiO_2 - 0,21$ ;  $Al_2O_3 - 1,06$ ;  $Fe_2O_3 - 4,91$ ;  $FeO - 3,48$ ;  $MnO - 0,09$ ;  $MgO - 38,88$ ;  $CaO - 1,76$ ;  $Na_2O - 0,08$ ;  $K_2O - 0,04$ ;  $H_2O^+ - 7,52$ ;  $H_2O^- - 0,43$ ; П.п.п. — 0,92;  $\Sigma - 99,56$ ;  $f 9$ ), породы и минералы этого интрузива более железисты, что характерно для мелких тел, апикальных и краевых частей крупных интрузивов.

Сиин-Олонский гарцбургитовый массив располагается в среднем течении р. Бикин, где он также приурочен к границе Даубихинской зоны и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Этот массив оказался в зоне глубинного разлома, что обусловило его интенсивное дробление и метаморфизм. По данным С.С. Зимины (1968), интрузив распадается на два тела, из которых северное представляет крупную (до 20 км длиной) пластообразную залежь существенно ортопироксенит-гарцбургитового состава, а южное, более мелкое (до 5 км длиной), имеет линзовидную форму и сложено клинопироксенитами, верлитами и лерцолитами. Гипербазиты сопровождаются более поздней фазой габброидов. Минералы этого массива магнезиальны (оливин  $Fa 10-15$ , гиперстен  $f 11$ , клинопироксен —  $f 12$ ,  $Wo 48-50$ ). Химические анализы пород (табл. 4) под-

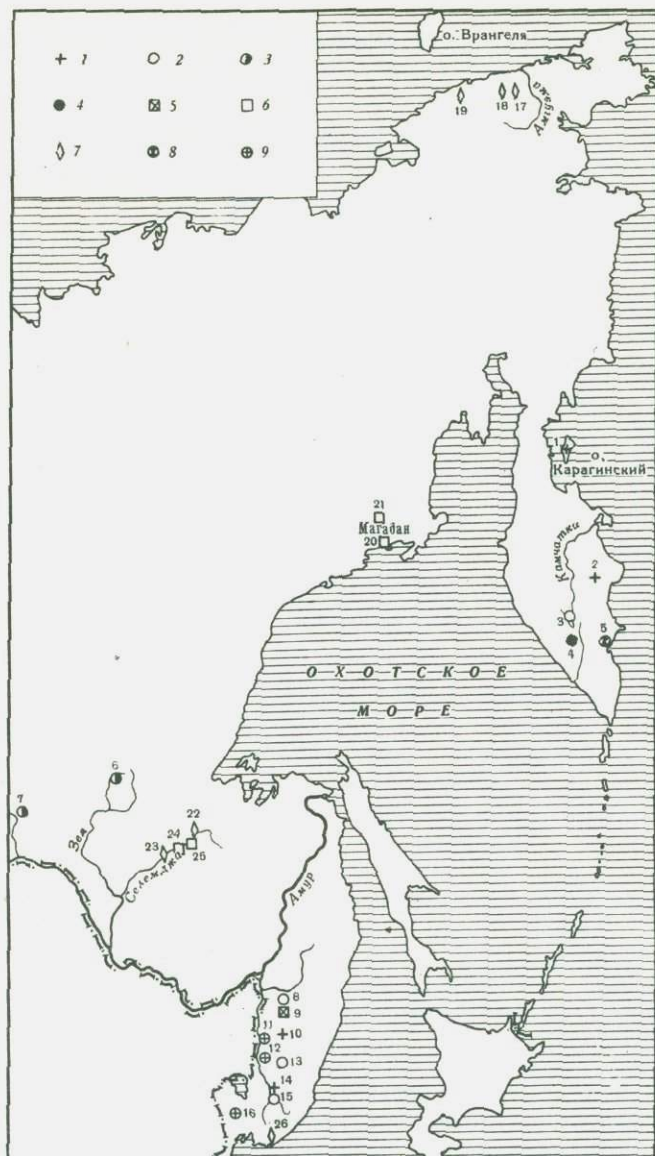


Рис. 1. Схема размещения изученных интрузивных комплексов

Таблица 1

Оптические свойства и состав минералов интрузива о-ва Карагинского  
(по данным Г.Н. Старкова)

Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$c N_g$	Состав	
						$f_{\text{общ.}}$	$Fa, An$
Дунит (С1391/2)	Оливин	1,680	1,647			5	
Гарцбургит (Г204/3)	Оливин	1,682	1,649			6	
	Гиперстен	1,672	1,662	+81	0	7	
Лерцолит (Г210/2)	Оливин	1,680	1,647			5	
	Гиперстен	1,673	1,663			7	
	Диопсид	1,695	1,672	+58			$En_{47}Wo_{50}Fs_3$
Верлит (Г201/1)	Оливин	1,685	1,652			7	
	Диопсид	1,698	1,672			4	
Пироксенит (С1380/16)	Диопсид	1,696	1,670	+60	40		$En_{49}Wo_{50}Fs_1$
Вебстерит (Г205/1)	Гиперстен	1,694	1,683			22	
	Диопсид	1,710	1,682			20	
Оливиновый габбро-норит (Г206/4)	Оливин			-88		12	
	Гиперстен	1,690	1,677			18	
	Диопсид	1,704	1,677	+54	40		$En_{50}Wo_{42}Fs_8$
	Плагиоклаз		1,572			84	

Примечание: Здесь и далее в таблицах в скобках указан номер образца.

Интрузивы: 1 — дунит-гарцбургитовые; 2 — габбро-перидотитовые, 3 — дунит-гроктолитовые, 4 — норит-кортландитовые, 5 — меймечитовые интрузивы, 6 — гранитоидные интрузивы вулканоплутонической формации, 7 — гранитоидные интрузивы вулканоплутонической формации, 8 — оливиновые включения в щелочных базальтах.

Массив (цифры на карте): 1 — Карагинский; 2 — хр. Кумроч, 3 — верховья р. Озерная Камчатка, 4 — Срединного хребта, 5 — вулкана Авача, 6 — Луча, 7 — Лукинда, 8, 9 — Катэн, 10 — Сиин-Олон, 11 — вулкана Иманский, 12 — вулкана Лесозаводский, 13 — Арнадненский, 14 — Каменка, 15 — Чугуевский, 16 — вулкана Борисовский, 17 — Иультинский, 18 — Тауреранский, 19 — Велиткенайский и Эмнункенигтунский, 20 — Магаданский, 21 — Неорчанский, 22 — Ингаглинский, 23 — Стойбинский, 24 — Карауракий, 25 — Брюс, 26 — п-ва Трудного

Химические анализы пород и минералов интрузива о-ва Карагинского  
( по данным Г.Н. Старкова)

Ком- по- ненты	Дунит (С-1391/2)	Гарцбургит (С-1391/7)	Вебсте- рит (Г-205/1)	Пироксе- нит (С-1380/16)	Оливино- вые габбро- норит (С-1381/4)	Диоп- сид (С-1380/16)	Хро- мит
SiO <sub>2</sub>	33,90	37,48	47,12	51,36	44,48	53,22	3,26
TiO <sub>2</sub>	0,02	—	0,27	0,06	0,19	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,80	7,87	1,12	17,85	1,44	6,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,20	0,06	—	—	—	54,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,78	3,15	6,63	0,96	0,24	1,20	6,27
FeO	3,95	4,06	3,02	4,60	6,25	1,48	12,57
MnO	0,11	0,27	0,13	0,17	0,13	0,18	0,10
MgO	42,48	39,17	13,78	18,05	9,92	17,29	12,42
CaO	0,39	1,20	18,34	23,29	18,17	23,99	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,07	0,18	0,43	0,28	Не ан.
K <sub>2</sub> O	0,09	—	0,08	0,04	0,11	0,12	"
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	Не ан.	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Не ан.	12,96	—	—	—	"	Не ан.
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	"	0,79	—	0,09	0,16	"	"
П.п.п.	13,98	—	1,09	—	1,59	0,21	"
Сумма	99,00	100,09	99,43	99,92	99,52	99,49	99,90
<i>f</i> <sub>общ.</sub>	8,9	9,0	27,0	14,5	26,8	7,5	45,1

черкуют их высокую магнезиальность, низкую титанистость и значи-  
тельную серпентинизацию.

Интрузивы КНДР описаны в работе С.С. Зимина (1968). К дунит-  
гарцбургитовой формации здесь относится ченгдинский комплекс, лока-  
лизированный в пределах верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных  
толщ. Гипербазитовые интрузивы вытягиваются цепочками вдоль границ  
вулканогенно-осадочных прогибов и более ранних сиалических выступов.  
Массивы сложены серпентинизированными гарцбургитами с мелкими обо-  
соблениями дунитов. Как минералы (оливин *Fag*, ортопироксен  $f_{10}$ ), так  
и породы ( $f_{8,4-20,0}$ ) этого комплекса высокомагнезиальны и почти  
не содержат титана. Часто встречаются мелкие обособления хромшпине-  
лидов. Все анализируемые на золото образцы серпентинизированы на-  
цело.

Интрузив хребта Гумрок (Камчатка), из которого анализировалась  
хромитовая руда, изучался лишь при поисково-съёмочных работах

Т а б л и ц а 3

Оптические свойства и состав минералов интрузива Каменка  
(по данным Р.А. Октябрьского)

Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$c N_g$	Состав
						$f_{\text{общ.}}$ , $F_a$ , $A_n$
Гарцбургит (Г-159/3)	Оливин	1695		-89		9
	Гиперстен	1683		+86		11
	Хромит	1,840				
Лерцолит (Р-666)	Оливин	1,694		-89		12
	Гиперстен	1,682		+86		13
	Диопсид	1,694				
Лерцолит (Р-651)	Оливин	1,699	1685	-88		14
	Гиперстен	1683		+88		14
	Диопсид		1678	+53	38	$En_{46}Wo_{44}Fs_{10}$

Т а б л и ц а 4

Химические анализы пород Сиин-Олонского массива  
(по С.С. Зимину)

Компоненты	Серпентинит (4044)	Серпентинит (Р-713)	Лерцолит (С-1361/2)
$SiO_2$	34,20	39,00	48,00
$TiO_2$	0,19	0,76	0,16
$Al_2O_3$	3,10	3,00	4,20
$Fe_2O_3$	11,36	4,00	0,70
$FeO$	4,57	3,76	6,76
$MnO$	0,27	0,24	0,16
$MgO$	33,23	36,00	24,64
$CaO$	0,67	0,38	14,01
$Na_2O$	0,08	0,13	0,32
$K_2O$	0,05	0,04	0,05
$P_2O_5$		0,08	
П.п.п.	12,33	12,89	0,96
Сумма	100,05	100,28	100,01
$f_{\text{общ.}}$	20	10,0	14

С.И. Зименко, В.А. Селиверстовым. Это небольшое ( $15 \text{ км}^2$ ) изометричное в плане тело, сложенное гарцбургитами с зонками дунитов и участками густовкрапленных и сплошных хромитовых руд. Образец Щ 849 представляет свежую сплошную крупнозернистую руду, в которой примеси серпентина не превышают 5%. Хромит в рудах представлен высокохромистой и железистой разностью.

Интрузивы Малого Кавказа изучены и описаны М.А. Кашкаем (1947). Авторы имели возможность познакомиться с ними во время экскурсии после IV Всесоюзного петрографического совещания по долине р. Тертер. Здесь, около пос. Кельбаджар, в дорожной выемке среди диабазов обнажается мелкое тело апогарцбургитовых серпентинитов (обр. Щ 853 а), ближе к контактам появляются слабо серпентинизированные лерцолиты (обр. Щ 853 в), полосы вебстеритов (обр. Щ 853 б).

Пространственное положение гипербазитов Индийского океана освещено в работе Г.Б. Удинцева и В.Е. Чернышевой (1965), минерально-петрографическая и геохимическая характеристика пород дана в нашей работе (Шека и др., 1969). Находки гипербазитов сделаны в пределах рифтовых зон (глубина 1900–4980 м), где по геофизическим данным наблюдается подъем к поверхности разуплотненной ( $V_p = 7,0 - 7,2 \text{ км/сек}$ ) мантии. Поднятые образцы представлены как мелкими обломками (первые сантиметры), так и глыбами (до 40 см в поперечнике) гарцбургитов, лерцолитов, пегматоидных оливиновых габбро и хромитовых руд. Большинство образцов интенсивно серпентинизировано, покрыто корками нонтронита и монтмориллонита, налетами гидроокислов марганца. Трещины в них выполнены известковыми и глинистыми илами. Анализу подвергались преимущественно образцы из внутренних частей глыб, слабее серпентинизированные и лишенные пленок гидроокислов марганца; однако полностью их влияние, очевидно, не исключено.

Изученные породы и минералы характеризуются высокой магнезиальностью, повышенными содержаниями хрома и никеля и ничтожными титана (табл. 5 и 6). Все это наряду с ассоциацией с ними хромитовых руд не оставляет сомнения в принадлежности подводных сборов к дунит-гарцбургитовой формации.

Образец с одного из Филиппинских островов (Щ 853 е) был отобран Н.А. Куренцовой во время рейса судна "Витязь". Он представлен апогарцбургитовым серпентинитом, не содержащим реликтов первичных минералов.

Породы всех остальных формаций отличаются от предыдущих высокой железистостью, титанистостью, повышенными концентрациями кальция и алюминия, низкими содержаниями хрома и силикатного никеля. Интрузивы их часто дифференцированы от оливинитов и дунитов до габброидов и несут месторождения окисных руд титана и железа, сульфидных – меди и никеля. По общепринятым критериям приведенные геохимические особенности характерны для производных базальтоидных

магм, к которым авторы склонны относить все последующие формации, в том числе и кимберлитовую.

Т а б л и ц а 5

Оптические свойства минералов пород Индийского океана

Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$cN_g$	Состав $f_{\text{общ.}}, Fa, An$
Лерцолит (5324а)	Оливин	1,687	1,649	+84-86		8
	Диопсид	1,709	1,680	+64	39	$En_{41}Wo_{50}Fs_9$
	Гиперстен	1,678	1,667	+84	0	10
Лерцолит (5324е)	Оливин	1,688	1,653	+86-90		9
	Диопсид	1,708	1,679	+60	39	$En_{42}Wo_{50}Fs_8$
	Гиперстен	1,678	1,667	+86	0	10
Гарцбургит (5319-VI)	Оливин	1,686	1,649			8
	Гиперстен	1,678	1,667	+84	0	10
Оливиновое габбро (5324г)	Диопсид	1708	1,678	+52	46	$En_{46}Wo_{43}Fs_{11}$
	Оливин			-80		
	Плагиоклаз		1,557			67-70

Габбро-перидотитовая формация хорошо изучена на Урале, где наиболее типичным ее представителем является Качканарский массив. На Дальнем Востоке подобные интрузии внедряются в поздние стадии эвгеосинклинального этапа, причем там, где в разрезе вулканогенно-осадочных толщ преобладают кремнистые и обломочные породы. Анализу на золото подверглись образцы из интрузивов Ганальского хребта Камчатки, Сихотэ-Алиня (Катэнский, Чугуевский) и Урала (Качканарский, Нижнетагильский, Кытлымский, Уктусский).

Интрузивы Ганальского хребта кратко описали в статье С.А. Шека и Г.Н. Старков (1968). Они представлены цепочкой мелких пластообразных тел, тяготеющих к границе эвгеосинклинальной зоны Ганальского хребта и миогеосинклинальной Срединного хребта, и залегают в вулканогенно-кремнистой толще. Крупные тела дифференцированы от оливинитов до габброидов, мелкие состоят из оливинитов, подвергшихся в апикальной части и по трещинам диопсидизации. Характерно почти полное отсутствие серпентинизации в породах. В крупных интрузивах встречаются мелкие проявления титаномагнетитовой минерализации. Из табл. 7 следует, что железистость пород и минералов этого комплекса варьирует и достигает (обр. Щ 711 ж, оливин) 23%. Анализированные на золото образцы представлены неизмененным клинопироксенином (обр. Щ 704 б) и верлитом (обр. Щ 711 ж).

## Химические анализы гипербазитов Индийского океана

Компоненты	Лерцолит (5324 а)	Лерцолит (5324 е)	Оливиновое габбро (5324 г)	Гарцбургит (5319-VI)
SiO <sub>2</sub>	38,40	38,96	43,60	37,03
TiO <sub>2</sub>	сл.	0,01	сл. †	сл. †
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	2,00	19,67	2,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,90	6,18	0,30	5,00
FeO	3,08	2,92	2,38	2,55
MnO	0,09	0,09	0,06	0,07
MgO	34,94	35,98	13,56	37,85
CaO	2,29	1,53	10,20	1,15
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,24	2,12	0,14
K <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,15	0,03
Cr <sub>2</sub> O	0,33	0,35	Неан.	0,32
NiO	0,29	0,28	„	0,24
П.п.п.	0,24	0,30	1,24	0,33
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10,55	10,52	4,95	12,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,50	1,01	1,30	0,83
Сумма	99,58	100,35	99,58	99,70
Pb 10 <sup>-3</sup> %	31	15	26	
Mo 10 <sup>-4</sup> %	4	6		
W 10 <sup>-4</sup> %	3	6,4	4,1	
Zn 10 <sup>-2</sup> %	1,94	0,62	1,16	
Cu 10 <sup>-4</sup> %	20	7,5	14,4	
<i>f</i> общ.	10,6	10,6	10,1	9,4

Интрузивы Сихотэ-Алиня освещались в литературе неоднократно (Шека и др., 1969; Зимин и Размахнин, 1961; Зимин, 1965, 1968; Октябрьский, 1968, 1969; Старков, 1968). Они представлены здесь линзовидными и овальной формы телами, выходы которых приурочены, как правило, к районам сочленения вулканогенно-осадочной и терригенно-кремнистой верхнепалеозойских толщ в пределах Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Менее эродированные массивы (Ариаднинский, Кафэнский) имеют концентрически зональное строение с постепенными переходами дунитов и оливинитов ядра в габбро и диориты на периферии

Оптические константы и состав минералов  
габбро-перидотитовой формации

Порода, массив	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$cN_g$	Состав $f_{общ.}, Fa, An$
Верлит, (Ш-711ж), верх. р. Озерная Камчатка	Оливин	1,719	1,678	-84		23
	Диопсид	1,703	1,679	+57-58	42	$En_{46}Wo_{49}Fs_5$
	Биотит	1,615				25
Верлит, (Ш-753б), водораздел рек Кунч-Озер- ная Камчатка	Оливин	1,693	1,658	+88		11
	Диопсид	1,698	1,670	+59		$En_{48}Wo_{50}Fs_2$
Габбро, (Ш-714б), верх. р. Озерная Камчатка	Диопсид	1,704	1,678	+54	40	$En_{43}Wo_{46}Fs_{11}$
	Плагиоклаз				(010) $N_p_{27}$ [100] $N_p_{27}$	50
Габбро оливиновое, (С1328/1)*, р. Катэн, Красный Яр	Оливин	1,712	1,681			20
	Диопсид	1,711	1,686			21
	Плагиоклаз	(010) $N_g_{46}Nm_{56}Np_{64}$				77
	Роговая обманка	1,689	1,662			$TiO_2 ?$
Габбро оливиновое, (С1337/3)*, р. Кафэн	Оливин	1,707				18
	Гиперстен	1,697				23
	Диопсид	1,711	1,686			21
	Плагиоклаз					75
Верлит, (Ш174д), р. Катэн, Красный Яр	Оливин	1,707				18
	Диопсид	1,714	1,684			25
Диаллагит жильный, (С1332/2)*, р. Катэн	Диопсид	1,714	1,686			25
	Оливиновый пироксенит, (P502a)**, Чугуевка	Диопсид	1709	1682	+53	$38En_{42}Wo_{44}Fs_{14}$
Габбро-норит, (P500б)**, Чугуевка	Диопсид	1,717	1,690	+52		$38En_{36}Wo_{43}Fs_{21}$
	Гиперстен		1,695	-52		53
	Плагиоклаз					$TiO_2$
	Рог. обманка	1,683		-73		

\* Данные С.С. Зимина.

\*\* Данные Р.А. Октябрского.

(Щека, Октябрьский, 1968). Глубоко эродированные массивы сложены в основном оливинитами и верлитами, пересекаемыми жилами метасоматических пироксенитов. К подобным массивам относятся Катэнский, расположенный на левобережье р. Катэн, у пос. Красный Яр и Чугуевский, находящийся в южной части антиклинория, в 5 км к востоку от пос. Ново-Михайловки. Последний состоит из габброидов, а верлиты и пироксениты слагают в нем небольшое тело, имеющее постепенные переходы к габбро. Габброиды этой формации в пределах Сихотэ-Алиня часто обогащены ильменитом и магнетитом, в ультраосновных породах появляются шпильеры и вкрапленность сульфидов меди и никеля. Минералы и породы (табл. 7, 8) этих интрузивов железисты и богаты титаном.

Поведение золота при процессах автометасоматической и наложенной амфиболизации основных и ультраосновных пород изучалось на примере интрузивов Среднего хребта Камчатки. Здесь в существенно глиноземистой миогеосинклинальной толще получили развитие два типа интрузивов — лополитообразные тела норитов с жильной фацией кортландитов и амфиболизированные габбро, диориты и диабазы, дающие иногда постепенные переходы к гранодиоритам и плагиогранитам.

1683  
Интрузивы норитового комплекса известны в верховьях рек Степанова, Лев, Дукук, Кагнисин (Щека, Старков, 1968). Интрузивы выполняют мульды брахисинклинали и как следствие имеют форму лополитов. Несмотря на это тела практически не дифференцированы и сложены однообразными норитами и амфиболовыми габбро, которые образуют прослои и жилы в норитах. Непокойные тектонические условия кристаллизации интрузивов привели к тому, что обогащенный рудными и летучими остаточный расплав интродировал на поздних стадиях в виде даек и жил перидотитов, превращенных в кортландиты и горнблендиты, несущие вкрапленность и жилы сульфидных медно-никелевых руд. Нориты при этом подверглись интенсивной автометасоматической амфиболизации.

Кортландит-норитовые массивы часто прорваны интрузиями плагиогранитов, с которыми пространственно ассоциируют залежи амфиболовых габбро, диоритов, гранодиоритов, включаемых обычно в габбро-плагиогранитную формацию. Под влиянием плагиогранитов они, как и нориты, амфиболизированы и биотитизированы. Хотя вид амфиболизации (авто или алло) устанавливается по ряду признаков (амфибол в норитах — буря титанистая роговая обманка или паргасит, в габбро — железистая роговая обманка и др.), интерес представляют геохимические критерии этих процессов.

Как показывают химические анализы (табл. 9, 10), породы и минералы кортландит-норитовой формации более магниезнальны, беднее щелочами и титаном, по сравнению с аналогами габбро-плагиогранитной формации и практически не отличимы от пород и минералов габбро-перидотитовой формации. Поведение золота в процессе дифференциации базальтоидной магмы разбиралось на примере расслоенных (типа Бушвельда) дунит-троктолитовых интрузивов Станового хребта, изученных особенно



## Химические анализы пород и минералов габбро-перидотитовой формации

Ком- по- нен- ты	Камчатка		Чугуев- ка	Реки Катэн, Кафэн					
	Верлит (Щ710ф)	Габбро (Щ711а)	Верлит (Р758а)	Оливинит (С1331/1)	Лерцолит (С1340/5)	Вебстерит (Щ180а)	Габбро-норит (С1340/1)	Габбро (С1331/2)	Оливин (С1331/1)
SiO <sub>2</sub>	39,72	46,43	51,48	38,00	43,98	50,46	46,91	46,47	39,04
TiO <sub>2</sub>	0,36	1,26	0,21	0,04	0,92	0,90	3,40	2,03	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,78	15,57	2,30	0,66	2,22	3,80	10,60	10,83	1,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,50	2,06	2,25	5,56	3,33	0,57	0,77	2,39	4,12
FeO	6,39	9,02	5,19	8,90	11,94	9,33	9,75	6,87	10,74
MnO	0,23	0,24		0,16	0,35	0,14	0,15	0,13	0,40
MgO	32,40	7,15	25,04	41,53	27,81	19,25	11,26	10,34	44,16
CaO	5,90	11,25	3,15	0,28	7,06	14,55	11,72	16,22	0,27
Na <sub>2</sub> O	0,13	1,90	0,11	0,18	0,21	0,41	2,51	2,07	0,12
K <sub>2</sub> O	0,08	2,80	0,07	0,10	0,02	0,08	0,38	0,64	0,05
H <sub>2</sub> O*	0,58	0,37	0,54		0,28	0,08	0,19	0,32	
П.п.п.	6,14	1,0	3,77	4,33	1,71	0,63	2,28	1,94	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,58							0,06
SO <sub>3</sub>	0,06	0,04							
Сумма	100,33	99,67	99,49	99,26	99,55	100,20	99,92	100,25	100,92
f <sub>общ</sub>	16,4	45,7	13,9	15,8	23,2	22,3	34,1	32,9	15,5

детально (Щека, 1969). Они представляют крупные доплитообразные тела, в донной части которых залегают дуниты с хромитом, выше по разрезу они сменяются троктолитами, оливиновыми габбро и титано-магнетитовыми габбро-норитами. Расслоенные породы основной фазы секутся жилами пироксенитов, габбро-пегматитов, габбро-норитов и анортозитов. Все жильные образования несут медно-никелевую минерализацию. При переходе от донных частей массивов к кровле растет железистость, титанистость и щелочность пород и минералов (табл. 11, 12), а окисная хромовая минерализация сменяется медно-никелевой сульфидной и затем окисной титаномагнетитовой. Нижние дифференциаты этих интрузивов по составу пород, минералов и оруденению подобны представителям дунит-гарцбургитовой формации, верхние — габбро-перидотитовой.

Оптические свойства и состав минералов кортландит-  
норитовой и габбро-плагиигранитной формаций  
Срединного хребта Камчатки

Форма-ция	Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$cNg$	Состав $f_{\text{общ.}}, Fa, An$
Кортландит-норитовая	Амфибо- лизиро- ванный норит (Щ760п)	Гиперстен	1,691	1,680	-75	0	21
		Плагноклаз			+85		53
		Амфибол	1,665	1,638	+87	18	24
		Биотит	1,612				
	Плагно- клазо- вый корт- ландит (Щ724б)	Амфибол	1,682	1,657	+78	24	$TiO_2?$
		Оливин	1,711	1,676	-88		21
		Плагноклаз					63
		Гиперстен	1,685	1,675	-86	0	15
		Биотит	1,615				18
	Контакто- вый гра- натовый норит (Щ761а)	Гранат	1,780		$Ao=11$	5465	$Alm_{57}Pyr_{29}Gr_{13}$
		Гиперстен	1,718	1,707	-55	0	44
		Амфибол	1,673	1,649	+78	20	30
		Биотит	1,605				15
		Плагноклаз			+83		53
Габбро-плагии- гранитная	Грана- товый диорит (Щ751)	Гранат	1,793		$Ao=11$	5687	$Alm_{66}Pyr_{15}Gr_{19}$
		Амфибол	1,684	1,660	-83	10	50
		Биотит	1,653				56
	Амфи- боловое габбро (Щ736г)	Роговая обманка	1,698	1668	-86	10	67
		Биотит	1,652				56
		Плагноклаз					

## Химические анализы пород кортландит-норитовой и габбро-плаггиогранитной формаций Срединного хребта

Компоненты	Кортландит-норитовая формация					Габбро-плаггиогранитная формация				
	Норит (Щ760п)	Гиперстен (Щ760п)	Роговая обманка (Щ760п)	Биотит (Щ760п)	Кортландит (Щ724б)	Горн- blendит (Г219б)	Габбро (Щ736г, Щ751)	Грават (Щ751)	Роговая обманка (Щ751)	Биотит (Щ751)
SiO <sub>2</sub>	49,78	53,04	43,92	38,80	47,32	49,96	47,38	39,85	41,58	34,73
TiO <sub>2</sub>	1,19	0,32	2,24	2,40	1,02	0,90	3,02	0,94	3,20	3,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,62	3,97	13,31	15,48	10,41	7,68	18,60	20,74	14,63	15,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	Сл.	3,04	1,35	0,10	4,07	1,00	1,91	3,96	4,23
FeO	10,14	10,49	5,72	6,44	9,35	6,02	2,77	24,80	14,78	18,13
MnO	0,16	0,22	0,06	0,04	0,16	0,18	0,12	1,13	0,22	0,13
MgO	22,65	27,35	18,02	21,51	18,44	15,88	5,30	4,42	4,31	9,90
CaO	3,75	2,21	9,45	1,47	8,53	10,33	8,55	6,08	11,82	1,27
Na <sub>2</sub> O	0,92	0,63	2,10	1,56	1,56	1,90	3,07	0,27	1,61	0,58
K <sub>2</sub> O	0,53	0,14	0,64	6,18	0,40	0,42	1,32	0,17	0,81	8,53
SO <sub>3</sub>	0,25						0,06			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44				0,12	0,30	0,18			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,97	0,62	0,74	3,74		1,79		1,71	1,43	2,98
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	—	0,24	0,36		0,05	0,22	0,10	0,16	0,21
П.п.п. !			0,12		2,14		1,14		0,94	
Сумма	99,89	99,99	99,60	99,33	99,55	99,46	100,03	100,41	99,45	99,93
f общ.	22,1	17,6	20,8	16,6	22,3	32,0	50,9	73,2	70,0	55,7

Оптические свойства и состав минералов  
 расслоенных дунит-троктолитовых интрузивов Станового хребта

Порода	Минерал	$N_g$	$N_p$	$2V$	$c N_g$	Состав $f_{общ.}, Fa, An$
Дунит донной части (Ш-415б)	Оливин	1,699	1,667	90		14
	Троктолит	1,701	1,668			15
Троктолит среднего горизонта (О-93)	Гиперстен	1,684	1,673			16
	Паргасит	1,666	1,646	+82	21	27
	Шпинель	1,756				34
	Плагиоклаз		1,572			82
Оливиновое габбро среднего горизонта (Ш-385а)	Оливин	1,705		-88		17
	Гиперстен	1,691	1,679	-82	0	20
	Диопсид	1,711	1,687	+48	40	$En_{45}Wo_{40}Fs_{15}$
	Паргасит	1,675	1,652	+82	22	33
Оливиновый габбро-норит верхнего горизонта (Ш-400г)	Шпинель	1,780				72
	Плагиоклаз		1,566			
	Оливин	1,732	1,692	-81		30
	Гиперстен			-78		~22
Габбро-пегматит (Ш-352д)	Диопсид	1,705	1,681	+48	39	$En_{48}Wo_{40}Fs_{12}$
	Плагиоклаз					83
	Оливин			-00		~28
	Гиперстен	1,695	1,684	-70	0	22
Габбро-норит жильный (Ш-555е)	Диопсид	1,708	1,686	+53	41	$En_{44}Wo_{44}Fs_{12}$
	Керсутит			-84	12	
	Плагиоклаз			+76		52
	Пироксенит (Ш-318)	Гиперстен	1,696	1,685	-67	
	Диопсид	1,709	1,686	+54	43	$En_{43}Wo_{45}Fs_{12}$

## Химические анализы пород и минералов расслоенных дунито-троктолитовых интрузивов Станового хребта

Компоненты	Дунит (3043)	Троктолит (С15-7)	Габбро-норит (Щ400Г)	Пироксенит жильный (029В)	Оливин из троктолита (Щ573)	Плагиоклаз (Щ573)	Диопсид из габбро (Щ555Г)	Диопсид из габбро-пегматита (Щ352Д)	Гиперстен из пироксенита (С1189/9)
SiO <sub>2</sub>	38,03	46,27	48,86	50,76	39,80	48,91	47,73	49,54	51,66
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,17	0,89	0,66	0,13	0,10	0,96	0,65	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	25,94	18,78	3,92	1,04	30,44	5,75	4,02	5,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,00	3,14	5,70	0,11	0,40	4,12	3,58	4,61
FeO	9,45	2,97	4,79	6,42	16,30	0,70	7,13	4,05	8,01
MnO	0,12	0,06	0,12	0,28	0,15	0,02	0,20	0,17	0,19
MgO	44,26	7,34	7,86	18,00	42,08	0,71	17,76	16,53	27,30
CaO	0,34	13,14	12,08	12,90	0,27	14,76	14,57	19,99	1,66
Na <sub>2</sub> O	0,21	1,59	2,73	0,60	0,20	1,75	0,87	0,56	0,11
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,11	0,05	0,10	0,08	0,12	0,04	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,52	2,08	0,97	0,82	—	0,88	0,92	0,92	0,82
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16	0,06	0,00	0,0					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	0,01	0,02		0,02	0,04		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,15			0,28	0,29
SO <sub>3</sub>	0,12	0,00	0,00	0,00					
Сумма	99,81	100,63	100,34	100,13	100,33	99,82	100,37	100,33	99,88
<i>f</i> <sub>общ.</sub>	11,7	23,0	35,2	26,5	18		17	18	19

Каменный материал по Уралу вряд ли нуждается в комментариях, ибо все упоминаемые в работе массивы хорошо изучены и неоднократно описаны в литературе. Отметим лишь, что авторы считают выделяемые на Урале габбро-дунит-пироксенитовую и дунит-пироксенитовую формации членами одной габбро-перидотитовой формации, поскольку они сходны по составу пород, рудоносности и геохимическим особенностям, а отличаются лишь по степени дифференциации в глубинных очагах и интрузивных камерах, что, скорее, вызвано тектоническими причинами, чем различием в составе родоначальных магм.

Породы кимберлитовой формации общеизвестны и широко описаны в литературе (Бобриевич и др., 1964; Милашев и др., 1963). Нами анализировались образцы интрузивных разностей (жилы и дайки Оленекского района Якутии) кимберлитов и включений гранатовых перидотитов трубки "Обнаженная", а также меймечитов из дайки, обнаруженной С.С. Зиминим (1965 г.) в Северном Сихотэ-Алине. Породы последней несколько отличаются от сибирских аналогов (обр. Ш194а:  $\text{SiO}_2$  — 40,83;  $\text{TiO}_2$  — 0,39;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 5,74;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 7,87;  $\text{FeO}$  — 0,84;  $\text{MnO}$  — 0,16;  $\text{MgO}$  — 32,45;  $\text{CaO}$  — 2,84;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,23;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,04; п.п.п. — 8,10;  $\Sigma$  99,49 f 11,9) пониженной щелочностью и титанистостью, хотя сходны по петрографо-минералогическим особенностям.

Кроме перечисленных интрузивных пород, анализу подверглись обломки состава оливин-гиперстен-диопсид-хромшпинель, которые часто обнаруживаются в базальтоидных экструзиях. Некоторые исследователи (Ross et al., 1953) склонны считать их отторженцами перидотитового слоя Земли. Нами изучались включения в щелочных базальтоидах Приморья и андезитах вулкана Авача. Первые упомянуты в работах В.Г. Сахно и Е.П. Денисова (1963), вторые описали С.А. Шека и др. (1970).

В Приморье оливиновые включения приурочены к экструзиям древнечетвертичных вулканов и трубкам взрыва, сложенным щелочными базальтоидами. С вмещающими эффузивами включения имеют резкие контакты и сохраняют форму твердых обломков. Состоят они обычно из оливина, гиперстена, диопсида и хромшпинели, реже встречаются существенно пироксеновые разности. В отличие от минералов основной массы базальта оливины и пироксен включений (табл. 13) высокомагнезиальны, что не позволяет считать их ранними сегрегациями.

Оливиновые включения на вулкане Авача встречены в пирокластике древнего вулкана и неизвестны в современных выбросах. Они имеют тот же состав (табл. 13), что и в вулканах Приморья, за исключением пониженной титанистости минералов и высокой хромистости шпинели. Детальное изучение не оставляет сомнения в принадлежности их к обломкам дунит-гарцбургитовых интрузий — структуры перекристаллизации серпентинитов в оливиниты, метасоматические прожилки пегматоидного диопсида с оторочкой гиперстена, широкие вариации состава минералов и пород и пр. Все включения не несут ни малейших следов серпентинизации.

## Химические анализы пород и минералов включений ультраосновных пород в эффузивах

Компоненты	Борисовский вулкан, Приморье					Вулкан Авача (О-1091/8)				
	Базальт	Оливин	Гиперстен	Диопсид	Шпинель	Оливин	Гиперстен	Диопсид	Шпинель	
SiO <sub>2</sub>	49,64	41,12	53,56	51,36	1,52	41,68	54,08	51,32	3,32	
TiO <sub>2</sub>	2,30	0,10	0,23	0,63	0,22	0,01	Сл.	Сл.	0,08	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	0,65	5,53	7,21	54,94	0,65	1,65	2,10	19,49	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,27	0,00	3,07	1,54	12,94	0,42	0,57	0,07	4,81	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				0,64	9,66		0,50	0,88	43,61	
FeO	5,35	8,54	7,31	2,28		8,13	5,52	2,76	12,56	
MnO	0,16	0,16	0,14	0,08	0,10	0,14	0,09	0,05	0,09	
MgO	6,66	48,33	32,36	16,46	20,34	48,53	35,00	20,55	15,45	
CaO	7,48	0,52	1,01	19,18	0,23	0,13	1,70	10,70	0,21	
Na <sub>2</sub> O	3,34	0,21	0,40	1,22		-	0,20	0,25		
K <sub>2</sub> O	2,08		0,40			-	0,04	0,02		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	0,26	0,30	0,33		-	-	0,80		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,34	1,28	0,08			-	-	-		
Сумма	99,79	99,92	90,32	100,31	99,95	99,75	99,41	99,50	99,62	
<i>f</i> <sub>общ.</sub>	48,5	9	10,7	11,0	22,1	9,0	8,8	7,2	38	
<i>N</i> <sub>g</sub>		1,687	1,678	1,700		1,686	1,676	1,697		
<i>N</i> <sub>p</sub>		1,654	1,666	1,672		1,648-1,652	1,664	1,669		
2 <i>V</i>		+87	+86			+88-90	+84	+60		
<i>c N</i> <sub>g</sub>			0				0	38		

## НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В БАЗИТАХ И ГИПЕРБАЗИТАХ

Общее представление о распределении золота в основных и ультраосновных породах дает табл. 14, из которой следует, что наиболее высокие фоновые содержания Au характерны для интрузий дунит-гарцбургитовой формации. В породах габброидных формаций (в том числе и в кимберлитах) независимо от их состава (базиты-гипербазиты) концентрации золота укладываются в узкие пределы  $1-9-10^{-7}\%$ . Судя по немногочисленным анализам, в эффузивах золото распределено иначе, чем в интрузивных породах, ибо в этом случае расплав лишается длительной дегазации и кристаллизационной дифференциации (перехода Au во флюид) и подвергается закалке. Вместе с тем устанавливается, что содержания золота в гипербазитовых включениях и вмещающих эффузивах равны, хотя часть обломков (например, на Аваче) — отторженцы дунит-гарцбургитовых интрузивов. Последнее свидетельствует о выравнивании концентраций золота между включением и вмещающей магмой, о чем подробнее будет сказано ниже. Низкие концентрации золота в кимберлитах лишней раз указывают на принадлежность их к базальтоидному ряду, хотя малое количество исследованных образцов и сильная их серпентинизация не позволяют утверждать это категорично.

Приведенные выше закономерности имеют несколько исключений. Так, в рудных пироксенитах Качкапара иногда встречаются пробы с аномальными содержаниями Au (до  $71 \cdot 10^{-7}\%$ ), с крайне неоднородным распределением его. Этот факт, как показал В.Г. Фоминых (1970), объясняется присутствием в железных рудах самородного золота в участках с наложенным изменением, обогащенных платиноидами. Фоновые же содержания Au в этом массиве, как и в целом для габброидных формаций, невысокие.

Известно, что гипербазиты в природе, как правило, серпентинизированы, причем наиболее значительно — породы дунит-гарцбургитовой формации. Эта серпентинизация протекает на фоне регионального метаморфизма зеленосланцевой ступени и не связана с гранитоидами, ибо тела их в этих районах отсутствуют (поведение золота на контакте с гранитоидами будет рассмотрено ниже). О влиянии этих процессов на распределение золота в первичных породах можно судить по данным табл. 15, где приведены результаты определения летучих в породах различных формаций. Несмотря на высокую степень серпентинизации, концентрации золота в дунитах базальтоидной линии намного ниже, чем у таких же представителей гипербазитовой формации. Все же следует иметь в виду, что интрузивы дунит-гарцбургитовой формации претерпевают почти полную серпентинизацию в условиях фации зеленых сланцев, в то время как такие же породы габброидных формаций серпентинизированы обычно намного слабее и залегают в менее метаморфизованных породах. Имеющиеся в распоряжении авторов материалы показывают,

## Содержания золота в основных и ультраосновных породах различных формаций

Форма-ция	Порода	Место взятия образца	Содержание Au, 10 <sup>-1</sup> %
Дунит-гарцбургитовая	Апогарцбургитовый серпентинит (P729)	Сиин-Олон, Сихотэ-Алинь	4-14
	То же (P713)	То же	33-45
	" (С652/5)	Ченгдин, КНДР	29-50
	" (С652)	То же	1,4-4
	Аполерцолитовый серпентинит (С322/1)	- " -	7-19
	Гарцбургит (Г-204/3)	О-в Карагинский	7-10
	Верлит (С-1382/4)	То же	20-60
	Гарцбургит (P666a)	Каменка, Сихотэ-Алинь	14-16
	Хромит (Щ8496)	Тумрокский хребет Камчатки	2,7
	Апогарцбургитовый серпентинит (Щ853е)	Филиппины	25-25
	То же (Щ853е)	Р. Тертер, Малый Кавказ	48-63
	Вебстерит (Щ853б)	То же	21-25
	Лерцолит (Щ853в)	Р. Тертер, Малый Кавказ	8,1
	Гарцбургит с хромитом (1502)	Нуралинский массив, Урал	2-2
	Дунит с хромитом (1739)	Южный Крака	9,5-9,5
	Гарцбургит (1528)	То же	27-41
	Дунит (1579)	Хабартный массив	12-22
	" (1734)	Нуралинский массив	15
	Перидотит (1753)	Кимперсайский массив	24
	Апогарцбургитовый серпентинит (5319-VI)	Индийский океан	3-5

Форма- ция	Порода	Место взятия образца	Содержание Au, 10 <sup>-7</sup> %
	Серпентинизированный лерцолит (5324а)	Индийский океан	10-29
	То же (5324е)	То же	20
	Оливиновое габбро (5324г)	- " -	30
Габбро-перидотитовая	Диаллагит жильный (Ш7046)	Ганальский хребет, Камчатка	5-9
	Верлит (Ш711ж)	То же	5-5
	" (Ш174д)	Р.Катэн, Сихотэ-Алинь	1-6
	" (Р895 г)	Чугуевка, Сихотэ-Алинь	9-9
	" (Р758)	То же	1-8
	Кортландит (Ф2105)	Ариадное, Сихотэ-Алинь	1,3-4,3
	Габбро амфиболовое (Ф2106)	То же	1,6-1,8-3- 3,8-8
	Пироксенит рудный (45-К-67)	Качканар, Урал	0,7-0,7
	То же (91-К-67)	То же	0,2-0,8
	- " - (45-П-67)	- " -	2,6-2,8
	- " - (95-К-67)	- " -	1,2-1,9
	Пироксенит рудный (50-В-67)	Качканар, Урал	46-71
	То же (97-К-67)	То же	<0,2-0
	- " - (45-В-67)	- " -	27-38
	- " - (21-В-67)	- " -	1,6-8
	- " - (19-К-67)	- " -	1
	- " - (62-К-67)	- " -	17-20
	- " - (15-К-67)	- " -	21-16
	- " - (50-К-67)	- " -	130-130
- " - (63-П-67)	- " -	22-23	
- " - (64-П-67)	- " -	11-28	
- " - (65-П-67)	- " -	3-17	

Форма-ция	Порода	Место взятия образца	Содержание Au, 10 <sup>-4</sup> %
Габбро-периодитовая	Пироксенит рудный (80-П-67)	Качканар, Урал	2-2
	То же (78-Ф-67)	То же	20-20
	- " - (75-П-67)	- " -	6-8
	- " - (13-П-67)	- " -	0,4-1,2
	- " - (17-В-67)	- " -	1,5-1,8
	Пироксенит оливиновый рудный (51-В-67)	- " -	1,2-1,5
	То же (90-К-67)	- " -	22-91
	- " - (93-К-67)	- " -	4-4
	- " - (98-К-67)	- " -	1,4-1,6
	Пироксенит рудный амфиболизированный (80-Ф-67)	- " -	4-4
	Горнблендит рудный (62-П-67)	- " -	1,7-2,3
	Пироксенит оливиновый безрудный (61-П-67)	- " -	3,2-4,9
	Пироксенит оливиновый безрудный (100-К-67)	- " -	1,6
	То же (89-К-67)	- " -	5,7-7,4
	- " - (99-К-67)	- " -	2,3-6,3
	Пироксенит оливин-плагиоклазовый безрудный (81-П-67)	- " -	2-2
	Верлит безрудный (78-П-67)	- " -	2-3
	Пироксенит безрудный (П-К-67)	- " -	0,8-1,6
	То же (20-В-67)	- " -	1,2-1,2
	- " - (28-В-67)	- " -	2,3-3

Форма-ция	Порода	Место взятия образца	Содержание Au, 10 <sup>4</sup> %
	Габбро (71-II-67)	Качканар, Урал	2-2
	Дунит (1000а)	Кытлым, Урал	3,5-7
	Хромит (1569)	Нижний Тагил	<0,2-2
	Дунит (2011)	То же	8-12
	То же (2012)	- " -	<0,2
	- " - (2015)	- " -	2-3
	- " - (2016)	- " -	1,5-1,6
	- " - (2018)	- " -	<0,2-5
	- " - (2031)	- " -	2-2
	Оливиновый пироксенит (2019)	- " -	<0,2
	То же (2020)	- " -	<0,2
	- " - (2025)	- " -	<0,2
	- " - (2022)	- " -	<0,2
	Дунит (2001)	Уктус	5
Норит-кортландитовая	Кортландит (Ш724б)	Р. Левый Порожистый, Камчатка	5-6
	Норит гранитизированный (Ш768а)	То же	<1
Габбро плагиогранитная	Горнблендит (Г219б)	- " -	1-1
	Габбро амфиболовое гранитизированное (Ш736г)	- " -	<1
	Дунит донной части (Ш415б)	Р. Большой Ольдой, Становой хребет	5-5
	Габбро-норит верхнего горизонта (Ш400г)	То же	3-5
	То же (Ш425е)	- " -	1-5
	Габбро-норит-жила (Ш415б/1)	- " -	1-2

Форма-ция	Порода	Место взятия образца	Содержание Au, 10 <sup>7</sup> %
Расслоенных интрузивов	Габбро-пегматит с сульфидами (Щ352д)	Р. Большой Ольдой, Становой хребет	15-20
	Троктолит с сульфидами (Щ385)	То же	50-50
	То же (С1157/5)	Р. Брянта, Становой хребет	5-9
	Пироксенит-жила (Щ318)	То же	3-2
	Анортозит с сульфидами-жила (029e)	- " -	13-17
Оливиновые включения в эффузивах	Лерцолит-включение в базальте (0969/1)	Иманский вулкан	10-15
	То же (Щ577)	То же	6-10
	- " - (Щ578)	Лесозаводск	9
	- " - (Щ579/2)	Борисовский вулкан	13-14
	- " - (Щ579/3)	То же	7-14
	Щелочной базальт, вмещающий включение (0969)	Иманский вулкан	10-11
	То же (Щ577/1)	То же	16-16
	Щелочной базальт, вмещающий включение (Щ579/1)	Борисовский вулкан	5-7
	Лерцолит - включение в андезите (01094/5)	Вулкан Авача	2-7
	Верлит - включение в андезите (Щ800и)	То же	3-5
	Туфолавы, вмещающие включение (01094/5а)	- " -	3-7
Базальт толеитовый (05319в)	Индийский океан	27	

Формация	Порода	Место взятия образца	Содержание Au, 10 <sup>7</sup> %
Кимберлитовая	Кимберлит жильный (ОСО-4)	Р. Оленек, Якутия	1-1
	То же (КВ-30)	То же	6-6
	Кимберлит трубки (КЧ-4)	Трубка "Обнаженная", Якутия	1-2
	Включение гранатового перидотита (КЧ-4/1)	То же	1-4
	Меймечит (Ш194а)	Р. Катэн, Сихотэ-Алинь	8,5-13

Примечание: Двойные результаты относятся к параллельным определениям.

что основные породы зеленосланцевой фации метаморфизма намного богаче золотом, чем слабее метаморфизованные и более сиалические отложения, т.е. в процессе регионального метаморфизма наблюдается широкая площадная миграция золота. Не исключено, что часть золота в породах дунит-гарцбургитовой формации привнесена растворами, вызывающими серпентинизацию, хотя в целом в исходных породах кларк его был высоким. Это подтверждается, например, повышенными содержаниями золота в пироксеновых разностях гипербазитов, где серпентинизация исключается (обр. С-1382/4, Ш853б). Кларк золота в гипербазитах значительно понижается примесями хромита (обр. 1502, 1739), являющегося антагонистом золота (обр. Ш849б, 1000а).

Анализы пород по вертикальному разрезу расслоенного массива Лукинда (Становой хребет) показывают, что концентрации золота как в донных частях (обр. Ш415б), так и в кровле (обр. Ш400г, Ш425е) одинаковы —  $4,5 \cdot 10^{-7}\%$ , несмотря на то, что первые по составу не отличимы от аналогов дунит-гарцбургитовой формации, а вторые представлены габбро с вкрапленностью титаномагнетита. В жильных безрудных образованиях (габбро-норитах, пироксенитах; обр. Ш415б/1, Ш318) эти показатели несколько ниже —  $1,5-2,5 \cdot 10^{-7}\%$ . В троктолитах среднего горизонта и в жильных анортозитах, несущих сульфидную медно-никелевую минерализацию, содержания золота возрастают в 3-10 раз. Следовательно, в процессе раскристаллизации габброидных магм золото склонно к

накоплению в сульфидном остатке, т.е. проявляет халькофильные свойства. Пример норильских руд подтверждает это положение.

Т а б л и ц а 15

Содержание золота в гипербазитах разной степени серпентинизации, не связанной с гранитами

№ образца	Порода	Au 10 <sup>-7</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.
5324а	Лерцолит	10-29	10,55	1,50	0,24
5324е	—"	20	10,52	1,01	0,30
5319-VI	Гарцбургит	3-5	12,16	0,83	0,33
1528	—"	27-41	10,35	1,36	0,43
P666а	Лерцолит	14-16	7,52	0,43	0,78
P895Г	Верлит	9-9	6,64	0,79	2,41
Щ174д	—"	1-6	5,99	0,41	0,17
1566	Дунит	0,2	9,17	0,97	0,12
2015	—"	2-3	11,31	1,26	0,19
2018	—"	0,2-5	13,82	0,61	0,09
1000а	—"	3,5-7	13,52	1,58	0,24
45-К-67	Пироксенит	0,7-0,7	1,0	0,40	—
61-П-67	—"	3,2-4,9	1,06	0,64	—
80-Ф-67	—"	4-4	0,88	0,33	—
74-Ф-67	—"	4-6	0,63	0,33	—
78-Ф-67	—"	20-20	0,50	0,38	—

Некоторым интрузивам, особенно габброидного ряда, свойственна интенсивная аутометасоматическая переработка (амфиболизация, биотитизация). Имеющиеся анализы (обр. Щ318, Щ4156/1, Щ400Г, Щ7246, 80-Ф-67, 62-П-67) показывают, что в этом процессе, основным фактором которого является вода, золото или инертно, или перераспределяется внутри интрузивов. Совершенно иначе оно ведет себя, когда изменения первичных пород связаны с влиянием гранитных гидротерм. Это можно наблюдать на контакте норит — гранит, перидотит — гранит.

Наиболее интенсивно процессы гранитизации габброидов проявились в интрузивах кортландит-норитовой формации Срединного хребта Камчатки, где они прорваны жилами и дайками габбро-плагиогранитной формации. Последние имеют разнообразный состав: от биотитовых плагиогранитов в крупных телах до биотит-амфиболовых габбро в маломощных удаленных жилах. Как в кислых, так и в основных разновидностях габбро-

плаггиогранитной формации концентрации Au низки (табл. 16). При поисковых работах в поле развития интрузивов этой формации устанавливается слабое проявление золотоносности в кварцевых жилах и россынях.

Детально изучены три пробы (табл. 16). Образец Ш7246 представляет плагиоклазовый кортландит (меланократовый оливиновый норит), отобранный в удалении от гранитов. Образец Ш768а взят у контакта с маломощной (5 см) жилкой, очевидно, метасоматического гранодиорита повышенной основности (обр. Ш768 а/1). В норите (обр. Ш768а) при этом появляются кварц, биотит, рутил, мусковит, тальк и кислый плагиоклаз, которые замещают гиперстен, амфибол, магнетит и лабрадор. Гранодиорит состоит из крупных пятнисто-зональных таблиц плагиоклаза (Ап22-3,5) и пластин красно-бурого с плеохроичными включениями биотита, интерстиции которых выполнены микроклином и кварцем с мелкими зернышками аксессуариев. Кроме золота, в исследованных образцах определены летучие, дитизионовыми методами — Pb, Cu, Zn, W, Mo (табл.16). Из табл. 16 и рис. 2 следует, что при переходе от норита к граниту падают концентрации Au, Cu, Zn, Pb. Лишь W и Mo практически не реагируют на изменения. Следовательно, в никеленосных габброидах химический потенциал таких элементов, как Au, Cu, Zn, Pb, выше, чем в магме (или во флюиде) габбро-плаггиогранитных интрузий, что приводит к соответствующим перемещениям.

Примерно такой же порядок подвижности Au, Zn, Pb, Cu, W, Mo отмечается на контакте перидотит — гранит, наблюдавшемся в Чугуевском интрузиве (табл. 16, рис. 3). В удалении от гранитов гипербазиты (обр. P895г) состоят из оливина и диопсида. Серпентин (хризотил) составляет 20–30%. По мере приближения к мелким жилам гранит-порфиrow порода превращается в агрегат хризотила, магнетита, талька и магнетита. В гранит-порфирах (обр. P757) основная микрогранитная калишпат-кварцевая масса включает крупные фенокристы альбитизированного ортоклаза, округлые выделения кварца с микрогранофировыми пущырьками и пластины оксибиотита. Характер изменения химизма пород на контакте показан в табл. 16 и на рис. 3. В этом случае наблюдается понижение концентраций Au, Cu, W, Mo от гипербазитов к гранитам; в обратном направлении изменяются содержания Zn. Существенное влияние на характер миграции элементов в этом случае оказывает, видимо, состав летучих. Так, наблюдается интенсивный привнос в зону контакта CO<sub>2</sub>, B, F, H<sub>2</sub>O.

Следует отметить, что в процессе гранитизации габброидов и гипербазитов золото, как и другие сугубо сиалические элементы, почти нацело выносятся растворами и может, видимо, впоследствии давать локальные концентрации. Так, П.А. Сушковым (ДВГУ) в серпентинитовых массивах по р. Гарь (Амурская область) отмечалась масса кварцевых жил с повышенной золотоносностью. Однако рассмотренные нами примеры не исчерпывают всего многообразия случаев, и наблюдавшиеся закономерности могут быть иными на контакте, например, с заведомо золотоносными гранитами.

Химические анализы пород контакта норит – гранит и перидотит – гранит

Компоненты	Норит – гранит			Перидотит – гранит		
	Плагиоклазовый кортландит в удалении от гра- нитов (Ш7246/1)	Норит вбли- зи жилы гранодиори- та (Ш768а)	Гранодио- рит (жила) (Щ768а/1)	Серпентинизиро- ванный верлит в удалении от гра- нитов (Р895г)	Серпентинит вблизи жилы гранит-пор- фира (Р758)	Гранит-порфир (жила) (Р757)
SiO <sub>2</sub>	45,80	52,48	57,00	39,84	36,68	69,28
TiO <sub>2</sub>	1,20	0,74	1,15	0,25	0,21	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,45	14,04	18,81	3,71	1,59	14,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,48	2,21	7,38	10,60	2,60
FeO	7,48	8,18	3,65	3,83	1,74	0,52
MnO	0,15	0,16	0,04	0,14	0,14	0,07
MgO	18,0	12,60	4,86	29,17	35,10	0,72
CaO	8,82	5,17	5,54	6,05	0,88	1,30
Na <sub>2</sub> O	1,69	1,84	2,92	0,21	0,10	3,74
K <sub>2</sub> O	0,32	0,92	2,11	0,08	0,04	4,51
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,74	0,12	0,77	6,64	9,81	2,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,30	0,27	0,79	0,65	0,25
CO <sub>2</sub>	0,36	0,06	0,00	2,41	2,39	-
С у м м а	100,0	99,78	100,29	100,68	99,94	100,59
Au · 10 <sup>-7</sup> %	5-6	<1	<1-3	9-9	1-8	1
F · 10 <sup>-3</sup> %	25	20	36	9	1	35

Компоненты	Норит - гранит			Перидотит - гранит		
	Плагиоклазовый кортландит в удалении от гранитов (Щ7246/1)	Норит вблизи жилы гранодиорита (Щ768а)	Гранодиорит (жила) (Щ768а/1)	Серпентинизированный верлит в удалении от гранитов (Р895г)	Серпентинит вблизи жилы гранитпорфира (Р758)	Гранитпорфир (жила) (Р757)
В · 10 <sup>-4</sup> %	3	6	5	38	79	2
Сu · 10 <sup>-3</sup> %	6,08	3,08	3,2	6,32	2,2	0,88
Zn · 10 <sup>-3</sup> %	11,7	3,6	3,6	3,3	3,3	3,9
Pb · 10 <sup>-3</sup> %	9,5	7	3,2	2,6	9,1	2,6
W · 10 <sup>-4</sup> %	0,5	0,75	0,5	1	0,75	0,5
Mo · 10 <sup>-4</sup> %	2	3	3	1,8	2,1	1,5
Cl · 10 <sup>-2</sup> %	2	2	2	2	2	1
П.п.п.	—	1,69	0,96	0,18	0,01	0,16

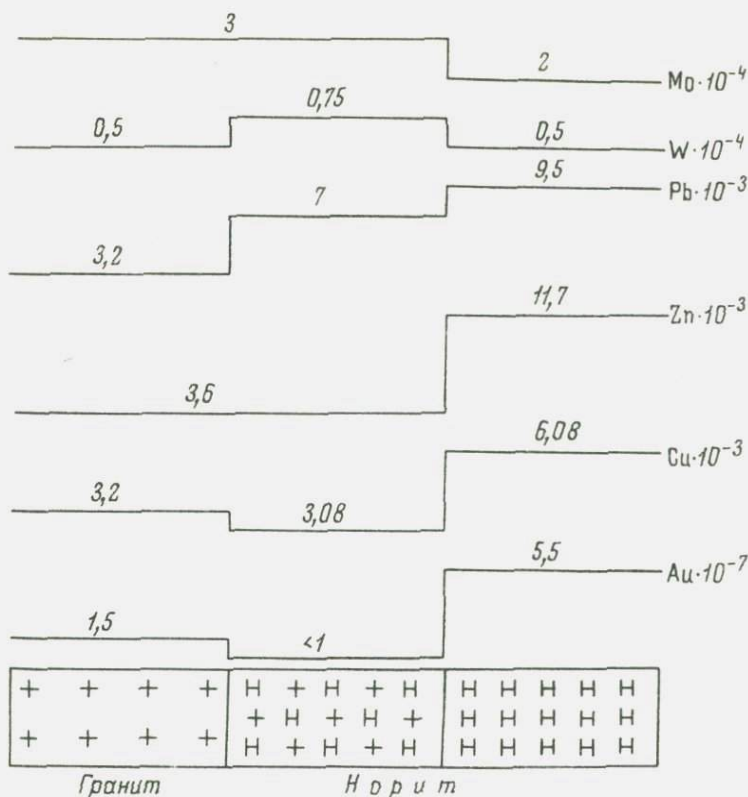


Рис. 2. График изменения содержаний элементов на контакте гранитов и габброидов

Таким образом, можно считать установленным, что концентрации золота в породах дунит-гарцбургитовой формации значительно превышают кларк его ( $5 \cdot 10^{-6}\%$ ) в основных и ультраосновных породах и близки в этом отношении к величинам в гиперстеновых метеоритах. В породах габброидных формаций содержания золота кларковые. Этот факт может использоваться для расчленения формаций. Золото равномерно распределяется в породах в процессе дифференциации и автometасоматических изменений базит-гипербазитовых интрузивов, накапливается в сульфидно-рудном остатке и почти полностью выносятся при переработке гипербазитов гранитами. Все это позволяет утверждать, что первичными источниками золота являются мантийные магматические очаги; и лишь в процессе его миграции в земной коре создаются крутые концентрации.

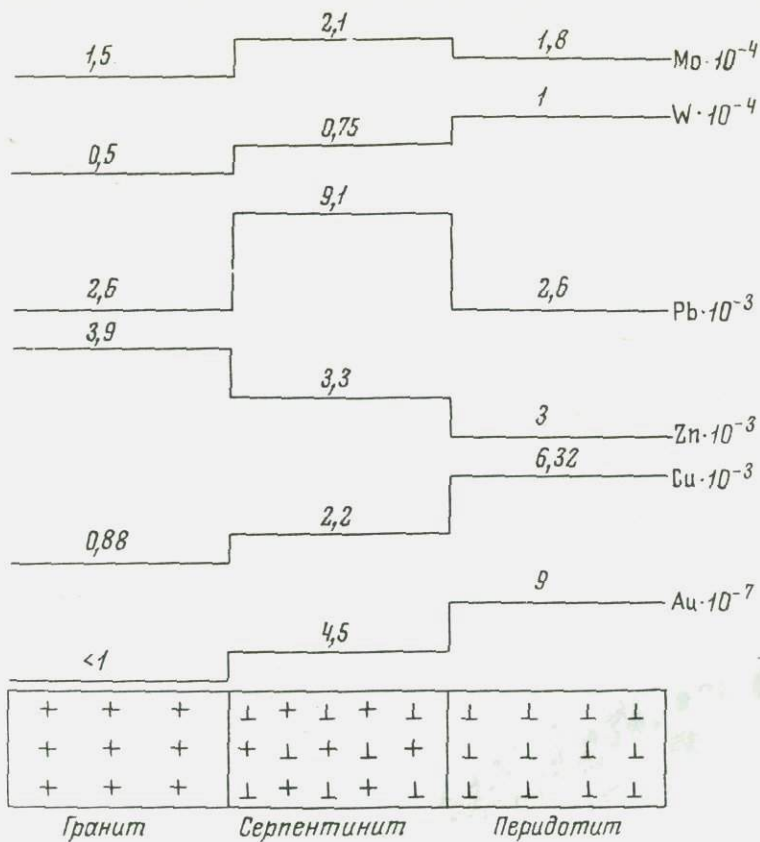


Рис. 3. График изменения содержаний элементов на контакте гранитов и гипербазитов

### ЗОЛОТО В СРЕДНИХ И КИСЛЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Распределение золота в средних и кислых интрузивных породах изучалось на примере ряда массивов Центральной Чукотки, юга Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Приамурья.

#### ГРАНИТОИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

Чукотка — важная золоторудная провинция СССР. Рудопроявления золота и россыпная золотоносность фиксируются постоянно на территории Центральной Чукотки, выделенной в золотоносную металлогеническую зону (Радкевич, 1967) северо-западного простирания, включающую в себя мезозойские структуры Куэквуньского антиклинория (Городинский, 1963) Чукотской складчатой зоны и Яканский (или Куульский) массив палеозойских пород. В пределах золотоносной зоны широко распространены интрузивные образования, представленные триасовыми габброидами и позднемезозойскими гранитоидами (Дугов, 1962; Милов, Иванов, 1965).

Крупные гранитоидные массивы (рис. 4) — Иультинские, Тауреранский, Куэквуньский и Велиткенайский с приуроченным к юго-восточной оконечности последнего небольшим Эмвункенигтунским массивом (гора Купол) — прослеживаются в северо-западном направлении (согласно простиранию мезозойских складчатых структур) от среднего течения р. Амгуэмы до мыса Биллингса (Милов, Иванов, 1965).

#### Иультинские массивы

Западно-Иультинский массив (площадь 350 км<sup>2</sup>) расположен в восточной части Центральной Чукотки на левобережье р. Амгуэмы. Он приурочен к ядру Иультинского антиклинория, имеющего се-



Рис. 4. Схема геологического строения интрузивов Центральной Чукотки

1 – верхнемеловые эффузивы и их туфы; 2 – песчано-сланцевые породы верхнего триаса; 3 – нерасчлененные породы нижнего и среднего триаса; 4 – глинистые сланцы верхнепермского возраста; 5 – филлиты, песчаники, известняки, известковистые и кристаллические сланцы нижнего карбона; 6 – филлиты и песчаники позднего девона; 7 – граниты и гранит-порфиры поздней фазы; 8 – гранитоиды ранней фазы; 9 – геологические границы; 10 – тектонические нарушения.

Интрузивы (цифры на схеме): I – Западно-Иультинский; II – Восточно-Иультинский; III – Тауреранский; IV – Куэкаунский; V – Эмвункенигтунский; VI – Велиткенский

веро-западное простирание и сложенными осадочно-метаморфическими породами пермо-триасового и нижнекарбонного (?) возраста, которые прорваны гранитами и метаморфизованы. Интрузив занимает discordantное положение по отношению как к палеозойским, так и к мезозойским структурам. Разломами и волосовидными выходами вмещающих пород он разделяется на три более или менее самостоятельных крупных лакколитообразных тела – западное, центральное и восточное. Краевые

интрузивные тела сложены крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами, а Центральное — среднезернистыми, разноезернистыми биотитовыми гранитами. Последние прорваны несколькими штоками гранит-порфиrow.

Массив формировался в две фазы: в раннюю фазу образовались порфиrowидные граниты, в позднюю равнозернистые лейкократовые граниты; гранит-порфиrow являются субфазой последних наряду с дайками мелкозернистых гранитов и пегматитов (Иванов, 1969).

Восточно-Иультинский массив (площадь  $250 \text{ км}^2$ ), расположенный в 8 км к востоку от Западно-Иультинского, вытянут в северо-восточном направлении. Он прорывает и метаморфизует осадочные породы пермо-триасового возраста, занимает секущее положение по отношению к мезозойским структурам и имеет отчетливо зональное строение. Эндоконтактовая зона массива сложена преимущественно равнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, постепенно сменяющимися к центру интрузива (на удалении 200–500 м от контакта) порфиrowидными биотит-роговообманковыми гранодиоритами (мощность зоны 2–3 км). Центральная, наиболее мощная зона (мощность 6–8 км) массива сложена биотит-роговообманковыми гранитами, постепенно сменяющимися порфиrowидными гранодиоритами. Таким образом, массив сложен тремя фациями гранитоидов, сформировавшимися в одну фазу, сопоставляемую по времени образования с ранней фазой Западно-Иультинского массива. В процессе поисково-съёмочных работ установлена золотосодержательность ручьев, дренирующих Восточно-Иультинский и некоторые части Западно-Иультинского массива, сложенные гранитами ранней фазы. С Иультинскими массивами связан также ряд олово-вольфрамовых месторождений и рудопоявлений. Гранитоиды Восточно-Иультинского массива отличаются от гранитов Западно-Иультинского постоянным присутствием амфибола в минеральном составе. Роговая обманка отмечается иногда и в меланократовых порфиrowидных гранитах ранней фазы Западно-Иультинского массива в виде единичных зерен.

В целом минеральная ассоциация гранитоидов Восточно-Иультинского массива характеризуется следующим парагенезисом: кварц-плагиоклаз № 30–40 (в центральных зонах до № 50–65), промежуточный микроклиноортотриоклаз-биотит с общей железистостью 48–52% и глиноземистостью 19–21%, роговая обманка с общей железистостью 35–38% (Иванов, 1969). В количественном отношении состав гранитоидов Восточно-Иультинского массива изменяется в направлении увеличения количества кварца и калишпата и снижения количества плагиоклаза и темноцветных минералов (табл. 17) от краевой фациальной зоны к средней и центральной. Вкрапленники порфиrowидных гранодиоритов и гранитов представлены крупными (до 2–4 см) таблитчатыми кристаллами калишпата. Основная масса породы среднезернистая.

Средний количественно-минералогический состав  
гранитоидов, объемн. %

Массив, порода	Кварц	Калишпат	Плагиоклаз	Биотит	Амфибол
Восточно-Иультинский					
Гранодиориты равнозернистые	20	14	43	14	8
Гранодиориты порфирировидные	23	26	32	10	6
Граниты порфирировидные	31	29	29	8	2
Западно-Иультинский					
Граниты порфирировидные, ранняя фаза	34	30	29	7	Ед.з.
Гранит-порфиры, поздняя субфаза	33	38	24	5	—
Граниты равнозернистые, поздняя фаза	33	35	28	4	—

Минеральный парагенезис порфирировидных гранитов ранней фазы Западно-Иультинского интрузива отличается от описанного выше более кислым составом плагиоклаза № 25–35 (до № 40 в центральных зонах), большей железистостью биотита (61–66%) и отсутствием роговой обманки, за исключением некоторых наиболее меланократовых разновидностей гранитов. Количественно-минералогический состав порфирировидных гранитов Западно-Иультинского массива (табл. 17) близок минеральному составу порфирировидных гранитов Восточно-Иультинского массива. Вкрапленники описываемых гранитов также представлены крупными (1,5–2,0 см, реже до 4 см) таблитчатыми кристаллами калишпата, резко выделяющимися на фоне среднезернистой и крупнозернистой основной массы.

Равнозернистые (среднезернистые) биотитовые граниты поздней фазы Западно-Иультинского массива характеризуются минеральной ассоциацией преимущественно кислого плагиоклаза № 18–25 (до № 35 в центральных зонах зональных кристаллов) с высокожелезистым (85–96%) и высокоглиноземистым (26–27%) биотитом. Рассматриваемые граниты отличаются от предыдущих более высоким содержанием калишпата (промежуточный ортоклаз-микроклин – 35%) и низким содержанием биотита (4%). Количество плагиоклаза (28%) и кварца (33%) в них в среднем соответствует количеству этих минералов в гранитах ранней фазы интрузива.

Минеральная ассоциация гранит-порфиров близка к таковой равнозернистых гранитов поздней фазы. Можно отметить только относительное увеличение в них калишпата до 38% и биотита до 5%, а также снижение общей железистости биотита (79%).

По данным калий-аргоновых определений (выполнены Л.В. Фирсовым) возраст гранитоидов Иультинских интрузивов отвечает концу раннего ( $110 \pm 5$  млн. лет) — началу позднего ( $100 \pm 5$  млн. лет) мела.

Общие особенности изменения химического состава гранитоидов рассматриваемых массивов проявляются достаточно четко при сравнении средних составов пород, приведенных в табл. 18. Состав гранитоидов Восточно-Иультинского массива закономерно изменяется от краевых фациальных зон к центральной в сторону увеличения содержания кремнезема и калия. Количество же титана, железа, магния и кальция по направлению к гранитам снижается.

Т а б л и ц а 18

Средние химические составы гранитоидов  
Иультинских массивов

Компоненты	Восточно-Иультинский массив		Западно-Иультинский массив			
	Гранодиориты		Г р а н и т ы			Гранит-порфиры
	равнозернистые	порфировидные	порфировидные	равнозернистые		
SiO <sub>2</sub>	63,59	65,14	68,10	72,01	75,50	74,76
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,63	0,51	0,32	0,06	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	15,93	15,45	14,22	13,12	13,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	0,77	0,76	0,47	0,48	0,32
FeO	3,68	3,32	2,60	1,89	1,05	1,14
MnO	0,07	0,06	0,06	0,05	0,03	0,04
MgO	2,78	2,36	1,64	0,75	0,07	0,48
CaO	3,54	3,00	2,54	1,73	1,10	0,92
Na <sub>2</sub> O	3,78	3,08	3,58	3,11	3,18	2,94
K <sub>2</sub>	3,80	4,21	4,54	4,72	4,85	4,98
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> или						
П.п.п.	0,60	0,94	0,28	0,81	0,59	1,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,14	0,05	0,01	0,03
F	0,06	Не опр.	Не опр.	0,12	0,20	Не опр.
Сумма	100,07	99,61	100,20	100,25	100,24	100,28
Число анализов	2	3	3	7	4	6

Порфиroidные граниты ранней фазы Западно-Иультинского массива по составу несколько кислее гранитов Восточно-Иультинского. Характерно дальнейшее снижение содержания кальция, железа, магния и увеличение содержания кремнезема и калия по отношению к гранитам предыдущего массива. Близкие и самые кислые составы имеют граниты и гранит-порфиры поздней фазы Западно-Иультинского массива. В целом гранитоиды Иультинских массивов образуют последовательную серию пород, основность которых закономерно снижается от ранних членов к поздним.

Результаты распределения золота в гранитоидах и вмещающих породах (табл. 19) показывают, что наиболее высокими концентрациями этого элемента обладают равнoзернистые гранодиориты ( $5,3 \cdot 10^{-7}\%$ ) эндоконтактовой фации Восточно-Иультинского массива и амфибол-пироксеновые роговики ( $10 \cdot 10^{-7}\%$ ). Шлиховая золотонoсность Центральной Чукотки очень часто приурочена к участкам распространения гранитоидов повышенной основности (Милов, Иванов, 1965), обычно слагающих краевые фации массивов (Восточно-Иультинского, Таурераанского, Велиткенайского и др.). Гибридный характер происхождения гранитоидов краевых фаций интрузивов и полученные данные свидетельствуют в пользу обогащения их золотом в процессе химического взаимодействия гранитной магмы с вмещающей толщей.

Т а б л и ц а 19

Содержание золота в гранитоидах и вмещающих породах  
Иультинских массивов (112 определений)

№ образца	Породы (возраст)	Au · 10 <sup>-7</sup> %
Вмещающие:		
113	Кристаллический сланец биотитовый (C <sub>1</sub> )	1
125	Кристаллический сланец биотитовый (C <sub>1</sub> )	4
190	Кристаллический сланец пироксен-амфиболовый (C <sub>1</sub> )	3
192	То же	3
70	Кристаллический сланец биотитовый (P)	2
102	То же	1
158	— " —	1
6	Роговик амфиболовый (T <sub>1</sub> )	8
687	Роговик амфибол-пироксеновый	19
30	Роговик биотитовый (T <sub>1</sub> )	6
203	Роговик биотитовый (T <sub>1</sub> )	5
89	Песчаник известковистый (T <sub>1</sub> )	5

№ образца	Породы (возраст)	Au · 10 <sup>-7</sup> ‰
2	Алевролит (Т)	:
65	Глинистый сланец (Р)	1
73	Амфиболит	1,8 — 4,3
75	— " —	3,0 — 1,5
Гранитоиды Восточно-Иультинского массива:		
673	Гранодиорит равнозернистый	4 — 4
670	То же	15 — 7
11	— " —	6
12	— " —	4 — 4
27	— " —	8
27	— " —	1,3 — 6,3
11	— " —	3,3 — 2,0
	Среднее	5,3
14	Гранодиорит порфировидный	1,9 — 1,0
15	То же	2,0
215	— " —	2,0 — 1,0
312	— " —	5,5 — 3,3
47	— " —	1,9 — 2,4
15	— " —	1,1 — 2,2
265	— " —	0,5 — 1,3
	Среднее	2,0
52	Гранит порфировидный	0,9 — 0,5
17	То же	4,2 — 2,2
34	— " —	0,7 — 0,8
36	— " —	1,7 — 0,2
54	— " —	2,3 — 1,0
48	— " —	1,7 — 1,3
	Среднее	1,4
Граниты Западно-Иультинского массива:		
793	Гранит порфировидный (ранняя фаза)	1,0 — 2,0
78	То же	4 — 4
77	— " —	5
140	— " —	2
79	— " —	2,0 — 1,0
78	— " —	1,0 — 1,0

№ образца	Породы (возраст)	Au · 10 <sup>-7</sup> %
154	Гранит порфировидный (ранняя фаза)	0,8 — 0,6
162	То же	3,3 — 2,9
140	— " —	1,8 — 1,3
172	— " —	0,1
82	— " —	0,4 — 0,3
143	— " —	3,4 — 2,0
	Среднее	1,4
135	Гранит равнозернистый лейкократовый (поздняя фаза)	1
161	То же	1
227	— " —	1
117	— " —	2
226	— " —	0,4 — 0,8
122	— " —	2,6 — 2,5
123	— " —	0,8 — 1,7
797	— " —	1,0 — 1,3
80	— " —	0,8 — 2,3
	Среднее	1,4
800	Гранит-порфир (субфаза гранитов поздней фазы)	2 — 2
143	То же	2
131	— " —	1
127	— " —	1
169	— " —	1,5 — 1,1
128	— " —	1,0 — 1,0
132	— " —	0,5 — 0,2
126	— " —	1,0 — 2,0
161	— " —	1,4 — 1,9
	Среднее	1,1
171	Гранит мелкозернистый грейзенизированный (Иультинский шток)	10 — 8

Содержание золота во вмещающих глинистых сланцах ( $1 \cdot 10^{-7}$ ) и образовавшихся за счет них биотитовых кристаллических сланцах ( $1 \cdot 10^{-7}\%$ ) чрезвычайно низко, поэтому эти породы нельзя считать потенциальным источником золота. Гибридные гранитоиды повышенной основности Восточно-Иультинского массива образовались в основном

при взаимодействии магмы с горизонтами известковистых песчаников и алевролитов. Содержание золота в известковистом песчанике ( $5 \cdot 10^{-7}\%$ ) довольно высокое. Следует отметить также, что максимальная концентрация золота ( $19 \cdot 10^{-7}\%$ ) установлена в пироксеновых роговиках юго-западного экзоконтакта Восточно-Иультинского интрузива. Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы нижнего карбона также имеют более высокое содержание золота ( $2,8 \cdot 10^{-7}\%$ ), чем глиноземистые сланцы ( $1 \cdot 10^{-7}\%$ ) пермо-триасового возраста. Количество золота в порфиридных гранодиоритах ( $2 \cdot 10^{-7}\%$ ) и гранитах ( $1,4 \cdot 10^{-7}\%$ ) средней и центральной зон Восточно-Иультинского массива довольно резко снижается по сравнению с его эндоконтактной фациальной зоной. Такое же содержание золота в порфиридных гранитах ( $1,4 \cdot 10^{-7}\%$ ) ранней фазы Западно-Иультинского массива. В более молодых и кислых по составу равнозернистых гранитах ( $1,4 \cdot 10^{-7}\%$ ) и гранит-порфирах ( $1,2 \cdot 10^{-7}\%$ ) намечается тенденция к дальнейшему снижению концентрации золота.

В целом можно подчеркнуть, что максимальные концентрации золота свойственны гранитоидам и вмещающим породам повышенной основности. Однако высокое содержание золота в бедных кальцием грейзенизированных мелкозернистых гранитах ( $9 \cdot 10^{-7}\%$ ) из штока на Иультинском олово-вольфрамовом месторождении свидетельствует о том, что золото может накапливаться как в карбонатных, так и кислых породах при определенных геохимических процессах. Двойственность геохимического поведения золота, по-видимому, может служить объяснением образования золоторудной минерализации как в постмагматический, так и раннемагматический этап становления гранитоидных массивов.

Вопросы изоморфного вхождения золота в кристаллические структуры минералов горных пород во многом неясны. Поэтому важно рассмотреть поведение олова в минералах гранитоидов.

По данным табл. 20, максимальное содержание золота отмечается в биотите ( $9 \cdot 10^{-7}\%$ ) из эндоконтактных равнозернистых гранодиоритов Восточно-Иультинского массива. В биотитах более кислых гранитоидов Западно-Иультинского массива золота значительно меньше ( $3 \cdot 10^{-7}\%$  —  $4 \cdot 10^{-7}\%$ ). С биотитом этих пород связано до 20% золота. Примерно 25–35% золота породы находится в полевых шпатах гранитов и гранодиоритов Иультинских массивов. Концентрация золота в полевых шпатах колеблется от  $1 \cdot 10^{-7}\%$  до  $4 \cdot 10^{-7}\%$ .

Основная масса золота (до 75%) порфиридных гранитов Западно-Иультинского массива, связанная с кварцем, свидетельствует о преимущественно самородном состоянии золота в этом минерале и, возможно, в полевых шпатах. Положение золота в биотитах неясно.

Содержание золота в минералах (Au 10<sup>-7</sup>%)

№ образца	Минерал, порода	Au в минерале	% Au на минерал
191	Роговая обманка из амфиболита	8	
	Биотит из кристаллического сланца (С <sub>1</sub> )	2	25
Восточно-Иультинский массив:			
11	Биотит из равнозернистого гранодиорита	9	20
35	Калишпат из порфиroidного гранодиорита	3	20
20	Калишпат из порфиroidного гранита	1	30
Западно-Иультинский массив:			
463	Мусковит из грейзена в роговиках	10	
196	Биотит из порфиroidного гранита	3,6	10
188	Биотит из равнозернистого гранита	4	10
124	То же	2,7	
175	Калишпат из порфиroidного гранита	1,0	15
139	То же	1,0	
82	Кварц из порфиroidного гранита	8	75

Тауреранский, Велиткеный и Эмнункенигтунский гранитоидные массивы

Тауреранский массив располагается примерно в 10 км к северо-западу от Западно-Иультинского и локализуется в основном среди осадочных и контактово-метаморфизованных пород триаса (рис. 4). Только в северо-западной части и отдельных блоках центральных частей массива отмечаются прорванные и метаморфизованные им породы палеозоя, условно относимые к нижнему карбону. В плане массив имеет неправильную, близкую к изометричной форму с характерными выступами и заливами. Площадь интрузива более 3000 км<sup>2</sup>. Контакты с

вмещающими породами преимущественно пологие (20–30°). Зона контактовых роговиков достигает 2,5 км. В целом форма интрузива лакколито-подобная. Блоки палеозойского фундамента, фиксирующиеся среди гранитоидов Тауреранского массива, представлены толщей биотитовых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и мраморов, насыщенных пластовыми телами очковых и тонкополосчатых гнейсов, а также секущими телами (дайки и штоки) молодых лейкократовых гранитов.

Гранитоиды Тауреранского массива образовались в две фазы (Милов, Иванов, 1965). Преимущественным распространением (80%) пользуются порфириовидные биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты ранней фазы. Последние иногда фациально сменяются монцонитами, кварцевыми диоритами и равнозернистыми гранодиоритами. В отдельных тектонических блоках центральной части интрузива появляются крупнозернистые слабопорфириовидные лейкократовые биотитовые граниты, подобные порфириовидным гранитам ранней фазы Западно-Иультинского массива.

К поздней фазе становления Тауреранского массива относятся мелко- и среднезернистые равнозернистые биотитовые, биотит-мусковитовые нормальные и лейкократовые граниты. Они слагают крупное тело в северо-западной оконечности интрузива и образуют ряд выходов в центральной его части. Контакты молодых гранитов с гранитоидами ранней фазы резко секущие. Дайки мелкозернистых гранитов широко распространены в гранитоидах ранней фазы.

Порфириовидные гранитоиды ранней фазы Тауреранского массива по структуре, минеральному составу, петрографическим и петрохимическим особенностям (Милов, Иванов, 1965) аналогичны порфириовидным гранодиоритам и гранитам Восточно-Иультинского интрузива. Зональность распределения гранитоидов Тауреранского интрузива нечеткая и прослеживается лишь в отдельных участках. Следует отметить также более упорядоченный магматический облик (редкость кучкообразных скопленений минералов) гранитоидов ранней фазы описываемого интрузива и более кислый состав, близкий порфириовидным гранитам Восточно-Иультинского массива (табл. 21). Граниты поздней фазы Тауреранского массива отличаются от гранитов поздней фазы Западно-Иультинского широким развитием мелкозернистых и гнейсовидных структур.

По абсолютному возрасту валовых проб (Милов, Иванов, 1965) гранитоиды ранней (80–109 млн. лет) и поздней (77–90 млн. лет) фаз также формировались в конце нижнего–начале верхнего мела.

В характере распределения золота по гранитоидам Тауреранского массива (табл. 22) четко намечается тенденция к снижению содержания этого элемента от ранних и наиболее основных гранитоидов к поздним и более кислым их разновидностям. В среднем содержание золота в гранитоидах Тауреранского массива изменяется от  $1 \cdot 10^{-7}$  до  $6 \cdot 10^{-7}\%$ . Высокой концентрацией золота обладают (до  $8 \cdot 10^{-7}\%$ ) более молодые, чем гранитоиды, кислые эффузивы из штоков вблизи Тауреранского массива.

Химический состав гранитоидов  
Тауреранского интрузива

Компоненты	Гранитоиды		
	Гранодиориты	Граниты	
	порфировидный	порфировидный	равнозернистый
SiO <sub>2</sub>	67,62	73,09	73,29
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,26	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	13,22	14,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,89	1,09
FeO	2,46	1,49	0,60
MnO	0,06	0,02	0,02
MgO	1,24	0,55	0,40
CaO	2,51	1,41	1,13
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,48	3,80
K <sub>2</sub> O	4,17	5,15	5,19
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,13	0,24	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,04	0,06
CO <sub>2</sub>	0,12	—	—
F	0,05	0,10	0,20
С у м м а	100,00	99,94	100,51
Число анализов	2	3	3

Велиткенайский массив сильно вытянут в северо-западном направлении, длина его около 150 км, ширина от 3 до 35 км, площадь около 2000 км<sup>2</sup>. Массив приурочен к Куульскому поднятию, сложенному преимущественно терригенными, реже карбонатными отложениями верхнего девона и нижнего карбона, которые прорваны гранитоидами и метаморфизованы (рис. 4). В отдельных участках гранитоиды Велиткенайского массива прорывают и метаморфизуют терригенную толщу триаса и в свою очередь перекрываются эффузивной толщей условно верхнемелового возраста. Контактная поверхность интрузива в целом пологая. Ширина ореола контактово-метаморфических пород 1,5—2 км. Наличие останцов вмещающих пород в центральных частях и эндоконтактах указывает на незначительность эрозионного среза массива.

Чрезвычайно характерные черты строения Велиткенайского массива — наличие зон мигматизации, пластовых ксенолитов осадочных палеозойских пород, согласных со структурами вмещающих пород экзокон-

тактов массива и интенсивная калишпатизация ксенолитов. Эти особенности строения свидетельствуют о среднеглубинных условиях его формирования. <sup>1</sup>

Т а б л и ц а 22

Содержание золота в гранитоидах Тауреранского массива и верхнемеловых эффузивах из штоков в экзоконтактах массива

№ образца	Фаза, порода	Au · 10 <sup>-7</sup> %
Ранняя фаза		
700	Гранодиорит-порфиroidная	6 — 9
32	То же	6 — 6
542	— " —	45 — 2
54	— " —	6 — 7
52	Гранито-гнейс	4 — 5
	С р е д н е е	6
754	Гранит-порфиroidная	4 — 10
702	То же	2 —
Поздняя фаза		
748	Гранит равнозернистый	1 — 1
600	То же	2,5 —
Эффузивы		
635	Липарит	4 — 4
157		10 — 5

Велиткенайский массив формировался в две основные фазы (Миров, Иванов, 1965). В раннюю образовались резкопорфиroidные крупно- и среднезернистые в основном биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты с фациальными отклонениями состава в сторону кварцевых диоритов, граносиенитов и монзонитов. К поздней фазе становления массива относятся равнозернистые мелко- и среднезернистые биотитовые граниты и связанные с ними мигматиты.

Характерно постоянное присутствие крупных (до 10 см) вкрапленников калишпата не только в гранитоидах ранней фазы, но и в гранитизированных кристаллических сланцах палеозоя. В связи с широким развитием калишпатизации зональность строения отдельных тел гранитоидов ранней фазы выражена нечетко, смена фаций часто происходит в пределах десятков метров. По количественно-минералогическому составу, структуре и оптическим свойствам минералов порфиroidные гранодио-

риты и граниты Велиткенайского массива подобны таковым Восточно-Иультинского (Милов, Иванов, 1965). По химизму гранитоиды первого отличаются только более высокой насыщенностью калием (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Химический состав гранитоидов Велиткенайского интрузива

Компо- ненты	Гранодиориты	Граниты	Мигматиты	Граниты
	порфиرويد- ные	порфиро- видные	теневые	равнозер- нистые
SiO <sub>2</sub>	61,82	66,39	67,71	73,13
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,49	0,34	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,60	15,57	15,78	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	0,97	1,04	0,63
FeO	3,74	2,65	1,16	0,56
MnO	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO	2,46	1,89	0,58	0,36
CaO	4,25	3,65	1,61	1,39
Na <sub>2</sub> O	3,25	2,93	3,74	2,93
K <sub>2</sub> O	5,07	4,99	6,65	5,49
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,08	0,50	0,60	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,17	0,11	0,08
CO <sub>2</sub>	0,46	0,10	0,30	—
F	0,14	0,16	0,16	—
Сумма	99,90	100,51	99,80	100,17
Число анализов	3	3	2	3

Лейкократовые равнозернистые граниты поздней фазы и связанные с ними мигматиты слагают большую часть площади Велиткенайского массива. Представлены они преимущественно биотитовыми, реже биотит-мусковитовыми разновидностями. В зонах мигматизации в них часто встречается роговая обманка. В приконтактных зонах мигматизации (мощностью до 300 м) по морфологическим особенностям выделяются послонные и складчатые мигматиты, реже пигматиты и глыбовые мигматиты. Мигматиты образуются только в контакте лейкократовых гранитов с палеозойскими кристаллическими сланцами и иногда в контакте с триасовыми габбро-диабазами (глыбовые мигматиты). Между лейкократовыми гранитами и нормальными мигматитами, в которых отчетливо различается жильный материал (лейкократовые граниты) и субстрат (кри-

сталлические сланцы и габбро-диабазы), существуют постепенные переходы через тневые мигматиты (Миров, Иванов, 1965).

Равнозернистые лейкократовые граниты поздней фазы Велиткенайского интрузива по структуре, петрографическому составу и петрохимическим особенностям (табл. 23) аналогичны таковым Западно-Иультинского массива. Отличает их только широкое развитие мелкозернистых структур и зон мигматизации. Эти особенности массива объясняются локализацией его среди более глубоких кристаллических пород палеозоя и интенсивностью тектонического режима, создавшего благоприятные для мигматизации тектонически ослабленные зоны. Данные калий-аргоновых определений (91—70 млн. лет) возраста гранитоидов отвечают середине мелового периода (Миров, Иванов, 1965).

Эмнункенигтунский массив (площадью около  $40 \text{ км}^2$ ) приурочен к юго-восточной оконечности Велиткенайского, получившей самостоятельное название Экичугивиемкайского массива. Сложен он крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами ранней фазы, сопровождающимися субфазовыми образованиями гранит-порфиroidов в эндоконтактных частях массива. Описываемые граниты и гранит-порфиroidы в отличие от порфиroidных гранитов ранней фазы Велиткенайского массива более лейкократовые и не содержат амфиболов. Их, по-видимому, следует отнести к ранней фазе дополнительных интрузий неконтаминированной гранитной магмы.

В центре Эмнункенигтунского массива крупнозернистые порфиroidные граниты прорваны небольшим (около  $10 \text{ км}^2$ ) штоком мелкозернистых порфиroidных гранитов, часто с такситовой текстурой основной массы и вкрапленников калишпата (до  $1,5 \text{ см}$ ). По петрографическим признакам мелкозернистые порфиroidные граниты сопоставляются с мелкозернистыми гранитами поздней фазы Велиткенайского массива. Своеобразие их текстуры и наличие крупных вкрапленников калишпата объясняется внедрением уже контаминированной магмы, близкой по составу к тневым мигматитам Велиткенайского массива.

Распределение золота (табл. 24) в гранитоидах Велиткенайского и Эмнункенигтунского массивов подтверждает сделанный ранее вывод о большем содержании золота в гранитоидах повышенной основности, чем в лейкократовых гранитах. Резко увеличивается содержание золота в мигматитах, связанных с лейкократовыми гранитами поздней фазы Велиткенайского массива. Учитывая гибридный характер происхождения гранитоидов ранней фазы и мигматитов Велиткенайского массива, мы приходим к выводу о том, что гранитная магма обогащалась золотом при взаимодействии ее с вмещающими породами в процессе развития гранитизации и мигматизации вмещающих толщ палеозоя. Часть этого золота в процессе кристаллизации гранитоидов повышенной основности вполне могла быть вынесена постмагматическими растворами и сконцентрирована в жильных рудопроявлениях или зонах пиритизации во вмещающих породах, служащих в дальнейшем источником россыпного золота.

Содержания золота в гранитоидах Велиткенайского,  
Эмункенигтунского массивов и триасовых габброидах  
(24 определения)

№ образца	Порода	Au · 10 <sup>-7</sup> %
623	Габбро, экзоконтакт Тауреранского массива	2 — 8
291	Габбро, экзоконтакт Велиткенайского массива	8 — 6
Велиткенайский массив:		
601	Гранодиориты порфиroidные	0,7 — 2,8
708	То же	2,4 — 1,9
697	— " —	0,1
711	Гранит равнозернистый	1,1 — 0,7
714	То же	2,0 — 0,5
802	Мигматит	6,8 — 3,6
1039	То же	1,0 — 3,0
Эмункенигтунский массив:		
636	Гранит порфиroidный крупнозернистый	2,1 — 1,6
613	То же	1,0 — 1,7
647	Гранит-порфиroidный мелкозернистый	0,3 — 0,5
649	То же	2,0

Геохимические данные хорошо согласуются с геологическим материалом по золотосности этой территории Центральной Чукотки.

Район размещения Эмункенигтунского и юго-западной оконечности Велиткенайского массивов является одним из наиболее перспективных в отношении промышленных скоплений россыпного и рудного золота и позволяет сделать интересный вывод в отношении генетических источников золота.

В структурном плане Центральной Чукотки описываемые массивы размещаются в западной части Куульского поднятия палеозойских пород, представленной терригенной толщей девона и терригенно-карбонатной толщей карбона. Границы между палеозойскими и окружающими под-

нятие триасовыми терригенными толщами с юга и севера проходят (соответственно) по долинам рек Экичугивиемкой и Пильхикууль. Шлиховое опробование системы притоков этих рек, дренирующих, с одной стороны, триасовые, а с другой, — палеозойские породы, показало, что золото сносится только со стороны поднятия палеозойских пород и расположенных в нем гранитоидных массивов. Водотоки, дренирующие триасовые толщи, практически не несут золота. Известные коренные источники золота, представленные кварц-карбонатными жилами, также размещаются в пределах палеозойских толщ.

Эти данные позволяют в значительной степени дополнить полученные до этого Ю.Г. Щербаковым (1967) сведения о связи золотоносности Западной Чукотки с выходами кэпэрвеемской свиты существенно вулканогенных или граувакковых формаций триаса на площадях, где интенсивно проявлен меловой (послеваланжинский) гранитоидный магматизм.

Проявление золотоносности в данном районе Центральной Чукотки обусловлено, скорее всего, процессом взаимодействия меловых гранитоидных магм и палеозойских толщ Куульского поднятия. Интересно отметить также, что далее к западу (Чаунское побережье Чукотки), где нет выходов ни палеозоя, ни кэпэрвеемской свиты (нижний-средний триас), а широко распространены толщи верхнего триаса, геологи склонны связывать золотоносность с глубинными разломами, отрицая связь ее с гранитоидным магматизмом. Приведенные нами сведения позволяют увязать эти две, казалось бы, несовместимые точки зрения в одно целое. Вполне возможно, что те небольшие массивы, которые имеются на восточном побережье Чаунской губы, являются лишь слабым отражением на поверхности более глубинного магматизма.

**Западная Чукотка.** Поведение золота в гранитоидах и вмещающих породах Западной Чукотки довольно детально изучалось Ю.Г. Щербаковым (1967) с использованием нейтронно-активационного метода определения золота. Он отмечает, что абсолютные содержания золота в породах Западной Чукотки (от  $1 \cdot 10^{-7}$  до  $11 \cdot 10^{-7}\%$ ) почти на порядок ниже, чем в изучавшихся им же породах Саян, Алтая и Горной Шории. Однако Чукотка не менее богата рудными и россыпными проявлениями золота, чем Западная Сибирь. Максимальные концентрации золота отмечаются Ю.Г. Щербаковым в триасовых габбро-диабаз (до  $11 \cdot 10^{-7}\%$ , в среднем  $3,6 \cdot 10^{-7}\%$  по 5 анализам) и туфопесчаниках ( $2,4 \cdot 10^{-7}\%$  по 13 анализам). Среднее содержание золота в гранитоидах ( $1,4 \cdot 10^{-7}\%$  по 20 анализам) и сланцах палеозой-триасового возраста ( $1,7 \cdot 10^{-7}\%$  по 18 анализам) еще ниже.

Данные Ю.Г. Щербакова, как мы видим, близки приведенным нами средним содержаниям золота в гранитоидах и вмещающих породах Центральной Чукотки. В распределении золота по фазам массивов здесь также наблюдается снижение концентрации золота от ранних и наиболее основных гранитоидов к поздним и наиболее кислым гранитам. Напри-

мер, содержание золота в порфиридных гранитах ранней фазы Невского массива —  $3,5 \cdot 10^{-7}\%$  (3 анализа), а в более кислых по составу равнозернистых гранитах поздней фазы  $1,2 \cdot 10^{-7}\%$ .

Полученные нами и Ю.Г. Щербаковым данные свидетельствуют о том, что гранитоиды ранних фаз массивов обладают близкими к кларковым для кислых гранитоидов (Виноградов, 1962; Turekian et al., 1961) концентрациями золота. В более молодых и более кислых по составу гранитах и гранит-порфирах содержание золота значительно ниже кларка ( $4 \cdot 10^{-7} - 4,5 \cdot 10^{-7}\%$ ).

Таким образом, рассмотренные данные о распределении золота в гранитоидах Центральной Чукотки и вмещающих породах позволяют подчеркнуть, что повышенные концентрации золота приурочены к определенным пластам в толще вмещающих пород или участкам гранитоидных пород повышенной основности, обычно гибридного происхождения. Взаимодействие (химическое и температурное) гранитоидной магмы с богатыми золотом пластами или горизонтами вмещающих пород могло привести к появлению рудной минерализации золота. Масштабы таких рудопроявлений и их ценность для металлогении золота на Чукотке в настоящее время неясны, так как ряд месторождений золота часто пространственно не связан с гранитоидными массивами и контролируется в основном глубинными разломами.

## ГРАНИТОИДЫ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

### Магаданский и Неорчанский массивы

Магаданский батолит ( $\sim 1000 \text{ км}^2$ ) и Неорчанский массив ( $50 \text{ км}^2$ ) располагаются в южной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и рассматриваются в последнее время как пример вулканоплутонических ассоциаций изверженных пород (Сперанская и др., 1963; Устиев, 1963). На схеме геологического строения (рис. 5) видно, что Магаданский батолит, располагающийся во внутренней части пояса, ассоциирует в основном со средне-верхнеюрскими вулканогенными образованиями. Неорчанский массив, находящийся во внешней части пояса, ассоциирует уже большей частью с меловыми эффузивами. Таким образом, Магаданский батолит размещается в более древней по возрасту зоне пояса и, по-видимому, формировался в более глубоких условиях, чем Неорчанский.

Магаданский батолит вытянут в субширотном направлении, почти по простиранию складчатых структур юрских вулканогенных образований. В то же время он приурочен к цепи гранитоидных тел северо-восточного простирания (рис. 5), что свидетельствует о существовании

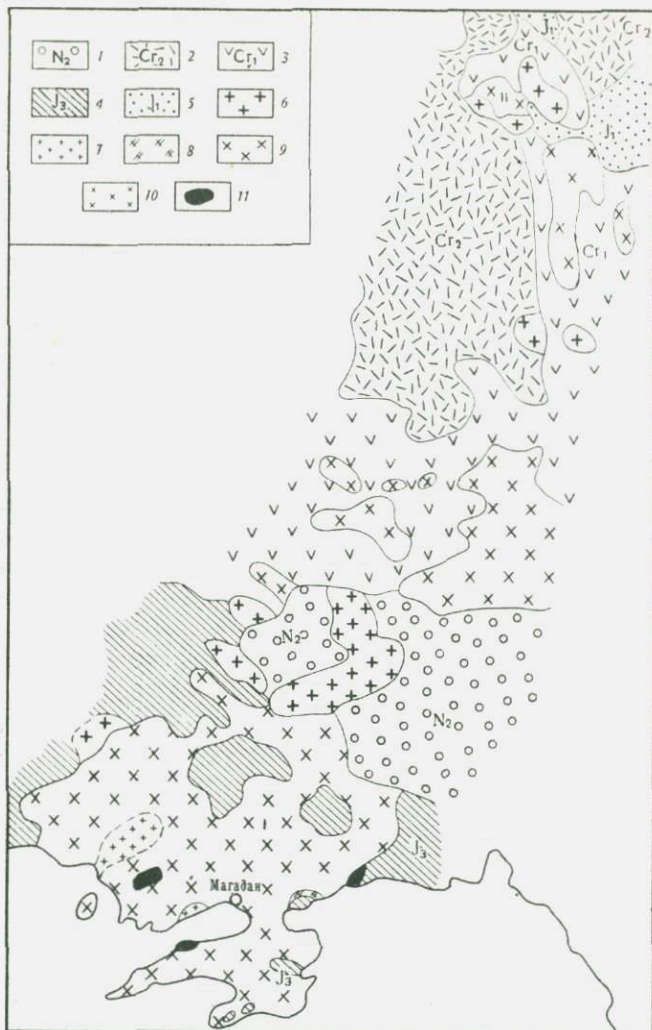


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Магаданского (I) и Неоранчанского (II) массивов

1 — неогеновые песчано-глинистые и грубообломочные отложения и эффузивы основного, среднего и кислого состава; 2 — верхнемеловые лавы и туфы кислого состава; 3 — нижнемеловые лавы и туфы среднего состава; 4 — верхнеюрские лавы и туфы смешанного состава; 5 — нижнеюрские глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, иногда и туфы среднего состава; 6 — субщелочные граниты; 7 — нормальные биотитовые граниты; 8 — трондjemиты; 9 — гранодиориты и адамелиты; 10 — кварцевые диориты; 11 — габбро

ной роли разломов северо-восточного направления в формировании этого плутона. По форме батолит, по-видимому, представляет собой межформационную плиту с отдельными куполообразными выступами, залегающую в основании верхнеюрских вулканогенных образований. Низы последних представлены андезитами, андезит-базальтами, их туфами, туфобрекчиями, агломератами сигланской свиты мощностью 700–900 м. Выше сигланской свиты согласно залегают дациты, липариты, андезит-дациты, их туфолавы и туфы уптарской свиты мощностью около 800 м. Судя по мощности кровли верхнеюрских вулканогенных отложений, глубина становления гранитоидов Магаданского батолита не превышала 2 км.

Магаданский батолит имеет многофазное строение и сложен габбро и габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, трондьемитами, гранодиоритами, лейкократовыми и субширотными гранитами. Все эти различия, по мнению Л.В. Фирсова (1960), представляют самостоятельные интрузивные фазы, сформировавшиеся в раннем и позднем мелу (135 – 76 млн. лет, главная фаза гранодиоритов 115 млн. лет) от основных различий к кислым и субщелочным.

Принято считать, что основная фаза формирования Магаданского батолита представлена гранодиоритами, но последнее название имеет, скорее, собирательное значение. Состав их далеко не однороден и отклоняется в сторону диоритов или адамеллитов и нормальных биотитовых гранитов. Особенно широко развита фация так называемых адамеллитов, близких по составу к нормальным биотитовым гранитам и фациально связанных с ними. Гранодиориты и адамеллиты слагают более 80% площади Магаданского батолита, площадное соотношение между этими фациальными разновидностями гранитоидов до сих пор неясно.

Самыми ранними по времени образования являются габброиды, слагающие два небольших (1,0 и 2,5 км<sup>2</sup>) штокообразных тела среди гранитоидов главной фазы батолита. Последние секут габбро и оказывают на него метаморфизирующее воздействие на контактах.

Лейкократовые, субщелочные и связанные с ними микропегматитовые граниты, гранит-порфиры и щелочные граниты представляют собой самостоятельную наиболее молодую фазу, или комплекс. Они слагают небольшие (до 15 км<sup>2</sup>) штокообразные и пластовые (или трещинные) тела в периферических частях Магаданского батолита, а также образуют дайки внутри массива гранодиорит-адамеллитов.

Вмещающие вулканогенные толщи верхней юры слабо ороговикованы, ширина контактового ореола около 300 м. В ороговикованных вулканитах широко проявлены процессы альбитизации, эпидотизации, биотитизации и амфиболитизации. Среди гранитоидов главной фазы становления батолита широко распространены ксенолиты ороговикованных вмещающих вулканогенных пород, часто фельдшпатизированных.

Н е о р ч а н с к и й массив представлен двумя разобшенными выходами гранитоидов. В северной части массива выделяются неболь-

шие тела субщелочных биотитовых гранитов и гранодиорит-адамеллитов. Южная часть Неорчанского массива сложена гранодиорит-адамеллитами.

Гранитоиды Неорчанского массива секут терригенные отложения нижней юры. Более сложные взаимоотношения наблюдаются с вулканогенными толщами нижнего мела. Включения гранодиоритов часто содержатся в туфах и лавах андезит-дацитов вдоль контакта гранодиоритов и эффузивов. Взаимоотношения кислых эффузивов с гранитами неясны.

В целом гранитоиды Неорчанского массива локализируются в верхней части нижнемеловой толщи (мощностью 1200–1500 м), сложенной преимущественно андезит-дацитами, реже липаритами (в верхней части разреза) и их туфами. Глубину формирования гранитоидов можно приблизительно оценить в 1–1,5 км. Кроме гранодиорит-адамеллитов и гранитов, в Неорчанском массиве отмечены породы, близкие по составу к ортоклазовому габбро (или габбро-монцониту), образующие вытянутое вдоль контакта гранитов и гранодиоритов маломощное (около 20 м) тело.

Результаты калий-аргоновых определений, по данным Л.В. Фирсова, указывают на близость возрастов формирования гранодиоритов и эффузивов окружения (андезитовых порфиритов и туфов): гранодиориты — 101, 95, 93, 90 млн. лет, эффузивы окружения — 95, 92, 91, 90, 88 млн. лет. Возраст гранитов более молодой и соответствует верхнему мелу (81 и 80 млн. лет), а возраст ортоклазового габбро (или габбро-монцонита) отвечает концу нижнего мела (109 млн. лет).

Эволюцию химического состава гранитоидов Магаданского и Неорчанского массивов можно проследить по данным табл. 25. Для пород этих массивов характерно постоянное преобладание натрия над калием ( $n = 59-70$ ), причем соотношение щелочных компонентов остается практически постоянным несмотря на изменение химизма породы в целом. Переход от гранодиоритов и адамеллитов главной фазы массивов к субщелочным гранитам поздней фазы выражается в резком увеличении содержания кремнекислоты и не менее резком снижении концентрации глинозема и кальция при заметном увеличении суммарного содержания щелочей в гранитах.

Данные распределения золота (табл. 26 и 27) в габброидах и гранитоидах Магаданского и Неорчанского массивов указывают на снижение концентрации этого элемента от габброидов к диоритам и гранодиоритам и далее к адамеллитам и гранитам. Характерно возрастание степени неравномерности распределения золота в гранитоидах повышенной основности и особенно в габброидах. В последних содержания золота иногда превышают  $100 \cdot 10^{-7}\%$ , т.е. отвечают рудопроявлениям золота. Неравномерный характер распределения золота обусловлен, скорее всего, наличием самородного золота, количество и размеры выделений которого растут по мере увеличения основности пород. Распределение золота в габброидах уже отвечает не нормальному, а логнормальному закону.

Химический состав гранитоидов Магаданского  
и Неорчанского массивов

Компоненты	Магаданский батолит			Неорчанский массив		
	гранодиорит	адамеллит	гранит* субщелочной	гранодиорит	адамеллит	гранит субщелочной
SiO <sub>2</sub>	63,10	70,50	76,33	65,00	70,80	75,40
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,32	0,13	0,63	0,26	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	14,98	12,56	16,94	15,36	12,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,24	0,76	1,32	0,08	0,47
FeO	2,96	1,93	0,90	3,47	2,64	1,48
MnO	0,05	0,10	0,05	0,09	0,06	0,06
MgO	2,86	1,48	0,05	1,88	0,99	0,39
CaO	4,25	2,61	0,13	3,99	1,92	0,56
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,67	4,22	3,42	4,22	4,08
K <sub>2</sub> O	3,35	3,84	4,74	2,21	3,35	4,13
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	2,42	0,30	0,32	0,71	0,38	0,52
Сумма	99,45	99,92	99,99	99,66	100,06	99,69
n	63	59	65	70	66	60

\*Анализ заимствован из материалов М.П. Крутоуса; все остальные анализы сделаны в лаборатории ЦХЛ ПГУ, г. Владивосток.

Распределение золота по минералам гранитоидов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показывает, что значительная масса золота (до 40%) этих пород связана с темноцветными минералами, роговой обманкой и магнетитом.

В целом, как мы видим, повышенными концентрациями золота обладают более основные разновидности гранитоидов и габброиды ранних фаз интрузивов как плутонической, так и вулканоплутонической ассоциаций. Содержание золота в них в среднем примерно одинаковое ( $2 \cdot 10^{-7}$  –  $6 \cdot 10^{-7}\%$ ) и близко к кларковым ( $4 \cdot 10^{-7}\%$ ) для кислых интрузивных пород. В более кислых по составу нормальных и лейкократовых гранитах концентрация золота резко снижается. Последнее указывает на возможность концентрации золота в процессе дифференциации магм в отщеплениях диоритового, гранодиоритового или основного состава еще в глубинных очагах. В процессе кристаллизации гибридной магмы золото так-

же накапливается в гранитоидах повышенной основности. Высвобождение его из этих пород возможно, по-видимому, только в ходе дальнейшего развития процессов гранитизации и превращения гранитоидов повышенной основности в нормальные и лейкократовые граниты.

Т а б л и ц а 26

Содержания золота в гранитоидах  
Магаданского батолита

№ образца	Порода	А <sub>с</sub> · 10 <sup>-7</sup> %
771	Габбро	0,3 — 1,1
772	"	13,0 — 0,2
771-1	"	69,0
746	"	1,8 — 79,0
741-1	"	8,3 — 1,8
763	"	0,3 — 0,8
745	"	100 — 100
746	"	0,8 — 1,7
13	"	1,5 — 0,6
741	"	2,4 — 3,5
763-1	"	3,0 — 3,0
	Среднее геометрическое	3,5 — 1,7
100	Диорит	1,2 — 1,5
750	"	1,2
750-1	"	10,0 — 18,0
1	"	12,0 — 8,0
100	"	3 — 4
	Среднее	6,7
35	Гранодиорит	8 — 5
756	"	1,2
19	Адамеллит	1,5 — 0,3
752	"	0,1 — 0,1
748	"	0,2 — 0,9
748-1	"	6,0 — 1,2
748-1	"	1,0
33	Гранит биотитовый	1,0
	Среднее	1,5

№ образца	Порода	Au · 10 <sup>-7</sup> %
766	Гранит лейкократовый субшелочной	1,7 — 2,2
767-1	" " "	0,8 — 1,0
765-1	" " "	0,5 — 1,1
770	Гранит-порфир	0,1 — 0,1
	Среднее	1,2

Т а б л и ц а 27

Содержания золота в породах и минералах Неорчанского массива

№ образца	Порода	Au · 10 <sup>-7</sup> %
3	Гранодиорит	4 — 5
7	Кварц из гранита	2
7	Калиевый полевой шпат из гранита	1
316	Роговая обманка из гранодиорита	6
316	Магнетит из гранодиорита	5

Высокие содержания золота в грейзенизированных гранитах и мусковитах свидетельствуют о возможности накопления золота в постмагматических растворах в процессе кристаллизации уже нормальных и лейкократовых гранитов.

Распределение золота в гранитоидах вулcano-плутонической ассоциации отражает характер первичного распределения его в глубинном магматическом очаге. Высвобождение золота в данном случае, по-видимому, также может происходить как в результате взаимодействия более поздних и кислых дифференциатов с ранними основного и среднего состава, так и в процессе кристаллизации гранодиорит-адамеллитов и гранитов. При анализе этих двух возможных путей образования рудных концентратов золота необходимо учитывать также роль габброидов и гранитоидов повышенной основности как благоприятной вмещающей среды для выпадения золота из постмагматических растворов.

## ГРАНИТОИДЫ ПРИАМУРЬЯ (Селемджинский район)

Район характеризуется широким развитием гранитоидного магматизма, а также рудной и прежде всего золотой минерализацией. Отсутствие в большинстве случаев ясно выраженных генетических связей золотого оруденения с известными комплексами пород привело к появлению среди исследователей различных точек зрения на генезис золоторудных проявлений. Вместе с тем проблема генезиса месторождений тесно связана с распределением золота в горных породах, а также поведением его в ряде геологических процессов. Данный раздел посвящен выяснению закономерностей распределения золота в ряде гранитоидных массивов, а также в малых интрузиях Приамурья.

В геотектоническом отношении Селемджинский район входит в состав Монголо-Охотской складчатой системы, которая рассматривается рядом исследователей как область позднепалеозойской складчатости, активизированной в верхнемезозойский тектоно-магматический цикл (Архангельский и др., 1937; Нагибина, 1963; Шашкин, 1969 г.). В пределах системы выделяются крупные линейно вытянутые на сотни и тысячи километров геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия. Они располагаются к югу от протерозойской складчатой области Станового хребта и сложены преимущественно палеозойскими, в различной степени метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, интенсивно дислоцированными и прорванными синорогенными интрузиями гранитоидов.

К отмеченным структурам относится Тукурингро-Джагдинская структурно-формационная зона, пересекающая Селемджинский район в субширотном направлении. Она сложена преимущественно палеозойскими терригенными отложениями, нередко метаморфизованными в различной степени. Северо-восточнее ее расположена Джагдинская структурно-формационная зона, сложенная кремнистыми, спилито-кератофировыми и флишoidными формациями кембрия. Осадки зоны смяты в узкие линейные складки, участками сильно пережатые и опрокинутые в сторону Сибирской платформы, местами прорванные конкордантными интрузиями основных пород, а по окраинам поднятия — небольшими массивами палеозойских гранитоидов. Южнее Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоны расположен Зее-Буреинский срединный массив, отделяющий палеозойскую геосинклинальную область Монголо-Охотского пояса от мезозойской Сихотэ-Алинской складчатой системы. Массив сложен метаморфизованными отложениями верхнего докембрия и нижнего палеозоя, представленными терригенными и карбонатными формациями миогеосинклинального типа, прорванными огромными массами гранитоидов палеозойских интрузивных комплексов. С севера Зее-Буреинский сре-

динный массив ограничивается Южно-Тукурингской зоной разломов глубинного заложения. Подвижки вдоль зоны разломов неоднократно возобновлялись и сопровождались интенсивной магматической деятельностью.

В мезозойское время после длительного перерыва в осадконакоплении, в связи с новым геотектоническим этапом развития структур Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов более древней допалеозойской складчатости, отмечаются оживление консолидированных складчатых областей и образование прогибов и впадин, выполненных морскими и континентальными отложениями молассового типа, а также вулканогенными образованиями. Одновременно происходит внедрение специфических интрузий, играющих весьма важную роль в металлогенической специализации региона.

Структурно-тектоническое развитие Селемджинского района неразрывно связано с эволюцией восточной части Монголо-Охотской складчатой системы. В строении района принимает участие ряд крупных структурных элементов: южное окончание Джагдинской структурно-формационной зоны, северная окраина Зее-Буреинского срединного массива и расположенный между ними восточный участок Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоны.

Наиболее древними породами района являются нижнекембрийские отложения Джагдинской структурно-формационной зоны, которые подразделяются на улигданскую и оннетокскую свиты. Улигданская свита сложена яшмами и кремниями, кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, спилитами, диабазовыми порфиритами, их туфами, известняками. Оннетокская свита представлена песчаниками с маломощными прослоями глинистых сланцев, яшм, кремнистых сланцев, спилитов, диабазовых порфиритов, их туфов, известняков. Литолого-фациальная характеристика, а также структурное положение нижнекембрийских отложений позволяют считать Джагдинскую зону эвгеосинклинальным прогибом.

Палеозойскими отложениями удской серии сложена большая часть Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоны. Терригенные породы образуют основную складчатую единицу района — Афанасьевскую антиклиналь субширотного, участками северо-западного простирания. Ось ее прослеживается от верховьев р. Харги на востоке до истоков р. Сучавдяк на западе. Крылья антиклинали осложнены складчатостью более высоких порядков. Палеозойское складчатое сооружение Тукурингро-Джагдинской зоны разбито сериями разрывных нарушений различного направления, а также прорвано разновозрастными магматическими комплексами.

Литолого-фациальный состав терригенных пород удской серии указывает на образование ее в условиях континентального шельфа морско-

го геосинклинального бассейна. Это позволяет считать палеозойские отложения удской серии областью развития миогеосинклинальных осадков. В составе серии работами ряда исследователей выделены афанасьевская, мынская, златоустовская, сагурская, токурская, экимчанская, амнуская и селитканская свиты. В последние годы в различных частях разреза геологами ДВГУ была обнаружена фауна и флора, которые свидетельствуют о средне-верхнепалеозойском возрасте удской серии.

Наиболее древними интрузивными образованиями района являются интенсивно метаморфизованные габброиды и диориты, отнесенные к условно среднепалеозойскому интрузивному комплексу. Интрузии этого типа распространены в восточной части района, преимущественно в бассейне р. Харги. Они образуют пологопадающие, часто согласные со слоистостью вмещающих пород пластообразные тела мощностью 100–200 м. Значительно более широко распространены гранитоидные интрузии условно верхнепалеозойского комплекса. Среди них выделяются ингаглинские гранитоиды, распространенные в виде отдельных массивов в пределах Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоны, и буреинские гранитоиды, слагающие северную окраину Зее-Буреинского срединного массива.

Сформировавшаяся в палеозое складчатая структура Тукурингро-Джагдинской зоны осложнена серией мезозойских наложенных прогибов. В бассейне р. Мын известны небольшие участки верхнетриасовых отложений мощностью около 200 м, представленных конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, которые залегают на размытых и смятых в складки породах удской серии. В нижнемеловое время в наложенных прогибах происходит накопление континентальных угленосных отложений фации русел, конусов выноса, озер и болот, выделенных в огоджинскую свиту.

Вслед за образованием прогибов, заполняющихся осадками морских и континентальных моласс, в пределах пояса происходит интенсивное возбуждение вулканоплутонической деятельности. На территории района магматические образования мелового возраста известны под названием эзопского вулканоплутонического комплекса. Вулканогенные породы, представленные преимущественно разностями кислого и среднего состава, почти непрерывной полосой прослеживаются вдоль Южно-Тукурингрского разлома, перекрывая континентальные отложения огоджинской свиты. Интрузивная деятельность, характеризующаяся весьма специфическими чертами, привела к формированию интрузий трещинного типа в условиях небольших глубин. Они обычно невелики по размерам, имеют форму штокообразных массивов, пластообразных тел, штоков и даек. Состав их в целом весьма разнообразен. В ряде интрузий отмечается дифференциация пород по составу.

В металлогеническом отношении район приурочен к региональному золотоносному поясу, вытянутому в близширотном направлении от Забайкалья до Приохотья, в связи с чем здесь широко проявлена главным образом золотая минерализация. Известны рудопровления железа и марганца, олова, вольфрама, сурьмы, а также отмечается висмутовая, ртутная, полиметаллическая и молибденовая минерализация. При этом в размещении рудных проявлений наблюдаются некоторые закономерности, позволяющие пространственно обособить области распространения железо-марганцевых, оловянных и золотых руд.

Железо-марганцевые руды пространственно связаны с Джагдинской структурно-формационной зоной развития кембрийских геосинклинальных осадков. Оловянная минерализация сравнительно широко распространена в водораздельной части хребта Эзоп среди магматических образований мелового возраста. Здесь же известны рудопровления вольфрама, полиметаллов, висмута, молибдена. Отмеченная минерализация рядом исследователей генетически связывается с эзопскими гранитоидами.

Золотая минерализация приурочена к Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоне, концентрируясь в виде полосы субширотного простиранья шириной в несколько десятков километров, выходящей за пределы Селемджинского района. В региональном плане она является составной частью крупного Приамурского золотоносного пояса. В пределах золотоносной полосы выделяются разобщенные золоторудные поля, располагающиеся на пересечении нарушений преимущественно субширотного и субмеридионального направлений. В меньшей мере проявлена приуроченность полей к определенным пликативным структурам. При общем совпадении простиранья золотоносной полосы со складчатыми структурами района одни месторождения располагаются в сводах антиклиналей и брахиантиклиналей второго порядка (Унгличканское, Афанасьевское), другие локализуются вдоль осей синклиналей (Ясенское), третьи находятся в крыльях складок (Токур, Харгинское). Некоторые месторождения расположены в верхнепалеозойских (?) гранитоидных массивах (Ингаглинское, Поисковое).

В пределах района установлено несколько типов золоторудных проявлений: 1) слабо золотоносные кварцевые жилы альпийского типа (кварцевая убогосульфидная формация); 2) слабо золотоносные кварц-полевошпатовые жилы (кварцевая убогосульфидная формация); 3) слабо золотоносные метасоматические кварциты (кварцевая малосульфидная формация) и минерализованные зоны дробления; 4) золото-кварцевые жилы (кварцевая малосульфидная формация); 5) слабо золотоносные кварц-адуляровые жилы (кварцевая убогосульфидная формация); 6) слабо золотоносные кварц-карбонатные жилы, а также участки пропитизации с вкрапленностью сульфидов и убогим содержанием золота в меловых эффузивах. При этом известные промышленные концентрации металла сосредоточены в золото-кварцевых жилах; незначительное количество золота добыто из метасоматических кварцитов.

Таким образом, на территории района установлены три разновозрастных интрузивных комплекса, различающихся по условиям локализации, петроструктурным, петрологическим и петрохимическим признакам.

Среднепалеозойский (?) интрузивный комплекс. Габброиды и диориты метаморфизованные.

Верхнепалеозойский (?) интрузивный комплекс. Ингаглинские и буреинские гранитоиды.

Верхнемезозойский интрузивный комплекс. Эзопские гранитоиды и малые интрузии.

Авторами изучено распределение золота в верхнепалеозойских (?) гранитоидных массивах Ингаглинском и Стойбинском, верхнемезозойских — Карауракском и Брюс, а также в малых интрузиях мелового возраста.

### Ингаглинский массив

Породы, слагающие Ингаглинский, а также ряд аналогичных массивов в пределах Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоны, известны в литературе как ингаглинские гранитоиды. Ингаглинский массив площадью около  $400 \text{ км}^2$  расположен в верхнем течении р. Селемджи среди палеозойских терригенных осадков удской серии. В южной части массив перекрыт вулканогенными образованиями нижнего мела, в базальных слоях которых обнаружены плохо окатанная галька, валуны, обломки ингаглинских гранитоидов, и прорван верхнемеловыми гранитоидами массива Брюс. Ингаглинские гранитоиды во времени, вероятно, тесно связаны с формированием периферической части Зее-Буреинского срединного массива. Результаты определения абсолютного возраста ингаглинских гранитоидов разными исследователями весьма противоречивы, что обусловлено влиянием наложенных метасоматических процессов. Авторы ориентируются на результаты в 240–260 (Моисеенко, 1965) и 230–235 млн. лет (по данным Г.И. Неронского), полученные в лабораториях соответственно ВСЕГЕИ и ДВГУ.

Ингаглинский массив имеет сложное строение (рис. 6). Формирование его протекало в две фазы. В первую произошло внедрение наиболее распространенных крупнозернистых порфировидных гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов, во вторую — мелкозернистых гранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов. В пределах массива широко проявлены катаклаз пород, замещение плагиоклазов микроклином, а также процессы низкотемпературной пропилитизации. Присутствие среди массива многочисленных ксенолитов и провесов кровли осадочных пород позволяет предполагать сравнительно не-

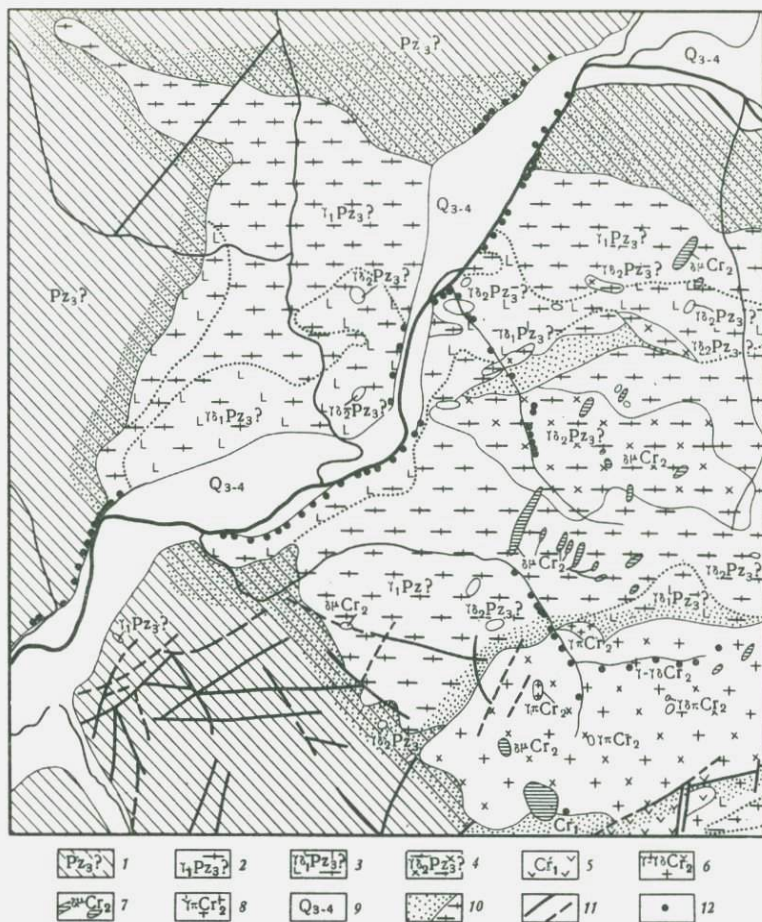


Рис. 6. Схематическая геологическая карта западной части Ингаглинского массива

1 — верхнепалеозойские (?) осадочные породы удской серии; 2 — крупнозернистые порфировидные граниты; 3 — крупнозернистые порфировидные гранитоиды, плагиограниты и кварцевые диориты; 4 — мелкозернистые гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты; 5 — вулканогенные образования; 6 — граниты и гранодиориты массива Брюс; 7 — диориты и диоритовые порфиры; 8 — гранитпорфиры; 9 — четвертичные осадки; 10 — контактово-метаморфизованные породы; 11 — тектонические нарушения; 12 — точки наблюдения

большой эрозионный срез массива. Характерной чертой интрузива является весьма слабое развитие сопряженного с ним дайкового комплекса.

Крупнозернистые (2–5 мм) порфиридные граниты, гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты – породы зеленовато-серого, серого, реже темно-серого цвета гипидиоморфнозернистой структуры со сравнительно редкими порфиристыми выделениями (10–20 мм) полевых шпатов. Граниты состоят (табл. 28) из плагиоклаза (30–40%), калиевого полевого шпата (20–35%), кварца (30–35%), биотита, роговой обманки и пироксена (темноцветных 2–10%). Аксессуарные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, ортитом, монацитом, анатазом, гранатом и рудным. По первичным минералам развиваются серицит, альбит, хлорит, мусковит, биотит, актинолит, стильпномелан, карбонат. В породе отмечены тонкие прожилки серицитового, серицит-альбитового, кварцевого и карбонатного состава.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 20–30); обычно образует таблитчатые зерна (2–5 мм), иногда феонокристы (до 15 мм). На стыках с калиевым полевым шпатом зерна плагиоклаза зачастую обволакиваются каемкой альбита. Калиевый полевой шпат встречается в виде таблитчатых зерен (2–5, нередко до 25 мм) или образует неправильной формы выделения, заполняя промежутки между зернами кварца и плагиоклаза. Определен Г. И. Неронским как нерешетчатый микроклин; углы оптических осей: – (70 ÷ 86)°, + (70 – 80)°. Слабо пелитизирован. Обычно развивается за счет плагиоклаза. Одновременно присутствуют таблитчатые зерна калиевого полевого шпата с четкими ограничениями без всяких следов реакционного взаимоотношения с плагиоклазом. Вероятно, существуют две генерации калиевого полевого шпата. В свою очередь калиевый полевой шпат нередко пронизан струйчатыми выделениями альбита (пертиты замещения). Кварц образует зерна (1–5 мм) изометричной формы. Иногда совместно с ксеноморфными выделениями калиевого полевого шпата он заполняет промежутки между крупными зернами плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Часто рассечен трещинками и имеет облачное угасание.

Биотит представлен чешуйками (0,1–5 мм) таблитчатой или удлиненной формы, иногда сильно изогнутыми. По оси  $N\beta$  приобретает красноватый оттенок (титанистый биотит). Интенсивно замещается хлоритом, мусковитом, рудным, иногда стильпномеланом, а также полупрозрачным землистым агрегатом тонкозернистого эпидота и лейкоксена. Роговая обманка образует призматические кристаллы (0,2–2 мм), по которым развивается хлорит. Нередко при разложении роговой обманки возникают сноповидные агрегаты актинолита.

Крупнозернистые гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты обособляются в виде полосы субширотного простирания, прослеживающейся от западной границы массива до среднего течения р. Куруйкан.

Минеральный состав крупнозернистых порфировидных  
гранитов, гранодиоритов и плагиогранитов

№ образца	Порода	Минералы, %					
		кварц	плагиоклаз	калишпат	биотит	амфибол	пироксен
И-886	Граниты	30	36	32	1	1	—
И-885	"	34	35	27	2	2	—
И-888	"	35	35	27	2	1	—
И-922	"	33	33	25	5	4	—
И-956	"	35	32	23	6	3	1
И-925	"	30	34	24	8	3	1
Средний состав	"	33	33	26	5	3	—
И-930	Гранодиориты	33	38	17	5	6	1
И-902	"	31	41	18	8	1	1
И-928	"	32	43	16	4	4	1
И-924	"	31	47	16	4	2	—
Средний состав	"	32	42	17	5	3	1
И-906	Плагиограниты	32	49	10	5	3	1
И-926	"	48	37	7	7	1	—
И-901	"	43	44	5	5	2	1
И-935	"	42	51	4	2	1	—
Средний состав	"	41	45	6	5	2	1

Одновременно устанавливается некоторая приуроченность отмеченной полосы к участкам с многочисленными ксенолитами и провесами кровли осадочных пород. Границы между разновидностями пород нечеткие, взаимопереходы постепенные. Состоят из плагиоклаза (35–55%), калишпата (до 20%), кварца (25–50%), биотита (2–10%), роговой обманки (1–8%), пироксена (1–5%). Плагиоклаз представлен андезином, реже олигоклазом. Акцессорные минералы те же, что и в гранитах. В отличие от гранодиоритов в плагиогранитах увеличивается количество пла-

гиоклаза и кварца, уменьшается — калишпата. Количество темноцветных во всех разностях примерно остается постоянным.

Мелкозернистыми гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами сложены небольшие массивы, штокообразные и дайкообразные тела среди гранитоидов первой фазы. Наиболее крупный массив, площадью около  $14 \text{ км}^2$ , вытянут в субширотном направлении в междуречье Селемджи и Куруйкана. По данным В.Б. Григорьева, вдоль контакта с гранитоидами первой фазы наблюдается узкая (до  $10 \text{ см}$ ) полоска ороговикованных пород.

Мелкозернистые ( $0,5-1,5 \text{ мм}$ ) гранодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру с редкими порфиоровыми выделениями ( $3-5 \text{ мм}$ ) полевых шпатов. Сложены (табл. 29) плагиоклазом ( $35-65\%$ ), калишпатам (до  $25\%$ ), кварцем ( $20-35\%$ ), биотитом (до  $10\%$ ), роговой обманкой (до  $8\%$ ), пироксеном (до  $2\%$ ). Акцессорные минералы аналогичны таковым в гранитоидах первой фазы. Из вторичных присутствуют серицит, хлорит, мусковит, альбит, актинолит, карбонат. По минеральному составу, а также комплексу вторичных изменений гранитоиды второй фазы тождественны крупнозернистым гранодиоритам, плагиогранитам и кварцевым диоритам. Однако в них слабее проявлены катаклаз пород, интенсивность процессов калишпатизации плагиоклазов, резче изменение темноцветных.

**Примечание** к табл. 30. 1 — левый борт р. Селемджи у Подосеновского переката, обр. И-889; 2 — левый борт р. Селемджи, обр. И-897; 3 — правый борт р. Селемджи, обр. И-901; 4 — левый борт р. Селемджи, обр. И-920; 5 — левый борт р. Селемджи в районе устья рч. Брюс, обр. И-935; 6 — бассейн рч. Брюс, обр. Ф-25; 7 — левобережье рч. Нижний Ингагли, обр. 133 (по С.С. Дарбиняну); 8 — истоки рч. Курум-Удуй, обр. 2175 (по Г.И. Неронскому); 9 — левобережье рч. Средний Ингагли, обр. 2003 (по Г.И. Неронскому); 10 — бассейн рч. Средний Ингагли, обр. Р-259 (по Г.И. Неронскому); 11 — левобережье р. Селемджи, обр. И-910; 12 — левобережье р. Селемджи, обр. И-915; 13 — пос. Стойба, обр. 501 (по Ю.И. Щербине); 14 — бассейн р. Инкан, обр. 2011 (по Ю.И. Щербине); 15 — водораздел Семертак-Ангелокит, обр. 1433 (по В.И. Малыгину); 16 — бассейн рч. Индукачи, обр. 4959 (по Ю.И. Щербине); 17 — левобережье рч. Ангелокит, обр. 869в (по В.И. Малыгину).

## Химические составы гранитоидов верхнепалеозойского комплекса

Компо- ненты	Ингаглинский массив												Стойбинский массив					
	крупнозернистые граниты										мелкозерни- стые грани- тоиды		биотитовые граниты			лейкократо- вые грани- ты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO <sub>2</sub>	70,28	72,00	72,26	73,04	71,05	71,64	66,64	67,01	64,45	62,67	68,36	64,00	73,14	70,42	69,69	75,60	78,30	
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,51	0,66	0,40	0,50	0,73	0,74	0,64	0,84	1,03	0,69	0,74	0,25	0,29	0,60	0,07	0,04	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,46	13,55	13,04	13,09	13,93	13,50	16,04	14,99	15,55	14,70	15,11	16,70	14,07	15,05	14,03	12,65	12,04	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	0,85	1,00	0,95	1,14	1,72	0,86	0,75	0,97	1,44	1,62	1,63	0,46	1,44	1,35	0,81	0,12	
FeO	2,15	1,70	2,19	1,22	1,65	2,92	2,84	3,64	4,72	4,40	1,74	1,73	1,26	2,11	2,65	1,09	0,21	
MnO	0,06	0,05	0,06	0,06	0,04	0,09	0,06	0,08	0,09	0,11	0,08	0,08	0,01	0,08	0,07	0,01	—	
MgO	0,46	0,98	1,17	0,67	0,58	1,56	1,72	1,23	1,42	2,54	1,39	1,19	1,19	0,87	1,55	0,28	0,32	
CaO	1,56	1,82	1,54	1,40	1,92	1,65	3,22	3,78	4,29	4,45	1,95	3,34	1,12	1,78	1,65	0,22	0,24	
Na <sub>2</sub> O	3,40	3,50	3,12	2,90	1,50	2,56	3,27	3,43	3,81	3,67	4,40	4,21	3,55	5,34	3,19	4,21	2,74	
K <sub>2</sub> O	4,30	4,00	3,20	4,50	4,20	2,08	2,94	3,81	2,93	2,51	3,92	4,00	4,66	2,35	3,86	4,66	5,38	
SO <sub>3</sub>							0,01	0,01	0,02	0,10					0,08		—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							0,13	0,14	0,19	0,19					0,14		0,05	
CO <sub>2</sub>	0,24	—	0,16	—	—	—	0,57	—	—	—								
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			0,68	0,68	0,94	0,26	0,34	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,03	1,16	1,70	2,20	2,80	0,14	1,36	1,16	0,92	0,94	0,95	1,74						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,11	0,07	0,07	0,12	0,17	0,18	—	—	0,31	0,05	0,07						
П.п.п.	0,02	—	0,07	—	0,28	0,58	0,09	—	—	0,33	—	—	—	—	0,30	—	0,33	
Сумма	99,56	100,23	100,24	100,45	99,71	99,34	100,67	100,67	100,20	99,39	100,26	99,43	100,39	100,41	100,10	99,86	100,11	

Минеральный состав мелкозернистых гранодиоритов и  
плагиигранитов

№ образца	П о р о д а	М и н е р а л ы, %					
		кварц	плагии- клас	кали- шпат	био- тит	амфи- бол	шпро- ксен
И-908	Гранодиориты	35	36	15	8	6	--
И-907	—"—	24	51	19	3	2	1
И-913	—"—	25	47	17	7	4	—
И-910	—"—	25	51	14	5	4	1
Средний состав		27	46	16	6	4	1
И-912	Плагииграниты	32	52	11	3	2	--
И-915	—"—	21	60	10	7	2	--
И-914	—"—	23	62	8	6	1	—
Средний Состав		25	58	10	5	2	—

Химические анализы ингаглинских гранитоидов, приведенные в табл. 30, относятся к классу пересыщенных кремнеземом, груше умеренно богатых или бедных щелочами пород. При этом общая железистость их колеблется от 55 до 85%, отношение натрия к сумме щелочей составляет 50–70%.

Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород вокруг Ингаглинского массива непостоянна и изменяется от 2,0–2,5 км с северной стороны массива до 0,8 км с юго-западной его стороны, что связано с различными углами погружения контакта. В пределах полосы контактового метаморфизма по степени ороговикования и минеральным ассоциациям выделяются две зоны: экзоконтактовых роговиков и ороговиковавшихся пород. Ширина зоны экзоконтактовых роговиков колеблется от 100 до 500, иногда 800 м. Сложена плотными массивными породами биотит-калишпат-кварцевого (с актинолитом) и серицит-калишпат-кварцевого (с биотитом или актинолитом) состава.

Биотит-калишпат-кварцевые роговики обычно присутствуют непосредственно у контакта с интрузией. Они чаще развиваются по псаммитовым породам. Сложены кварцем (40–60%), ортоклазом (15–30%), биотитом (15–30%), актинолитом (до 15%), серицитом (до 5%), апатитом, хлоритом и рудным. Структура пород гранобластовая. Кварц обычно совместно с калишпатом образует тонкозернистый агрегат мозаичного сложения.

Биотит представлен преимущественно коричневой разновидностью и образует скопления округлой формы или сравнительно равномерно распределен в породе. Иногда присутствует зеленовато-бурый биотит. Величина отдельных чешуек биотита варьирует от сотых долей до 0,2 мм. Актинолит представлен отдельными игольчатыми или шестоватыми кристаллами (до 3 мм); местами образует небольшие скопления. Апатит присутствует в виде небольших (до 0,5 мм) шестигульничков или округлых зерен.

Серицит-ортоклаз-кварцевые роговики развиты на некотором удалении от контакта массива и более характерны для алевро-пелитовых пород. Сложены кварцем (30–50%), калишпатом (15–30%), серицитом (15–30%), биотитом (до 15%), актинолитом (до 10%), стильпномеданом, хлоритом и рудным. Кварц и калишпат обычно образуют тонкозернистый агрегат мозаичной структуры с размером зерен от сотых долей до 0,2 мм. Биотит представлен зеленовато-бутой разновидностью. Равномерно распределен в породе, реже образует скопления. Размеры чешуек изменяются от сотых долей до 0,1 мм. Серицит образует мелкочешуйчатые (0,01–0,05 мм), реже спутанно-волокнистые агрегаты.

Зона ороговикованных пород постепенно сменяет зону экзоконтактных роговиков. Ширина ее непостоянна и в общих чертах зависит от углов погружения контакта, а также от литологического состава осадочных пород. На юго-западе она составляет 800–1200 м, на севере – 2000–2500 м. Это плотные породы, сохранившие признаки первичных осадочных пород, иногда с видимой вкрапленностью мелкочешуйчатого биотита. В ороговикованных песчаниках новообразованные минералы представлены серицитом (до 20%), калишпатом (до 10%), биотитом (до 10%), актинолитом (до 10%), хлоритом, иногда эпидотом. Остальное (40–80%) составляют кластические зерна кварца и плагиоклаза. В ороговикованных алевро-аргиллитах новообразования представлены серицитом (до 30%), биотитом (до 10%), актинолитом (до 10%), хлоритом. Остальное составляют гидрослюдистые минералы, а также кластические зерна кварца и плагиоклаза.

Содержания золота в гранитоидах Ингаглинского массива приведены в табл. 31. Ряд дополнительных анализов выполнен в Институте геологии и геофизики СО АН СССР спектро-химическим методом, а также в Институте физики Узбекской АН ССР методом нейтронной активации. При этом получены сопоставимые результаты с определениями в лаборатории ДВГИ. Распределение золота в породах массива подчиняется нормальному закону. В крупнозернистых гранитоидах среднее содержание золота составляет  $1,4 \cdot 10^{-7}$  вес. %, дисперсия содержаний – 0,6, среднее квадратическое отклонение – 0,8, коэффициент вариации – 52,7%; в мелкозернистых гранитоидах эти же параметры соответственно равны  $1,9 \cdot 10^{-7}$  вес. %, 0,8, 0,9 и 47,6%. В целом по массиву среднее содержание золота  $1,6 \cdot 10^{-7}$  вес. %.

## Содержание золота в гранитоидах Ингаглинского массива

№ обр.	Породы	Золото, $\mu \cdot 10^{-7}$ вес. %				Среднее		
		Д В Г И		Ин-т геологии и геофизики			Ин-т физики АН УзССР	
		параллельные определения		параллельные определения				
И-885	Граниты	1,0	3,5			1,5	2,0	
И-886	То же	4,0	4,0			1,0	3,0	
И-889	—	0,8*	0,8*	0,4	2,2		1,0	
И-899	—	0,8*	0,8*	1,5	1,7	1,3	1,2	
И-900	—	0,8*	3,0	0,8	1,2	1,6	1,5	
И-905	—	2,0	3,0				2,5	
И-923	—	0,8*	3,0			2,5	2,1	
И-924	—	2,0	2,0				2,0	
И-925	—	0,8*	2,0			1,2	1,3	
И-931	—	0,8	0,9			0,7	0,8	
И-936	—	0,8*	2,0	0,8	1,6	2,1	1,5	
Среднее по гранитам								1,7
И-892	Гранодиориты и плагиограниты	0,8*	0,8*			0,8	0,8	
И-896	То же	0,8*	2,0			1,4	1,4	
И-897	—	0,8*	0,8*			1,4	1,0	
И-901	—	1,0	0,9			1,9	1,3	
И-902	—	0,8*	3,0			1,5	1,8	
И-903	—	3,0	4,0				3,5	
И-904	—	0,8*	0,8*			1,9	1,2	
И-906	—	1,6	2,0			2,5	2,0	
И-909	—	0,8*	0,8*			1,5	1,0	
И-920	—	0,8*	0,8*				0,8	
И-921	—	0,8*	0,8*			1,2	0,9	
И-926	—	0,8*	0,8*			1,1	0,9	
И-929	—	0,8*	1,0	1,2	1,3	0,9	1,0	
И-930	—	0,8*	0,8*	1,2	1,7	1,5	1,2	
И-933	—	0,8*	0,8*	0,8	0,7	0,9	0,8	
И-934	—	0,5	0,8			1,3	0,9	

№ обр.	Породы	З о л о т о, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %					
		Д В Г И		Ин-т геологии и геофизики		Ин-т физики АН УзбССР	Сред- нее
		параллельные определения	параллельные определения				
И-935	Гранодиори- ты и плагио- граниты	0,6	0,8			0,6	0,7
И-957	То же	0,8*	0,8*	0,6	0,9	0,9	0,8
И-1048	—"	0,8*	3,0				1,9
И-1049	—"	0,5	0,7				0,6
Среднее по гранодиоритам и плагиогранитам							1,2
Среднее по крупнозернистым гранитоидам							1,4
И-907	Гранодиори- ты и плагио- граниты	0,8*	2,0			1,3	1,4
И-908	То же	1,0	1,0			1,1	1,0
И-910	—"	2,0	4,0				3,0
И-911	—"	2,0	3,0				2,5
И-912	—"	2,0	2,0				2,0
И-913	—"	2,0	3,0				2,5
И-914	—"	0,8	1,0			1,4	1,1
И-915	—"	3,0	4,0				3,5
И-916	—"	0,8*	3,0			0,6	1,5
И-917	—"	0,8*	2,0			0,9	1,2
И-918	—"	0,8*	1,0				0,9
Среднее по мелкозернистым гранитоидам							1,9
Среднее по массиву							1,6

\*Результаты анализов <1, условно приняты авторами за 0,8.

Сопоставление приведенных результатов с кларком золота в кислых породах ( $4,5 \cdot 10^{-7}$  вес. %) показывает, что содержание золота в гранитоидах Ингаглинского массива в два-три раза ниже кларка. Как отмечалось ранее, здесь широко проявлено метасоматическое преобразование пород с привнесом значительных количеств калия. Вероятно, при процессах калиевого метасоматоза происходит мобилизация золота щелочными растворами и перемещение его в другие участки. Этому в немалой степени способствует повышенная пористость гранитоидов по сравнению с вмещающими породами. О влиянии пористости на интенсивность процессов метасоматоза, помимо прочих фактов, свидетельствует более высокое содержание золота в мелкозернистых гранитоидах ( $1,9 \cdot 10^{-7}$  вес. %) по сравнению с крупнозернистыми ( $1,4 \cdot 10^{-7}$  вес. %).

Известно, что основными минералами-концентраторами золота в гранитоидах являются темноцветные, прежде всего пироксен и биотит, а также плагиоклаз. В породах Ингаглинского массива при метасоматических явлениях разрушение и замещение темноцветных минералов происходит в первую очередь, что и определяет несколько пониженное содержание золота в гранодиоритах, плагиогранитах и кварцевых диоритах ( $1,4 \cdot 10^{-7}$  вес. %) по сравнению с гранитами ( $1,7 \cdot 10^{-7}$  вес. %).

Ранее авторами было установлено (Мельников и др., 1967), что терригенные породы восточного участка Тукурингро-Джагдинской структурно-формационной зоны содержат: песчаники —  $3,0 \cdot 10^{-7}$ , переслаивающиеся песчаники и алевро-аргиллиты —  $2,2 \cdot 10^{-7}$ , алевро-аргиллиты —  $1,8 \cdot 10^{-7}$  вес. % золота (в дальнейшем эти результаты будут рассматриваться как районные кларки). Под влиянием контактового метаморфизма происходит перераспределение золота в контактовом ореоле Ингаглинского массива, а также, возможно, привнос некоторых его количеств. При этом в ороговикованных породах по содержаниям золота можно наметить три зоны: внешнюю, промежуточную и внутреннюю (табл. 32). С южного крутопадающего контакта массива внешняя зона (далее 800 м) характеризуется содержаниями ниже районных кларков, промежуточная (400–800 м) — весьма неравномерными, часто повышенными на порядок против кларков концентрациями, внутренняя (до 400 м) — содержаниями, близкими районным кларкам. С северной стороны массива, где контакт его пологий и неровный, внешняя (далее 1100 м) и внутренняя (до 50 м) зоны имеют содержания, близкие районным кларкам, а промежуточная (50–1100 м) также характеризуется неравномерными, часто повышенными против кларков количествами золота. Отмеченные зоны не совпадают с зональностью по минеральным ассоциациям или повторяют ее в весьма грубой схеме.

Распределение золота в контактовом ореоле  
Ингаглинского массива

№ образца	Расстояние от контакта, м	Порода	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес, %		
			параллельные определения	среднее	
О-24	3300	Песчаники	0,6	0,9	0,8
И-937	2600	Слабо ороговикованные песчаники	1,0	1,3	1,2
И-938	2000	То же	0,5	1,1	0,8
И-939	1600	—	3,5	1,4	1,0
И-941	1100	Ороговикованные алевро-аргиллиты	0,7	0,8	0,8
И-942	900	Ороговикованные песчаники	1,5	1,9	1,7
И-943	700	То же	40,0	47,0	43,5
И-944	630	Ороговикованные алевролиты	0,6	0,6	0,6
И-945	560	То же	1,1	2,0	1,6
И-946	500	Серцит-ортоклаз-кварцевые роговики	8,0	15,0	11,5
И-947	440	То же	15,0	43,0	29,0
И-948	380	—	2,3	3,6	3,0
И-949	320	Амфибол-ортоклаз-кварцевые роговики	1,3	1,4	1,4
И-950	260	То же	0,9	1,4	1,2
И-951	200	—	0,9	2,0	1,5
И-953	100	—	0,2	0,5	0,4
И-954	30	—	0,9	1,2	1,1
Гранитоиды Ингаглинского массива					1,6
И-878а	5	Ортоклаз-кварцевые роговики	4,0	4,0	4,0
И-878	15	То же	3,0	3,0	3,0
И-879	40	—	3,4	6,0	4,7

№ образца	Расстояние от контакта, м	Порода	Золото, $\mu \cdot 10^{-7}$ вес. %		
			параллельные определения		среднее
И-880	70	Ортоклаз-кварцевые роговики	20,0	40,0	30,0
И-881	100	То же	30,0	45,0	37,5
И-877	450	Биотит-ортоклаз-кварцевые роговики	6,0	6,0	6,0
И-875	800	То же	3,5	5,6	4,1
И-861	1000	— " —	4,2	5,0	4,6
И-862	1100	— " —	32,0	65,0	48,5
И-863	1200	Ороговикованные алевролиты	1,9	2,7	2,3
И-864	1300	Ороговикованные песчаники	0,3	0,4	0,4
И-873	1350	То же	1,0	2,3	1,7
И-865	1400	— " —	0,4	0,9	0,7
И-866	1500	— " —	3,7		3,7
И-867	1750	— " —	0,8	2,2	1,5
И-872	1850	Ороговикованные алевро-аргиллиты	1,0	3,0	2,0
И-868	2300	Ороговикованные песчаники	4,0	4,5	4,2
И-871	2700	Слабо ороговикованные песчаники	0,8	1,7	1,0

### Стойбинский массив

Интрузив расположен в среднем течении р. Селемджи. Породы его принимают участие в сложении северной окраины Зее-Буреинского срединного массива и представлены (рис. 7), во-первых, биотитовыми, биотит-роговообманковыми порфиroidными гранитами и гранодиоритами и, во-вторых, лейкократовыми порфиroidными гранитами. Отмеченные разновидности, вероятно, соответствуют фазам формирования массива.

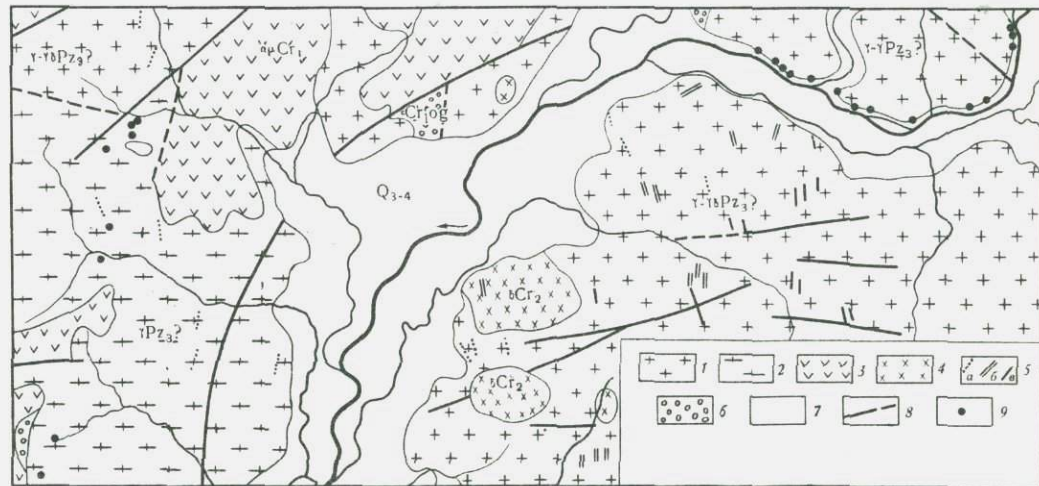


Рис. 7. Схематическая геологическая карта западной части Стойбинского массива

1 – биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты; 2 – лейкократовые граниты; 3 – андезиты, андезитовые порфиры, их туфы и лавобрекчии; 4 – диориты и кварцевые диориты; 5 – дайки анлитовидных гранитов (а), гранит- и гранодиорит-порфиров (б), диоритовых порфиров (в); 6 – конгломераты, гравелиты и песчаники огоджинской свиты; 7 – четвертичные осадки; 8 – тектонические нарушения; 9 – точки наблюдения

М.Г. Золотовым и С.М. Брагинским на сопредельных территориях установлено, что аналогичные гранитоиды прорывают фаунистически охарактеризованные среднедевонские отложения. В бассейне рч. Огоджи они перекрываются нижнемеловыми континентальными отложениями огоджинской свиты. Результаты определения абсолютного возраста гранитоидов калий-аргоновым методом, по данным Ю.И. Щербины (лаборатория ДВГУ), составляют 190–215 млн. лет, по данным Д.А. Кирилова (лаборатория ВСЕГЕИ), – 190–210 млн. лет. Породы массива изменены значительно слабее ингаглинских гранитоидов.

Биотитовые, биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты, среди которых встречаются шлировые обособления диоритов и кварцевых диоритов, слагают большую часть массива. Широко распространены мусковитизированные разности, образующие участки неправильной формы размером до 5 км в поперечнике. К ним нередко приурочены тела полидифференцированных пегматитов, а также дайки анлитов. Граниты представлены светло-серыми, иногда с розоватым оттенком породами массивной текстуры, крупно-, средне- или мелкозернистого сложения. Состоят из плагиоклаза (20–35%), калиевого полевого шпата (25–40%), кварца (20–40%), биотита (3–15%), роговой обманки (до 10%). Плагиоклаз определен как олигоклаз № 20–30, калиевый полевой шпат – как микроклин. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, ортитом, гранатом, рудным. В протолочках Ю.И. Щербины установлены циркон, анатаз) шпинель, рутил, турмалин, гранат, ксенотим, флюорит, пирит, арсенопирит, касситерит, шеелит, молибденит, ильменит, гематит, фергусонит, магнетит, базовисмутит. Из вторичных минералов присутствуют серицит, мусковит, хлорит, кварц, энцит. В гранодиоритах увеличивается количество плагиоклаза и темноцветных, уменьшается – калиевого полевого шпата.

Лейкократовые граниты известны в западной части массива. Это светло-розовые, иногда с кирпично-красным оттенком породы массивной текстуры крупно- и среднезернистого сложения. Состоят из калиевого полевого шпата (35–50%), плагиоклаза (20–30%), кварца (25–35%), биотита (до 5%). Плагиоклаз определен как олигоклаз № 20–30. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, монацитом, рудным. Вторичные минералы аналогичны таковым в биотитовых гранитах.

По химическому составу гранитоиды относятся к классу пересыщенных кремнеземом, группе богатых щелочами пород (табл. 30). Общая железистость их изменяется от 59 до 80%, отношение натрия к сумме щелочей от 45 до 75%. При этом лейкократовые граниты значительно более калиевые, чем роговообманково-биотитовые. По ряду петрохимических характеристик бурейские гранитоиды приближаются к ингаглинским.

Количество золота в гранитоидах Стойбинского массива приведено в табл. 33; оно близко к таковым Ингаглинского массива и распределение его подчиняется нормальному закону. Содержание золота в гранитоидах массива равно  $1,7 \cdot 10^{-7}$  вес. %, что в два с половиной раза ниже кларка его в кислых породах ( $4,5 \cdot 10^{-7}$  вес. %). В биотитовых гранитах концентрация золота изменяется от  $0,8 \cdot 10^{-7}$  до  $3,9 \cdot 10^{-7}$  вес. % и в среднем составляет  $1,8 \cdot 10^{-7}$  вес. %, в лейкократовых гранитах от  $0,8 \cdot 10^{-7}$  до  $2,2 \cdot 10^{-7}$  вес. %, в среднем —  $1,4 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Дисперсии содержаний, средние квадратические отклонения и коэффициенты вариации соответственно равны 0,96, 0,98 и 53,1% для биотитовых и 0,30, 0,54 и 39,2% для лейкократовых гранитов. Сопоставление приведенных математических параметров указывает на уменьшение содержаний золота от гранитоидов нормального ряда к калиевым, а также на более равномерное распределение его в последних.

Т а б л и ц а 33

Содержание золота в гранитах Стойбинского массива

№ образца	З о л о т о , $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		
	параллельные определения		среднее
И-1157	1,6	2,8	2,2
И-1158	0,9	1,1	1,0
И-1161	2,0	2,8	2,4
И-1163	2,3	3,3	2,8
И-1164	3,2	4,5	3,9
И-1165	1,1	2,4	1,8
И-1166	0,9	1,3	1,1
И-1167	0,8	0,8	0,8
И-1171	1,1		1,1
И-1172	1,6	3,9	2,8
И-1175	1,0	1,1	1,1
И-1176	0,9	1,2	1,1
С р е д н е е по биотитовым гранитам			1,8
И-1150	0,8	1,1	1,0
И-1150-1	0,9	1,3	1,1
И-1151	1,3	1,9	1,6
И-1153	1,1	2,9	2,0
И-1154	1,4	2,9	2,2
И-1155	0,7	0,8	0,8
И-1156	0,9	1,0	1,0
С р е д н е е по лейкократовым гранитам			1,4
С р е д н е е по массиву			1,7

## Карауракский массив

Карауракский массив, площадью около  $20 \text{ км}^2$ , расположен в верхнем течении р. Селемджи. В плане имеет округлую форму со слабо извилистыми контурами (рис. 8). В эндоконтакте массива (десятки метров) развиты фельзит-порфиры и кварцевые порфиры. С удалением от контакта постепенно увеличивается степень раскристаллизации основной массы, и породы превращаются в микрограниты или микрогранит-порфиры. В центральной части массива появляются небольшие участки мелкозернистых гранодиоритов и кварцевых диоритов. Абсолютный возраст пород, определенный в лаборатории ПГУ калий-аргоновым методом, равен 105 млн. лет.

Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры – плотные светло-серые породы, нередко с зеленоватым или желтоватым оттенком массивной текстуры. Количество порфировых выделений обычно составляет 3–8, иногда 15%; размер их редко превышает 2–3 мм. В фельзит-порфирах вкрапленники представлены плагиоклазом, в кварцевых порфирах – кварцем и плагиоклазом. Плагиоклаз вкрапленников имеет призматический облик. Обычно серицитизирован. Кварц образует зерна округлой формы. Структура основной массы фельзитовая, иногда микрогранитовая. В отдельных случаях с приближением к контакту наблюдается постепенный переход к сферолитовой структуре, обусловленной присутствием мелких (0,2–0,3 мм) сферолитоподобных образований, сложенных микролейстами плагиоклаза и ксеноморфными зернами кварца.

Микрогранит-порфиры – породы светло-серого цвета массивной текстуры с порфировыми выделениями плагиоклаза, кварца, иногда калишпата и биотита. Количество вкрапленников не превышает 15%. Размер их колеблется от 0,5 до 3 мм. Плагиоклаз вкрапленников образует призматические и таблитчатые кристаллы с простыми или полисинтетическими двойниками. Определен как андезин № 35–40. Кварц присутствует в виде округлых зерен с оплавленными краями. Калиевый полевой шпат образует изометричные зерна; довольно редок. Биотит представлен удлиненными листочками; заметно хлоритизирован.

Основная масса состоит из калиевого полевого шпата (30–40%), плагиоклаза (25–30%), кварца (25–30%), биотита (до 5%). Калишпат присутствует в виде изометричных и неправильной формы зерен размером до 0,3 мм. Плагиоклаз образует мелкие (до 0,3 мм) призматические кристаллики, всегда идиоморфные по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. Определен как олигоклаз. Кварц представлен ксеноморфными выделениями, реже изометричными зернами, не превышающими 0,2 мм. Биотит присутствует в виде мелких чешуек. Иногда в небольших количествах наблюдается турмалин, образующий мелкие призмочки, нередко корродированные.

По химическому составу микрограниты относятся к классу пересыщенных кремнеземом, группам умеренно богатых или богатых щелочами пород (табл. 34). Общая железистость их колеблется от 60 до 85%, отношение натрия к сумме щелочей от 50 до 60%. Среди верхнемезозойских гранитоидов района по составу являются наиболее калиевыми.

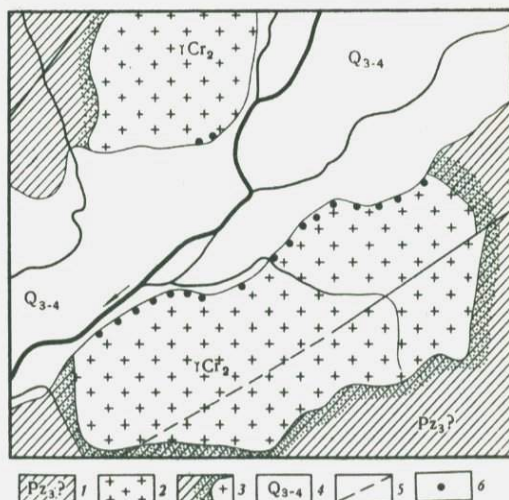
Количества золота, а также ртути в микрогранитах Карауракского массива приведены в табл. 35. Распределение золота подчиняется нормальному закону. Содержание его в микрогранитах изменяется от 0,8 до  $4,5 \cdot 10^{-7}$  вес. % и в среднем составляет  $2,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Это в два с лишним раза ниже кларка золота в кислых породах ( $4,5 \cdot 10^{-7}$  вес. %). Дисперсия содержаний равна 1,0, среднее квадратическое отклонение 1,0, коэффициент вариации 49,9%. Распределение ртути также контролируется нормальным законом. Среднее содержание ртути в микрогранитах составляет  $1,2 \cdot 10^{-6}$  вес. %, что значительно меньше кларка ртути в кислых породах ( $8 \cdot 10^{-6}$  вес. %). Дисперсия содержаний 0,2, среднее квадратическое отклонение 0,4, коэффициент вариации 33,3%. Корреляционной зависимости между золотом и ртутью практически не существует: коэффициент корреляции равен 0,18.

### Массив Брюс

Массив Брюс, площадью около  $35 \text{ км}^2$ , расположен в верхнем течении р. Селемджи. Сложен среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами (рис. 6), которые связаны между собой постепенными взаимопереходами. Формирование массива протекало в малоглубинных условиях. Судя по ореолу ороговикованных пород, он погружается к юго-востоку. Абсолютный возраст, определенный калий-

Рис. 8. Схематическая геологическая карта Карауракского массива

1 – верхнепалеозойские (?) осадочные породы удской серии; 2 – микрограниты, микрогранит-порфиры и кварцевые порфиры; 3 – контактово-метаморфизованные породы; 4 – четвертичные осадки; 5 – тектонические нарушения; 6 – точки наблюдения



аргоновым методом в лаборатории ДВГУ, составляет 98 млн. лет (по В.Б. Григорьеву), в лаборатории ПГУ – 103 млн. лет.

Граниты – массивные среднезернистые породы светло-серого цвета гипидиоморфнозернистой структуры с весьма редкими порфиrowыми включениями полевых шпатов. Сложены (табл. 36) плагиоклазом (30–45%) калиевым полевым шпатом (20–30%), кварцем (20–30%), биотитом (5–12%) и роговой обманкой (5–10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ортитом, анатазом, рутилом и рудным. Из вторичных минералов в небольших количествах присутствуют серицит, хлорит, биотит, актинолит. Иногда наблюдаются прожилки кварц-турмалинового состава. В гранодиоритах повышается количество плагиоклаза, уменьшается – калиевого полевого шпата. Количество темноцветных примерно остается постоянным.

Таблица 34

Химические составы гранитоидов верхнемезозойского комплекса

Компоненты	Карауракский массив			Массив Брюс	
	фельзит-порфиры	микрограниты		гранодиориты	
		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	71,20	70,56	71,64	63,64	64,10
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,23	0,18	0,47	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,09	14,31	13,78	16,01	15,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	1,38	1,05	0,74	0,60
FeO	0,86	2,41	1,90	3,56	4,18
MnO	0,03	0,06	0,06	0,06	0,09
MgO	0,36	0,40	0,61	3,27	3,10
CaO	3,30	0,83	1,11	4,56	3,62
Na <sub>2</sub> O	3,79	4,21	4,21	2,59	2,82
K <sub>2</sub> O	4,21	4,80	4,60	2,58	3,22
SO <sub>3</sub>				–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,11	0,12
CO <sub>2</sub>				1,40	–
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,53	0,66	0,20	0,46	1,34
H <sub>2</sub> O <sup>–</sup>	0,33	0,07	0,18	0,20	0,42
П.п.п.	2,71	–	–	0,44	0,10
Сумма	100,69	99,92	99,52	100,09	100,00

Анализы: 1 – краевая часть Карауракского массива, обр. 858 (по Г.В. Беляевой); 2 – левый борт р. Селемджи, обр. И-1025; 3 – правый борт р. Селемджи, обр. И-1182; 4 – бассейн рч. Брюс, обр. 227 (по С.С. Дарбиняну); 5 – бассейн рч. Брюс, обр. 2330 (по Г.И. Неронскому).

## Содержание золота в микрогранитах Карауракского массива

№ образца	Золото, $\mu \cdot 10^{-7}$			Ртуть, $\mu \cdot 10^{-7}$ вес. %
	параллельные определения		среднее	
И-1013	2,0	3,0	2,5	1,0
И-1014	2,0	4,0	3,0	1,0
И-1015	3,0	4,0	3,5	1,5
И-1016	4,0	5,0	4,5	1,2
И-1017	0,8*	2,0	1,4	1,5
И-1019	2,0	2,0	2,0	2,0
И-1020	2,0	2,0	2,0	1,0
И-1021	1,0	2,0	1,5	1,8
И-1022	0,8*	0,8*	0,8	1,0
И-1023	0,8*	0,8*	0,8	0,8
И-1024	2,0	2,0	2,0	1,2
И-1025	1,4	2,0	1,7	2,0
И-1026	1,0	2,0	1,5	1,5
И-1027	1,0	2,0	1,5	1,0
И-1028	0,8*	0,8*	0,8	1,0
И-1029	2,3	3,0	2,6	1,5
И-1182	2,4	3,3	2,8	1,5
И-1184	1,1	1,3	1,2	1,0
Среднее по массиву			2,0	1,2

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна (2–4, иногда 6–8  $\mu\text{м}$ ), нередко зональные кристаллы, состоящие из 2–3 зон. При этом более основными являются центральные части кристаллов. В таблитчатых зернах определен как андезин-лабрадор (№ 45–55). Значительно серицитизирован, участками сосюритизирован. Кварц присутствует в виде округлых зерен (1–3  $\mu\text{м}$ ) или ксеноморфных выделений между кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов. Калиевый полевой шпат занимает подчиненное положение, заполняя свободные промежутки между

\*Результаты < 1, условно приняты авторами за 0,8.

плаггиоклазом, темноцветными и кварцем; однако нередко наравне с плаггиоклазом представлен таблитчатыми зернами. Биотит образует удлиненные и изометричные кристаллы (0,5–2,0 мм). Частично хлоритизирован. Роговая обманка присутствует в виде призматических кристаллов (0,5–2,0 мм), идиоморфных по отношению к биотиту. Замещается вторичным биотитом и хлоритом. Темноцветные минералы нередко образуют округлые скопления размером 4–6 мм.

По химическому составу гранитоиды относятся к классу пересыщенных кремнеземом, группе бедных щелочами пород (табл. 34). Общая железистость их колеблется от 40 до 50%, что значительно ниже, чем в микрогранитах Караураковского массива. Отношение натрия к сумме щелочей изменяется от 55 до 70%.

Т а б л и ц а 36

Минеральный состав гранитов и гранодиоритов  
массива Брюс

№ образца	Порода	Минералы, %				
		кварц	плаггио- клавз	калиевый полево шпат	био- тит	амфи- бол
И-1042	Граниты	25	31	27	9	8
И-1039	То же	23	32	25	10	10
И-1045	— " —	22	38	29	5	6
И-1040	— " —	28	32	21	10	9
И-1038	— " —	22	36	23	11	8
Средний состав		24	34	25	9	8
И-1041	Гранодиориты	19	42	23	8	8
И-1044	То же	24	40	20	7	9
Средний состав		21	41	21	8	9

Количества золота в гранитоидах массива Брюс приведены в табл.37. Распределение его подчиняется нормальному закону. Дисперсия содержания равна 3,4, среднее квадратическое отклонение 1,9, коэффициент вариации 46,5%. Среднее содержание золота в гранодиоритах составляет  $4,2 \cdot 10^{-7}$ , в гранитах  $3,6 \cdot 10^{-7}$ , а в целом по массиву  $3,9 \cdot 10^{-7}$  вес.%. Это несколько ниже кларка золота в кислых породах ( $4,5 \cdot 10^{-7}$  вес. %). Распределение ртути в породах массива также контролируется нормальным законом. В гранитах содержится  $1,1 \cdot 10^{-6}$ , гранодиоритах  $1,6 \cdot 10^{-6}$ , в целом по массиву  $1,4 \cdot 10^{-6}$  вес. % ртути. Это много меньше кларка ртути в породах кислого состава ( $8 \cdot 10^{-6}$  вес. %). Дисперсия содержаний равна 0,5, среднее квадратическое отклонение 0,7, коэффициент вариации 50,7%. Коэффициент корреляции между золотом и ртутью равен 0,10. Это указывает на отсутствие каких-либо корреляционных зависимостей между элементами в гранитоидах массива.

Т а б л и ц а 37

Содержание золота в гранитоидах массива Брюс

№ образца	Порода	З о л о т о, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %			Ртуть, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %
		параллельные определения		среднее	
И-1037	Гранодиориты	5,0	10,0	7,5	1,0
И-1041	—"	4,0	7,0	5,5	0,8
И-1044	—"	4,0	4,0	4,0	1,5
И-1145	—"	2,8	3,2	3,0	1,0
И-1046	—"	0,8	2,0	1,4	1,0
С р е д н е е по гранодиоритам				4,3	1,1
И-1038	Граниты	0,8	3,0	1,9	0,8
И-1039	—"	4,0	4,0	4,0	1,0
И-1040	—"	2,0	4,0	3,0	1,0
И-1042	—"	6,0	7,0	6,5	1,5
И-1045	—"	2,0	3,0	2,5	3,0
И-1146	—"	2,8		2,8	1,5
Ф-24	—"	3,0	6,0	4,5	2,0
С р е д н е е по гранитам				3,6	1,6
С р е д н е е по массиву				3,9	1,4

Сравнение концентраций золота в породах массивов Брюс и Карауракского показывает, что они несколько различны и соответственно равны  $3,9 \cdot 10^{-7}$  и  $2,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Математические параметры также различаются между собой: дисперсии содержаний 3,4 и 1,0, средние квадратические отклонения 1,9 и 1,0. Ближе друг к другу стоят коэффициенты вариации — 46,5 и 49,9%. Приведенные параметры свидетельствуют о более равномерном распределении золота в породах Карауракского массива. Выявленные различия, вероятно, обусловлены петрохимическими особенностями гранитоидов. Действительно, микрограниты Карауракского массива значительно беднее темновесными минералами (не более 3%), чем гранитоиды массива Брюс (10–20%), плагиоклаз микрогранитов (олигоклаз) значительно кислее такового гранодиоритов (андезит-лабрадор), общая железистость микрогранитов (60–80%) значительно выше, чем в породах массива Брюс (40–50%). Весьма важной особенностью пород Карауракского массива следует считать приближение их по составу к гранитоидам калиевого ряда. Совокупность петрохимических особенностей пород, составляющих массивы, помимо прочих факторов, вероятно, и определяет различия в концентрациях золота, а также в его распределении в пределах массивов.

Аналогичное сопоставление математических параметров распределения ртути в породах массивов показывает, что оно в обоих случаях идентично. Количество ртути в гранитоидах массива Брюс и Карауракского соответственно равны  $1,4 \cdot 10^{-6}$  и  $1,2 \cdot 10^{-6}$  вес. %, дисперсии содержаний 0,5 и 0,2, средние квадратические отклонения 0,7 и 0,4, коэффициенты вариации 50,7 и 33,3%. Коэффициенты корреляции между ртутью и золотом в массивах также близки 0,10 и 0,18. Все это указывает на сходство в поведении ртути при формировании обоих массивов.

## Малые интрузии

Малые интрузии, представленные штоками, дайками и дайкообразными телами кислого, среднего и основного состава, группируются в полосу концентрации субширотного простирания, пересекающую Селемджинский район с востока на запад, В пределах полосы дайки и дайкообразные тела, а также цепочки штоков ориентированы преимущественно в субмеридиональном направлении. В общих чертах полоса концентрации малых интрузий совпадает с золотоносной полосой. По возрастному положению, а также петрохимическим признакам малые интрузии подразделяются на три группы: 1) кварцевые порфиры, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры; 2) диоритовые и диабазовые порфириты; 3) кварцевые диориты, сиенит-диориты, диориты, габбро-диориты.

Малые интрузии, образовавшиеся за счет глубинных магматических источников и независимые в генетическом отношении от других магматических образований, Ф.К. Шипулин (1965) предложил называть самостоятельными малыми интрузиями. Такие интрузии появляются на определенных этапах развития тектоно-магматических циклов и сопровождаются специфической рудной минерализацией. Самостоятельные малые интрузии Ф.К. Шипулин подразделил на четыре формации: 1) альбитофиоров – диабазов конца ранних этапов развития подвижных зон; 2) диоритов – гранодиорит-порфиров поздних этапов развития подвижных зон; 3) порфиритов – порфиров конечных этапов развития подвижных зон (областей с завершенной складчатостью); 4) субщелочных и щелочных преимущественно основных пород платформенных областей.

Характерные особенности выделенной Ф.К. Шипулиным формации диоритов – гранодиорит-порфиров: 1) преимущественно послеплатолитовый возраст малых интрузий, близкий к внедрению батолитовых интрузий; 2) гибридный состав малых интрузий, колеблющийся от диоритов до гранит-порфиров; 3) часто штокообразная форма интрузий; 4) ассоциация с золото-сульфидным оруденением, содержащим мышьяк, иногда вольфрам, молибден, бор, фтор и другие элементы кислых магм. Многие из этих черт присущи комплексу малых интрузий Селемджинского района, что позволяет отнести их, по классификации Ф.К. Шипулина, к формации диоритов – гранодиорит-порфиров поздних этапов развития подвижных зон.

Кварцевые порфиры, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры в пределах субширотной полосы концентрации малых интрузий образуют отдельные скопления даек, а также цепочки штоков близмеридионального или северо-восточного простирания. Протяженность даек колеблется от 60 до 1500 м, мощность – от первых десятков сантиметров до 50 м. Штоки в поперечнике могут достигать 200 м. Контакты их с вмещающими породами четкие, преимущественно крутопадающие. Возрастное положение малых интрузий кислого состава в верхнемезозойском магматическом комплексе не совсем ясно. Вероятно, они являются самыми ранними образованиями среди малых интрузий района.

Гранит-, гранодиорит- и плагиогранит-порфиры – плотные светло-серые породы порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза (50–70%), кварца (25–35%) и биотита (до 10%) размером 1–3 мм. Количество вкрапленников обычно колеблется в пределах 10–30%, однако может достигать 60%. Плагиоклаз представлен зональными или сдвойникованными таблитчатыми зернами. Интенсивно серицитизирован, альбитизирован и карбонатизирован. Кварц присутствует в виде округлых, реже неправильной формы зерен, корродируемых материалом основной массы. Вокруг зерен кварца нередко возникают каемки из агрегата мелкочешуйчатого биотита и кварца. Биотит образует чешуйки зеленовато-бурого цвета. Обычно замещается хлоритом, рудным минералом, реже муско-

витом и карбонатом. При этом вдоль трещинок спайности зачастую отлагается кварц. Основная масса микрогранитовой или анлитовой структуры. Сложена округлыми или таблитчатыми зернами калиевого полевого шпата (20–60%), призматическими кристаллами плагиоклаза (20–60%), ксеноморфными, реже изометричными зернами кварца (до 25%) и мелко-чешуйчатым биотитом (до 15%). Величина зерен основной массы составляет 0,05–1,0 мм. Кварцевые порфиры аналогичны таковым Караураковского массива. Породы почти повсеместно изменены метасоматическими процессами, которые вызывают преимущественно серицитизацию (мусковитизацию) вкрапленников плагиоклаза, а также основной массы.

Диоритовые и диабазовые порфириты распространены значительно шире, чем малые интрузии кислого состава. Слагают дайки различной мощности (до 400 м) и протяженности (до 3 км). Простираение даек северо-восточное или субмеридиональное, значительно реже северо-западное. Падение крутое на запад или восток под углами 70–90°. Дайки обычно образуют скопления по 10–12 штук с интервалами между отдельными дайками от первых десятков сантиметров до 50 м. Ширина дайковых скоплений обычно не превышает 500 м. Дайки порфиритов прорывают золото-кварцевые жилы, метаморфизуют их и содержат в себе ксенолиты кварца. Наблюдаемые взаимоотношения подтверждаются определениями абсолютного возраста, выполненными калий-аргоновым методом в лаборатории ПГУ: возраст жил равен 115–130 млн. лет (5 определений по околорудным породам), порфиритов – 100 и 108 млн. лет.

Диоритовые порфириты – массивные плотные породы зеленовато-серого, серого или темно-серого цвета порфировой структуры. Количество вкрапленников может достигать 50%. Представлены средним или основным плагиоклазом (50–70%), роговой обманкой (20–40%), иногда пироксеном (до 5%) и кварцем (до 5%). Размер вкрапленников колеблется от 0,5 до 5 мм. Основная масса состоит из микролитов (0,05–0,3 мм) среднего или основного плагиоклаза с подчиненным количеством кристалликов роговой обманки, ксеноморфных зерен кварца и калиевого полевого шпата. Структура основной массы афанитовая, гиалопилитовая или интерсерральная.

Диабазовые порфириты – массивные плотные породы порфировой структуры серого или темно-серого цвета, нередко с зеленоватым оттенком. Отчетливо заметны порфировые выделения минералов, достигающие 0,5–2,0 мм в поперечнике. Количество вкрапленников колеблется в широких пределах (до 40%) и обычно составляет 15–30%. Вкрапленники представлены пироксеном, реже плагиоклазом и роговой обманкой. Основная масса породы состоит из микролитов (0,05–0,2 мм), плагиоклаза (№ 45–60, иногда 35–40) с подчиненным количеством кристалликов пироксена и амфибола, ксеноморфных зерен кварца и калиевого полевого шпата; местами наблюдаются сферолитовые выделения последних, а также в небольших количествах присутствует слабо раскристаллизованное

стекло. Структура основной массы офитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая или интерсертальная.

В районе Токурского рудного поля дайки диоритовых и диабазовых порфиритов подверглись интенсивному метасоматическому изменению — пропилитизации хлорит-кальцитовой ступени. Макроскопически пропилитизация выражается в заметном осветлении пород, приобретающих светло-серую, серую или буровато-серую окраску, зачастую с отчетливым зеленоватым оттенком. Замещению новообразованными минералами в основном подверглись порфиновые выделения, в то время как основная масса породы изменена значительно слабее. Однако нередко наблюдается почти полное (на 50–60%) замещение первичных минералов породы агрегатом тонкозернистого карбоната с небольшим количеством хлорита, кварца и рудных минералов. Вкрапленники обычно нацело замещаются карбонатом, реже карбонатом и хлоритом, а иногда агрегатом зерен карбоната, кварца, хлорита, серицита и рудного.

Преобразования, происходящие при пропилитизации порфиритов, отражены с помощью химических анализов (табл. 38), пересчитанных по "атомно-объемному" методу (Рудник, 1962). Расчет привноса-выноса элементов приведен в табл. 39. Динамика процесса показана на диаграмме поведения элементов (рис. 9). При пропилитизации диабазовых и диоритовых порфиритов отчетливо проявлен вынос кремния, алюминия, натрия и воды, привнос углерода и кислорода, что связано с разрушением силикатов, прежде всего вкрапленников плагиоклаза и пироксена, и замещением их карбонатами кальция и магния. В большинстве случаев заметного привноса кальция и магния, вероятно, не происходило; оба элемента заимствовались при разрушении плагиоклазов и пироксенов. Трехвалентное железо восстанавливалось до двухвалентного с образованием пирита. При этом возможен привнос небольших количеств железа, а также серы.

Пропилитизация порфиритов сопровождается развитием жил и прожилков карбонатного состава с небольшим количеством кварца и пирита. Термометрические исследования газово-жидких включений в кварце из карбонатных прожилков позволили установить температуру процесса. Она составляет 140–100° С. Таким образом, пропилитизация порфиритов вызвана низкотемпературными гидротермами ярко выраженного углекислого состава.

Кварцевые диориты, сиенит-диориты, диориты и габбро-диориты слагают небольшие штоки, значительно реже дайкообразные тела. Штоки представляют собой столбообразные интрузии, имеющие, вероятно, округлую, овальную, иногда удлиненную в плане форму с площадью поперечного сечения до 1,5 км<sup>2</sup>, наклоненные чаще всего к юго-западу под углами 60–70°. Они образуют ясно выраженные самостоятельные цепочки субмеридионального направления. Рядом исследователей отмечены срав-

нительно закономерные изменения петрографического состава пород наиболее крупных тел от контактов к центру. Эндоконтактовая часть таких штоков чаще всего представлена диоритами, кварцевыми диоритами, иногда кварцевыми габбро-диоритами, которые к центру сменяются сиенит-диоритами и даже гранодиоритами. Мелкие штоки в большинстве случаев сложены сиенит-диоритами. Известны сравнительно однородные по составу штоки габбро-диоритов, расположенные преимущественно в южной части района. Штоки диоритового состава, как и дайки порфириров, прорывают золото-кварцевые жилы, метаморфизуют их и содержат в себе ксенолиты кварца. Определения абсолютного возраста штоков, проведенные в ПГУ калий-аргоновым методом, показали 88 и 96 млн. лет.

Т а б л и ц а 38

Химический состав пропилитизированных порфириров

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52,99	46,46	51,10	53,38	48,28	49,12	44,36	43,18
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,61	0,78	0,80	0,76	0,78	0,74	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	13,53	14,04	16,96	13,98	15,37	14,57	11,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	1,70	1,27	1,17	2,05	0,46	2,12	1,33
FeO	5,12	6,38	4,66	3,97	5,36	6,84	6,20	6,84
MnO	0,12	0,27	0,09	0,11	0,16	0,10	0,14	0,16
MgO	6,77	8,20	7,69	2,88	6,71	3,90	5,58	7,86
CaO	5,88	7,28	5,49	4,82	7,84	5,22	7,84	7,79
Na <sub>2</sub> O	3,22	2,43	2,40	2,98	2,08	2,75	2,12	2,25
K <sub>2</sub> O	1,66	1,69	1,60	2,66	1,54	2,69	2,03	1,45
SO <sub>3</sub>	0,05							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18				0,25		0,27	
CO <sub>2</sub>	1,95	7,46	7,70	8,30	8,34	9,00	12,20	14,74
S	0,50							
H <sub>2</sub> O	0,13							
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,27	1,50	0,96	0,82	1,62	1,66	0,93	0,77
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,67	0,26	0,73	0,99	0,39	0,95	0,49	0,65
П.п.п.	0,90	—	1,93	0,55	—	0,59	0,79	0,11
Сумма	100,67	100,77	100,44	100,39	99,36	99,43	100,38	99,45
Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	2,71	2,75	2,75	2,74	2,74	2,75	2,76	2,77

1 — неизменный порфирит (средний состав из 9 анализов, табл. 40);  
 2 — рудник Токур, скв. 745 обр. И-526; 3 — рудник Токур, кв. 18, обр. И-634;  
 4 — рудник Токур, кв. 18, обр. И-633; 5 — рудник Токур, штр. 163 лев., обр. И-660;  
 6 — рудник Токур, кв. 90, обр. И-242; 7 — рудник Токур, штр. 163 лев., обр. И-661;  
 8 — рудник Токур, обр. И-1206.

Расчет привноса-выноса элементов при пропилитизации диоритовых и  
диабазовых порфиров

Компо- ненты	Количество ионов в 10000 $\kappa\text{X}^3$								Привнос-вынос на 10000 $\kappa\text{X}^3$			
	1	2	3	4	5	6	7	8	анализы 1 и 2		анализы 1 и 8	
									абсо- лютная разница	в % к коли- честву ионов в анализе 1	абсо- лютная разница	в % к коли- честву ио- нов в ана- лизе 1
Si	144,42	135,62	139,75	146,03	133,48	136,62	122,17	120,74	- 8,80	- 6,1	-23,68	- 16,4
Ti	1,47	1,33	1,65	1,65	1,65	1,66	1,49	1,17	- 0,14	- 9,5	- 0,30	- 20,4
Al	49,55	43,66	45,21	54,78	45,54	50,30	47,14	38,91	- 5,89	- 11,9	-10,64	- 21,5
Fe <sup>3+</sup>	4,07	3,65	2,47	2,31	4,12	1,00	4,32	2,84	- 0,42	- 10,3	- 1,23	- 30,2
Fe <sup>2+</sup>	11,41	14,61	10,56	9,08	12,37	15,94	14,27	16,03	+ 3,20	+ 28,0	+ 4,62	+ 40,5
Mn	0,16	0,66	0,16	0,16	0,33	0,17	0,33	0,33	+ 0,50	+312,5	+ 0,17	+106,2
Mg	28,04	33,53	31,35	11,72	27,55	16,10	22,90	32,73	+ 5,49	+ 19,6	+ 4,69	+ 16,7
Ca	17,28	21,41	16,00	14,19	23,26	15,60	23,07	23,38	+ 4,13	+ 23,9	+ 6,10	+ 35,3
Na	15,65	12,95	12,87	15,68	11,22	14,77	11,28	12,02	- 2,70	- 17,2	- 3,63	- 23,2
K	5,54	5,98	5,61	9,41	5,44	9,63	6,97	5,17	+ 0,44	+ 7,9	- 0,37	- 6,7
S	0,16											
P	0,33				0,49		0,50					
C	7,50	27,89	28,71	31,02	31,51	34,20	45,82	56,27	+20,39	+271,8	+48,77	+650,2
H	34,23	27,39	17,65	14,85	29,70	30,21	17,26	14,19	- 6,84	- 19,9	-20,04	- 58,5
O	473,03	494,01	487,88	498,15	495,63	497,00	495,59	507,16	+20,98	+ 4,4	+34,13	+ 7,2
$\Sigma^+$									+55,13	+ 7,0	+98,48	+ 12,4
$\Sigma^-$									-24,79	- 3,1	-59,89	- 7,6
$\Sigma$	792,85	822,79	799,87	809,03	822,29	823,20	813,11	830,94	+30,34	+ 3,9	+38,59	+ 4,8

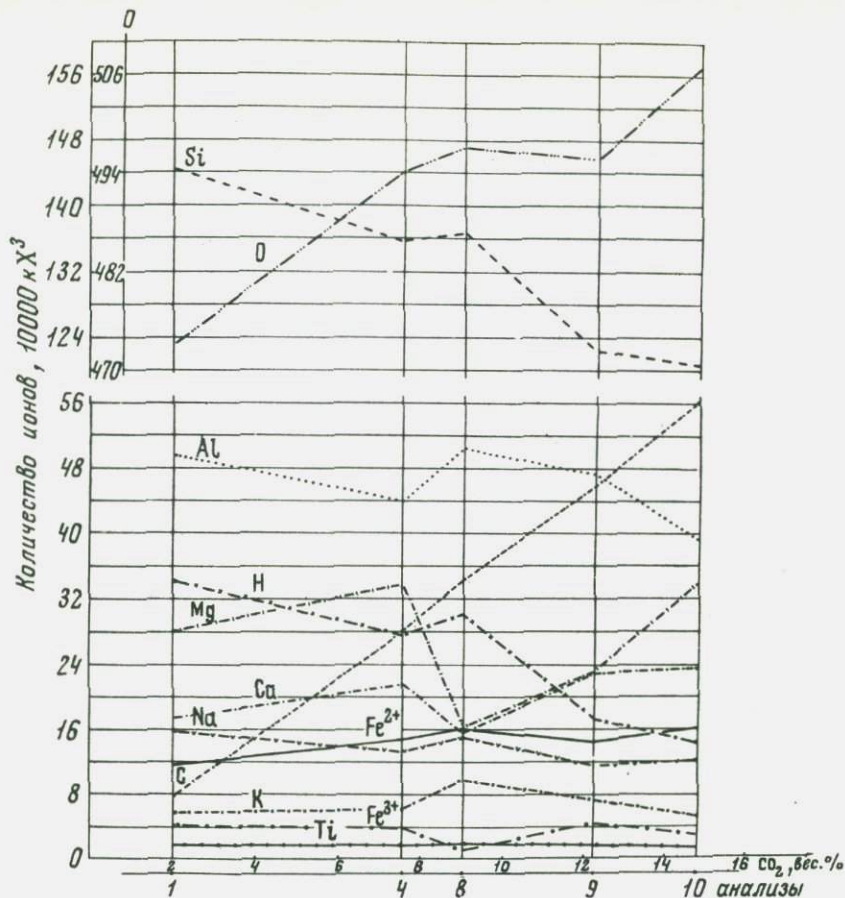


Рис. 9. Диаграмма поведения элементов при пропилитизации даек порфиритов

Кварцевые диориты, сиенит-диориты и диориты – массивные мелко-зернистые породы светло-серого, серого, реже темно-серого цвета. Местами они приобретают порфировую структуру (вкрапленники амфибола). Состоят из плагиоклаза (50–70%), калиевого полевого шпата (до 20%), кварца (до 10%), амфибола (до 15%), пироксена (до 10%), биотита (5–15%), сфена, циркона, апатита и рудных минералов. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, карбонатом, иногда пренитом.

Плагиоклаз присутствует в виде призматических кристаллов. Он обнаруживает резкие колебания состава от андезина (№ 20) до лабрадора (№ 55). Иногда встречается зональный плагиоклаз с большей основностью внутренних зон по сравнению с внешними. Большинство плагиоклазов sdвойниковано. Калиевый полевой шпат представлен кристаллами

## Химические анализы малых интрузий

Таблица 40

Компоненты	Кислый состав						Средний и основной состав										Средний состав														
	гранит-порфиры			плаггиогранит-порфиры			порфиры										кварцевые диориты			сиенит-диориты		диориты									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	средний состав	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	67,84	71,35	68,85	69,72	69,65	69,47	52,12	49,04	52,05	54,62	57,99	56,22	51,79	51,26	51,86	52,99	54,82	58,42	54,94	53,70	58,34	59,84	52,64	54,40	54,96	55,04	55,70	55,00	51,70	55,20	50,60
TiO <sub>2</sub>	0,46	0,14	0,49	0,43	0,12	0,21	0,65	0,49	0,68	0,77	0,71	0,72	0,50	0,79	0,80	0,68	1,24	1,26	1,28	0,96	0,54	0,69	3,00	1,80	0,51	0,90	0,66	0,79	1,01	0,88	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,37	15,25	15,14	15,32	14,32	15,95	15,67	12,56	15,65	16,91	16,88	17,07	15,38	14,15	15,11	15,50	15,76	15,12	16,90	15,90	17,15	16,76	17,62	20,18	14,92	16,20	16,03	14,93	15,91	13,43	15,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,46	1,33	0,79	0,95	0,27	1,36	2,90	3,58	1,03	1,92	0,17	1,31	3,72	2,89	1,17	2,08	2,07	3,26	2,84	3,28	0,72	0,84	0,22	1,19	1,77	2,22	1,86	0,86	2,80	2,61	2,52
FeO	2,24	1,12	2,34	1,91	2,65	1,65	4,45	7,11	5,35	4,23	4,96	4,63	4,75	4,93	5,69	5,12	4,06	3,70	3,61	4,35	6,56	4,09	6,34	6,22	4,67	4,48	4,85	5,61	3,96	4,17	6,38
MnO	0,11	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,09	0,19	0,06	0,10	0,10	0,11	0,10	0,19	0,10	0,12	0,15	0,17	0,13	0,13	0,23	0,08	0,19	0,22	0,14	0,16	0,14	0,09	0,15	0,14	0,16
MgO	1,19	0,85	1,42	1,16	0,57	0,45	6,85	8,69	7,75	6,45	3,02	3,05	7,04	9,25	8,83	6,77	3,63	4,24	4,51	4,60	3,02	0,72	5,43	4,45	6,00	5,60	5,93	5,56	6,20	5,88	6,31
CaO	2,22	1,59	2,26	2,82	2,78	1,32	5,57	7,24	7,09	5,37	3,80	4,31	7,65	7,58	4,27	5,88	7,68	3,32	3,70	5,78	7,79	6,57	7,16	2,08	3,96	4,76	3,98	3,88	5,04	4,56	4,48
Na <sub>2</sub> O	3,89	3,76	3,88	3,92	4,49	4,97	2,72	2,52	1,67	3,87	4,51	5,01	1,86	2,47	4,36	3,22	1,58	3,37	3,05	2,06	2,85	5,32	3,43	3,46	3,65	4,12	4,65	4,82	4,00	6,53	5,28
K <sub>2</sub> O	4,20	3,20	3,74	2,85	2,18	2,91	1,10	1,59	1,42	1,46	2,84	2,69	1,94	0,79	1,10	1,66	1,32	1,98	2,09	2,50	2,20	2,35	0,89	0,94	2,32	2,42	2,40	2,48	2,84	2,37	2,15
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,02	—	—	—	0,15	0,10	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	0,02	0,01	—	—	—	—	—	—	2,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,10	—	—	0,07	0,13	0,17	—	0,15	0,15	0,16	—	0,17	—	—	0,18	—	—	—	—	—	0,35	0,17	0,25	—	—	—	—	—	—	0,31
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	2,03	0,61	1,84	3,30	2,90	—	—	—	—	—	—	1,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	1,01	—	—	—	2,36	1,75	0,60	1,57	1,25	0,50	0,54	0,63	0,83	—	—	0,04	—	—	0,65	—	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	1,11	1,24	1,27	1,16	4,18	—	—	—	—	—	4,40	—	—	—	—	—	—	—	0,99	—	2,91	4,68	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,80	1,65	—	—	—	—	—	1,55	3,55	—	2,53	2,09	—	—	—	2,27	3,07	3,00	3,62	3,24	—	1,82	—	—	2,63	2,48	2,83	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,25	0,09	—	—	—	—	—	0,92	—	—	0,46	0,46	—	—	—	0,67	0,51	1,00	0,68	0,20	—	0,23	—	—	0,50	0,89	0,78	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	0,03	—	—	—	—	1,58	—	—	3,35	—	—	0,14	2,12	0,90	2,58	—	0,69	3,10	—	—	—	—	3,82	0,71	—	—	—	—	—
Сумма	100,03	100,46	100,11	100,37	100,48	100,25	99,32	100,36	99,50	99,76	100,03	99,42	99,90	99,49	98,73	100,67	99,01	99,47	98,97	99,80	100,39	99,70	100,02	99,88	100,50	99,98	99,81	100,60	99,20	99,88	99,64

призматического габитуса или окаймляет кристаллы плагиоклаза. Обычно ассоциирует с кварцем. Амфибол относится к бурой роговой обманке. Его оптические свойства:  $cNg = 17-21^\circ$ ;  $2V = -(75 \div 85^\circ)$ ;  $N_g = 1,650-1,680$ ;  $N_p = 1,620-1,660$ . Пироксен представлен салитом:  $cNg = 35-45^\circ$ ;  $2V = +(35-50^\circ)$ ;  $N_g = 1,715$ ;  $N_p = 1,700$ . Вкрапленность мелких зерен рудных минералов сравнительно равномерно пропитывает породы и нередко достигает 3%. В шлихах протолочек С.Д. Шер обнаружил - ильменит, хромит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, марказит, галенит и золото; Л.В. Эйриш - пирит (99% всего шлиха), арсенопирит, гематит, шеелит, золото.

Взаимоотношения амфибола и плагиоклаза указывают на одновременное их выделение; иногда амфибол кристаллизовался позднее плагиоклаза. Промежутки между кристаллами плагиоклаза, амфибола и пироксена заполнены листочками биотита и зернами кварца, а в эндоконтактных зонах также микропегматитовыми сростками кварца и калиевого полевого шпата. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками переходящая в монцонитовую. В эндоконтактных зонах возникают сферолитовая и микропегматитовая структуры.

Габбро-диориты - породы массивной текстуры серого или темно-серого цвета мелко- или среднезернистого сложения. Состоят из плагиоклаза (50-75%), пироксена (до 25%), роговой обманки (до 20%), кварца (до 5%). Акцессорные представлены апатитом и магнетитом. Вторичными минералами являются серицит, хлорит, карбонат, биотит и амфибол. Структура породы офитовая, габбровая, призматически зернистая, иногда порфириовидная.

Плагиоклаз образует призматические кристаллы. Обычно сдвойникован по карлсбадскому или альбит-эстерельскому законам. Иногда присутствует зональный плагиоклаз с повышением основности зон к центру кристалла; определен как лабрадор (№ 45-65); серицитизирован. Пироксен представлен таблитчатыми или изометричными зернами. Преобладает ромбический (бронзит) пироксен, однако присутствует и моноклинный (диопсид). Отмечается амфиболизация и биотитизация пироксенов с выделением рудного минерала. Амфибол представлен роговой обманкой, которая образует призматические кристаллы. Замещается хлоритом и биотитом. Биотит присутствует в виде чешуек и листочков. Кварц представлен редкими ксеноморфными выделениями, заполняющими промежутки между кристаллами плагиоклаза и пироксена.

Химические анализы малых интрузий приведены в табл. 40. Интрузии кислого состава (порфиры) относятся к классу пересыщенных кремнеземом, группе умеренно богатых щелочами пород, среднего и основного состава (порфириты и интрузии диоритового ряда) - к классу слабо пересыщенных или насыщенных кремнеземом, к группе умеренно богатых или бедных щелочами пород. Характерной чертой интрузий является колебание составов пород в весьма широких пределах, что обуславливает

значительную изменчивость ряда петрохимических характеристик даже в отдельных группах малых интрузий. Так, общая железистость порфиров меняется от 50 до 80%, порфиринов — от 30 до 50%, интрузий диоритового ряда — от 35 до 55%, отношение натрия к сумме щелочей соответственно равно 55–75, 60–85 и 55–85%.

Малые интрузии, являясь близповерхностными и малоглубинными образованиями, вызывают ясно выраженный контактовый метаморфизм вмещающих пород. Прежде всего это относится к штокам диоритового состава. Вмещающие породы подвергаются ороговиканию обычно на расстояние до 50 м в зависимости от размеров штоков и литологического состава пород; однако типичные роговики развиваются лишь в пределах первых десяти метров. Это плотные породы беловато-серого, серого или темно-серого цвета, нередко с коричневатым или фиолетовым оттенком. Далее они постепенно сменяются ороговиканными породами.

В наибольшем удалении от штоков проявлена серицитизация пород. По мере приближения к штокам ороговиканные породы постепенно превращаются в кварц-серицитовые роговики с появлением прожилковых выделений биотита в ассоциации с кварцем и ортоклазом. Ближе к контакту кварц-серицитовый агрегат сменяется ортоклаз-кварцевым; сери-

#### Примечание к таблице 40.

1 — левобережье руч. Афанасьевского, обр. И-1134; 2 — истоки руч. Чуконного, обр. 2078 (по Г.И. Неронскому); 3 — верховье рч. Малый Бурагли, обр. 119 (по А.К. Егорову); 4 — истоки рч. Сергилен, обр. 3171 (по Ю.И. Шербине); 5 — правобережье руч. Иннокентьевского, обр. 3507-3 (по Л.В. Эйришу); 6 — левобережье рч. Большой Караурак, обр. 3509-7 (по Л.В. Эйришу); 7 — рудник Токур, штр. 39, обр. 1666 (по С.Д. Шеру); 8 — рудник Токур, шт. 18, обр. И-494; 9 — рудник Токур, кв. 106, обр. 454-II (по Л.В. Эйришу); 10 — левый борт р. Селемджи, выше руч. Перевоз, обр. Р-191 (по Г.И. Неронскому); 11 — рудник Токур, штр. 177ЮВ, обр. 369-5 (по Л.В. Эйришу); 12 — рудник Токур, шт. 18, обр. И-495; 13 — рудник Токур; 14 — рудник Токур, шт. 18, обр. И-484; 15 — рудник Токур, кв. 18, обр. И-632; 16 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-174; 17 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-150; 18 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-171; 19 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-239; 20 — (по А.И. Хлапонину); 21 — левобережье р. Малый Караурак у устья руч. Секур, дорожная выемка, обр. Ф-156; 22 — (по А.И. Хлапонину); 23 — (по А.И. Хлапонину); 24 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-153; 25 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-165; 26 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-162; 27 — рудник Токур, шт. 16, обр. 470 (по Л.В. Эйришу); 28 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-238-1; 29 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-238; 30 — рудник Токур, шт. 16, обр. И-238-2.

цит сохраняется лишь в виде отдельных пятен. Появляется шестоватый биотит, и, наконец, порода переходит в роговик гранобластовой структуры, состоящий из ортоклаза (до 60%), кварца (до 40%) и биотита (до 20%). Иногда вблизи контакта образуются метакристаллы плагиоклаза, причем в этих случаях резких контактов штоков с вмещающими породами не наблюдается. Местами биотит-ортоклаз-кварцевые роговики практически не развиты, и в непосредственном контакте со штоками расположены кварц-серицитовые роговики.

Количество рудных минералов в роговиках может достигать 6%. Представлены они преимущественно пирротиним, в меньших количествах — пиритом, а также арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, марказитом, магнетитом, гематитом, шеелитом и золотом.

Весьма характерно изменение состава биотита в роговиках. По данным С.Д. Шера, в экзоконтактах биотит представлен железистой разновидностью ( $Ng = 1,654$ ;  $Np = 1,605$ ). По мере удаления от штоков наряду с уменьшением количества биотита существенно убывает и содержание в нем железа. В кварц-серицитовых роговиках редкие прожилки биотита представлены магниальной разновидностью ( $Ng = 1,595$ ;  $Np = 1,554$ ).

Для характеристики явлений контактового метаморфизма в табл. 41 приведены химические анализы пород, систематически отобранных из зоны контактовых роговиков в штольне 16 рудника Токур. По результатам анализов произведен расчет привноса-выноса элементов при контактовом метаморфизме (табл. 42) с помощью "атомно-объемного" метода (Рудник, 1962). Динамика процесса показана на диаграмме поведения элементов (рис. 10).

Анализ диаграммы показывает, что при роговиковании между элементами возникают определенные корреляционные зависимости. Четкие прямые связи обнаруживают титан и трехвалентное железо, натрий и кальций, калий и магний, кислород и водород; не менее ясные обратные зависимости существуют между натрием и калием, кальцием и магнием, алюминием и кремнием. Более сложными зависимостями связаны некоторые другие элементы. Так, двухвалентное железо и магний, алюминий и натрий имеют прямую связь лишь во внешней зоне роговиков, а двухвалентное железо и кальций, алюминий и калий — во внутренней зоне.

Наиболее четко выражен привнос в зону роговиков алюминия и калия, что обуславливает образование ортоклаза и биотита; привносится также кальций и вода. Одновременно во внешней зоне роговиков происходит увеличение количества трехвалентного железа, вероятно, за счет окисления двухвалентного; при этом в роговиках появляются магнетит и гематит. Из роговиков выносятся двухвалентное железо, натрий, магний, кремний. В целом вынос элементов несколько преобладает над привносом и непосредственно на контакте с кварцевыми сиенит-диоритами достигает 2,85%.

Химический состав контактово-метаморфизованных пород  
(в вес. %).

Компоненты	И-228	И-223	И-220	И-218	И-215	И-213	Сиенит-диориты*
SiO <sub>2</sub>	63,96	61,40	62,20	61,18	59,80	61,56	55,65
TiO <sub>2</sub>	0,78	1,04	1,08	1,04	0,86	0,60	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	13,97	13,27	15,30	16,76	13,25	15,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	2,10	3,24	2,40	1,22	1,34	2,34
FeO	5,90	3,88	4,97	3,52	4,65	5,29	4,23
MnO	0,09	0,10	0,12	0,10	0,12	0,15	0,15
MgO	2,84	1,06	1,32	2,26	1,60	1,49	4,98
CaO	1,92	4,80	4,06	2,30	4,20	5,61	4,57
Na <sub>2</sub> O	4,21	4,06	3,81	2,29	2,38	3,23	3,40
K <sub>2</sub> O	2,18	2,16	2,46	4,23	4,54	2,80	2,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						0,12	
S		0,87	0,41	0,61			0,82
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,68	1,97	1,89	2,90	2,26	1,95	2,94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,13	0,04	0,45	0,17	0,33	0,73
П.п.п.	0,40	1,49	0,86	0,36	1,45	2,48	1,30
Сумма	100,21	99,03	99,73	98,94	100,01	100,20	99,89
Объемн. вес., г/см <sup>3</sup>	2,69	2,67	2,67	2,66	2,67	2,66	

\*Состав сиенит-диоритов является средним из анализов 16, 17, 18, 24, 25, 26 (табл. 40).

Обр. И-228 – алевролит; обр. И-223 – ороговикованный алевролит; обр. И-220, И-218, И-215, И-213 – биотит-ортоклаз-кварцевые роговики.

Концентрации золота в малых интрузиях кислого состава приведены в табл. 43. Содержание его в кварцевых порфирах составляет  $1,8 \cdot 10^{-7}$ , в гранит-порфирах –  $1,4 \cdot 10^{-7}$ , в среднем по группе малых интрузий кислого состава –  $1,6 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Это в два с половиной раза ниже кларка золота в кислых породах. Следует отметить, что большинство исследованных образцов подверглось метасоматическому преобразованию, преимущественно серицитизации и мусковитизации.

Привнос-вынос элементов при контактовом метаморфизме вокруг штоков диоритового состава  
(шток 1, шт. 16, рудник Токур)

Ком- по- ненты	Количество ионов в 10000 кХ <sup>3</sup>						Привнос-вынос на 10000 кХ <sup>3</sup>					
	И-228	И-223	И-220	И-218	И-215	И-213	абсолютная разница, пробы И-228			в % к количеству ионов в пробе И-228		
							И-223	И-218	И-213	И-223	И-218	И-213
Si	172,04	166,15	167,28	164,80	160,36	163,68	- 5,89	- 7,24	- 8,36	- 3,42	- 4,21	- 4,86
Ti	1,62	2,09	2,25	2,08	1,77	1,28	+ 0,47	+ 0,46	- 0,34	+ 29,01	+ 28,39	- 20,99
Al	47,79	44,44	41,86	48,48	52,97	41,28	- 3,35	+ 0,69	- 6,51	- 7,01	+ 1,44	- 13,62
Fe <sup>3+</sup>	1,94	4,18	6,60	4,80	2,25	2,72	+ 2,24	+ 2,86	+ 0,78	+115,46	+147,42	+ 40,21
Fe <sup>2+</sup>	13,98	8,69	11,27	8,00	10,30	11,84	- 5,29	- 5,98	- 2,14	- 37,84	- 42,78	- 15,31
Mn	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,32	0,00	0,00	+ 0,16	0,00	0,00	+100,00
Mg	11,34	4,18	5,31	9,12	6,44	5,92	- 7,16	- 2,22	- 5,42	- 63,14	- 19,58	- 47,80
Ca	5,51	13,85	11,59	6,56	12,07	16,00	+ 8,34	+ 1,05	+10,49	+151,36	+ 19,06	+190,38
Na	22,03	21,25	19,80	11,84	12,40	16,64	- 0,78	-10,19	- 5,39	- 3,54	- 46,25	- 24,47
K	7,29	7,41	8,37	14,56	15,62	9,60	+ 0,12	+ 7,27	+ 2,31	+ 1,65	+ 99,72	+ 31,91
H	29,65	35,58	33,97	52,00	40,41	34,72	+ 5,93	+22,35	+ 5,07	+ 20,00	+ 75,37	+ 17,10
P						0,32						
O	481,80	468,33	470,92	476,48	469,94	468,48	-13,47	- 5,32	-13,32	- 2,80	- 1,10	- 2,76
Σ <sup>+</sup>							+17,10	+34,68	+18,81	+ 2,15	+ 4,36	+ 2,37
Σ <sup>-</sup>							-35,94	-30,95	-41,48	- 4,52	- 3,90	- 5,22
Σ	794,45	776,31	779,38	798,88	784,69	772,80	-18,84	+ 3,73	-22,67	- 2,37	+ 0,46	- 2,85

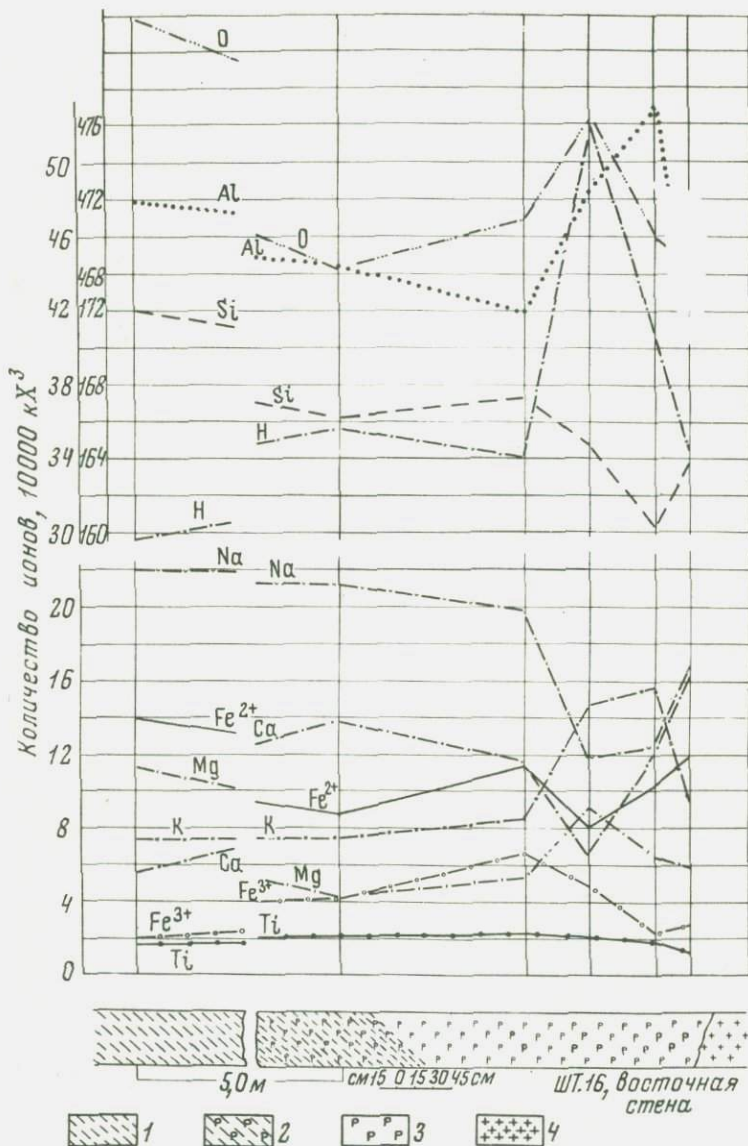


Рис. 10. Диаграмма поведения элементов при контактовом метаморфизме вокруг штоков диоритового состава

1 - алевролиты; 2 - ороговикованные алевролиты; 3 - роговики; 4 - кварцевые диориты

Распределение золота в дайках диоритовых и диабазовых порфиров подчиняется нормальному закону. Количество золота (табл. 44) изменяется от  $2,0 \cdot 10^{-7}$  до  $21 \cdot 10^{-7}$ , при среднем содержании  $7,1 \cdot 10^{-7}$  вес.  $\%$ . Это значительно выше кларка золота в основных породах ( $4 \cdot 10^{-7}$  вес.  $\%$ ). Дисперсия содержаний равна 21,5, среднее квадратическое отклонение 4,6, коэффициент вариации 65,0%.

Т а б л и ц а 43

Содержание золота в малых интрузиях кислого состава

№ образца	Порода	Золото, $\mu \cdot 10^{-7}$ вес. $\%$		
		параллельные определения		среднее
И-1081	Кварцевые порфиры	2,0	3,6	2,8
И-1082	То же	0,7	1,0	0,8
И-1140	—	1,0	2,2	1,6
Ф-13	—	2,0	1,5	1,8
Ф-16	—	1,5	2,4	2,0
Среднее по кварцевым порфирам				1,8
И-1122	Гранит-порфиры	1,0	1,3	1,2
И-1125	То же	1,0	1,9	1,5
И-1127	—	0,9	1,3	1,1
И-1128	—	0,4	1,6	1,0
И-1129	—	1,6	2,6	2,1
И-1134	—	1,0	3,3	2,1
И-1134-1	—	1,0	1,1	1,1
Среднее по гранит-порфирам				1,4
Среднее по порфирам				1,6

1-2 — отобраны в бассейне верхнего течения руч. Гербичан; 3 — в бассейне рч. Брюс; 4-5 — в бассейне рч. Унерикан; 6-10 — в бассейне руч. Иннокентьевского; 11-12 — в бассейне руч. Афанасьевского.

Ртуть в порфиритах распределяется также по нормальному закону. Среднее содержание ртути составляет  $1,3 \cdot 10^{-6}$  вес.  $\%$ , что много меньше кларка ртути в основных породах ( $9,0 \cdot 10^{-6}$  вес.  $\%$ ). Дисперсия содер-

жаний равна 0,2, среднее квадратическое отклонение 0,4, коэффициент вариации 33,0%. Сопоставление математических параметров распределения золота и ртути показывает, что они весьма различаются. Коэффициент корреляции между ними равен -0,10. Это указывает на различное поведение золота и ртути при кристаллизации основного субстрата и как следствие - отсутствие каких-либо корреляционных связей между элементами.

Т а б л и ц а 44

Содержание золота в дайках диоритовых и диабазовых порфириров

№ образца	П о р о д а	СО <sub>2</sub> , вес. %	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %			Ртуть, $n \cdot 10^{-6}$ вес. %	
			параллельные определения		среднее		
И-1043	Диоритовые порфириды	0,20	8,0	12,0	10,0	1,0	
И-893	То же	0,55	7,0	7,0	7,0	1,0	
И-890	—	0,55	6,0		6,0	2,0	
И-1065	—	0,70	2,0	2,5	2,3	2,0	
И-895	—	0,90	1,4	2,5	2,0	0,9	
И-869	—	1,00	7,0	9,5	8,3	1,0	
И-632	Диабазовые порфириды	1,25	3,0	6,0	4,5	1,5	
И-876	Диоритовые порфириды	1,45	7,0	9,0	8,0	1,0	
И-484	Диабазовые порфириды	1,55	16,0	26,0	21,0	1,5	
И-0	Диоритовые порфириды	1,65	6,0	9,0	7,5	1,5	
И-495	То же	1,75	4,9	6,0	5,5	2,0	
И-1056	—	2,60	4,0	7,0	5,5	0,8	
И-120	Диабазовые порфириды	2,90	2,9	4,2	3,6	1,5	
И-494	Диоритовые порфириды	3,30	5,7	10,0	7,9	1,5	
С р е д н е е по порфиридам					1,45	7,1	1,3

Образцы И-632, И-484, И-0, И-495, И-120 и И-494 отобраны на руднике Токур; обр. И-1043 - в бассейне рч. Брюс; обр. И-1065 - в бассейне руч. Иннокентьевского; остальные в бортах долины р. Селемджи в районе Подосеуновского переката.

Поведение золота в процессе преобразования даек порфиров углекислыми гидротермами, обладающими температурой 140–100°С (пропилитизация хлорит-кальцитовой ступени), весьма своеобразно. Зависимость содержания золота от степени изменения порфиров показана на соответствующем графике (рис. 11), а также отражена в табл. 45. Интенсивность процесса пропилитизации оценивалась количеством  $\text{CO}_2$  в породе. Все дайки по этому признаку, а также в соответствии с концентрациями золота разделены на пять групп с выделением полей: I – с количеством  $\text{CO}_2$  до 3% (неизменные порфиры), II – 4–6%, III – 6–8%, IV – 8–12% и V – 12–16%.

По характеру воздействия углекислых растворов на золото процесс пропилитизации порфиров можно подразделить на три ступени. На первом интервале, которому соответствует увеличение содержания  $\text{CO}_2$  в породах до 6%, происходит мобилизация и интенсивный вынос золота из даек. Количество его с  $7,1 \cdot 10^{-7}$  (поле I) быстро уменьшается до  $1,6 \cdot 10^{-7}$  вес. % (поле II). На отрезке увеличения содержания  $\text{CO}_2$  в порфирах от 6 до 8% четко проявлен процесс значительного накопления золота в дайках. Количество его на узком интервале скачкообразно возрастает с  $1,6 \cdot 10^{-7}$  (поле II) до  $26,0 \cdot 10^{-7}$  вес. % (поле III). Это, вероятно, объясняется изменением физико-химического состояния системы, совокупность термодинамических параметров которой обуславливает неустойчивость соединений золота и как следствие – осаждение его из растворов. Об этом свидетельствует весьма неравномерное распределение золота в дайках поля III; пятикратное определение количества золота в образце И-526 (табл. 45) показало следующие результаты: 40,0, 40,0, 2,0, 70,0 и  $2,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Вместе с тем остается не совсем ясным, во всех ли дайках, расположенных правее поля III, происходило аналогичное изменение физико-химического состояния системы; окончательные выводы требуют дополнительных исследований. На последнем интервале, характеризующемся увеличением количества  $\text{CO}_2$  в порфирах от 8 до 16%, наблюдается "восстановление" термодинамического режима системы, при котором золото вновь становится неустойчивым и выносится из даек. Однако этот процесс не заходит так глубоко, как на первом интервале; количество золота падает здесь лишь до уровня  $3,2 - 3,6 \cdot 10^{-7}$  вес. % (поля IV и V).

Установленная картина поведения золота при пропилитизации даек порфиров фиксируется на фоне отчетливо выраженного выноса углекислыми растворами кремния, алюминия, натрия и воды (табл. 38 и 39; рис. 9), что связано с разрушением силикатов в первую очередь порфировых выделений плагиоклаза и пироксена. Псевдоморфное замещение вкрапленников порфиров карбонатами, а также хлоритом особенно интенсивно протекает в дайках поля II и практически заканчивается в дайках поля III; в поле IV дайки весьма редко содержат реликты незамещенных пироксенов. Карбонатизация основной массы начинается в

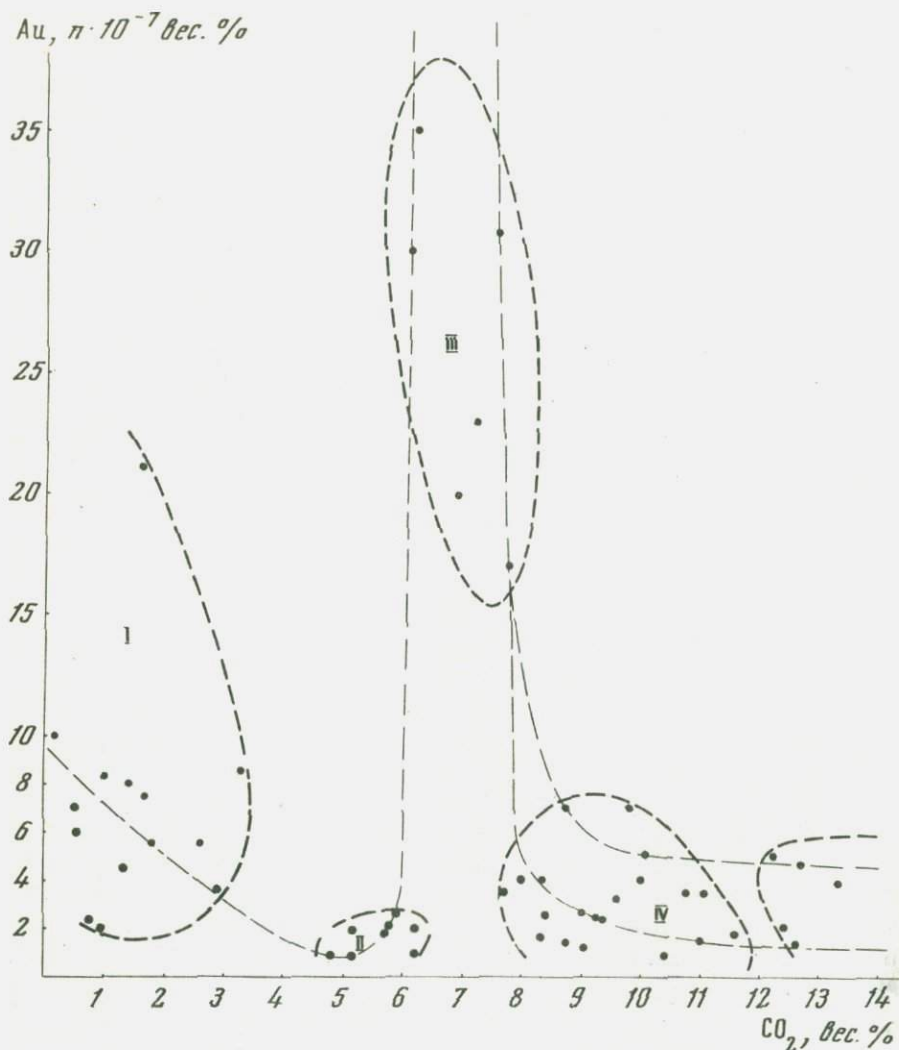


Рис. 11. График изменения содержаний золота в процессе пропитализации даек порфиров

порфиридах поля II и, постепенно нарастая вправо, достигает максимального развития в дайках поля V.

Таким образом, в процессе низкотемпературной пропитализации даек порфиров углекислыми гидротермами поведение золота носит двойственный характер. Вполне подвижное состояние золота, доминирующее в указанном процессе, ведет к мобилизации и выносу его пропитализирующими растворами ( $7,1 - 1,6 - 3,2 - 3,6 \cdot 10^{-7}$  вес. %). Вместе с тем изменение некоторых термодинамических параметров системы переводит

золото из подвижного в инертное состояние, что обуславливает осаждение его из растворов и накопление в дайках порфиров на соответствующем участке процесса пропилитизации. Это указывает на возможность концентрации золота при оптимальных физико-химических условиях в карбонатной среде. Ярким подтверждением этого является месторождение Золотая Гора (Приамурье), где промышленные концентрации золота, нередко в видимых количествах, связаны с карбонатными жилами.

Т а б л и ц а 45

Содержание золота в пропилитизированных диоритовых  
и диабазовых порфиритах

№ образца	П о р о д а	СО <sub>2</sub> вес. %	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %			Ртуть, $n \cdot 10^{-6}$ вес. %
			параллельные определения		среднее	
И-874	Диоритовые порфириты	4,80	0,8*	1,0	0,9	1,0
И-1062	То же	5,10	1,9	2,0	1,9	1,0
И-1053	" -	5,15	0,8*	0,8*	0,8	1,0
И-1064	Диабазовые порфириты	5,70	0,8*	3,0	1,9	1,0
О-29	То же	5,75	1,0	3,0	2,0	1,0
И-775	" -	5,80	1,0	4,0	2,5	1,5
И-659	Диоритовые порфириты	6,15	2,0	2,0	2,0	1,0
И-830	" -	6,30	0,8*	0,8*	0,8	1,0
Среднее по порфиритам группы 2		5,60			1,6	1,1
О-30	Диоритовые порфириты	6,05	20,0	40,0	30,0	0,8
И-838	Диабазовые порфириты	6,20	20,0	50,0	35,0	0,8
И-771	Диоритовые порфириты	6,85	10,0	30,0	20,0	2,0
О-12	Диабазовые порфириты	7,25	16,0	30,0	23,0	0,8
И-526	Диоритовые порфириты	7,45			30,8	1,0
И-634	То же	7,70	14,0	20,0	17,0	1,0
Среднее по порфиритам группы 3		6,90			26,0	1,1

№ образца	П о р о д а	СО <sub>2</sub> вес. %	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		Ртуть, $n \cdot 10^6$ вес. %	
			параллельные определения	среднее		
И-245	Диоритовые порфириты	7,65	3,0	4,0	3,5	2,0
И-829	То же	8,00	2,0	6,0	4,0	2,0
И-633	Диабазовые порфириты	8,30	3,0	5,0	4,0	2,0
И-660	Диоритовые порфириты	8,35	1,6	1,6	1,6	2,0
И-828	То же	8,40	2,0	3,0	2,5	1,0
О-32	Диабазовые порфириты	8,70	6,0	8,0	7,0	2,5
И-831	Диоритовые порфириты	8,75	0,8	2,0	1,4	1,0
И-242	То же	9,00	2,5	2,9	2,7	1,5
И-824	—"	9,05	0,5	2,0	1,3	1,5
И-1063	Диабазовые порфириты	9,20	2,0	3,0	2,5	1,0
И-827	Диоритовые порфириты	9,25	1,0	4,0	2,5	1,5
И-682	То же	9,55	2,0	4,5	3,3	1,5
И-631	—"	9,75	4,0	10,0	7,0	2,0
И-241к	—"	10,05	4,0		4,0	2,0
И-887	—"	10,10	5,0	5,0	5,0	1,0
И-241	—"	10,40	0,8*	0,8*	0,8	1,5
И-С	—"	10,80	3,1	4,0	3,6	1,5
И-244	—"	11,00	1,0	2,0	1,5	1,5
И-245к	—"	11,10	3,0	4,0	3,5	2,0
И-243	—"	11,55	1,5	1,9	1,7	1,0
Среднее по порфиритам группы 4		9,45			3,2	1,6
И-661	Диоритовые порфириты	12,20	5,0	5,0	5,5	1,0
И-1058	То же	12,40	2,0	2,0	2,0	0,8
И-1066	—"	12,55	0,8*	2,0	1,4	0,8
И-683	—"	12,65	4,5	5,0	4,7	1,0
И-662	—"	13,30	4,0	4,0	4,0	1,0

№ образца	П о р о д а	СО <sub>2</sub> вес. %	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		Ртуть, $n \cdot 10^{-6}$ вес. %
			параллельные определения	среднее	
И-1206	Диабазовые порфириды	14,75	4,0	4,0	2,0
И-940	То же	15,55	4,0	5,0	1,0
Среднее по порфиритам группы 5		13,34		3,6	1,1

\*Результаты анализов  $< 1$  условно приняты авторами за 0,8. Результат по обр. И-526 выведен как среднее из пяти определений.

Распределение золота в пропилитизированных дайках полей II, IV и V подчиняется нормальному закону. Дисперсии содержаний соответственно равны 0,4, 3,0 и 2,4, средние квадратические отклонения — 0,7, 1,7 и 1,5, коэффициенты вариации — 41,0, 53,8 и 38,7%. Математические параметры распределения золота в порфиритах полей IV и V близки между собой и существенно отличаются от таковых поля II. Это указывает на однотипность физико-химических условий при изменении даек полей IV и V, а также подтверждает вывод о наличии трех различных по термодинамическим характеристикам интервалов (ступеней) на протяжении всего процесса пропилитизации.

Анализ поведения ртути в измененных порфиритах показывает, что при пропилитизации даек ртуть является инертным элементом. Распределение ее в полях пропилитизированных даек контролируется нормальным законом. Математические параметры распределения ртути на всем протяжении процесса пропилитизации сравнительно близки между собой. Средние содержания в порфиритах полей II, III, IV и V соответственно равны  $1,1 \cdot 10^{-6}$ ,  $1,1 \cdot 10^{-6}$ ,  $1,6 \cdot 10^{-6}$  и  $1,1 \cdot 10^{-6}$  вес. %, дисперсии содержаний (здесь и далее в дайках полей II, IV и V) — 0,1, 0,2 и 0,2, средние квадратические содержания — 0,2, 0,4 и 0,4, коэффициенты вариаций — 15,0, 28,0 и 37,0%. Корреляционных зависимостей ртути с золотом в процессе преобразования порфиритов также не устанавливается.

Углекислые растворы для своего проникновения использовали дайки порфиритов, зачастую более плотные и менее проницаемые, чем вмещающие их породы. По данным Д.В. Рундквиста (Рундквист, 1966), каналы (в нашем случае дайки), по которым при прочих равных условиях происходит просачивание растворов, обладают более высокой температурой по сравнению с окружающей средой (вмещающие породы). Растворы в прогретой области вследствие значительного уменьшения вязкости и поверхностного натяжения воды приобретают свойства идеально смачивающей породы жидкости и способность распространяться по самым тонким капиллярам. При этом "... вмещающие более холодные породы, обладающие даже исходно той же проницаемостью, что и нагретое тело, будут препятствовать бесконечному растеканию растворов и играть роль своеобразных стенок, сохраняющих основную массу растворов в "руслах прогретых тел" (Рундквист, 1966). Таким образом, внедрение даек порфиритов и заключительная карбонатная стадия минералообразования должны быть весьма сближены во времени.

Для выяснения поведения золота в приконтактных частях даек порфиритов при их метасоматическом преобразовании авторами изучен геохимический разрез вкрест простираения пропилитизированной дайки (табл. 46, рис. 12). Рассмотрение полученных результатов подтверждает вывод о просачивании углекислых растворов по узким локальным зонам вдоль даек вследствие их более высокой температуры по сравнению с окружающими породами. Мощность зон просачивания невелика и соизмерима с четырех-, шестикратной мощностью дайки. В данном случае она равна 1,5–2,0 м с каждой стороны контакта при мощности дайки 0,5 м. Количество  $\text{CO}_2$  возрастает с 3,5–4,5 вес. % в окружающих породах до 5,0–8,0 вес. % в зоне просачивания. В дайке содержание  $\text{CO}_2$  еще больше – 7,5–11,5 вес. %. Концентрация золота с  $3,0\text{--}4,0 \cdot 10^{-7}$  падает в зоне просачивания до  $0,8\text{--}2,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Таким образом, в процессе пропилитизации происходит значительный вынос золота не только из даек порфиритов, но также из вмещающих пород в зоне просачивания растворов.

Распределение золота в малых интрузиях среднего состава показано на примере нескольких штоков, расположенных в различных участках района (табл. 47). При рассмотрении средних количеств золота по отдельным телам ( $1,9\text{--}3,7\text{--}5,7\text{--}26,0\text{--}28,3\text{--}67,2 \cdot 10^{-7}$  вес. %) привлекает внимание высокое содержание золота в ряде штоков, а также большая дисперсия содержаний. Это, как и в случае с дайками порфиритов, свидетельствует о потенциальной золотоносности магматического очага, производными которого являются малые интрузии основного и среднего составов.

Распределение золота в осадочных породах при  
пропилитизации дайки диоритовых порфиритов

№ образца	Порода	Расстояние от контакта, см	CO <sub>2</sub> вес. %	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %			
				параллельные определения	среднее	нейтронно-активационный анализ	
И-292	Песчаники	325	4,60	3,0	3,5	3,2	
И-291	Переслаивающиеся песчаники и алевро-аргиллиты	250	3,75	1,0	3,0	2,0	2,5
И-288	То же	175	5,60	0,8*	0,8*	0,8	1,0
И-285	" "	100	5,30	0,8*	0,8*	0,8	1,2
И-283	" "	40	6,90	0,8*	0,8*	0,8	0,8
И-282	" "	20	3,95	0,8*		0,8	0,9
И282к	" "	3	5,00	0,8*	0,8*	0,8	1,3
И-241к	Диоритовые порфириты		10,05	4,0		4,0	
И-241	То же		10,40	0,8*	0,8*	0,8	
И-242	" "		9,00	2,5	2,9	2,7	
И-243	" "		11,55	1,5	1,9	1,7	
И-244	" "		11,00	1,0	2,0	1,5	
И-245	" "		7,65	3,0	4,0	3,5	
И-245к	" "		11,10	3,0	4,0	3,5	
И-246к	Переслаивающиеся песчаники и алевро-аргиллиты	3	5,00	1,0	1,0	1,0	
И-246	То же	20	5,20	2,0	2,0	2,0	
И-247	Песчаники	40	3,55	1,0	2,0	1,5	
И-248	" "	70	8,45	1,0	1,0	1,0	
И-249	" "	100	4,05	2,0	2,0	2,0	
И-251	" "	160	4,65	1,0	3,0	2,0	
И-254	" "	250	3,65	4,0	4,0	4,0	

\*Результаты анализов <1 условно приняты авторами за 0,8.

Нейтронно-активационный анализ выполнен в Институте физики АН Узб. ССР. Мощность дайки порфиритов 0,5 м.

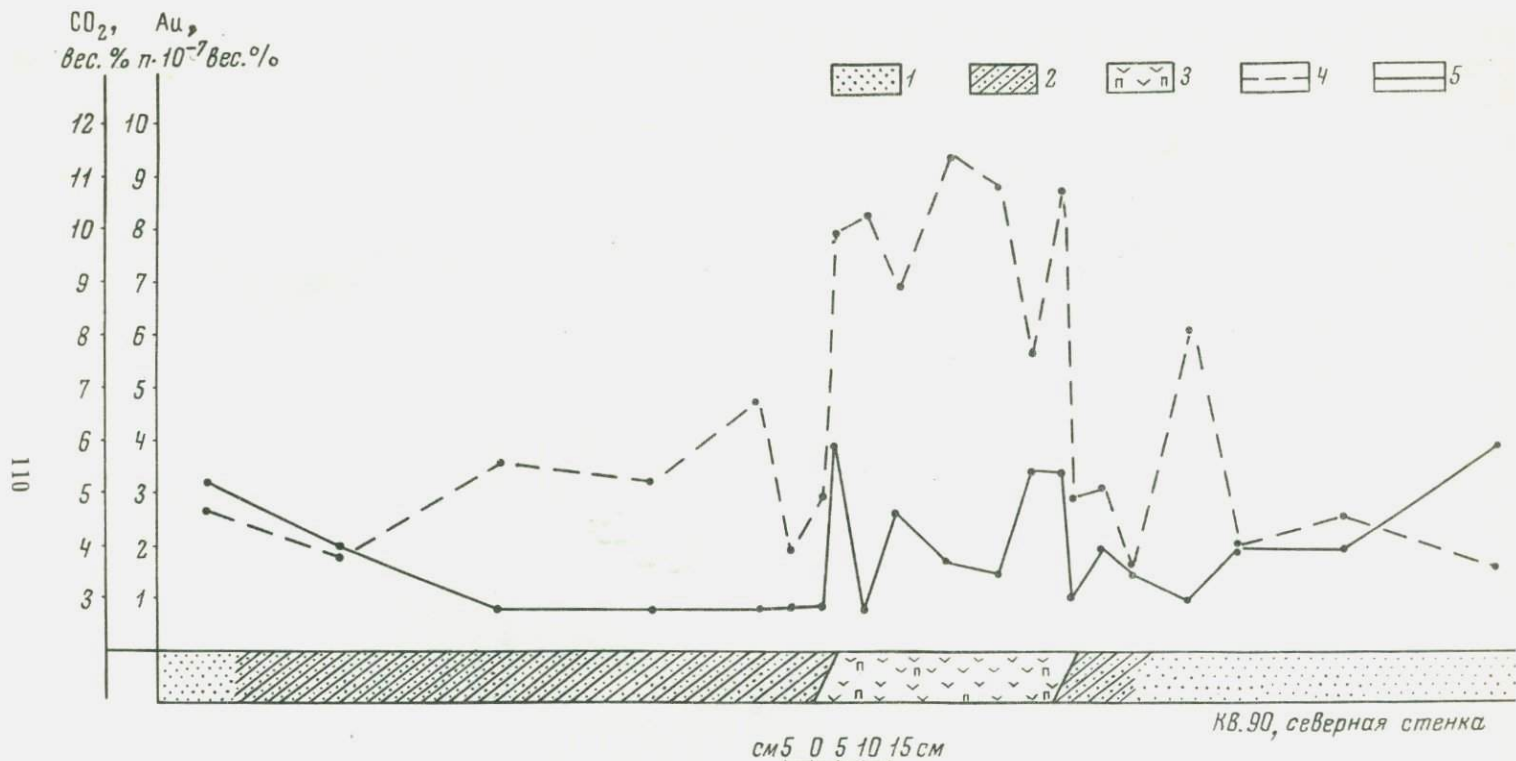


Рис. 12. График изменения содержаний золота во вмещающих породах приконтактной зоны даек порфиров при их пропилитизации

1 – песчаники; 2 – переслаивание песчаников и алевро-аргиллитов; 3 – пропилитизированные порфиры; 4 – линия CO<sub>2</sub>; 5 – линия золота

## Содержание золота и некоторых других элементов в малых интрузиях среднего состава

№ образца	П о р о д а	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		Ртуть, $n \cdot 10^{-6}$ вес. %	Олово, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	Медь, <sup>3</sup> $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Цинк, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Свинец, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Вольфрам, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	Молибден, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	
		параллельные определения	среднее								
И-150	Кварцевые диориты	9,0	9,0	1,5	4,4	0,8	8,0	4,3	10,0	2,0	
И-153	Диориты	6,0	7,0	6,5	2,0	5,2	1,0	5,0	3,8	2,0	
И-157	То же	2,0	3,0	2,5	2,0	5,0	1,4	3,0	1,0	5,0	
И-160	—"	4,0	4,0	4,0	1,5	5,8	1,3	5,6	1,4	8,0	
И-162	—"	5,1	6,1	5,6	1,0	6,4	1,9	6,5	1,0	2,0	
И-165	—"	6,0	7,0	6,5	1,5	5,0	1,3	7,7	0,5	6,0	
И-171	Кварцевые диориты	5,0	8,0	6,5	1,5	4,4	1,2	7,0	8,4	2,0	
И-174	То же	4,0	6,0	5,0	2,0	6,2	0,7	6,4	2,7	1,0	
Среднее по штоку I (шт. 16)				5,7	1,6	5,3	1,2	6,2	2,9	4,2	5,2
И-239-3	Кварцевые диориты	6,0	7,0	6,5	1,0	4,7	0,8	4,0	2,0	1,5	
И-239-2	Сиенит-диориты	1,0	2,0	1,5	1,0	3,2	1,2	2,2	1,5	1,5	
И-239	То же	4,0	5,0	4,5	1,0	4,4	0,6	2,0	2,0	1,0	
И-239-1	Диориты	1,0	1,0	1,0	1,0	5,8	2,0	4,6	1,5	1,5	
И-238-2	То же	2,0	3,0	2,5	1,0	4,5	0,8	3,0	2,0	2,0	
И-238-1	—"	1,0	3,0	2,0	1,0	3,8	1,6	3,0	1,5	1,0	
И-238	—"	8,0	8,0	8,0	2,0	5,0	2,4	3,0	2,5	1,0	
И-237	—"	1,0	5,0	3,0	0,8	4,1	2,8	6,5	1,5	1,0	
И-236	—"	2,0	3,0	2,5	1,0	4,7	3,2	4,0	2,0	1,5	

№ образца	Порода	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		Ртуть, $n \cdot 10^{-6}$ вес. %	Олово, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	Медь, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Цинк, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Свинец, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Вольфрам, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	Молибден, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %
		параллельные определения	среднее							
И-236-1	Диориты	5,0	7,0	6,0	0,8	5,2	3,0	3,6	3,0	1,0
И-236-2	То же	2,0	4,0	3,0	0,8	3,8	3,0	3,9	2,0	2,0
Среднее по штоку 2(шт.16)				3,7	1,0	4,5	1,9	3,6	1,9	1,4
И-1085	Габбро-диориты	1,5	1,8	1,7		3,2	5,3	7,8	0,5	1,0
И-1086	То же	1,2	2,0	1,6		2,7	5,4	9,2	0,5	2,0
И-1087	—"	1,5	1,6	1,6		2,0	5,5	7,0	0,5	1,5
И-1088	—"	1,2	2,0	1,6		3,2	5,5	7,1	0,5	1,5
И-1089	—"	2,4	3,3	2,9		4,0	5,2	7,8	1,0	1,0
Среднее по Гербицанскому штоку		1,9		1,9		3,0	5,4	7,8	0,6	1,4
И-967	Сиенит-диориты	20,0	20,0	20,0		1,0	2,5	8,8	0,5	2,0
И-968	То же	10,0	20,0	15,0		1,4	5,0	7,3	0,8	2,0
И-969	—"	40,0	60,0	50,0		1,2	5,8	6,5	1,0	1,5
Среднее по штоку (скв.34)				28,3		1,2	4,4	7,5	0,8	1,8
И-143	Сиенит-диориты	18,0	20,0	19,0						
И-747	То же	43,0	59,0	51,0						
Ф-1060	—"	8,0	8,0	8,0						

№ образца	Порода	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %			Ртуть, $n \cdot 10^{-6}$ вес. %	Олово, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	Медь, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Цинк, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Свинец, $n \cdot 10^{-3}$ вес. %	Вольфрам, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %	Молибден, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %
		параллельные определения	среднее								
Ф-1061	Сиенит-диориты	26,0	26,0	26,0							
Среднее по штоку (шт. 18)				26,0							
И-1050	Диориты	100,0	110,0	105,0							
И-1052	То же	29,0	30,0	29,5							
Среднее по штоку (устье руч. Иннокентьевского)				67,2							

Примечание. Штольни 16 и 18, а также скв. 34 расположены на руднике Токур.

Сопоставление средних количеств золота в исследованных телах дает возможность условно подразделить штоки диоритового ряда на две группы: 1) с содержаниями, близкими к кларку средних пород ( $n \cdot 10^{-7}$  вес. %) и 2) превышающими кларк на порядок ( $n \cdot 10^{-6}$  вес. %). Первая группа штоков по приведенным результатам будет содержать в среднем  $3,8 \cdot 10^{-7}$  вес. % золота, что близко к кларку пород диоритового состава, вторая —  $40,5 \cdot 10^{-7}$  вес. %, т.е. на порядок выше кларка. Повышенные концентрации золота в малых интрузиях второй группы свидетельствуют о вероятности нахождения значительных количеств его в породах в самородном состоянии. Это предположение подтверждается обнаружением некоторыми исследователями знаковых количеств золота в протолочках пород из штоков.

Распределение золота в отдельных телах диоритового состава подчиняется нормальному закону. При этом математические параметры распределения его в штоках 1 и 2 весьма близки. Средние содержания золота соответственно равны  $5,7 \cdot 10^{-7}$  и  $3,7 \cdot 10^{-7}$  вес. %, дисперсии содержаний — 3,8 и 5,1, средние квадратические отклонения — 1,9 и 2,3, коэффициенты вариации — 34,0 и 61,0%. Одновременно для полной геохимической характеристики малых интрузий в штоках 1 и 2 определены количества ртути, олова, меди, цинка, свинца, вольфрама и молибдена (табл. 47). Распределение элементов контролируется нормальным законом.

Рассмотрение приведенных результатов показывает, что в штоках диоритового состава меди содержится в 2–3 раза меньше кларка средних пород ( $3,5 \cdot 10^{-3}$  вес. %), вольфрама — в 2 раза больше кларка ( $1,0 \cdot 10^{-4}$  вес. %), свинца — в два раза больше кларка ( $1,5 \cdot 10^{-3}$  вес. %), молибдена — в 1,5–3 раза больше кларка ( $0,9 \cdot 10^{-4}$  вес. %), ртути в несколько раз меньше кларка, олова — в 2 раза больше. Содержание цинка близко к кларку средних пород ( $7,2 \cdot 10^{-3}$  вес. %). Корреляционной зависимости золота с ртутью, оловом, медью и молибденом не устанавливается. Слабые корреляционные связи обнаруживаются между золотом и свинцом по штоку 1 (коэффициент корреляции + 0,60), золотом и вольфрамом по штоку 2 (коэффициент корреляции + 0,60). Четкая прямая зависимость существует между золотом и цинком (коэффициент корреляции 0,90); она хорошо прослеживается на рис. 13, где линия содержаний цинка полностью повторяет "геометрию" линии золота.

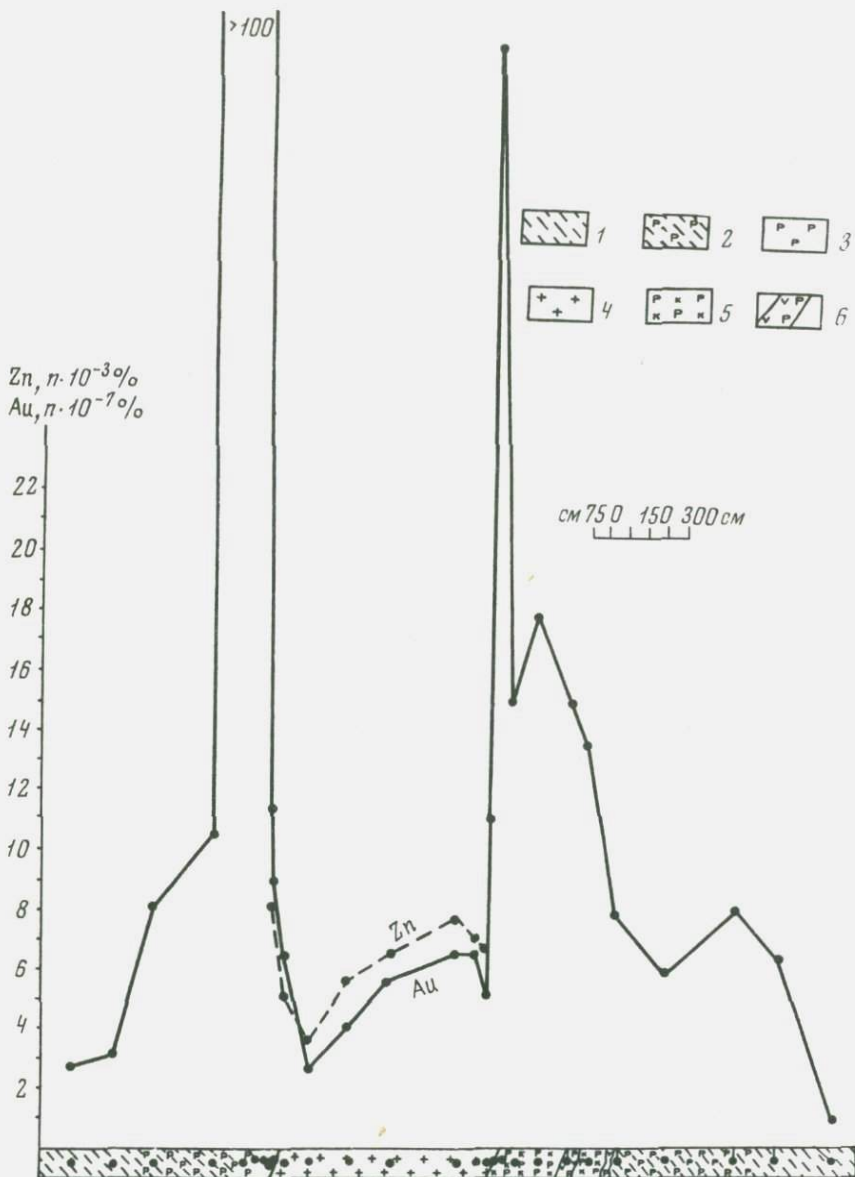
Распределение золота в контактово-метаморфизованных породах вокруг штоков диоритового состава показано в табл. 48–50, а также на рис. 13. Содержание его в роговиках обычно превышает районный кларк золота вмещающих пород более чем на порядок, а в отдельных случаях достигает десятых долей грамма на тонну. Так, в контактовом ореоле штока 1 содержание золота изменяется от 8,0 до  $270 \cdot 10^{-7}$  и 5,8 до  $37,0 \cdot 10^{-7}$  (табл. 48), штока из кв. 18 — от 4,5 до  $52,5 \cdot 10^{-7}$  (табл. 49), штока из скв. 34 — от 13,0 до  $38,5 \cdot 10^{-7}$  (табл. 50), штока из шт. 18 -

от 8,2 до  $51,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Такое увеличение концентраций золота в ороговикованных породах возможно только в случае привноса значительных его количеств в процессе контактового метаморфизма непосредственного из штоков. Ореолы с повышенными против кларков содержаниями золота не совпадают с ореолами миграции вещества; мощность первых обычно значительно больше. Это свидетельствует о высокой миграционной способности золота при процессах контактового метаморфизма.

Т а б л и ц а 48

Содержание золота в контактовом ореоле штока I  
(шт. 16, рудник Токур)

№ образца	П о р о д а	Расстояние от контакта, м	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		
			параллельные определения	среднее	
И-230	Алевролиты	10,0	2,5	3,0	2,7
И-228	То же	8,0	1,0	5,2	3,1
И-226	Ороговикованные алевролиты	6,0	8,0		8,0
И-223	То же	3,0	8,0	13,0	10,5
И-220	Биотит-ортоклаз-кварцевые роговики	1,5	100,0	100,0	100,0
И-218	То же	0,8	240,0	300,0	270,0
И-215	—	0,3	180,0	200,0	190,0
И-213	Ортоклаз-кварцевые роговики	0,1	31,0	90,0	60,5
Среднее по штоку I					5,7
И-175	Метаморфизованные кварциты	0,1	11,0	12,0	11,5
И-178	То же	0,5	14,0	60,0	37,0
И-181	—	1,0	10,0	20,0	15,0
И-184	—	2,2	16,0	20,0	18,0
И-186	Ороговикованные порфириты	3,8	15,0	15,0	15,0
И-187	Ороговикованные кварциты	4,8	11,0	16,0	13,5
И-189	Ороговикованные алевролиты	6,2	4,0	9,5	6,8
И-195	То же	8,6	4,5	7,0	5,8
И-198	—	12,0	7,0	8,7	7,9
И-200	Алевро-аргиллиты	14,0	5,0	7,8	6,4
И-203	То же	17,0	1,0	1,0	1,0



Приведенные материалы позволяют сделать ряд выводов по распределению золота в интрузивных породах Селемджинского района, а также поведению его в некоторых геологических процессах.

1. Золото в исследованных гранитоидных массивах, а также малых интрузиях подчиняется нормальному закону распределения. Вместе с тем математические параметры распределения золота в интрузивных породах существенно разнятся между собой. При этом наиболее равномерно золото распределено в верхнепалеозойских (?) гранитоидных массивах, более значительные колебания содержаний золота характерны для верхнемезозойских гранитоидных массивов и самые высокие дисперсии его содержания зафиксированы в меловых малых интрузиях.

2. Одновременно отмечается увеличение содержаний золота в породах все более молодого возраста. Самые низкие концентрации золота установлены в верхнепалеозойских (?) гранитоидных массивах: Ингаглинском —  $1,7 \cdot 10^{-7}$ , Стойбинском —  $1,6 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Количество золота приближается к кларку его в кислых породах в верхнемезозойских массивах: Карауракском —  $2,0 \cdot 10^{-7}$ , Брюс —  $3,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %. Наиболее высокие содержания золота зафиксированы в малых интрузиях мелового возраста и прежде всего в штоках диоритового состава ( $n \cdot 10^{-7}$  —  $n \cdot 10^{-6}$  вес. %).

3. В породах верхнемезозойского интрузивного комплекса достаточно уверенно прослеживается тенденция увеличения содержаний золота в ряду калиевые граниты — граниты — гранодиориты — диориты. Микрограниты Карауракского массива, по составу приближающиеся к калиевым гранитам, содержат  $2,0 \cdot 10^{-7}$ , граниты массива Брюс —  $3,6 \cdot 10^{-7}$ , гранодиориты массива Брюс —  $4,2 \cdot 10^{-7}$ , штоки диоритового состава — от  $n \cdot 10^{-7}$  до  $n \cdot 10^{-6}$  вес. % золота. Аналогичная картина устанавливается и в верхнепалеозойских (?) гранитоидах Стойбинского массива: лейкократовые существенно калиевые граниты содержат  $1,4 \cdot 10^{-7}$ , биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты —  $1,8 \cdot 10^{-7}$  вес. % золота. Обратная картина наблюдается в гранитоидах Ингаглинского массива, что связано с влиянием на распределение золота процессов метасоматического преобразования пород.

Рис. 13. Изменение содержания золота при контактовом метаморфизме вокруг штоков диоритового состава (шток 1, рудник Токур, шт. 16)

1 — алевролиты; 2 — ороговикованные алевролиты; 3 — биотит-ортоклаз-кварцевые роговики; 4 — диориты и кварцевые диориты; 5 — метаморфизованные кварциты; 6 — метаморфизованные порфириды

Содержание золота в контактовом ореоле штока сиенит-диоритов  
(кв. 18, рудник Токур)

№ образца	П о р о д а	Расстоя- ние от кон- такта, м	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		
			параллельные определения	среднее	
И-726	Сиенит-диориты		5,0	6,0	5,5
И-712-1	Ортоклаз-кварцевые роговики	0,1	14,0	17,0	15,5
И-712	То же	0,2	15,0	90,0	52,5
И-715	— " —	1,0	20,0	22,0	21,0
И-716	— " —	1,6	5,5	8,0	6,8
И-717	Ороговикованные песчаники	2,2	5,7	8,3	7,0
И-718	То же	3,8	4,0	5,0	4,5
И-719	Песчаники	5,5	1,3	1,5	1,4
И-720	То же	8,5	1,8	3,7	2,8

Т а б л и ц а 50

Содержание золота в контактовом ореоле штока сиенит-диоритов  
(скв. 34, рудник Токур)

№ образца	П о р о д а	Расстоя- ние от кон- такта, м	Золото, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		
			параллельные определения	среднее	
С р е д н е е по штоку					28,3
И-966	Биотит-ортоклаз- кварцевые роговик	1,0	14,0	18,0	16,0
И-965	То же	2,5	37,0	40,0	38,5
И-964	Ороговикованные алевродиты	5,0	9,0	24,0	16,5
И-963	То же	7,0	10,0	16,0	13,0
И-971	Алевро-аргиллиты	22,0	2,1	2,5	2,3

4. В процессе низкотемпературной пропилитизации даек порфиритов углекислыми гидротермами происходит перераспределение золота; при этом поведение золота носит двойственный характер. Вполне подвижное состояние золота, доминирующее в указанном процессе, определяет мобилизацию и вынос его пропилитизирующими растворами ( $7,1 - 1,6 - 3,2 - 3,6 \cdot 10^{-7}$  вес. %). Вместе с тем изменение некоторых термодинамических параметров системы переводит золото из подвижного в инертное состояние, что обуславливает осаждение его из растворов и накопление в дайках порфиритов ( $26,0 \cdot 10^{-7}$  вес. %) на соответствующем интервале процесса пропилитизации.

5. В роговиках Ингаглинского массива выделяется зона, расположенная на некотором удалении от контактов, характеризующаяся весьма неравномерными часто повышенными на порядок против кларка вмещающих пород содержаниями золота. Эта зона могла возникнуть как в результате привноса золота, так и перераспределения его во вмещающих породах. Несомненный привнос значительных количеств золота в роговики и ороговикованные породы установлен при процессах контактового метаморфизма под влиянием штоков диоритового состава. При этом в отдельных случаях концентрация золота в роговиках достигает десятых долей грамма на тонну.

### ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И РУДООБРАЗОВАНИИ

Вопросы миграции и распределения золота в горных породах неоднократно дискутировались в мировой литературе, однако они еще далеки от решения. В данной главе отражено поведение золота в процессе регионального и контактового метаморфизма, описаны основные формы миграции золота в гидротермальных растворах и приведены материалы по концентрации и перераспределению золота в рудных телах.

#### МИГРАЦИЯ И РАССЕЯНИЕ ЗОЛОТА ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Более 75% золота добывается из месторождений, локализованных в метаморфизованных породах древних щитов, а также перекрывающих их слабо метаморфизованных породах платформенного чехла, и лишь примерно 25% — из областей герцинско-альпийского орогенеза. Это объясняется, очевидно, не только метаморфизмом пород, но и тем, что на ранних этапах развития Земли, когда еще не было сиалической оболочки, преобладали излияния богатых золотом основных эффузивов и пирокластики на огромных пространствах. В поздние этапы вулканогенные прогибы стали более локальными, а докембрийские эффузивно-осадочные толщи были перекрыты бедным золотом терригенным чехлом.

В месторождениях, расположенных в докембрийских породах, преобладают золотоносные конгломераты с невысокими содержаниями и значительными запасами золота, золото-кварцевые тела убогосульфидной формации и различные типы россыпей. В более молодых областях глав-

ную роль играют эндогенные месторождения с высокими содержаниями золота, но уступающие зачастую по запасам докембрийским. В последнем случае месторождения золота нередко тяготеют к тем участкам, где древние породы фундамента находятся на небольшой глубине. При общей приуроченности месторождений золота к древним образованиям наиболее часто они локализируются в породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

В Бразильском кристаллическом щите (Guimaraes, 1947) месторождения золота и платины пространственно тяготеют к основным вулканическим образованиям. Автор считает, что растворы в процессе метаморфизма заимствовали металлы из пород и отлагали их в толщах, метаморфизованных в более низкой степени.

В Западной Австралии (Sullivan, 1948) 90% золота добыто из месторождений, расположенных в древних зеленокаменных породах. При этом месторождения золота возникают там, где гранитоиды прорывают зеленокаменные толщи, содержащие повышенное количество золота и других металлов.

Установлено (Duhoux, 1950), что на Африканском щите большинство месторождений золота локализовано в существенно зеленокаменных породах докембрия. Он объяснял наличие такой связи процессами гранитизации, которые "гонят" впереди себя золото, отлагая его в участках, где породы метаморфизованы слабее. К сходным выводам, анализируя материалы по золотоносности Африки, пришел С.Д. Шер (1963).

Поведение золота в процессе регионального метаморфизма высоких ступеней (гранулитовой, эклогитовой, амфиболитовой) изучалось авторами на каменном материале древних кристаллических массивов – Алданского, Тайгонос, Ханкайского, Австралийского. Ввиду недостаточного количества образцов пока можно говорить лишь об общих тенденциях. Содержания золота в породах гранулитовой, эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма близки ( $2,0-8,2 \cdot 10^{-7}$  вес. %) и находятся в прямо пропорциональной зависимости от меланократовости породы (табл. 51). Судя по имеющимся данным (Михайлов и др., 1971), эти цифры характерны и для неизменных эффузивно-терригенных пород. Вероятно, изохимический региональный метаморфизм даже при высоких температурах и давлениях не нарушает в заметной мере первичных содержаний золота в породах, и лишь под воздействием летучих и анатексиса породы золото переходит в раствор (расплав) с последующей миграцией его в области благоприятных для отложения температур и давлений. Так, содержания золота ниже  $1 \cdot 10^{-7}$  вес. % отмечаются в породах вблизи зон мигматитов и тел палингенных гранитов.

В условиях докембрийских геосинклиналей области высоких температур и давлений очень велики, вследствие чего отложение золота растворами (расплавами) может происходить лишь на большом удалении от

них, и это ведет к затуханию и разветвлению каналов циркуляции растворов и, следовательно, к уменьшению размеров золотоносных рудных тел, увеличению их числа и разубоживанию. В конечном итоге освобожденное из первичных пород золото рассеивается в массе мелких кварцевых и кварц-полевошпатовых жил адрийского типа, а также мигматитов, которые впоследствии являются источниками россыпей. Ввиду огромных размеров докембрийских зон метаморфизма и длительности их размыва, россыпные месторождения могут иметь большие запасы. Крупных же концентраций золота эндогенного характера в этих условиях ожидать трудно.

Т а б л и ц а 51

Содержание золота в метаморфизованных породах

№ образца	Регион, порода	Число определений	Среднее содержание золота, $n \cdot 10^{-7}\%$
Приамурье			
Серия Ф	Диабазовый порфирит (эпидот-актинолитовая фация)	22	3,6
"	Диабазовый порфирит (биотит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев)	26	4,0
"	Диабазовый порфирит (мусковит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев)	22	4,1
"	Метаморфизованные глинистые сланцы (эпидот-актинолитовая фация)	18	0,7
"	Метаморфизованные глинистые сланцы (биотит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев)	26	1,1
"	Метаморфизованные глинистые сланцы (мусковит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев)	28	1,2
"	Слабо метаморфизованные глинистые сланцы (цеолитовая фация)	22	1,0
Алданский щит			
С-184в	Гиперстен-гранатовый гнейс	2	2,9

№ образца	Регион, порода	Число определе- ний	Среднее со- держание зо- лота, $n \cdot 10^{-7}\%$
8506/55	Силлиманит-кордиерит-биотитовый гнейс	2	3,2
1854/56	Биотит-гранатовый гнейс	2	2,8
П-ов Тайгонос			
Ф-2082, Ф-2091(711-А)	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс	4	5,1
Ф-2092(654)	Гранатовый гнейс	2	0,4
Ф-2083(691-Г)	Гранат-биотит-гиперстеновый гнейс	2	0,8
Ф-2089(647)	Гранат-биотитовый гнейс	2	0,7
Ф-2084(741-Б)	Эклогитовый сланец	2	3,0
Ф-2085(В-563)	" "	2	0,7
Ф-2086(697)	" "	2	2,0
Ф-2087(827)	" "	2	0,6
Австралия			
Ф-2090(644-8)	Гранат-биотитовый гнейс	3	0,6
Ф-2095(№9)	Гранат-кордиерит-силлиманито- вый гнейс	3	0,5
Ханкайский массив			
Ф-2093(61-А)	Гранат-биотит-силлиманитовый гнейс	2	0,4
Ф-2094(14)	Гранат-кордиерит-силлиманитовый гнейс	2	8,2
Ф-2088(52-В)	Гранат-пироксеновый гнейс	2	3,0

Для решения вопроса о степени перераспределения золота при региональном метаморфизме более низких ступеней авторами детально изучались породы в Селемджинском районе Приамурья. Краткое описание геологии этого района приведено в предыдущей главе. Здесь следует

отметить, что нижняя часть разреза (афанасьевская и златоустовская свиты) сложена биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами с телами диабазовых порфиритов и линзами известняков.

За основу разделения пород этого района по степени метаморфизма авторами принята схема Г.И. Неронского (Моисеенко, Неронский, 1968). В отличие от этой схемы выделено не две, а три фации метаморфизма пород: цеолитовая, зеленосланцевая и эпидот-актинолитовая. При этом верхняя граница фации зеленых сланцев в западной части Селемджинского района проводится значительно севернее Токурско-Гарнахской рудной зоны.

Глинистые сланцы цеолитовой фации метаморфизма обладают чертами нормальных осадочных пород, и только в нижних горизонтах цеолитовой фации появляются признаки рассланцевания и наблюдаются стильпно-мелан и серицит. Зеленосланцевая фация разделена на две субфации: мусковит-хлоритовую и биотит-хлоритовую. Верхняя граница фации зеленых сланцев проводится по появлению хлорита в пелитовых породах. В породах мусковит-хлоритовой субфации усиливаются процессы рассланцевания, отмечаются признаки метаморфической дифференциации и, кроме хлорита и серицита, появляются новообразования кварца, альбита и эпидота. Верхняя граница биотит-хлоритовой субфации проводится по появлению биотита в породах. При этом серицит переходит в мусковит, а также увеличивается количество новообразований кварца, альбита и эпидота. Метаморфическая дифференциация и интенсивное рассланцевание в породах этой субфации четко выражены. Верхняя граница эпидот-актинолитовой фации определяется появлением граната. Породы эпидот-актинолитовой фации имеют порфиробластическую структуру и полностью лишены признаков нормальных осадочных образований.

В верхних горизонтах эпидот-актинолитовой фации, особенно в зеленокаменных породах, широко развиты кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы альпийского типа, а также линзы метасоматических кварцитов. Жилы альпийского типа образовались в завершающие этапы регионально-го метаморфизма и претерпели вместе с породами складчатые деформации. Они залегают согласно с напластованием пород, имеют небольшие размеры и резко увеличивают мощность в замках складок. Как правило, жилы почти нацело сложены кварцем и иногда содержат значительное количество альбита.

Определение кларковых количеств золота в породах, сходных по генезису, но отличающихся степенью метаморфизма, показало, что при гранитизации и гидротермальном метаморфизме происходило перераспределение золота. Так, биотитовые (апоглинистые) сланцы эпидот-актинолитовой фации содержат в среднем  $0,7 \cdot 10^{-7}$ , биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев  $1,1 \cdot 10^{-7}$ , мусковит-хлоритовой субфации  $1,2 \cdot 10^{-7}$  и цеолитовой фации  $1,0 \cdot 10^{-7}$  вес. % золота (см. табл. 51).

Сравнение средних содержаний золота в глинистых сланцах разной степени метаморфизма показывает, что в породах эпидот-актинолитовой фации содержание золота заметно ниже, чем в породах фации зеленых сланцев.

В осадочной толще рассматриваемой территории наблюдаются горизонты диабазовых порфиритов. Авторами определены содержания золота в порфиритах из разных зон метаморфизма. В диабазовых порфиритах эпидот-амфиболитовой фации среднее содержание золота  $3,6 \cdot 10^{-7}$ , биотит-хлоритовой субфации  $4,0 \cdot 10^{-7}$  и мусковит-хлоритовой субфации  $4,1 \cdot 10^{-7}$  вес. % (см. табл. 51). Количество золота в неизменных диабазовых порфиритах этого района не установлено, однако сравнение средних содержаний золота в породах разной степени метаморфизма, полученных на основании многих определений, дает основание предполагать некоторый вынос его из порфиритов эпидот-актинолитовой зоны метаморфизма.

В рудопроявлениях метаморфогенного генезиса происходит закономерное изменение пробности золота в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. В общем случае с увеличением степени метаморфизма возрастает пробность золота. Так, в кварц-полевошпатовых и кварцевых жилах альпийского типа, локализованных в породах эпидот-актинолитовой фации метаморфизма, золото имеет пробность 870, биотит-хлоритовой субфации — 850 (табл. 52). Для выяснения причин этого явления в рассматриваемом районе за пределами рудных полей определены кларковые содержания золота и серебра в породах разной степени метаморфизма. Установлено, что содержание золота и серебра, а также их отношение меняются при прочих равных условиях с изменением степени метаморфизма пород. При этом величина отношения золота к серебру в общем случае увеличивается с ростом степени метаморфизма (см. табл. 52). Таким образом, пробность золота в метаморфогенных жилах альпийского типа меняется синхронно с отношением кларковых содержаний этих же элементов во вмещающих породах.

Содержание золота в альпийских жилах в 100–500 раз больше его кларка для горных пород. Из-за низкого содержания золота альпийские жилы не представляют промышленного интереса, но являются одним из основных источников при образовании россыпей. В случае наложения на метаморфические толщи со слабо золотоносными жилами альпийского типа тектоно-магматической деятельности образуются новые золоторудные проявления, часто с промышленной минерализацией. Так, в Харгинском, Кербинском, Зейском и других золотоносных районах Приамурья, наряду со слабо золотоносными жилами альпийского типа, широко проявлены кварцевые жилы с высоким содержанием золота, которые парагенетически связаны с малыми интрузиями мелового возраста преимущественно диоритового состава. В Лаоелин-Продековской зоне на территории Китая в метаморфизованных толщах докембрия, помимо широко

Пробность золота метаморфогенных, гидротермальных и россыпных месторождений, локализованных в породах разной степени метаморфизма, и отношение  $\frac{Au}{Au + Ag} \cdot 1000$  кларковых содержаний во вмещающих породах

Метаморфизм пород		Пробность самородного золота			Среднее содержание серебра и золота в апоглинистых сланцах, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %		
фация	субфация	метаморфогенных жил альпийского типа	гидротермальных месторождений	россыпных месторождений	Серебро	Золото	$\frac{Au}{Au + Ag} \cdot 1000$
Цеолитовая					8	1,0	111
Зелено-сланцевая	Мусковит-хлоритовая	—	700–740 (Токур, Тарнах)	700–750	7	1,2	146
	Биотит-хлоритовая	850	750–850 (Сагур, Придорожный)	750–870	3	1,1	268
Эпидот-актинолитовая		870	850–910 (Харга, Афанасьевское)	870–920	1	0,7	412

распространенных слабо золотоносных кварцевых жил альпийского типа, проявлены золото-кварцевые жилы, которые локализуются вблизи палеозойских и мезозойских интрузий (Радкевич, Моисеенко, 1966). Видимо, здесь одним из источников рудного вещества являются потенциально золотоносные толщи, преопределяющие полицикличность золотой минерализации.

Возможность мобилизации рудных компонентов из потенциально золотоносных толщ при наложении на них тектоно-магматической деятельности с образованием более молодых регенерированных золоторудных тел косвенно подтверждается изучением химического состава и размеров выделений самородного золота заведомо гидротермальных месторождений. Так, золоторудные месторождения Селемджинского района, локализованные в породах разной степени метаморфизма, отличаются по химическому составу и размерам выделений самородного золота (см. табл. 52). Месторождения, расположенные в породах эпидот-актинолитовой фации метаморфизма, имеют самую высокую пробность самородного золота и наиболее крупные размеры его выделений. Пробность золота жилы Третьей, Афанасьевского месторождения, расположенного в пределах этой зоны, — 910, причем 37% золота от его общего веса имеет размеры выделений больше 1 мм. Пробность золота жилы Тишинской, Харгинского месторождения, локализованного в породах биотит-хлоритовой субфации, — 848, а Токурского месторождения (породы мусковит-хлоритовой субфации метаморфизма) — 720. На Токурском месторождении золото мелкое, и размеры выделений больше 1 мм здесь составляют всего 1–5% его общего веса. Характерно, что все самородки золота весом более 50 г добыты в Селемджинском районе из россыпных и рудных месторождений, расположенных в зоне эпидот-актинолитовой фации метаморфизма (Моисеенко, 1965). Видимо, при наложении тектоно-магматической деятельности на толщи разной степени метаморфизма растворы выщелачивали в различных соотношениях золото и серебро, и эти соотношения фиксировались в регенерированных рудных телах. Однако не исключено, что отличие состава золота отмеченных месторождений определяется не процессами регенерации, а различными глубинами, температурами формирования этих месторождений и химизмом растворов. В пользу такого предположения говорит увеличение количества арсенипирита на месторождениях Афанасьевском и Харгинском по сравнению с Токурским.

По составу исходных толщ и химической подвижности щелочей среди метаморфических комплексов выделяется две группы (Маракушев, 1965): *А* — натровая, *Б* — калиевая. В первом приближении они соответствуют двум типам зон: *А* — эвгеосинклинальной с высокой подвижностью натрия, *Б* — миогеосинклинальной, где более активен калий. В пределах Тихоокеанского пояса, являющегося молодой приокеанической структурой, преобладают процессы нарастания материков или поднятия

островных дуг за счет материала фемического состава. Полученные данные показывают, что в соответствии с активностью щелочей ведет себя и золото.

В эвгеосинклинальных областях (с терригенно-вулканогенным разрезом) региональный характер имеет воздействие натрово-кремнистых растворов, выражающееся в образовании спилитовых, глаукофановых и эклогитовых комплексов. Так, в береговых обрывах Южного Приморья (бухты Тадуши, Анна, п-ов Трудный) наблюдаются выходы основных эффузивов путятинской свиты и интрузий габбро-диоритового состава. Эффузивы и интрузии залегают в поднятых блоках вулканогенно-осадочного основания, вследствие чего здесь интенсивно развиты процессы метасоматического изменения пород как по разломам, так и вдоль жил плагиогранитов. Они выразились в широкой площадной альбитизации и окварцевании пород, а вблизи жил гранитов – в калишпатизации. По мере роста в породах отношения  $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \cdot 100\%$  (т.е. смены ка-

лиевого метасоматоза натровым) возрастает пропорционально и концентрация золота (табл. 53), а в некоторых жилах кварца и альбититов содержания его достигают промышленных. Для района в целом характерна также россыпная золотоносность. И напротив, севернее, в зонах с терригенным разрезом и калиевыми гранитоидами золото отсутствует.

Сродство золота к натрию и "антагонизм" с калием подчеркивались ранее при описании гранитоидов Чукотки и Приамурья. В участках интенсивной микроклинизации Ингаглинского массива (Приамурье) концентрации золота падают ниже  $1 \cdot 10^{-7}$  вес. %. В интрузивах Чукотки содержания его снижаются при переходе от основных натровых разностей ( $2-6 \cdot 10^{-7}$  вес. %) к аляскитовым калиевым (около  $1 \cdot 10^{-7}$  вес. %). Наконец, вытяжки газовой-жидких включений из кварца золоторудных жил Токурского месторождения имеют натровый состав в отличие от калиевых, характерных для слабо золотоносного кварца. Вместе с тем в ряде случаев золото ассоциирует с калиевыми минералами (кварц-адуляровые жилы, кварц-мусковитовые грейзены), однако обязательным условием при этом должен быть кислый, чаще – сернистый состав растворов. Более подробно состав гидротермальных растворов золоторудных месторождений характеризуется в следующем разделе.

Изменение содержания золота при альбитизации и калишпатизации диоритов

№ пробы	Формула породы по Т. Барту	Содержание золота, $n \cdot 10^{-7}$ вес. %	$\cdot 100$	
			$\frac{Na^+}{Na^+ + K^+}$	$\frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg^{2+}}$
K-73 <sup>б</sup>	$K_{55}Na_{71}Ca_{13}Mg_7Mn_0Fe_{11}^{2+}Fe_{4}^{3+}Al_{143}Ti_1Si_{645}(O_{1593}OH_7)$	6,0	56,3	68,2
K-73 <sup>а</sup>	$K_{33}Na_{84}Ca_{17}Mg_{15}Mn_1Fe_{25}^{2+}Fe_5^{3+}Al_{150}Ti_5Si_{613}(O_{1590}OH_{10})$	7,9	71,8	66,6
129 K-13 <sup>а</sup>	$K_{19}Na_{54}Ca_{79}Mg_{98}Mn_1Fe_{74}^{2+}Fe_{13}^{3+}Al_{199}Ti_{12}Si_{452}(O_{1578}OH_{22})$	10,0	74,0	47,0
K-13 <sup>а/1</sup>	$K_{18}Na_{89}Ca_{66}Mg_{48}Mn_1Fe_{45}^{2+}Fe_{11}^{3+}Al_{226}Ti_{11}Si_{501}(O_{1580}OH_{20})$	20,0	83,2	53,8
K-12	$K_{17}Na_{103}Ca_{92}Mg_{10}Mn_0Fe_9^{2+}Fe_2^{3+}Al_{261}Ti_2Si_{534}(O_{1588}OH_{12})$	46,0	85,8	52,4

## ЗОЛОТО В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО КОНЦЕНТРАЦИИ В РУДНЫХ СТОЛБАХ

В учении о рудных месторождениях вопросы миграции металлов и формы их переноса являются важнейшей проблемой. Существует несколько гипотез образования рудных жил. Одну из них впервые сформулировал в XVI в. Агрикола, по мнению которого руды отлагались из растворов, циркулирующих по нарушениям. В дальнейшем гипотезу переноса рудного вещества растворами интенсивно развивал Сенармон, который экспериментально доказал, что многие сульфиды металлов могут выкристаллизовываться из нейтральных и щелочных растворов. Сторонники этой гипотезы считали, что вынос рудного вещества из глубин происходит в виде щелочных растворов, а отложение минералов является следствием охлаждения и реакций этих растворов с боковыми породами. Эта точка зрения наиболее широкое развитие получила в трудах американского геолога В. Линдгрена.

В дальнейшем на основе термодинамических расчетов Ферхуген (Verhogen, 1938) показал, что чистая вода не может служить гидротермальной транспортирующей средой. Данные такого рода являлись непреодолимым препятствием для объяснения переноса гидротермами больших количеств металлов и сопутствующих им химических элементов. Одновременно Гаррелс (Garrels, 1944) доказал ничтожную растворимость тяжелых металлов в щелочных и кислых истинных разбавленных растворах. В то же время Гаррелс (Garrels, 1941) одним из первых подметил сильное влияние электролитов на растворимость сульфидов.

Более поздними экспериментальными работами было убедительно доказано, что в водных растворах электролитов при повышении температуры и давления растворенное вещество стремится к комплексообразованию и полимеризации, что приводит к резкому повышению растворимости соединений, а также термической устойчивости растворов. Например, растворимость гидросульфида серебра ( $\text{AgHS}$ ) в миллиарды раз выше растворимости его сульфидов.

В обычных условиях золото является одним из инертных элементов, так как оно легко восстанавливается из растворов до самородного состояния и относится к группе малолетучих металлов. При этом миграция золота зависит не только от физико-химических условий среды, но и от свойств самого золота. В атомах золота и серебра (атомные радиусы  $1,44 \text{ \AA}$ ) наружный электрон расположен близко к ядру и при большом заряде ядра этих элементов электрон сильно притягивается к нему. В связи с этим энергия, необходимая для отрыва электрона от атома (ионизационный потенциал), весьма высока. Именно поэтому золото и серебро очень трудно окисляются и легко (особенно золото) восстанавли-

ливаются. Легкая восстанавливаемость золота до металла предопределяет преимущественное распространение его в природе в самородном состоянии.

Вместе с тем золото имеет резко выраженную склонность к комплекссообразованию, причем  $Au^{3+}$  обладает практически постоянным координационным числом 4, а для  $Au^I$  координационное число равно 2. Лигандами для  $Au^{3+}$  могут служить:  $SCN^-$ ,  $Cl^-$ ,  $Br^-$ ,  $I^-$ ,  $NH_3$  и др., для  $Au^I - NH_3$ ,  $CN^-$ ,  $S_2O_3^{2-}$  и др. При диссоциации комплексных соединений золота имеет место сразу несколько равновесий: а) диссоциация всего соединения на комплексный ион и противоион, б) диссоциация комплексного иона. Например, для  $Na[AuCl_4]$  имеем:



Комплекс  $[AuCl_4]^-$  легко образуется в присутствии сильных окислителей ( $MnO_2$ ,  $O_2$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cu^{2+}$ ) в среде, содержащей избыток хлорид-ионов. Константа нестойкости этого хлоридного комплекса имеет малую величину:

$$K_{II} = \frac{[Au^{3+}][Cl^-]^4}{[AuCl_4]^-} = 5 \cdot 10^{-22} \quad (3)$$

или  $pK = -\lg K_{II} = 21,3$ .

Чем меньше константа нестойкости, тем более устойчивым является комплекс. Реакция в уравнении (2) сильно сдвинута влево, и комплекс  $[AuCl_4]^-$  весьма устойчив в кислых растворах.

Комплексный хлоридный анион трехвалентного золота заряжен отрицательно, и естественно, что противоионами для него могут служить катионы щелочных металлов. При этом устойчивость комплексных соединений золота со щелочными металлами возрастает в ряду от лития к цезию так как с увеличением числа электронных оболочек возрастают радиусы ионов, вследствие чего увеличивается их деформируемость и уменьшаются поляризующие действия.

В проблеме переноса рудного вещества до сих пор много неясного и противоречивого. Однако имеющиеся сведения позволяют считать, что большинство гидротермальных рудообразующих растворов, как отмечает Г. Хелгесон (1967), являются слабо диссоциированными хлоридными растворами электролитов. Рудные компоненты переносятся в виде различных комплексных соединений, среди которых важную роль играют хлоридные комплексы, а также карбонатные, бисульфидные и другие соединения. Об этом же косвенно свидетельствует состав водных вытяжек газовой-жидких включений из минералов, слагающих руды. Для золото-рудных месторождений в литературе по этому вопросу имеются весьма отрывочные сведения.

На Березовском месторождении (Урал) Е.И. Вульчиным (1953) установлено, что водные вытяжки из кварца золоторудных жил имеют хлоридно-натровый состав. Отношение  $n_p = \frac{Na^+}{Na^+ + K^+}$  (атомн. %) равно 83,8, а  $s = \frac{Cl^-}{Cl^- + SO_4^{2-}}$  (атомн. %) = 93,9 (среднее из шести анализов).

Хлоридно-натровый состав водных вытяжек получен также (Roedder, 1960) из кварца золоторудных жил месторождения Грейсе Вэлли (Калифорния). Отношение  $n_p$  варьирует от 58,6 до 69,0, а  $s$  — от 74,7 до 94,9 (шесть анализов). Следует отметить, что оба исследователя не определяли в вытяжках бикарбонат-ион, роль которого в формировании многих золоторудных месторождений весьма существенна.

По данным Ю.П. Дорошенко и др. (1968), на Балейском месторождении (Забайкалье) водные вытяжки из кварца золоторудных жил имеют бикарбонатно-щелочноземельный состав при весьма значительной роли щелочей. Отношение  $n_p$  колеблется от 58,9 до 76,2 (два анализа). Сульфат-ион в вытяжках не определялся, и его значение при формировании месторождения не выяснено. Приведенные высокие содержания аниона  $HSiO_3^-$  весьма сомнительны.

Н.В. Росляковой (1970) установлено, что на Бериккульском месторождении водные вытяжки из кварца золоторудных тел также имеют бикарбонатно-щелочноземельный состав со значительной ролью щелочей и хлорид-иона. Отношение  $n_p$  в вытяжках из кварца метасоматических кварц-сульфидных тел (ранняя стадия) составляет 66,7 (один анализ), золото-кварцевых жил — от 84,7 до 85,5 (два анализа). Сульфат-ион в вытяжках не определялся, и его роль в растворах не выяснена.

Формирование золоторудных месторождений — длительный стадийный процесс, который протекает в определенных температурных условиях. Современные методы позволяют достаточно уверенно судить о температурах образования минеральных ассоциаций. Это прежде всего метод гомогенизации, получивший за последнее время широкое признание среди исследователей. Критический обзор литературы по температурам образования золоторудных месторождений приведен ниже.

Березовское месторождение (Урал), по данным Л.И. Колтун (1957), сформировалось в температурном интервале 420–55°С. Образование березитов протекало при 420–370°, золото-кварцевых жил — при 320–105°, кварц-карбонатных жил — при 125–55°С. Отложение продуктивной ассоциации минералов (пирит, халькопирит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, золото) с учетом поправки на давление происходило при температурах 195–140°С.

Температурный интервал формирования Кочкарского золоторудного месторождения (Урал), по данным Л.И. Колтун (1957), составляет 430–30°С. Окварцевание плагиогранитов, а также образование раннего без-

рудного кварца протекало при температурах 430–360°, золоторудных жил – при 410–130°, кварц-карбонатных жил – при 100–30°С. Продуктивная ассоциация минералов (халькопирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, джемсонит, буланжерит, золото) образовалась в интервале 270–130°С. Нам представляется, что верхний температурный предел формирования золото-кварцевых жил (410°С), а также продуктивной минеральной ассоциации (270°С) несколько завышен, вероятно, в связи со сложностью геологической обстановки (внедрение пострудных микроклиновых гранитов).

Берикульское золоторудное месторождение (Кузнецкий Алатау), по данным Н.В. Росляковой (1970), сформировалось в интервале температур 390–70°С. Ранняя стадия (метасоматических кварц-сульфидных тел) образовалась при 390–325°, промежуточная (золото-кварцевая) – при 380–150°, поздняя (карбонатная) – при 130–70°С. При этом продуктивная ассоциация минералов (халькопирит, галенит, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, золото) отлагалась в интервале 235–150°С. На месторождении проявлены также жилы с "чуждой" молибден-вольфрамовой минерализацией, образовавшиеся при 600–400°С. По нашему мнению, автор несколько завышен верхний температурный предел образования промежуточной стадий (380°С), а также продуктивной ассоциации минералов (235°С).

Золоторудное месторождение Лебединое (Якутия), по данным Л.И. Колтун (1958), образовалось при температурах 410–55°С. Формирование ранних стадий протекало в интервале 410–230°, золото-кварцевой стадии – 305–135°, карбонатной – 165–55°С. Продуктивная ассоциация минералов (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, борнит, золото) отложилась при температурах 190–135°С.

По данным Ю.П. Дорошенко и др. (1968), Балейское золоторудное месторождение (Забайкалье) сформировалось при температурах 285–135°С. Ранняя стадия (халцедоновидного кварца) образовалась в интервале 285–245°, промежуточные стадии с продуктивной ассоциацией минералов – 275–150° и заключительная (кварц-антимонитовая) – 160–135°С.

Термометрические исследования золоторудных тел Западной Чукотки, а также кварца в сростании с золотом из россыпей, проведенные Н.М. Давиденко (1968), показали, что температура образования золото-кварцевых жил находится в интервале 230–140°С. При этом текстурные особенности руд указывают на их отложение в "открытых" трещинах в условиях небольших давлений, в связи с чем поправками на давление, ввиду их ничтожной величины, можно пренебречь.

По данным Ю.С. Бермана (1970), рудные тела золото-серебряной формации северо-восточной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса сформировались в интервале температур 210–135°С в близповерхностных условиях, что позволяет не учитывать поправки на давление.

Температура образования рудных тел с золото-аргентитовой минерализацией (120–105°С), снятая автором с экспериментальной кривой, не рассматривается ввиду неизбежных грубых ошибок при определении соотношения газовой и жидкой фаз во включениях. Карбонаты поздней стадии отлагались при 155–135°С. Температура ранних стадий минералообразования автором не установлена.

Сведения по физико-химическим условиям формирования золото-рудных месторождений из литературных источников дополнены детальными исследованиями, проведенными авторами на некоторых месторождениях Приамурья. Приамурский золотоносный пояс вытянут в субширотном направлении от Забайкалья до Приохотья и приурочен к Монголо-Охотской складчатой системе, которая рассматривается большинством исследователей как область позднепалеозойской складчатости, активизированной в верхнемезозойский тектоно-магматический цикл. Золотая минерализация в этой структурно-металлогенической зоне парагенетически связана с комплексом самостоятельных малых интрузий мелового возраста, которые трассируют глубинные расколы фундамента. Восточный участок золотоносного пояса, охватывающий Нижнее Приамурье, располагается на сопряжении палеозойских и мезозойских структур Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского складчатых поясов, что определяет специфику золотой минерализации этого участка, в частности широко проявленную здесь связь оруденения с комплексом субвулканических интрузий мелового – палеогенового возраста.

По количеству сульфидов гидротермальные золоторудные месторождения Приамурья подразделяются на три формации: убогосульфидную с содержанием сульфидов до 2% (Многовершинное, Белая гора и др.), малосульфидную, сульфидов 2–10% (Токур, Сагур, Харга и др.), умеренносульфидную, сульфидов 10–50% (Березитовое, Кировское, Ключевское, Дарасун). Сульфидная минерализация большинства месторождений представлена двумя основными минеральными ассоциациями: пирит-арсенопиритовой, образующейся на ранних стадиях формирования рудных тел, и полиметаллической, отлагавшейся в поздние стадии. Ранняя ассоциация сульфидов сложена пиритом и арсенопиритом, поздняя – халькопиритом, галенитом, сфалеритом, а также сульфосолями сложного состава. Подавляющее количество самородного золота тесно связано с поздними сульфидами, которые на примере других золотоносных регионов выделены Н.В. Петровской (1967) в продуктивную ассоциацию минералов. На Кировском месторождении наряду с отмеченной сульфидной минерализацией широко распространен висмутин, с которым также ассоциирует самородное золото. Формирование месторождений, как правило, завершается кварц-карбонатной стадией, сопровождающейся отложением небольших количеств пирита, иногда антимонита.

Типичным представителем месторождений кварцевой малосульфидной формации, которые особенно широко проявлены в пределах Приа-

мурского золотоносного пояса, является месторождение Токур. На примере его авторами сделана попытка показать, что поведение золота в гидротермальном процессе, а также причины концентрации его в рудных столбах тесно связаны со структурно-литологическими и физико-химическими условиями формирования месторождений.

Структурные черты Токурского месторождения определяются расположением его вблизи сопряжения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем на участке сближения Алданского щита и Зее-Буреинского срединного массива. Площадь месторождения сложена осадочными породами верхнепалеозойского (?) возраста, образующими антиклинальную складку запад-северо-западного простирания. Моноклиальная структура южного крыла складки осложнена складчатостью более высоких порядков, а также разрывными нарушениями субширотного и близмеридионального направлений. В ядре складки обнажаются монотонно переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты сагурской свиты. Крылья складки сложены породами токурской и экимчанской свит. Нижняя часть токурской свиты представлена массивными песчаниками, верхняя — чередованием слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов. Экимчанская свита сложена плотными тонкопереслаивающимися алевроаргиллитами.

Золотое оруденение представлено системой кварцевых жил, приуроченных к межпластовым и кососекущим по отношению к слоистости трещинам сколового типа. Отмечаются два направления рудных тел: запад-северо-западное и близширотное. Жилы обоих направлений в большинстве случаев падают на юг под углами 30–40°. Характерная черта многих жильных систем — кулисообразное расположение отдельных жил как по падению, так и по простиранию.

На месторождении четко проявлен структурно-литологический контроль золотого оруденения (рис. 14). Большая часть кварцевых жил с промышленным содержанием золота локализуется в неоднородных по физико-механическим свойствам породах, слагающих верхнюю часть токурской свиты. В массивных песчаниках нижней части токурской свиты проявлены, как правило, маломощные, быстро выклинивающиеся по простиранию и падению кварцевые жилы. В породах сагурской свиты, сложенной малопроницаемыми образованиями, золотое оруденение практически отсутствует. По восстанию оруденение экранируется пластичными тонкопереслаивающимися алевро-аргиллитами экимчанской свиты.

В локализации золотого оруденения большую роль играет Главный разлом субширотного простирания, падающий на юг под углами 30–50°. Большинство жил с промышленным содержанием золота расположено висячем боку разлома. Субширотные жилы сопровождают разлом, а запад-северо-западные причленяются к нему под острыми углами. В целом сочленение рудной зоны с Главным разломом погружается на запад. Вдоль разлома развиваются слабо золотоносные метасоматические кварциты мощностью 10–30 м.

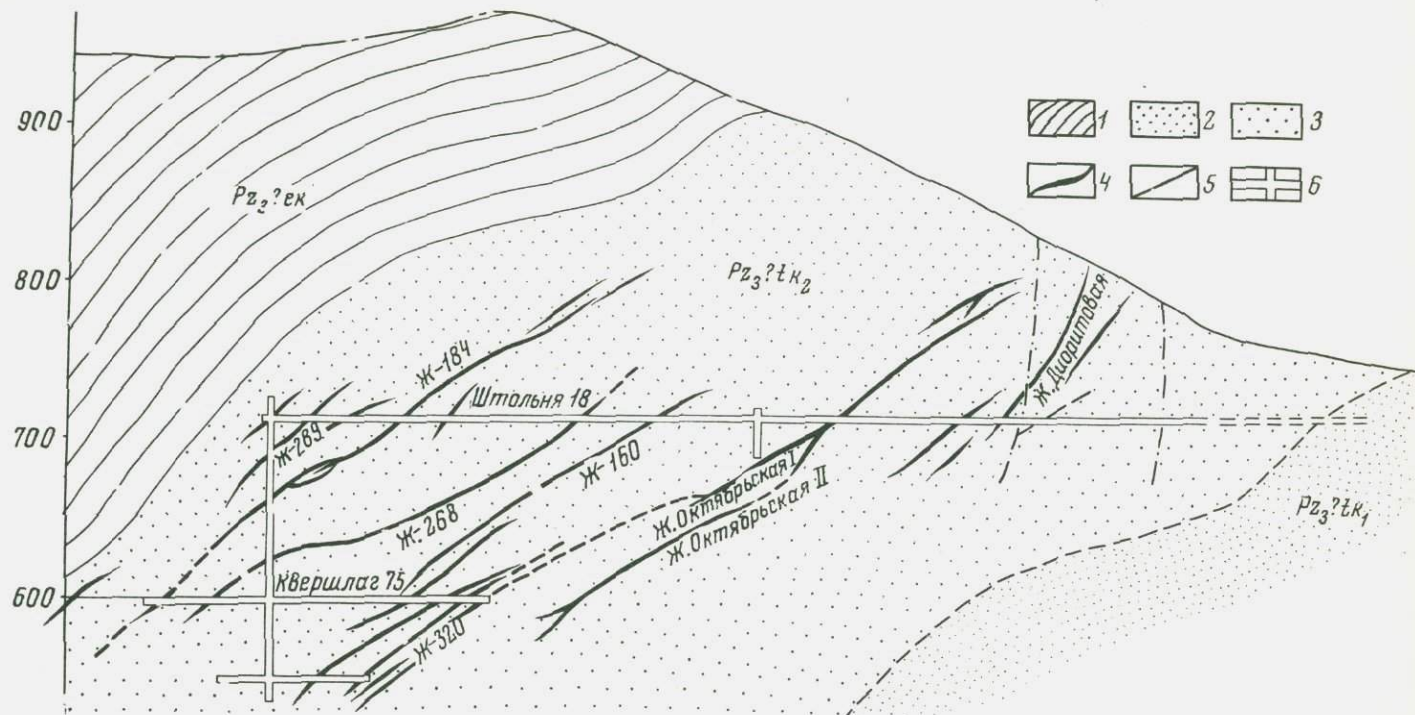


Рис. 14. Геологический разрез через центральную часть Токурского месторождения

1 – алевро-аргиллиты (экимчанская свита); 2 – чередование пластов песчанков, переслаивающихся песчаников с алевро-аргиллитами и алевро-аргиллитов (верхняя часть токурской свиты); 3 – песчаники (нижняя часть токурской свиты)  
4 – золото-кварцевые жилы; 5 – тектонические нарушения; 6 – горные выработки

На месторождении проявлена серия крутонадающих долгоживущих разломов субмеридионального простирания, перемещения по которым привели к образованию ряда ступенчатых блоков, смещающих породы верхней части токурской свиты в юго-западном направлении. Эти перемещения в совокупности с влиянием Главного разлома определяют склонение рудной зоны в западном направлении под углами  $10-20^\circ$ , вследствие чего на западном фланге месторождения появляются сленные рудные тела.

Субмеридиональные нарушения сопровождаются сериями даек диабазовых и диоритовых порфиритов, а также цепочками штоков преимущественно диоритового состава. Малые интрузии имеют верхнемеловой возраст. Дайки отчетливо секут рудные жилы, нередко содержат ксенолиты жильного кварца и иногда следуют по трещинам, смещающим жилы. Штоки представляют собой выдержанные тела трубчатой формы с овальным или округлым сечением от 15 до 70 м в поперечнике, падающие преимущественно на юго-запад под углами  $60-70^\circ$  к горизонту. Они окружены ореолами интенсивно ороговикованных пород, пересекают и метаморфизуют жилы и дайки. Малые интрузии, а также поведение золота при контактовом метаморфизме вокруг штоков диоритового состава подробно рассмотрены в предыдущей главе.

Формирование месторождения протекало в три стадии: раннюю – метасоматических кварцитов (5–10% сульфидов), золото-кварцевую (0,5–3,0%) и заключительную – кварц-карбонатных жил и прожилков (менее 1,0%). В метасоматических кварцитах сульфиды представлены арсенопиритом и пиритом, в кварцевых жилах кроме пирита и арсенопирита в небольших количествах присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит и блеклые руды, в кварц-карбонатных жилах – пирит, редко антимонит. В золото-кварцевых жилах участками встречается шеелит. Характерно, что с глубиной на месторождении количество пирита уменьшается, а арсенопирита возрастает.

Кварциты обычно содержат золота от 0,1 до 3,0 г/т, золото-кварцевые жилы – 5–200, кварц-карбонатные жилы и прожилки – менее 0,1 г/т. В кварцитах золото находится в дисперсной форме в пирите и арсенопирите; в кварцевых жилах подавляющее количество золота присутствует в самородном состоянии, тесно ассоциирует с поздними сульфидами (галенит, сфалерит) и блеклыми рудами и приурочено к микротрещинам в кварце, иногда арсенопирите и пирите.

Пирит метасоматических кварцитов представлен в основном мелкими (0,05–0,5 мм) хорошо образованными кристаллами в форме куба. Пирит золото-кварцевых жил, как правило, более крупных размеров (0,1–3,0 мм), наряду с кубическими формами нередко имеет габитус пентагондодекаэдра. Характерными особенностями пиритов золото-кварцевых жил являются осложнение кубических форм кристаллов гранями октаэдра или гексагондодекаэдра, спорадическое появление на гранях кристаллов сту-

пенчатых фигур роста, а также сдвойникованных кристаллов. В кварц-карбонатных жилах преимущественно развиты кристаллы октаэдрического облика. Все пириты месторождения обладают дырочным типом проводимости. По величине ТЭДС ( $\Delta T = 90^\circ \text{C}$ ) пириты метасоматических кварцитов (+37 мВ, 37 замеров) и золото-кварцевых жил (+37 мВ, 143 замера) не отличаются друг от друга; ТЭДС пиритов кварц-карбонатных жил равна +52 мВ (59 замеров).

В пиритах месторождения химическим и количественным спектральным анализами установлены мышьяк, сурьма, свинец, цинк, медь, кобальт, никель, золото и серебро (табл. 54). При этом содержание золота и серебра в пиритах метасоматических кварцитов несколько ниже, чем в золото-кварцевых жилах, и незначительно в пиритах кварц-карбонатных жил. Содержание в пиритах никеля и кобальта закономерно падает в ряду метасоматические кварциты – золото-кварцевые жилы – кварц-карбонатные жилы (никель: 0,0220–0,0075–0,0003%; кобальт: 0,0006–0,0001–<0,0001%). Количество свинца, цинка и меди в метасоматических кварцитах и золото-кварцевых жилах сходны и резко уменьшаются в пиритах кварц-карбонатной стадии. Наиболее высокие концентрации сурьмы установлены в пиритах кварц-карбонатных жил. Содержания мышьяка закономерно уменьшаются от ранних пиритов к поздним (1,90–0,95–0,06%), чем, вероятно, и определяется различие ТЭДС этих пиритов.

Арсенопирит метасоматических кварцитов и золото-кварцевых жил обычно образует двойники прорастания, которые иногда имеют форму звездчатых сростков. Характерны также таблитчатые формы псевдоморфического габитуса. Арсенопириты месторождения обладают электронным типом проводимости. ТЭДС арсенопиритов метасоматических кварцитов несколько ниже (–25 мВ, 5 замеров) таковой арсенопиритов из кварцевых жил (–30 мВ, 96 замеров). Химическим и количественным спектральным анализом в арсенопирите золото-кварцевых жил установлены сурьма, висмут, свинец, цинк, никель, кобальт и медь (табл. 55).

Характерно, что содержание элементов-примесей в сульфидах закономерно изменяется с глубиной залегания рудных тел. Так, количество свинца в пиритах и арсенопиритах золото-кварцевых жил с глубиной уменьшается, а никеля и кобальта – увеличивается. Концентрация золота в арсенопиритах с глубиной уменьшается, а в пиритах, наоборот, возрастает. Содержание серебра и отношение  $\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \cdot 1000$  в пиритах с глубиной также увеличиваются. Следует заметить, что пробность самородного золота в кварце с глубиной также повышается.

Изменение содержания элементов-примесей в сульфидах, пробности золота, количественного соотношения пирита и арсенопирита по стадиям, а также с глубиной залегания рудных тел обусловлены закономерной эволюцией гидротермальных растворов. Д.С. Коржинский (1956) среди параметров, определяющих характер развития динамической гидро-

Элементы-примеси в пиритах Токурского  
месторождения

Стадия	С о д е р ж а н и е, вес. %							Содержание, г/т	
	As	Sb	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Au	Ag
Метасоматических кварцитов (два опреде- ления)	1,90	0,010	0,0100	0,040	0,012	0,0220	0,0007	78,0	13,5
Золото-кварцевых жил (шесть определе- ний)	0,95	0,005	0,0015	0,025	0,010	0,0075	0,0001	93,0	20,5
Кварц-карбонатных жил (одно опреде- ление)	0,05	0,050	0,0008	0,001	0,001	0,0003	0,0001	0,1	0,5

## Содержание элементов-примесей в сульфидах Токурского месторождения

140

Горизонт, м	Минерал	Число ана- лиз	С о д е р ж а н и е, вес. %							Содержание, г/т		$\frac{\text{Au}}{\text{Au+Ag}} \cdot 1000$
			As	Sb	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Au	Ag	
540-570	Пирит	3	0,9	0,005	0,001	0,020	0,0050	0,0113	0,0003	100	12	893
600-620	"	2	0,9	0,005	0,002	0,024	0,0063	0,0022	0,0001	94	25	790
640-670	"	2	1,0	0,005	0,001	0,027	0,0065	0,0006	0,0001	86	26	768
540-570	Арсено- пирит	2		0,035	0,001	0,017	0,0200	0,0180	0,0025	35	4	898
590-620	"	3		0,050	0,001	0,028	0,0170	0,0150	0,0020	138	6	961
670-780	"	2		0,060	0,001	0,029	0,0050	0,0100	0,0006	140	6	961

гермальной системы, выделяет прежде всего кислотность-щелочность эреды, ее окислительно-восстановительный потенциал и активность компонентов раствора. На Токурском месторождении развитие этой системы определялось в первую очередь изменением температуры и давления.

Образование метасоматических кварцитов протекало в условиях повышенных давлений (порядка 500 атм) при температуре, по данным декрепитации, 360–300°С. Из замещаемых пород почти полностью выносятся алюминий, магний, кальций, натрий и калий (табл. 56). Н. Helgeson, R. Garrels (1968) считают, что замещение силикатов кварцем с выносом значительного количества алюминия возможно кислыми растворами. Кислотный характер растворов для ранних стадий формирования золоторудных месторождений других регионов отмечает Н.В. Петровская (1967).

Исследования состава гидротермальных растворов проводились методом водных вытяжек из кварца метасоматических кварцитов и золото-кварцевых жил. Исходная навеска для анализа составляла 100 г мономинерального кварца. По данным вытяжек гидротермальные растворы, формировавшие метасоматические кварциты, умеренно минерализованы и по составу относятся к бикарбонатному типу с преобладающей ролью щелочноземельных катионов (табл. 57). В растворах сульфат-ион преобладает над хлор-ионом, а калий над натрием.

Образование золото-кварцевых жил протекало при значительном падении давления до 100–500 атм вследствие поступления гидротермальных растворов в зону повышенной удельной трещиноватости пород. При этом происходило "вскипание" растворов, о чем свидетельствуют семейства гетерогенных газовой-жидких включений в кварце с аномальными объемами газовой фазы. Одновременно температура гидротерм снижается, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, до 235–160°С. Изменяется и состав растворов, которые, по данным водных вытяжек, относятся к бикарбонатно-натровому типу с умеренной минерализацией (см. табл. 57). В растворах натрий преобладает над калием, а хлор-ион – над сульфат-ионом. Одновременно отмечается качественное повышение щелочности растворов с уменьшением глубины залегания рудных тел. Так, на горизонте 540 м рН водных вытяжек 7,7, 640 м – 8,1 и 800 м – 8,3.

Продуктивная ассоциация минералов (галенит, сфалерит, блеклые руды, золото) отлагалась на самых поздних ступенях золото-кварцевой стадии в зонах повышенной трещиноватости кварца. Такие зоны могли возникать вследствие проявления внутриминерализационных подвижек, а также складчатых деформаций высоких порядков. Образование продуктивной ассоциации минералов постоянно сопровождается явлениями частичного переотложения кварца, что приводит к залечиванию микро-трещинок. Это позволило определить методом гомогенизации включений

## Изменение химического состава песчаников при образовании метасоматических кварцитов

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	П.п.п.	Сумма
Метасоматические кварциты (два анализа)	93,77	0,15	1,98	2,12	0,35	—	—	0,14	0,05	0,28	0,08	0,48	0,08	—	99,48
Песчаники (пять анализов)	65,10	0,67	14,77	1,12	3,74	0,05	1,80	1,71	3,99	3,20	1,56	1,19	0,16	0,51	99,57

температуру отложения продуктивной ассоциации минералов: она составляет 185–160° С.

Кварц-карбонатные жилы формировались ярко выраженными углекислыми растворами при температуре, по данным гомогенизации, 140–100° С. При этом отмечается вынос из вмещающих пород и рудных тел кремнезема, и золота. Вопрос о поведении золота при воздействии на породы углекислых гидротерм подробнее рассмотрен в предыдущей главе.

Весьма существенные различия выявляются при рассмотрении роли натрия и калия, а также хлор-иона и сульфат-иона в гидротермах разных стадий. Отношение  $n_p$  в растворах ранней стадии варьирует от 34,4 до 45,1, золото-кварцевой стадии – от 76,4 до 81,3, отношение  $s$  колеблется от 20,2 до 41,9 в гидротермах ранней стадии и от 47,8 до 68,3 – золото-кварцевой стадии. Полученные величины отношений сопоставимы с таковыми для Бериккульского (Кузнецкий Алатая), Березовского (Урал), Грейсс Вэлли (Калифорния) и Балейского (Забайкалье) золото-рудных месторождений.

Характерно, что и в рудах золото-кварцевых жил Токурского месторождения также наблюдается зависимость содержания золота от величины отношения натрия к калию. Для анализа из различных по содержанию золота участков жил отбирались представительные пробы весом 100 кг каждая, с условием минимального засорения руды вмещающей породой. Установлено, что с ростом отношения  $\frac{Na_2O}{Na_2O + K_2O} \cdot 100\%$  в общем

случае возрастает и содержание золота в руде.

Таким образом, гидротермы ранней стадии формирования месторождения были бикарбонатными с повышенной активностью в растворах сульфат-иона и калия. Продукты их деятельности обычно слабо золотоносны. Золото находится в дисперсной форме в сульфидах. PH растворов продуктивной золото-кварцевой стадии сместился в сторону повышения щелочности, что, вероятно, связано помимо прочих факторов с "вскипанием" растворов и удалением в газовой фазе кислотных компонентов. Среди катионов резко возросла роль натрия, среди анионов – хлора. Температура минералообразования 235–160° С. В поздние ступени стадии при температуре 185–160° С отложилась основная масса самородного золота. Гидротермы заключительной кварц-карбонатной стадии, температура которых 140–100° С, носят ярко выраженный углекислый характер. Сходное развитие гидротермального процесса отмечал ранее В.И. Смирнов (1964) для ряда рудных месторождений СССР.

Харгинское золоторудное месторождение, расположенное в 60 км западнее Токурского в метаморфизованных до фации зеленых сланцев породах, сформировалось в близких температурных условиях: золото-кварцевые жилы в интервале 230–160, кварц-карбонатные – 145–100° С. Аналогичные температуры получены для ряда соседних рудопроявлений золота, что свидетельствует о близости температурных условий формирования золотого оруденения в районе.

Состав газовой-жидких включений в кварце  
золоторудных тел Токурского месторождения  
(по данным водных вытяжек)

Компоненты	Ранняя стадия (метасоматические кварциты); три определений			Вторая стадия (золото-кварцевые жилы); шесть определений		
	г/л	$\frac{\text{г} \cdot \text{экв}}{\text{л}}$	экв. %	г/л	$\frac{\text{г} \cdot \text{экв}}{\text{л}}$	экв. %
Na <sup>+</sup>	3,940	0,171	16,9	10,851	0,472	66,2
K <sup>+</sup>	10,389	0,266	26,3	4,721	0,121	17,0
Ca <sup>2+</sup>	8,361	0,418	41,4	2,017	0,101	14,1
Mg <sup>2+</sup>	1,904	0,156	15,4	0,230	0,019	2,7
Сумма катионов	24,594	1,011	100,0	17,964	0,713	100,0
F <sup>-</sup>	0,302	0,016	1,7	0,000	—	—
Cl <sup>-</sup>	3,393	0,096	10,5	5,340	0,150	20,7
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	34,087	0,559	61,1	28,574	0,468	64,5
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	11,122	0,232	25,3	4,916	0,102	14,1
HSiO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,969	0,013	1,4	0,386	0,005	0,7
Сумма анионов	49,873	0,915	100,0	39,216	0,725	100,0
Количество солей	74,467	—	—	57,080	—	—
Общая минерализация, вес. %		6,9			5,4	
$\frac{\text{Na}^+}{\text{Na}^+ + \text{K}^+} \cdot 100$		39,1			79,6	
$\frac{\text{Cl}^-}{\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}} \cdot 100$		29,3			59,5	
Сульфиды, вес. %		5–10			0,5–3,0	
Золото, г/т		0,1–3,0			5–200	

Сравнение полученных авторами результатов термометрических исследований с литературными данными показывает, что золоторудные гидротермальные месторождения различных регионов Союза формируются в широком диапазоне температур — от 430 до 30°С. Ранние безрудные или слабо золотоносные стадии образуются преимущественно в высокотемпературных условиях (430–230°С), промежуточные продуктивные — в среднетемпературных (320–105°С) и заключительные, безрудные — в низкотемпературных (165–30°С). При этом отложение продуктивных ассоциаций минералов (галенит, сфалерит, блеклые руды, золото и др.) обычно происходит на поздних ступенях промежуточных стадий в сравнительно узком температурном интервале — от 195 до 130°С.

Золото во многих месторождениях мира распределено крайне неравномерно с образованием в жилах рудных столбов. Большинство исследователей при изучении рудных столбов основное внимание уделяли прежде всего структурным и литологическим факторам, контролирующим концентрацию полезных компонентов в рудах. В работах В. Линдгрена (1934–1935), К.Д. Хьюлина (1938), В.М. Крейтера (1940), В. Bateman (1942), В.И. Смирнова (1954) рассмотрена роль этих факторов и дана систематика рудных столбов. Описание рудных столбов на месторождениях золота и их классификацию приводит Н.И. Бородаевский (1960). Детальный анализ истории изучения рудных столбов и роли структурно-литологического контроля при их образовании сделал Ф.Н. Шахов (1964).

На золоторудных месторождениях Северо-Востока СССР, по данным Н.А. Шило (1960), образование столбов тесно связано с кварц-альбит-карбонатным минеральным комплексом. Как справедливо отмечает Н.В. Петровская (1963), для прогнозирования рудных столбов наряду с учетом литологических и структурных факторов необходимо изучение минералогических признаков, контролирующих образование обогащенных участков. Вместе с тем минералогические признаки определяются прежде всего физико-химическими условиями рудоотложения. Материалы по рудным столбам Токурского месторождения показывают, что физико-химические факторы играют не менее важную роль, чем структурно-литологические (Моисеенко, Фатьянов, 1971).

Содержание золота в жилах месторождения колеблется от следов до сотен граммов на тонну руды, иногда достигая 12 кг/т. Обогащенные золотом участки (рудные столбы) образуют промышленные зоны различных размеров, которые нередко погружаются на значительную глубину. Установлены три типа рудных столбов: первичные, регенерированные и вторичные.

Первичные рудные столбы в жилах вытянуты в северо-западном направлении. Это направление в общем случае совпадает с простираем складчатой структуры в пределах месторождения и близко к простираению основных жил. При этом рудные столбы образу-

ются в пределах зон повышенной трещиноватости жильного кварца. Эти зоны возникали в процессе проявления внутриминерализационной тектоники, а также складчатых деформаций высоких порядков, связанных с верхнемезозойским тектоно-магматическим циклом; нередко они приурочены к изгибам жил как по простиранию, так и по падению. Закономерность такого рода характерна и для других месторождений Приамурья (Волярович, 1962). Так, жила Первая-Верхняя, Ясненского месторождения залегает в графитизированных глинистых сланцах сагурской свиты в замке складки. Рудный столб с содержанием золота более 300 г/т тяготеет к изгибу этой жилы. Рудные тела Сагурского месторождения приурочены к куполовидной структуре, сложенной кварц-слюдистыми сланцами сагурской свиты с линзами мраморизованных известняков и песчаников. Рудные тела в большинстве случаев залегают согласно со сланцеватостью пород. Рудные столбы и здесь развиваются в изгибах кварцевых жил.

Золото в рудных столбах Токурского месторождения, как правило, имеет более высокую пробность, большие размеры выделений и характерные комковидно-угловатые и друзовидные формы. Например, в обогащенном участке жилы Октябрьской (штрек 160 в) при содержании золота 109,5 г/т, серебра 35,5 г/т пробность золота 755,1, в то время как в более бедной руде при содержании золота 34,1 г/т, серебра 13,3 г/т пробность 719,4. На участке Малый Токур (штольня 33 бис) при содержании золота 509 г/т, серебра 186 г/т пробность золота 732, а в блоке этой жилы при содержании золота 266 г/т, серебра 110 г/т пробность 708.

Самородное золото бедных и богатых участков жил отличается не только составом, но и размерами выделений. Так, по жиле Октябрьской I в руде с содержанием золота более 20 г/т преобладают его выделения размером 0,3 мм, в то время как в участках той же жилы с содержанием 1–5 г/т основное количество золотин имеет размеры 0,05 мм.

Регенерированные рудные столбы на Токурском месторождении наблюдаются вблизи пострудных штоков диоритового состава. Они имеют чаще всего юго-западное склонение, совпадающее в общем виде с проекцией штока на плоскость жилы (рис. 15). Штоки диоритового ряда прорывают золото-кварцевые жилы, метаморфизуют их и содержат ксенолиты кварца. При этом в жилах 289, Диоритовой, Одиннадцатой и Октябрьской I отмечается перекристаллизация кварца, выраженная в преобразовании призматических кристаллов в гранобластовый агрегат, появление биотита, замещение пирита и арсенипирита пирротином, наличие звездчатых выделений сфалерита в халькопирите и решетчатые срастания халькопирита и сфалерита (Моисеенко, 1965).

Установлены признаки термического метаморфизма золота. На удалении от контактов штоков золото в жилах мелкое, низкопробное, имеющее сложные формы с мелкоямчатой поверхностью. С приближени-

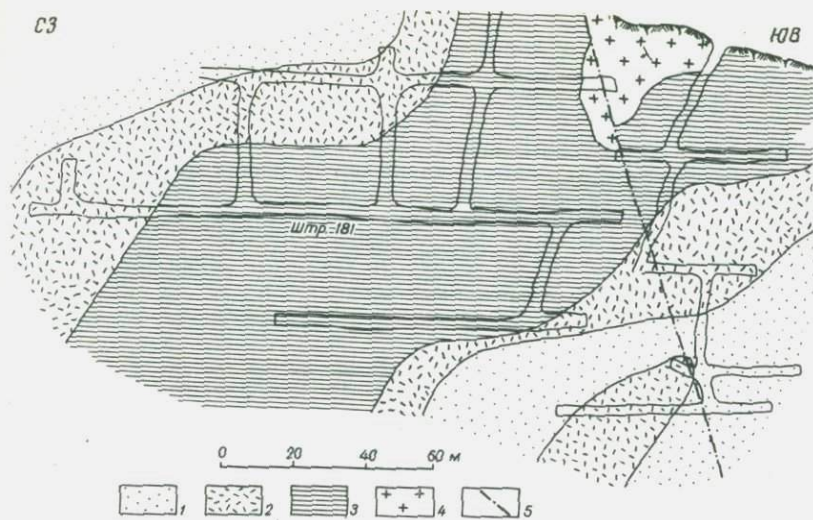


Рис. 15. Регенерированный рудный столб в жиле Диоритовой (проекция жилы на вертикальную плоскость)

Содержание золота в руде (в г/т): 1 – 0–20; 2 – 20–100; 3 – более 100; 4 – шток диоритового состава; 5 – тектоническое нарушение

ем к штокам в жилах появляются более крупные и высокопробные агрегаты золота, иногда с хорошо выраженными кристаллографическими формами. Так, в жиле 289 в 1 м от контакта со штоком проба золота составляет 803, в 5 м – 761, в 210 м – 680. В золоте на удалении от штока постоянно присутствует ртуть (иногда до 1%), часто сурьма и мышьяк, в то время как в золоте около штока эти элементы отсутствуют. Вблизи контакта со штоком фракция золота + 0,2 мм составляет 94,5 вес. %, на расстоянии 100–200 м и более все золото имеет размеры выделений меньше 0,2 мм.

Таким образом, под влиянием тепла пострудных штоков диоритового состава происходили перераспределение золота в жилах с образованием регенерированных рудных столбов, а также перекристаллизация золотиц в более высокопробные и крупные разности. Перераспределение золота в пределах рудных тел и зональное размещение разновидностей золота вокруг штоков позволяют предположить, что при термическом метаморфизме происходило значительное перемещение вещества. Перенос вещества, вероятно, осуществлялся в результате диффузии в поровых растворах и твердой среде. Непосредственно у контактов со штоками, видимо, преобладали диффузия в твердой среде и летучесть, на удалении от него – диффузия в растворах.

В тех случаях, когда в жилах проявлены и первичные, и наложенные (регенерированные) рудные столбы, обогащенные золотом участки имеют сложную конфигурацию и более значительные размеры.

Большое влияние на перераспределение золота оказали также углекислые растворы заключительных стадий минералообразования. На Токурском месторождении под действием углекислых растворов этой стадии малые интрузии подвергаются интенсивной пропилитизации хлорит-кальцитово-струпени с выносом золота. Неизменные дайки порфириров содержат  $7,2 \cdot 10^{-7}$  вес. % золота, пропилитизированные — в среднем  $2,5 \cdot 10^{-7}$  %. Детально поведение золота при пропилитизации даек порфириров рассмотрено в предыдущей главе.

Вынесенное из малых интрузий золото могло образовывать обогащенные участки в рудных телах. Косвенно об этом свидетельствует повышение содержания золота в жилах вблизи их пересечения поясами пропилитизированных даек порфириров. Вместе с тем растворы с высокой активностью углекислоты могли вызывать перераспределение золота не только в малых интрузиях, но и непосредственно в золотоносных жилах.

Вторичные рудные столбы установлены в зоне окисления многих золоторудных месторождений Приамурья. Они хорошо прослеживаются по отработанным участкам протяженных жил, которые повторяют современную поверхность рельефа.

Наиболее четко вторичные рудные столбы проявлены на Харгинском месторождении. Во многих жилах здесь наблюдаются резкое обогащение золотом окисленных руд и падение содержания этого металла с глубиной залегания рудных тел по мере уменьшения степени окисления первичных руд. Так, в жиле Третьей содержание золота в руде на глубине 100 м равно 20 г/т, на глубине 50 м — 50, а при выходе рудного тела на поверхность — 380 г/т. Жилы Первая, Друзовая, Пологая, Разведочная, Казанская, Юбилейная, Васильевская и Зазубринская отработаны только на глубину 10–30 м в связи с резким уменьшением содержания золота с глубиной. При этом если по падению некоторые жилы отработывались только на 5–10 м, то по простиранию (Друзовая и др.) — на сотни метров.

В приповерхностных частях жил наблюдается резкое увеличение крупности золотин. Так, по жиле Третьей, в 10 м от поверхности вес самородного золота с размером золотин более 1 мм составил 84% общей массы золота, а на глубине 50 м при массовых протоколках не встречено ни одной золотины размером более 1 мм. Уменьшение размеров золота с глубиной отчетливо наблюдалось также в жилах Первой, Друзовой и Разведочной.

В зоне окисления отмечается повышение пробности золота. В 10 м от поверхности, в жиле Третьей пробность колебалась в интервале 900–915, на глубине 50 м — 830–870. В жиле Тишинской при выходе на поверхность пробность составляла 860–910, а ниже по падению на 300 м — 800–850.

Известно, что рудничные воды многих месторождений содержат хлор. По данным Ф.В. Чухрова (1947), содержание его в рудничных водах Центрального Казахстана достигает 200–400 мг/л. Высокие содержания хлора в рудничных водах приводит М.Н. Альбов (1960) для месторождений Южного Урала. Так, на месторождении Синий Шихан (шахта 2) содержание хлора 886 мг/л, на месторождении Кумак (шахта Эрнйбай горизонт 40 м) – 230 мг/л, а на месторождении Джетыгара (шахта 6) – 584 мг/л. По данным В. Эммонса (1935), хлор также постоянно присутствует в рудничных водах золото-серебряных месторождений Северной Америки, но содержание его здесь примерно в 4 раза меньше, чем в рудничных водах месторождений Урала. Наличие хлора в рудничных водах золоторудных месторождений предопределяет возможность растворения и переноса золота. Однако растворение его возможно лишь при наличии сильного окислителя типа  $MnO_2$ . По данным М.Н. Альбова (1960), марганец является обычным элементом в зоне окисления золоторудных месторождений Урала. Вместе с тем окисленные руды месторождений Приамурья (Токурское, Харгинское, Ингагли, Ясенское) содержат марганец в очень небольших количествах (обычно меньше 0,01%). Однако поверхностные воды растворяют и переносят золото на этих месторождениях. Видимо, наряду с растворением золота в присутствии  $MnO_2$  в поверхностных водах имеются и другие сильные окислители, предопределяющие реакцию образования  $[AuCl_4]^-$ . Здесь прежде всего следует отметить кислород. Краускопф (Krauskopf, 1951) рассчитал уравнение:



Для данной реакции электродвижущая сила  $E = +0,23$  в, изменение свободной энергии  $\Delta F_0 = -32,0$  кал, константа равновесия  $K = n \cdot 10^{23}$ . Приведенные данные свидетельствуют о том, что золото может легко растворяться поверхностными водами, насыщенными кислородом, при высокой концентрации в них хлора. С понижением кислотности золото восстанавливается до самородного состояния.

Таким образом, обогащение золотом приповерхностных частей жил тесно связано с процессами физического и химического выветривания. В элювиально-делювиальных условиях наличие хлора и сильного окислителя ( $MnO_2$ ,  $O_2$ ) способствует растворению золота, которое восстанавливается в верхних частях жил на самородных золотилах, вызывая их укрупнение. Соединения серебра более устойчивы в растворах, что вызывает вынос его за пределы рудных тел и, как следствие, повышение пробы золота в приповерхностных частях жил.

Приведенные материалы позволяют сделать некоторые общие выводы о поведении золота при региональном и контактовом метаморфизме, в гидротермальном процессе, а также в зоне окисления рудных тел. В условиях регионального метаморфизма, близких к изохимическому, вероятно, не происходит значительное перераспределение золота; его содер-

жания сопоставимы с кларковыми в исходных породах и повышаются главным образом с ростом их меланократовости. Интенсивная мобилизация золота устанавливается лишь при гранитизации и аномексисе пород. Золото переходит в расплавы (растворы) и мигрирует в области пониженных температур и давлений. Золоторудные месторождения обычно формируются в широком диапазоне температур — от 450 до 50°С. Однако продуктивная ассоциация минералов (галенит, сфалерит, блеклые руды, золото и др.) отлагается в весьма узком температурном интервале (200–130°С) на поздних ступенях золото-кварцевой стадии. При детальном исследовании (Токурское месторождение) этот интервал сужается до 185–160°С, что хорошо согласуется с данными Л.Н. Овчинникова и А.М. Масалович (1970), которые считают температуру 165° одной из точек максимального рудоотложения. Гидротермы, формирующие продуктивные стадии золоторудных месторождений, имеют щелочно-бикарбонатный состав. В растворах натрия постоянно преобладает над калием, а хлор — над сульфат-ионом. Важную роль натрия и калия в различных геохимических процессах неоднократно отмечал В.В. Щербина (1963). Золото, вероятно, переносится в натрово-хлоридных комплексах типа  $\text{Na}[\text{AuCl}_4]$ , устойчивых выше 200°С. При оптимальных термодинамических параметрах в зонах повышенной трещиноватости кварцевых жил, которые являются следствием внутриминерализационных подвижек и складчатых деформаций высоких порядков, образуются первичные рудные столбы. Под действием контактового метаморфизма пострудных интрузий происходит перераспределение золота в рудных телах, нередко с образованием регенерированных рудных столбов. В зоне окисления месторождений при благоприятных физико-химических условиях возникают вторичные рудные столбы.

## Г л а в а IV

### ЛЕТУЧЕСТЬ И ДИФФУЗИЯ ЗОЛОТА

Рудные элементы мигрируют не только в жидкой (растворы, расплавы), но также в газообразной и твердой средах. Перемещение в газообразной среде связано с летучестью элементов и их соединений, в твердой – с процессами диффузии.

### ЛЕТУЧЕСТЬ ЗОЛОТА

При нагреве твердых веществ амплитуда колебаний атомов в узлах кристаллической решетки возрастает по мере повышения температуры. Когда энергия перемещения атомов во время колебания превышает энергию связи с соседними атомами решетки, происходит отрыв находящихся на поверхности атомов, их "испарение". Интенсивное "испарение" (атомарное рассеивание) наблюдается в вакууме, обычно при температурах выше  $0,5 T_{\text{плав}}$ .

Почти все металлы, в том числе золото и серебро, в парообразном состоянии являются одноатомными, поэтому к насыщенным парам этих металлов при низких давлениях ( $< 10^{-3}$  атм) применимы термодинамические уравнения, справедливые для идеальных газов.

Для анализа процессов минералообразования наиболее часто применяется величина свободной энергии Гиббса (термодинамический потенциал):

$$Z = H - TS, \quad (5)$$

где  $Z$  – свободная энергия Гиббса,  $S$  – энтропия,  $H$  – энтальпия,  $T$  – абсолютная температура. Для системы с меняющимся числом молей веществ вводится коэффициент пропорциональности  $\mu$  называемый

молярным (моляльным) или химическим потенциалом. Этот коэффициент отвечает размерности энергии и может быть определен как приращение изобарного потенциала системы, отнесенное к 1 моль данного вещества при постоянстве числа молей всех веществ (Булах, 1968):

$$\mu_m = \left( \frac{\partial Z}{\partial n_m} \right)_{T, p, n_j} \quad (6)$$

где  $\partial n_m$  — изменение числа молей.

Химический потенциал обычно используется при теоретическом рассмотрении условий равновесия в открытых системах. Однако в ряде случаев его неудобно применять, так как при неограниченном уменьшении давления, когда система по условиям максимально приближается к идеальному состоянию, химический потенциал стремится к минус бесконечности. Именно поэтому И. Леви ввел функцию химического потенциала, названную им летучестью. В отличие от химического потенциала, численное значение которого зависит от значений энтропии, а также энтальпии и, как следствие, от выбора стандартных состояний для этих величин, летучесть не зависит от выбора таких стандартных состояний.

Согласно Б. Сейджу (1969), между летучестью компоненты в фазе и его химическим потенциалом справедливо соотношение:

$$\mu_k = RT \ln f_k + C_k, \quad (7)$$

где  $f_k$  — летучесть данного компонента,  $C_k$  — функция только температуры данного компонента, равная химическому потенциалу компонента при  $f_k = 1$ . Летучесть с давлением паров связана уравнением:

$$f = P \frac{P}{P_{\text{ид}}}, \quad (8)$$

где  $P_{\text{ид}}$  — давление, которое можно вычислить для данных условий из законов идеальных газов.

Для учета отклонения от идеального состояния вводится коэффициент активности  $\gamma = P/P_{\text{ид}}$ , следовательно  $f = \gamma P$ . Давление реальных газов равно летучести в том случае, если  $\gamma = 1$ .

Вещество, находящееся в равновесии с паром, представляет собой моновариантную систему, и в соответствии с правилом фаз давление пара однозначно определяется температурой. Зависимость равновесного давления пара от температуры выражается уравнением Клаузиуса — Клайперона:

$$\frac{d \ln p}{dT} = \frac{\lambda}{RT^2}, \quad (9)$$

где  $\lambda$  — молярная теплота испарения при некоторой температуре.

Скрытая теплота испарения любого вещества с повышением температуры уменьшается, а в критической точке, когда исчезает различие

между жидкостью и паром, становится равной нулю. В рассматриваемой работе описаны опыты и геологические процессы узкого температурного интервала. В этом случае вполне можно пренебречь изменением скрытой теплоты испарения при нагревании. При таком допущении упрощенное уравнение Клаузиуса – Клайперона, отражающее зависимость давления насыщенного пара от температуры, в общем случае имеет вид:

$$\ln p = A - \frac{B}{T}, \quad (10)$$

где  $A$  – константа интегрирования,  $B = \lambda/4,574$ .

Все приведенные выше уравнения действительны и для процессов возгонки (сублимации). Для твердого вещества зависимость давления насыщенного пара от температуры выражается сходной с (10) формулой:

$$\ln p = A' - \frac{B'}{T}. \quad (11)$$

В данном случае  $B' = S/4,574$ , где  $S$  – скрытая теплота возгонки вещества.

Большинство методов определения давления паров основано на использовании формулы Кнудсена, устанавливающей связь между давлением и быстротой испарения. В монографиях С. Дешмана (1964) и А.Н. Несмеянова (1961) систематизированы данные по давлению паров в расплаве, которые сведены нами в таблицу (табл. 58), показывающую соотношение между давлением паров чистых металлов и температурой в определенных ее интервалах. Используя эти данные, авторы построили графики зависимости давлений паров от температуры для некоторых элементов в логарифмической шкале. На рис. 16 отчетливо видно различие давлений паров элементов при одинаковой температуре.

Летучесть золота в расплаве с примесью другого элемента (Rose, 1915) больше летучести чистого золота при этой же температуре. Так, летучесть золота при 1100°С возрастает при содержании 5% платины в 2 раза, соответственно при этом же содержании свинца – в 3, висмута – в 4, меди – в 5, мышьяка и ртути – в 7, сурьмы – в 8, цинка – в 13, железа – в 30 раз. Примеси этих элементов способствуют уменьшению поверхностного натяжения расплава, предопределяя возрастание летучести золота.

За основу подразделения элементов на группы по их летучести авторами принята схема В.А. Пазухина и А.Я. Фишера (1969), в которую внесены небольшие изменения. По летучести элементы подразделяются на четыре группы: 1) летучие – ртуть, калий, натрий, цинк, магний, сурьма, висмут; 2) среднелетучие – кальций, свинец, марганец, серебро; 3) малолетучие – алюминий, олово, медь, золото, железо, никель, кобальт, кремний; 4) весьма малолетучие – титан, платина, углерод, молибден, вольфрам.

Температура, соответствующая данным значениям  
давления паров некоторых элементов

Элементы	Температура (в °С) при давлении $P$ (в атм)					
	$10^{-5}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	$10^{-2}$	$10^{-1}$	1,0
K	91	123	162	208	266	341
Na	158	195	238	290	355	437
Zn	208	246	290	342	405	485
Mg	287	330	382	442	517	612
Sb	382	427	477	542	617	757
Ca	402	452	517	592	687	817
Bi	450	508	578	661	762	892
Pb	487	551	627	719	832	977
Mn	697	767	852	947	1067	1227
Ag	757	832	922	1032	1167	1337
Al	882	972	1082	1207	1347	1547
Sn	882	977	1092	1227	1397	1612
Cu	942	1032	1142	1272	1427	1622
Au	987	1082	1197	1332	1507	1717
Fe	1107	1207	1322	1467	1637	1847
Ni	1142	1247	1357	1497	1667	1877
Co	1162	1262	1377	1517	1697	1907
Si	1177	1282	1357	1547	1717	1927
Ti	1321	1431	1558	1703	1877	2083
Pt	1602	1742	1907	2077	2317	2587
C	1997	2107	2247	2427	2627	2867
Mo	1987	2167	2377	2627	2927	3237
W	2547	2757	3007	3297	3647	

Приведенные зависимости давления паров от температуры построены в основном для жидкого состояния элементов. Однако геологов прежде всего интересуют давления паров элементов в твердом состоянии, так как многие геологические процессы протекают без расплавления горных пород. Результаты исследования паров различных элементов в твердом состоянии, полученные А.Н. Несмеяновым (1961) и его учениками, а также другими исследователями, приведены в табл. 59. По данным таблицы авторами построены графики зависимости давления паров твердых металлов от температуры в логарифмической шкале (рис. 17).

По графикам можно делать только приближенные выводы о миграционной способности элементов, так как в земной коре подавляющее большинство элементов встречается не в самородном состоянии, а образует соединения, чаще всего с кислородом и серой. Сравнивая летучести соединений при определенных условиях, можно более точно оценить их миграционную способность для данных параметров среды.

Из табл. 59 видно, что давление паров серебра при прочих равных условиях примерно в 500 раз больше давления паров золота. В природе самородное золото почти всегда содержит значительную примесь серебра, образующего с ним твердый раствор замещения, поэтому важно знать давление паров золота и серебра при разных температурах в системе золото – серебро. Для оценки парциальных давлений паров над твердыми растворами или сплавами в первом приближении пользуются расчетом по закону Рауля, в соответствии с которым давление пара растворителя при данной температуре понижается пропорционально молярной доле растворенного вещества.

Закон Рауля наглядно можно рассмотреть, представив его графически (рис. 18). Для чистых компонентов *A* и *B* давление паров соответствует точкам *P<sub>A</sub>* и *P<sub>B</sub>*. По мере увеличения доли компоненты *B* в компоненте *A* давление пара компоненты *A* будет понижаться (прямая *P<sub>A</sub> – B*); соответственно будет понижаться давление пара компоненты *B* при увеличении в ней содержания компоненты *A* (прямая *P<sub>B</sub> – A*).

Давление пара раствора в идеальном случае равно сумме давлений паров обоих компонентов с учетом их молярной доли. На графике оно выражается прямой, соединяющей точки *P<sub>A</sub>* и *P<sub>B</sub>* (рис. 18):

$$P_{AB} = P_A + P_B = P_A N_A + P_B N_B = (P_B - P_A) N_B + P_A, \quad (12)$$

где *N<sub>A</sub>* и *N<sub>B</sub>* – молярные доли компонентов *A* и *B* в растворе. Следовательно, давление пара раствора в идеальном случае занимает среднее положение между давлением паров составляющих его чистых компонентов.

Золото и серебро очень близки по своим физико-химическим свойствам и образуют непрерывный ряд твердых растворов замещения. Для этих сплавов в первом приближении справедливы законы идеальных растворов, в том числе и закон Рауля. У каждого реального сплава наблюдается отклонение от этого закона. Так, С. Дешман (1964 г.) для сплава золото – серебро установил отрицательное отклонение от закона Рауля. Для проверки соответствия закону Рауля сплавов золото – серебро в твердом состоянии нами проведена серия опытов. Из сплавов золото – серебро разного состава были приготовлены поликристаллические образцы, отожженные при температуре 600°С в течение 1 ч. Эти образцы нагревались в графитовых тиглях в электропечах в течение 25 ч при разных температурах. Заданная температура поддерживалась автоматической станцией управления температур (АСТ-М1), допускающей колебания

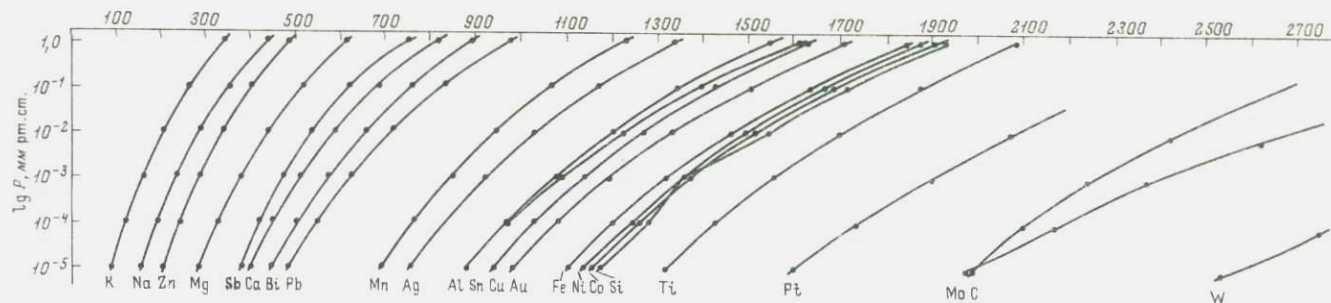


Рис. 16. Зависимость давления паров различных элементов в расплаве от температуры

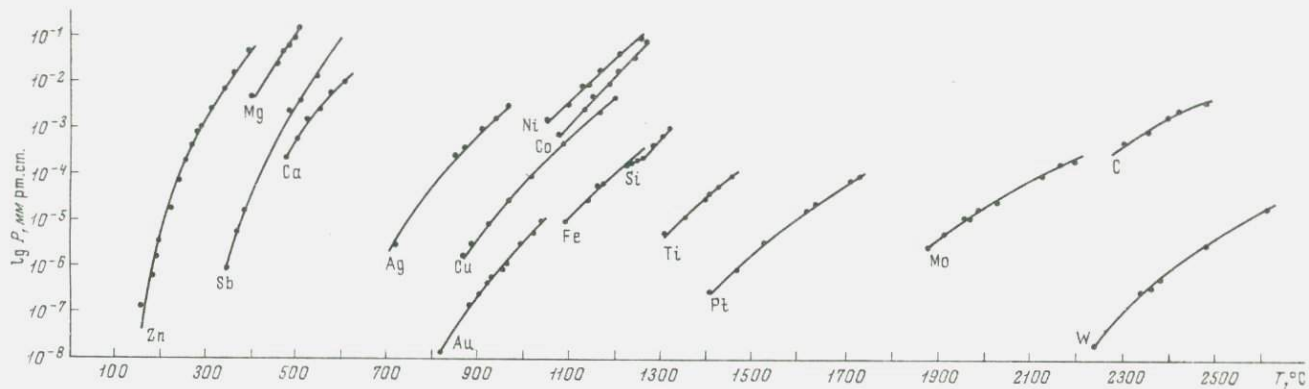


Рис. 17. Зависимость давления паров различных элементов в твердом состоянии от температуры

температуры  $\pm 1^\circ\text{C}$ . Изменение веса образца до и после нагревания регистрировалось на микроаналитических весах. Полученные результаты, по которым построен график (рис. 19), приведены в табл. 60. Поскольку величина изменения веса образца, отнесенная к единице его площади, при прочих равных условиях косвенно характеризует летучесть, по удельному изменению веса образца можно проанализировать справедливость закона Рауля. Из графика видно, что для сплавов потери веса меньше (кривая линия) по сравнению со значениями, которые должны быть согласно закону Рауля (прямая линия). Следовательно, для сплавов золото – серебро не только в расплаве, но и в твердом состоянии наблюдается отрицательное отклонение от закона Рауля.

Т а б л и ц а 59

Давление паров различных элементов  
в твердом состоянии

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
117	As	$4,92 \cdot 10^{-8}$	А.П. Несмеянов, 1958 г.
129		$7,67 \cdot 10^{-8}$	То же
208		$2,69 \cdot 10^{-5}$	"
216		$2,03 \cdot 10^{-5}$	"
230		$9,34 \cdot 10^{-5}$	"
250		$2,10 \cdot 10^{-4}$	"
257		$3,28 \cdot 10^{-4}$	"
289		$1,13 \cdot 10^{-3}$	"
300		$4,14 \cdot 10^{-3}$	"
149	Zn	$5,21 \cdot 10^{-8}$	I.D.McKinly, I.F.Vanco, 1954
161		$1,16 \cdot 10^{-7}$	То же
183		$5,89 \cdot 10^{-7}$	"
193		$1,4 \cdot 10^{-6}$	"
201		$3,23 \cdot 10^{-6}$	"
210		$5,01 \cdot 10^{-6}$	"
224		$1,83 \cdot 10^{-5}$	"
220		$5,39 \cdot 10^{-5}$	"
232		$7,14 \cdot 10^{-5}$	"
240		$7,26 \cdot 10^{-5}$	"
245		$1,79 \cdot 10^{-4}$	"
245		$1,25 \cdot 10^{-4}$	"
255		$1,95 \cdot 10^{-4}$	"
265		$2,65 \cdot 10^{-4}$	"
270		$3,89 \cdot 10^{-4}$	"

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
270	Zn	$5,89 \cdot 10^{-4}$	А.Н. Несмеянов, 1958 г.
279		$7,20 \cdot 10^{-4}$	То же
284		$1,02 \cdot 10^{-3}$	"
293		$9,62 \cdot 10^{-4}$	"
300		$1,63 \cdot 10^{-3}$	"
249		$5,34 \cdot 10^{-5}$	А.Н. Несмеянов, 1956 г.
251		$7,02 \cdot 10^{-5}$	То же
270		$2,01 \cdot 10^{-4}$	"
282		$3,44 \cdot 10^{-4}$	"
299		$9,49 \cdot 10^{-4}$	"
318		$2,86 \cdot 10^{-3}$	"
341		$6,67 \cdot 10^{-3}$	"
366		$1,76 \cdot 10^{-2}$	"
373		$2,47 \cdot 10^{-2}$	"
392	$4,71 \cdot 10^{-2}$	"	
400	Mg	$4,45 \cdot 10^{-3}$	Ю.А. Приселков, 1954 г.
426		$11,3 \cdot 10^{-3}$	То же
440		$17,4 \cdot 10^{-3}$	"
454		$25,8 \cdot 10^{-3}$	"
468		$43,6 \cdot 10^{-3}$	"
470		$49,8 \cdot 10^{-3}$	"
476		$58,4 \cdot 10^{-3}$	"
486		$65,4 \cdot 10^{-3}$	"
490		$80,9 \cdot 10^{-3}$	"
500		$104 \cdot 10^{-3}$	"
345		Sb	$7,99 \cdot 10^{-7}$
367	$5,54 \cdot 10^{-6}$		То же
386	$1,37 \cdot 10^{-5}$		"
417	$4,97 \cdot 10^{-5}$		"
448	$2,72 \cdot 10^{-4}$		"
457	$3,09 \cdot 10^{-4}$		"
483	$2,16 \cdot 10^{-3}$		"
485	$1,54 \cdot 10^{-3}$		"
507	$4,15 \cdot 10^{-3}$		"
539	$1,36 \cdot 10^{-2}$		"
568	$4,35 \cdot 10^{-2}$	"	
573	$4,24 \cdot 10^{-2}$	"	
588	$5,91 \cdot 10^{-2}$	"	

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
206	Ві	$0,55 \cdot 10^{-10}$	А.Н. Несмеянов, 1957 г.
212		$0,525 \cdot 10^{-10}$	То же
229		$3,07 \cdot 10^{-10}$	"
234		$5,79 \cdot 10^{-10}$	"
239		$3,89 \cdot 10^{-10}$	"
242		$8,87 \cdot 10^{-10}$	"
243		$19,8 \cdot 10^{-10}$	"
252		$15,5 \cdot 10^{-10}$	"
255		$23,5 \cdot 10^{-10}$	"
257		$19,4 \cdot 10^{-10}$	"
259		$18,1 \cdot 10^{-10}$	"
475	Са	$2,15 \cdot 10^{-3}$	Ю.А.Приселков, А.Н.Несмеянов, 1954 г.
500		$5,71 \cdot 10^{-4}$	То же
524		$12,2 \cdot 10^{-4}$	"
525		$12,6 \cdot 10^{-4}$	"
525		$12,5 \cdot 10^{-4}$	"
550		$25,7 \cdot 10^{-4}$	"
575		$54,2 \cdot 10^{-4}$	"
575		$47,8 \cdot 10^{-4}$	"
600		$95,7 \cdot 10^{-4}$	"
635		$24,4 \cdot 10^{-4}$	"
670		$54,4 \cdot 10^{-4}$	"
721	Ag	$3,32 \cdot 10^{-6}$	Ю.В. Корнев, 1956 г.
760		$1,05 \cdot 10^{-5}$	То же
771		$1,53 \cdot 10^{-5}$	"
829		$8,84 \cdot 10^{-5}$	"
861		$2,08 \cdot 10^{-4}$	"
911		$2,28 \cdot 10^{-4}$	"
931		$1,21 \cdot 10^{-3}$	"
956		$2,32 \cdot 10^{-3}$	"
767		$2,29 \cdot 10^{-5}$	А.Н. Несмеянов, 1959 г.
809		$7,09 \cdot 10^{-5}$	То же
816		$8,89 \cdot 10^{-5}$	"
828		$1,09 \cdot 10^{-4}$	"
830		$1,18 \cdot 10^{-4}$	"
851		$2,54 \cdot 10^{-4}$	"
871		$3,45 \cdot 10^{-4}$	"
871		$3,96 \cdot 10^{-4}$	"

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
881	Ag	$4,71 \cdot 10^{-4}$	А.Н. Несмеянов, 1959 г. То же " "
909		$9,09 \cdot 10^{-4}$	
939		$1,79 \cdot 10^{-3}$	
965		$3,21 \cdot 10^{-3}$	
1047	Ni	$1,64 \cdot 10^{-3}$	А.Н. Несмеянов, 1960 г. То же " " " " " " " " "
1092		$3,68 \cdot 10^{-3}$	
1098		$3,54 \cdot 10^{-3}$	
1128		$9,80 \cdot 10^{-3}$	
1138		$1,06 \cdot 10^{-2}$	
1166		$2,04 \cdot 10^{-2}$	
1170		$2,33 \cdot 10^{-2}$	
1205		$4,69 \cdot 10^{-2}$	
1210		$4,62 \cdot 10^{-2}$	
1252		$1,17 \cdot 10^{-1}$	
1277	$1,73 \cdot 10^{-1}$		
1072	Co	$9,14 \cdot 10^{-4}$	" " " " " " " " " " "
1095		$1,55 \cdot 10^{-3}$	
1097		$1,54 \cdot 10^{-3}$	
1129		$2,82 \cdot 10^{-3}$	
1132		$2,71 \cdot 10^{-3}$	
1152		$5,42 \cdot 10^{-3}$	
1181		$1,03 \cdot 10^{-2}$	
1205		$1,79 \cdot 10^{-2}$	
1208		$1,84 \cdot 10^{-2}$	
1216		$2,22 \cdot 10^{-2}$	
1242		$3,19 \cdot 10^{-2}$	
1268	$7,52 \cdot 10^{-2}$		
870	Cu	$1,77 \cdot 10^{-6}$	I.W. Edwards, 1953 То же " " " " " " "
886		$3,02 \cdot 10^{-6}$	
923		$8,00 \cdot 10^{-6}$	
968		$2,91 \cdot 10^{-5}$	
1019		$1,04 \cdot 10^{-4}$	
1077		$5,70 \cdot 10^{-4}$	
1163		$2,51 \cdot 10^{-3}$	
1165		$2,45 \cdot 10^{-3}$	
1193		$4,65 \cdot 10^{-3}$	

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
814	Au	$1,27 \cdot 10^{-8}$	А.Н. Несмеянов, 1959 г.
814		$1,59 \cdot 10^{-8}$	То же
816		$1,39 \cdot 10^{-8}$	"
880		$1,32 \cdot 10^{-7}$	"
902		$2,59 \cdot 10^{-7}$	"
905		$2,69 \cdot 10^{-7}$	"
908		$4,02 \cdot 10^{-7}$	"
920		$4,52 \cdot 10^{-7}$	"
929		$6,00 \cdot 10^{-7}$	"
952		$8,02 \cdot 10^{-7}$	"
953		$1,0 \cdot 10^{-6}$	"
956		$8,82 \cdot 10^{-7}$	"
960		$1,28 \cdot 10^{-6}$	"
961		$1,16 \cdot 10^{-6}$	"
987		$2,43 \cdot 10^{-6}$	"
989		$2,52 \cdot 10^{-6}$	"
991		$3,21 \cdot 10^{-6}$	"
992	$3,07 \cdot 10^{-6}$	"	
1000	$2,14 \cdot 10^{-6}$	"	
1010	$6,21 \cdot 10^{-6}$	"	
1020	$4,87 \cdot 10^{-6}$	"	
1021	$5,67 \cdot 10^{-6}$	"	
1037	$1,01 \cdot 10^{-5}$	"	
1047	$6,66 \cdot 10^{-6}$	"	
1087	Fe	$1,05 \cdot 10^{-5}$	Л.И. Иванов, 1957 г.
1120		$4,36 \cdot 10^{-5}$	То же
1136		$2,80 \cdot 10^{-5}$	"
1140		$3,10 \cdot 10^{-5}$	"
1160		$5,78 \cdot 10^{-5}$	"
1168		$6,60 \cdot 10^{-5}$	"
1180		$5,65 \cdot 10^{-5}$	"
1200		$1,24 \cdot 10^{-4}$	"
1219		$2,39 \cdot 10^{-4}$	"
1247		$4,0 \cdot 10^{-4}$	"
1255	$3,2 \cdot 10^{-4}$	"	
1212	Si	$1,435 \cdot 10^{-4}$	А.В. Цепляева и др., 1960 г.
1220		$1,502 \cdot 10^{-4}$	То же
1240		$2,100 \cdot 10^{-4}$	"
1250		$2,629 \cdot 10^{-4}$	"

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
1260	Si	$2,637 \cdot 10^{-4}$	А.В. Цепляева и др., 1960 г. То же " "
1282		$4,342 \cdot 10^{-4}$	
1302		$6,683 \cdot 10^{-4}$	
1320		$1,008 \cdot 10^{-3}$	
1314	Ti	$0,5875 \cdot 10^{-5}$	I.W. Edwards, 1953 То же " " " " " "
1351		$1,417 \cdot 10^{-5}$	
1378		$2,453 \cdot 10^{-5}$	
1394		$3,231 \cdot 10^{-5}$	
1402		$3,836 \cdot 10^{-5}$	
1425		$6,015 \cdot 10^{-5}$	
1452		$1,007 \cdot 10^{-4}$	
1491		$2,0 \cdot 10^{-4}$	
1409	Pt	$3,10 \cdot 10^{-7}$	H.A. Jones, 1927 То же " " " "
1527		$3,55 \cdot 10^{-6}$	
1617		$2,00 \cdot 10^{-5}$	
1639		$2,64 \cdot 10^{-5}$	
1709		$7,25 \cdot 10^{-5}$	
1727		$1,03 \cdot 10^{-4}$	
1878	Mo	$3,362 \cdot 10^{-6}$	I.W. Edwards, 1952 То же " " " " " " "
1912		$5,703 \cdot 10^{-6}$	
1958		$1,145 \cdot 10^{-5}$	
1967		$1,349 \cdot 10^{-5}$	
1987		$1,587 \cdot 10^{-5}$	
2027		$2,858 \cdot 10^{-5}$	
2124		$1,099 \cdot 10^{-4}$	
2165		$1,685 \cdot 10^{-4}$	
2189		$2,206 \cdot 10^{-4}$	
2283	C	$3,34 \cdot 10^{-4}$	T. Dochaerd, 1953 То же " " " " " " " " " "
2298		$6,59 \cdot 10^{-4}$	
2304		$5,70 \cdot 10^{-4}$	
2318		$1,9 \cdot 10^{-4}$	
2348		$9,82 \cdot 10^{-4}$	
2358		$6,38 \cdot 10^{-4}$	
2390		$3,42 \cdot 10^{-4}$	
2404		$1,74 \cdot 10^{-3}$	
2428		$2,61 \cdot 10^{-3}$	
2486		$3,81 \cdot 10^{-3}$	

$T, ^\circ\text{C}$	Элемент	$P, \text{мм рт.ст.}$	Литературный источник
2016	W	$7,10 \cdot 10^{-9}$	С. Zwieger, 1925
2237		$2,27 \cdot 10^{-8}$	То же
2341		$3,39 \cdot 10^{-7}$	"
2364		$4,03 \cdot 10^{-7}$	"
2384		$6,44 \cdot 10^{-7}$	"
2486		$2,85 \cdot 10^{-6}$	"
2614		$1,99 \cdot 10^{-5}$	"
2616		$1,87 \cdot 10^{-5}$	"
2744		$8,89 \cdot 10^{-5}$	"
2835		$2,45 \cdot 10^{-4}$	"
2851		$2,70 \cdot 10^{-4}$	"
2856		$3,32 \cdot 10^{-4}$	"
2859		$3,32 \cdot 10^{-4}$	"
2864		$3,50 \cdot 10^{-4}$	"

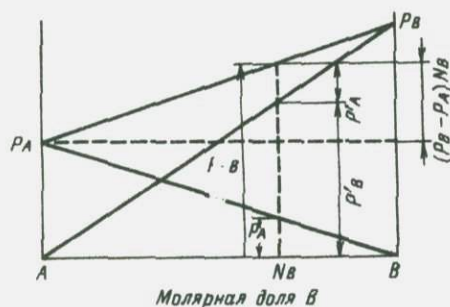


Рис. 18. Графическое изображение закона Рауля (Пазухин, Фишер, 1969 г.)

В.Я. Мостович (1928), И.Н. Плаксин (1947) и ряд других исследователей, основываясь на данных пробирного анализа, неоднократно отмечали, что с ростом содержания серебра в золото-серебряном корольке уменьшаются потери золота. Серебро по отношению к золоту играет своего рода защитную роль.

В соответствии с законом Рауля давление паров компонентов бинарного сплава определяется уравнением:

$$P_1 = P_1^0 N_1, \quad (13)$$

где  $P_1^0$  — давление пара над чистым растворителем,  $N_1$  — молярная доля растворителя в растворе.

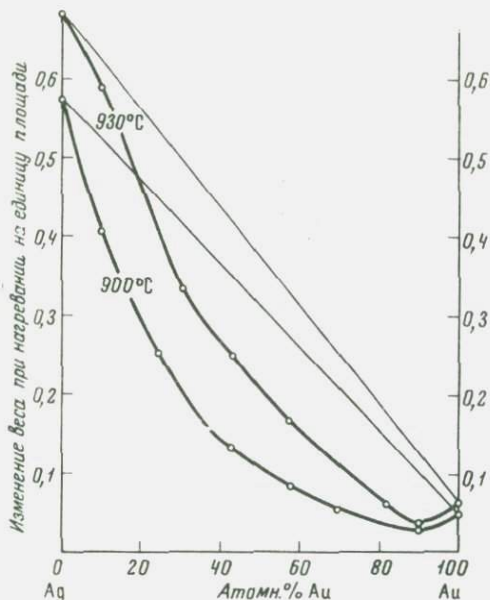


Рис. 19.  
Отрицательное отклонение от закона Рауля для твердого раствора золото – серебро

Если давление паров чистого золота при  $900^{\circ}\text{C}$  равно  $2,4 \cdot 10^{-7}$  мм рт.ст., то в сплаве золото–серебро с содержанием золота 5 атомн. % при той же температуре оно будет равно:  $P_{\text{Au}} = 2,4 \cdot 10^{-7} \cdot 0,05 = 1,2 \cdot 10^{-8}$  мм рт.ст. Давление паров серебра при этом составляет:  $P_{\text{Ag}} = 7,6 \cdot 10^{-4} \cdot 0,95 = 7,22 \cdot 10^{-4}$  мм рт.ст. Следовательно, давление паров серебра в данном случае в 63 тысячи раз больше давления паров золота.

Такие расчеты проведены нами для различных концентраций золота и серебра в твердом растворе. Результаты расчетов приведены в табл. 61, 62, по которым можно построить графики зависимости давления паров серебра и золота в твердых растворах золото – серебро в зависимости от температуры и концентрации компонентов в системе.

В твердом растворе золото – серебро при повышении температуры в результате более быстрого испарения серебра по сравнению с золотом система должна обогащаться золотом и, соответственно, обедняться серебром. На Токурском месторождении В.Г. Моисеенко (1965) установлено повышение пробности самородного золота в рудных телах вблизи штоков диоритового состава под влиянием их тепла. Для подтверждения возможности изменения состава самородного золота при повышении температуры среды проведена серия опытов.

## Изменение веса сплавов золото – серебро при нагревании

Состав сплава <u>Au – Ag,</u> атомн. % Au	Изменение веса на единицу площади ( $\text{мг}/\text{см}^2$ )	
	при $T = 930^\circ\text{C}$	при $T = 900^\circ\text{C}$
100	0,064	0,0
90	0,037	0,029
75	0,086	0,055
65	0,140	0,065
50	0,198	0,112
35	0,240	0,164
25	0,480	0,316
10	0,589	0,405
0	0,683	0,574

П р и м е ч а н и е. Образцы предварительно отожжены при  $T = 600^\circ\text{C}$  в течение 1 ч.

Давление паров ( $P \cdot 10^{-7}$  мм рт.ст.) твердого золота в сплаве Au-Ag в зависимости от температуры и концентрации

$\chi_{Au}$	880°	900°	920°	940°	960°	980°	1000°	1020°	1040°	1050°
1,00	1,2	2,4	4,4	7,6	11,4	20,6	34,0	62,0	88,0	96,0
0,95	1,1	2,3	4,2	7,2	10,8	19,6	32,3	58,9	83,6	91,2
0,90	1,1	2,2	3,9	6,8	10,3	18,5	30,6	55,8	79,2	86,4
0,85	1,0	2,0	3,7	6,5	9,7	17,5	28,9	52,7	74,8	81,6
0,80	1,0	1,9	3,5	6,1	9,1	16,5	27,2	49,6	70,4	76,8
0,75	0,9	1,8	3,3	5,7	8,5	15,4	25,5	46,5	66,0	72,0
0,70	0,8	1,7	3,1	5,3	8,0	14,4	23,8	43,4	61,6	67,2
0,65	0,8	1,6	2,9	4,9	7,4	13,4	22,1	40,3	57,2	62,4
0,60	0,7	1,4	2,6	4,6	6,8	12,4	20,4	37,2	52,8	57,6
0,55	0,7	1,3	2,4	4,2	6,3	11,3	18,7	34,1	48,4	52,8
0,50	0,6	1,2	2,2	3,8	5,7	10,3	17,0	31,0	44,0	48,0
0,45	0,5	1,1	2,0	3,4	5,1	9,3	15,3	27,9	39,6	43,2
0,40	0,5	1,0	1,8	3,0	4,6	8,2	13,6	24,8	35,2	38,4
0,35	0,4	0,8	1,5	2,7	4,0	7,2	11,9	21,7	30,8	33,6
0,30	0,4	0,7	1,3	2,3	3,4	6,2	10,2	18,6	26,4	28,8
0,25	0,3	0,1	1,1	1,9	2,8	5,1	8,5	15,5	22,0	24,0
0,20	0,2	0,5	0,9	1,5	2,3	4,1	6,8	12,4	17,6	19,2
0,15	0,2	0,4	0,7	1,0	1,7	3,1	5,1	9,3	13,2	14,4
0,10	0,1	0,2	0,4	0,8	1,1	2,1	3,4	6,2	8,8	9,6
0,05	0,1	0,1	0,2	0,4	0,6	1,0	1,7	3,1	4,4	4,8

Давление паров ( $P \cdot 10^{-4}$  мм рт.ст.) твердого серебра в сплаве Au-Ag в зависимости от температуры и концентрации

$X_{Ag}$	760°	780°	800°	820°	840°	860°	880°	900°	910°
1,00	0,18	0,38	0,56	0,92	1,92	3,20	4,70	7,60	9,80
0,95	0,17	0,36	0,53	0,87	1,82	3,04	4,46	7,22	9,31
0,90	0,16	0,34	0,50	0,83	1,73	2,88	4,23	6,84	8,82
0,85	0,15	0,32	0,48	0,78	1,63	2,72	4,00	6,46	8,33
0,80	0,14	0,30	0,45	0,74	1,54	2,56	3,76	6,08	7,84
0,75	0,13	0,28	0,42	0,69	1,44	2,40	3,52	5,70	7,35
0,70	0,13	0,27	0,39	0,64	1,34	2,24	3,29	5,32	6,86
0,65	0,12	0,25	0,36	0,60	1,25	2,08	3,06	4,94	6,37
0,60	0,11	0,23	0,34	0,55	1,15	1,92	2,82	4,56	5,88
0,55	0,10	0,21	0,31	0,51	1,06	1,76	2,58	4,18	5,39
0,50	0,09	0,19	0,28	0,46	0,96	1,60	2,35	3,80	4,90
0,45	0,08	0,17	0,25	0,41	0,86	1,44	2,11	3,42	4,41
0,40	0,07	0,15	0,22	0,37	0,77	1,28	1,88	3,04	3,92
0,35	0,06	0,13	0,19	0,32	0,67	1,12	1,64	2,66	3,43
0,30	0,05	0,11	0,17	0,28	0,58	0,96	1,41	2,28	2,94
0,25	0,04	0,09	0,14	0,25	0,48	0,80	1,17	1,90	2,45
0,20	0,04	0,08	0,11	0,18	0,38	0,64	0,94	1,52	1,96
0,15	0,03	0,06	0,08	0,14	0,29	0,48	0,71	1,14	1,47
0,10	0,02	0,04	0,06	0,09	0,19	0,32	0,47	0,76	0,98
0,05	0,01	0,02	0,03	0,05	0,10	0,16	0,24	0,38	0,49

Опыт 2. Из жилы Диоритовой Токурского месторождения в штольне 4, на участке, где в руде не наблюдалось следов контактового метаморфизма, отобрано 100 кг золотосодержащего кварца с редкой вкрапленностью арсениопирита. Руда была разделена на две части, из которых одна полностью растворена в плавиковой кислоте в платиновых тиглях на водяной бане и из нее извлечено самородное золото, а вторая часть пробы нагревалась в муфельной электропечи в воздушной среде 240 ч при 720° С. После прокаливании проба также была растворена в плавиковой кислоте в аналогичных условиях. Освобожденное из прокаленной пробы золото резко отличалось от золота из непрокаленной руды красным цветом, более высокой пробностью и отсутствием в своем составе ртути и мышьяка. В золоте, которое подвергалось нагреванию, установлено серебра на 9,81% меньше, чем в золоте из непрокаленной руды.

Испарение серебра с поверхности природных золотин или сплавов происходит неравномерно. Более интенсивно испарение протекает с краевых частей зерен. Так, при нагревании в вакууме полированных шлифов из кварцевых руд с крупными выделениями самородного золота выведена зернистая структура золотин (рис. 20). После первых часов нагревания при температуре 700–900° С обычно хорошо проявляется зернистая структура агрегатов золота. При более длительном нагревании отдельные выделения золота начинают распадаться на более мелкие частицы, а при нагревании более 500 ч видимые золотины исчезают полностью. При этом основное количество серебра улетучивается в процессе испарения, а другая часть серебра и основное количество золота диффузионно рассеиваются во вмещающих золотины минералах.

Золото является малолетучим элементом, имеющим хорошую подвижность только в определенных условиях. В то же время ряд соединений золота обладает высокой летучестью, особенно в средах, содержащих хлор. Золото с хлором образует соединения  $AuCl$  (хлористое золото) и  $AuCl_3$  (хлорное золото). Первое практически нелетуче и мало растворимо в воде, второе характеризуется высокой летучестью и хорошо растворяется в воде. Хлорное золото образуется при нагревании золота в струе хлора до 140–150° С, хлористое – при 180° С.

Миграционная способность хлорного золота зависит не только от его летучести, но и от устойчивости этого соединения. Хлорное золото – неустойчивое соединение и при температурах более 150° разлагается и гидролизуется. При этом скорость разложения хлорного золота зависит от температуры. Так, по данным И.Н. Плаксина (1947), полное разложение хлорного золота при 160° происходит в течение пяти дней, а при 180° – за 10 ч.

Учитывая неустойчивость хлорного золота, К.Краускопф (1966) считает, что некоторые исследователи переоценивают роль этого соединения в переносе золота при геологических процессах. В то же время накоплено много экспериментальных данных и геологических наблюдений, подтверждающих важную роль хлора в миграции золота.

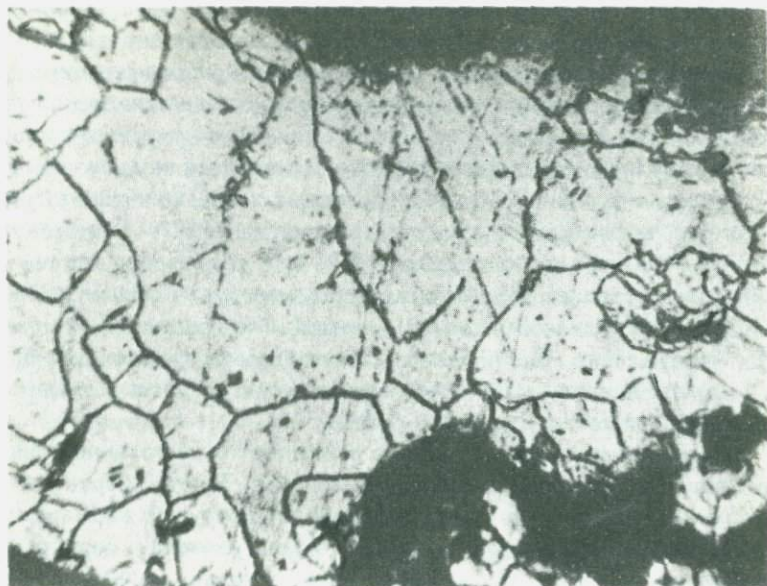


Рис. 20. Зернистая структура самородного золота, выявившаяся в процессе нагревания полированного шлифа в вакууме. Увел. 50

Высокую летучесть золота в атмосфере хлора одним из первых экспериментально доказал Т. Розе (Rose, 1915). Так как при температурах более  $150^{\circ}$  хлорное золото разлагается, можно было бы предположить, что наибольшая летучесть золота будет наблюдаться ниже  $150^{\circ}$ . Однако Т. Розе установил, что при нагревании золота в струе хлора в течение 30 мин максимальная летучесть его наблюдается при  $300^{\circ}$ . Затем идет резкое уменьшение летучести золота с минимальными значениями в области  $600-800^{\circ}$ . При температурах более  $800^{\circ}$  летучесть золота в атмосфере хлора снова возрастает, достигая второго максимума при  $1100^{\circ}$ . Видимо, и выше  $150^{\circ}$  происходит образование хлорного золота на некоторый промежуток времени, достаточный для возгонки образовавшегося соединения.

Способность золота легко растворяться в присутствии свободного хлора, а также давать летучие соединения с хлором широко используется в промышленности. В XIX в. хлоринация являлась основным методом извлечения золота из руд, и лишь в начале XX в. этот метод был заменен цианированием золотосодержащих руд и концентратов. В последнее время для извлечения золота из сульфидов начали применять хлорид-

возгонку в сочетании с предварительным отжигом сульфидов. Так, в Японии на заводе Тобата (Yasutake, 1968) в месяц перерабатывается 20 т пиритных концентратов с предварительным окислительным отжигом. Основной задачей окислительного отжига здесь является удаление серы и мышьяка, присутствие которых ухудшает результаты хлоридвозгонки. Улавливаемая в процессе отжига сера идет на производство серной кислоты. Продукты отжига подвергают хлоридвозгонке в трубчатых печах при максимальной температуре порядка 1250°. При среднем содержании золота в сухих окатышах 0,94 г/т извлечение его при хлоридвозгонке составляет 95%. Помимо серы, мышьяка и золота из пиритных концентратов улавливаются медь, свинец, серебро и цинк. По данным В.В. Лодейщикова (1968), максимальная степень отгонки хлорида золота из руд достигается при продолжительности процесса хлоридвозгонки 1,5–2,5 ч при температуре 900–1000°.

Значительная летучесть золота наблюдается не только в присутствии хлора, но и в среде, содержащей водород. Золото инертно по отношению к молекулярному водороду, но взаимодействует с атомарным водородом, образуя гидрид золота AuH. Гидриды золота и серебра отнесены Г. Хардом (1955) к промежуточным гидридам, занимающим по своим свойствам место между ковалентными гидридами и гидридами переходных металлов. Гидрид золота неустойчив и распадается с выделением золота. Температура полного разложения гидрида золота (Piltzsch, Joseph, 1931) равна 298,15° К. В то же время наиболее высокая летучесть золота в среде водорода наблюдается при температурах более 900° С.

В среде кислорода золото нелетуче даже при высоких температурах, так как с кислородом оно непосредственно не соединяется. Малоустойчивые соединения этих элементов можно получить только косвенным путем.

По экспериментальным данным известно, что золото при повышенных температурах способно поглощать кислород и другие элементы, в связи с чем происходит временное увеличение веса золотин. Описано (Duval, 1963) 10 восстановителей для осаждения золота, применение которых приводит к увеличению веса на 0,5–6,5 мг в процессе прокаливании при температуре 948–988° С осажденного золота с исходным весом 215,4–427,22 мг. При продолжительном нагревании или остывании нагретого золота до комнатной температуры потеря веса соответствует первоначальному его увеличению.

Химически чистое золото при нагревании в воздушной среде даже при температурах, близких к температуре его плавления, является малолетучим элементом. Иная картина наблюдается при нагревании золото-содержащих руд. Для опытов использовалась руда Токурского месторождения (жила Октябрьская, блок 114) преимущественно кварцевого состава (содержание кварца более 93%) с небольшим количеством арсенипирита

и пирита. Среднее содержание золота в руде — 100 г/т, серебра — 28 г/т. Руда измельчалась до  $10^{-4}$  мм, а затем нагревалась в кварцевых тиглях в электропечах в воздушной среде. Заданная температура поддерживалась автоматической станцией управления, допускающей колебания температуры  $\pm 1^\circ$ . Различными видами анализов установлено, что самородное золото в сложных природных системах даже при низких температурах обладает определенной летучестью. По результатам экспериментов (300 опытов) построена сводная кривая летучести золота для разных температур при длительности нагревания 250 ч (рис. 21). Полученная авторами кривая летучести в общем виде сходна с кривой летучести Т. Розе (Rose, 1915) при нагревании им золота в струе хлора. Наибольшая летучесть золота наблюдается при температурах выше  $900^\circ$  и совершенно не установлена при  $600^\circ$ . В то же время при более низких температурах ( $150-250^\circ$ ) также наблюдается повышенная летучесть золота. †

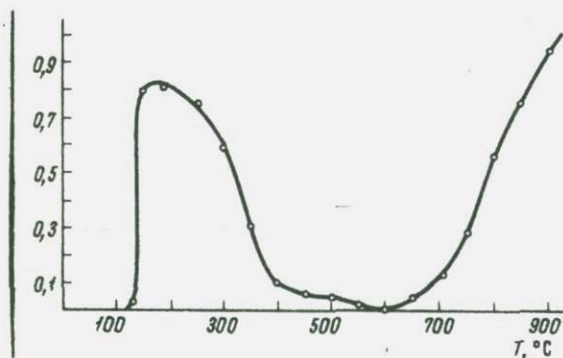


Рис. 21. Летучесть самородного золота при различных температурах (продолжительность нагревания 250 ч)

По оси абсцисс — потери золота (в процентах к исходному содержанию золота в руде).

Здесь следует заметить, что если при отжиге с малыми колебаниями температуры в пределах  $600^\circ$  установлены минимальные потери золота, то при разогреве или остывании руды, когда имеется градиент температуры именно в этой области, наблюдаются наиболее высокие потери золота.

В руде, использованной для экспериментов, химическими анализами установлено содержание 0,01% хлора. Газово-жидкие включения в кварце золоторудных жил Токурского месторождения, по данным водных вытяжек, содержат 5,34 г/л хлор-иона (см. табл. 57). Несомненно также наличие хлора в воздушной среде экспериментального кабинета, где проводились опыты. В этих условиях при длительном нагревании руды, вероятно, происходило кратковременное образование летучих соединений

золота с хлором или, возможно, с другими элементами, что и определило повышенную его летучесть.

Аналогичные опыты проведены с химически чистым золотом (99,999 вес. % Au). Золото нагревалось в электропечи в воздушной среде с кварцевым порошком, приготовленным из кварцевого стекла. Летучесть золота оказалась в десятки раз ниже, чем в предыдущем опыте; при этом она не всегда достоверно устанавливалась. Наиболее четко летучесть химически чистого золота фиксировалась при температурах выше 900°С.

Неодинаковые результаты опытов по летучести золота, вероятно, не только связаны с количеством хлора в исходных пробах, но также зависят от размеров и химического состава золотин. Так, золотосодержащая руда была истерта до  $10^{-4}$  мм, а химически чистое золото имело размеры  $10^{-1}$  мм. В составе самородного золота химическим анализом установлены серебро, железо, медь, ртуть, мышьяк, сурьма, свинец, которые при увеличении температуры улетучивались и "разрыхляли" структуру его агрегатов, повышая удельную поверхность испарения.

Таким образом, золото в вакууме имеет низкую летучесть даже при температурах, близких к температуре его плавления, и относится к группе малолетучих элементов. Летучесть серебра при прочих равных условиях примерно в 500 раз больше. Так как твердый раствор золото – серебро в первом приближении подчиняется закону Рауля, эта система при повышении температуры будет обогащаться золотом за счет интенсивной потери серебра. Соединения золота с водородом и особенно с хлором являются весьма летучими. Летучесть этих соединений и способность хлоридов золота легко образовывать устойчивые комплексы в растворах предопределяют миграцию его при геологических процессах.

## ДИФФУЗИЯ ЗОЛОТА В ТВЕРДОМ СОСТОЯНИИ

Кристаллическое вещество, как известно, характеризуется постоянной структурой, причем атомы, составляющие кристалл, колеблются вокруг определенных положений равновесия – опорных точек идеальной трехмерной кристаллической решетки – и сохраняют общее расположение в пространстве относительно друг друга.

Ранее считалось, что атом в твердом теле не совершает никаких перемещений кроме тепловых колебаний относительно своего среднего положения, так как движение атомов или ионов в совершенной (идеальной) кристаллической решетке невозможно. Как отмечает А. Риз (1956), единственный механизм, при помощи которого атомы или ионы могут

двигаться в таком кристалле, не создавая дефектов, — одновременный обмен местами атомов или ионов. В действительности атомы обладают большой свободой передвижения и могут переходить из одного узла решетки в другой, потому что идеальная кристаллическая решетка представляет собой предельный случай, практически не существующий выше  $0^\circ \text{K}$ . Природные (реальные) кристаллы отличаются от идеальных нарушениями структуры решетки. Несовершенство кристаллов чаще всего выражается в существовании вакансий (не занятых атомами узлов) в кристаллической решетке, а также в наличии атомов внедрения, располагающихся в промежутках между атомами, находящимися в своих нормальных положениях. Эти и другие нарушения облегчают выход атомов из положения равновесия.

При повышении температуры кристалла большая часть тепловой энергии, поглощенной им, расходуется на увеличение энергии колебания атомов. В связи с тем, что колебания атомов в твердом теле не согласованы, при соударениях атомов происходит обмен энергиями. В результате некоторые атомы приобретают энергию, достаточную для выхода из равновесия и перемещения в твердом теле на расстояния, превышающие межатомные. Это перемещение атомов из одного положения равновесия к другому и называется **диффузией в твердой среде**. При диффузии в твердой среде разнородных атомов изменяется концентрация компонентов в отдельных частях тела. В том случае, когда перемещение атомов компонента происходит без изменения его концентрации (например, перемещение атомов чистого металла в своей же собственной решетке), этот процесс принято называть **самодиффузией**.

При контакте двух металлов возникают встречные потоки атомов этих металлов, и в результате диффузии выравнивается состав по объему тела. Однако при определенных условиях диффузия, наоборот, приводит к увеличению концентрации одного из компонентов в отдельных частях тела или в отдельных местах решетки. Этот процесс называют **отрицательной (или восходящей) диффузией**.

Обширный экспериментальный материал и теоретические исследования показывают, что диффузия в любых твердых телах происходит даже при комнатной температуре. В то же время, как справедливо отмечают Ч. Уэрт и Р. Томсон (1969), явление диффузии в твердых телах кажется удивительным, так как оно не вытекает из нашего повседневного опыта. Тончайшие покрытия серебра или хрома на стали при комнатной температуре сохраняются без видимых изменений. Строение германиевого триода при комнатной температуре остается практически неизменным неограниченно долгое время. В приведенных случаях диффузия при низкой температуре проходит настолько медленно, что мы не можем обнаружить последствия этого процесса. Однако для некоторых металлов (например, олова и свинца) в условиях наиболее совершенного контакта даже при комнатной температуре наблюдается медленная взаимная

диффузия, а при 100° уже через несколько часов куски металла оказываются спаянными и на месте контакта образуется слой твердого раствора. '

Хотя теория диффузии атомов или ионов в твердом состоянии получила интенсивное развитие лишь в последние десятилетия, в промышленности это явление используется с древних времен. Так, в металлургии уже много столетий поверхностные слои стальных изделий насыщают углеродом. Еще в XIX в. было обнаружено, что спрессованные порошкообразные составные части Вуда при нагревании начинают сплавляться при температуре сплава, в то время как каждый из компонентов в виде чистого металла находится значительно ниже своей точки плавления. ' Здесь в местах соприкосновения отдельных зерен металлы образуют тонкие слои сплавов с более низкой температурой плавления, чем исходные чистые металлы.

Диффузия вещества в твердом состоянии лежит в основе спекания, или агломерации, порошкообразных веществ, когда в результате нагревания при температуре ниже точки плавления маленькие частицы твердого вещества сливаются в большие частицы. Именно поэтому при отжиге растут кристаллы за счет соседних с ними малых образований. На диффузии путем спекания основано получение металлов и сплавов из порошков. Для спекания некоторых веществ не обязательна высокая температура. Так, Г. Тамман (1935) отмечает, что спекания двух свинцовых палочек можно добиться даже при комнатной температуре, прижав их руками друг к другу свежеччищенными поверхностями. При испытании на разрыв этот составной стержень разорвется не по границе раздела, а, как правило, в другом месте. Для спекания золота нужна более высокая температура (+ 400°).

Систематическое изучение диффузионных процессов в твердых металлах начинается с конца XIX в. (Roberts-Austen, 1896); было не только доказано наличие диффузии золота в свинце, но и определен коэффициент диффузии. Указанный автор пришел к выводу, что при 300° золото диффундирует в свинец быстрее, чем поваренная соль сквозь воду при 18°. Здесь следует заметить, что он получил завышенный коэффициент диффузии золота в свинце потому, что не учитывал образования в местах соприкосновения этих двух металлов слоя сплава с более низкой температурой плавления. Известно, что при содержании в свинце 14,8 вес. % золота образуется эвтектика с температурой плавления 215°, а скорость диффузии золота в жидком свинце и в расплаве золото – свинец значительно выше скорости диффузии золота в твердом свинце.

Большие работы по изучению диффузии в твердом состоянии были проведены в начале XX в. в Институте Г. Таммана в Геттингене, где было установлено, что соприкасающиеся металлы способны проникать друг в друга и образовывать на стыке металлов твердый раствор, а также доказано наличие диффузии меди в золото и цинка в латунь и медь.

Известные механизмы диффузии и самодиффузии разделяются на две группы. К первой группе относятся механизмы перемещения атомов в идеальных кристаллах с неповрежденной структурой. Здесь возможны два способа диффузии: 1) обмен местами двух атомов, 2) кольцевая диффузия, когда одновременно меняется местами большая группа атомов. В плотно упакованной структуре идеального кристалла вероятность диффузионного перемещения атомов невелика, так как с одновременным обменом местами двух атомов и раздвижением соседних атомов приходится преодолевать большой потенциальный барьер, а при кольцевом перемещении необходимая энергия для перемещения также велика, так как одновременно перемещается сразу несколько атомов.

Ко второй группе относятся перемещения атомов в реальных кристаллах, где диффузионное перемещение более вероятно. Здесь атомы могут перемещаться отдельно, а не группами, и необходимые для преодоления потенциальные барьеры в этом случае меньше. В кристаллической решетке реального кристалла атомы из одного положения равновесия в другое перемещаются отдельными прыжками; в сумме эти прыжки определяют перемещения атомов на большие расстояния.

В кристаллической решетке твердых тел в условиях термодинамического равновесия не все узлы замещены атомами, а имеются вакантные узлы (вакансии), концентрация которых вытекает из условия минимума свободной энергии раствора вакансий в решетке. Как отмечает Я.Е. Гегузин (1957), детально изучавший диффузионную пористость в металлах и сплавах, существует много случаев, когда истинная концентрация вакансий превосходит равновесную. Так, повышенной концентрацией вакансий обладают чистые металлы и твердые растворы, претерпевшие закалку. В то же время экспериментами доказано, что в твердых растворах, быстро охлажденных от высокой температуры, диффузия идет с большей скоростью, чем в медленно охлажденных. Следовательно, скорость диффузии зависит от количества вакансий в твердом теле. Повышенные скорости диффузий характерны также для твердых тел с деформированной кристаллической решеткой. Здесь при повышении температуры будут исчезать дислокации и появляться избыточные вакансии, увеличение количества которых способствует повышению скорости диффузии. Если после закалки металл подвергнуть отжигу, то избыточные вакансии уходят из решетки и устанавливается равновесная концентрация вакансий.

За счет тепловых движений в кристалле возникают не только вакансии, но и атомы внедрения, поэтому кристалл даже однокомпонентного вещества можно представить как твердый раствор, имеющий "примеси" вакансий и дислоцированных атомов. С ростом температуры количество вакансий и внедренных атомов быстро возрастает. Вакансионный механизм диффузии играет решающую роль при перемещении атомов в чистых металлах и твердых растворах замещения.

Количественная оценка диффузии впервые выражена А. Фиком, который применял для этого уравнения теплопроводности Фурье, учитывая, что уравнение диффузии, как уравнение теплопроводности, выражает закономерности переноса. В изотропной среде для стационарного потока изменение концентрации компоненты в различных точках образца можно выразить:

$$dm = DS \frac{dc}{dx} dt, \quad (14)$$

где  $dm$  — масса вещества, диффундирующая за время  $dt$  через площадь  $S$ ;  $dc/dx$  — градиент концентрации;  $D$  — коэффициент диффузии, характеризующий скорость диффузии и измеряемый массой вещества, диффундирующего через единичную площадку за время  $t = 1$  при градиенте концентрации  $dc/dx = 1$ . В системе единиц CGS коэффициент имеет размерность  $1 \text{ см}^2/\text{сек}$ .

Для анизотропной среды вместо одного коэффициента диффузии имеется три коэффициента  $D_x, D_y, D_z$ . Переходы атомов из одного положения равновесия в другое характерны для всех твердых тел, но частота перехода атомов для различных тел при одинаковой температуре различна и зависит прежде всего от химической связи атомов.

Увеличение коэффициента диффузии от температуры можно выразить следующим уравнением:

$$D = D_0 e^{-\frac{Q}{RT}} \quad (15)$$

где  $D_0$  — постоянная величина,  $Q$  — энергия активации диффузии (величина потенциального барьера).

В одной и той же диффузионной среде атомы элементов обладают различной энергией активации диффузии. Эта энергия — наименьшая для атомов, имеющих наибольшие химические различия с диффузионной средой. Соответственно энергия активации самодиффузии имеет наибольшее значение. Зависимость такого рода обусловлена тем, что прочность связи атомов в решетке увеличивается при уменьшении химического различия атомов.

$D_0$  в общем случае определяет силу межатомной связи, которая пропорциональна частоте колебаний атомов:

$$D_0 = \frac{1}{6} b^2 \nu, \quad (16)$$

где  $\nu$  — частота колебаний атомов,  $b$  — длина перехода из одного положения равновесия в другое.

Разработано много методов экспериментального определения коэффициентов диффузии и самодиффузии. Особые трудности связаны с оп-

ределением коэффициента самодиффузии, когда для количественного доказательства существования этого явления нужно проследить за движением атомов среди себе подобных в кристаллической решетке этого металла. Единственным индикатором определения коэффициента самодиффузии мог быть радиоактивный изотоп металла. Коэффициент самодиффузии свинца был определен первым, так как его изотоп обладает естественной радиоактивностью. После открытия искусственной радиоактивности для определения коэффициентов диффузии и самодиффузии наиболее часто применяют метод меченых атомов.

Впервые искусственный радиоактивный изотоп для измерения коэффициента самодиффузии был использован А.М. Заглубским (1937), который бомбардировал пластинку с нанесенным на ней слоем золота нейтронами от радий-бериллиевого источника для получения радиоактивного изотопа золота. На слой золота, содержащий радиоактивный изотоп, электролитически наносился слой обычного золота, и по распространению радиоактивности измерялась скорость самодиффузии золота.

Скорости самодиффузии ионов в чистых металлах при одной и той же температуре неодинаковы для различных металлов. Так, по данным П.П. Кузьменко (1962), при температуре  $900^\circ$  скорость самодиффузии ионов меди —  $0,36 \cdot 10^{-9}$  см<sup>2</sup>/сек, золота —  $1,6 \cdot 10^{-9}$  и серебра —  $4,85 \cdot 10^{-9}$  см<sup>2</sup>/сек.

Скорость диффузии одного металла в другом часто определяется путем микроскопического исследования шлифа металла, служащего диффундирующей средой. Так, Френкель с сотрудниками в 1921 г. заключили серебряную проволочку в золотой чехол и подвергли нагреванию. Приготовленный шлиф обрабатывался сульфидом аммония. Вокруг проволочки отчетливо выявилась зона почернения, по ширине которой определялся путь, пройденный диффундирующими частицами серебра за единицу времени.

Нередко коэффициент диффузии определяют по расчету экспериментальных данных, полученных при измерении концентрации вещества в одной точке. В большинстве же случаев опытным путем определяют не концентрацию вещества в точке в момент времени, а содержание диффундирующего элемента в слое образца небольшой толщины на определенном расстоянии от плоскости.

Интересные данные о величине перемещения диффузионных частиц (в см) за  $10^8$  лет при разных температурах приводит Г. Рамберг (Ramberg, 1952):

	227°	527°		227°	527°
Pb в Pb	100	20 000	C в Fe	1	400
Au в Pb	60 000	600 000	Mo в W	1	1
Ag в Pb	10 000	100 000	Cu в Ag <sub>2</sub> S	200 000	400 000
Au в Au	1	60	Ag в Cu <sub>2</sub> S	100 000	200 000
Cu в Cu	1	2	Pb в PbCl <sub>2</sub>	~ 1	2 000
Cd в Cu	40	300			

Как видно из приведенных данных А.М. Заглубского, Г.Рамберга и других исследователей, коэффициенты диффузии и самодиффузии зависят от температуры. Чем выше температура твердого тела, тем больше частота переходов атомов в новые положения равновесия и, следовательно, тем больше скорость диффузии и самодиффузии. Повышение температуры примерно на 10° вблизи комнатной температуры для большинства металлов и сплавов приводит к удвоению скорости диффузии.

Для изучения переноса большого количества атомов применяют макроскопический метод анализа диффузии. Сравнение скоростей прохождения большого числа атомов через определенную плоскость кристаллической решетки — основной метод исследования диффузии. Мы уже отметили, что вакансионный механизм диффузии является основным для чистых металлов и твердых растворов замещения. Достоверность этого вывода особенно убедительно видна при анализе макроскопической диффузии. Здесь следует напомнить классический эксперимент (Smigel'skas, Kirkendall, 1947), в процессе которого нагревался до высокой температуры образец, состоящий из пластинки латуни (70% Cu и 30% Zn) и приваренной к ней пластинки чистой меди. Авторы обнаружили различную скорость диффузии цинка и меди через стык сваренных пластинок. При этом скорость диффузии цинка в медь была больше, чем скорость меди в глубь латуни, а поверхность раздела между латунью и медью перемещалась в сторону латуни. Было установлено, что перемещение первоначальной плоскости раздела пропорционально корню квадратному из времени диффузии (параболическая зависимость от времени), а также выявлено наличие пор в латуни вблизи поверхности раздела с медью. Их экспериментальные данные позволили (Darken, 1948) определить парциальные коэффициенты диффузии цинка и меди в латуни. Естественно, что коэффициент диффузии цинка в латуни оказался значительно больше, чем коэффициент диффузии меди.

Определение коэффициентов самодиффузии обоих компонентов гомогенного твердого раствора замещения одним из первых провел Джонсон (Johnson, 1942) на сплаве золото — серебро с 50 атомн. % золота. Он определил парциальные коэффициенты диффузии золота и серебра в интервале температур 700—1000°. Для сплава этого состава коэффициенты самодиффузии серебра приблизительно в 2,4 раза больше коэффициентов самодиффузии золота.

В системе золото – серебро наблюдалось (Alexander, Baluffi, 1952) образование пор со стороны серебра. Для образцов системы золото – серебро (Seith, Kottmann, 1952), отожженных в течение 98 ч при температуре 900°, поры занимают 30–40% площади поперечного сечения образца. При этом, (Barnes, 1952) изредка дыры имеют форму октаэдров с гранями, параллельными плоскостям (111).

Нами проведено более 400 различных опытов по изучению диффузии золота и серебра в системе золото – серебро. Описание наиболее характерных опытов приводится ниже.

Опыт 10. Обезжиренные и промытые спиртом пластинки химически чистого (99,999%) золота и серебра размером  $1 \times 1 \times 0,1$  см под прессом при кратковременном давлении  $130 \text{ атм/см}^2$  соединялись в плотную. Спрессованный образец нагревался в вакууме  $1 \cdot 10^{-5}$  мм рт.ст. при 600° в течение 50 ч. При осмотре образца после опыта под бинокляром было четко видно образование бугорка (утолщения) со стороны золота вблизи стыка и выемка со стороны серебра. Опытный образец монтировали в зубной цемент и после затвердевания брикета изготовляли полированный шлиф для изучения диффузии минераграфическим методом. В поле шлифа под микроскопом четко видно, что на небольшом удалении от стыка пластинок в серебре образовалась цепочка пор (рис. 22), в общем виде параллельная линии соединения пластин. Учитывая, что поры появляются со стороны компоненты с большей скоростью диффузии, можно предположить, что скорость диффузии серебра в золоте больше скорости диффузии золота в серебре.

На фотографии видно, что наибольшее скопление пор расположено на небольшом расстоянии от плоскости раздела. При разделении образцов после опыта разрыв происходит не по первоначальной плоскости раздела двух металлов, а по области максимального образования пор, где они часто составляют более 60% всей площади сечения. Нередко поры сливаются и образуют почти сплошную трещину, вытянутую вдоль линии раздела двух металлов.

В связи с тем, что плоскость раздела двух металлов и область максимального образования пор перемещаются пропорционально корню квадратному из времени диффузии, вес одной из пластин во времени увеличивается, а другой – уменьшается. Способность пластин золота и серебра разделяться после опыта по линии максимального образования пор позволила провести серию опытов и проанализировать различные вопросы взаимодиффузии золота и серебра при разных температурах. Ниже приводится описание некоторых опытов такого рода.

Обезжиренные и обработанные спиртом пластинки золота и серебра (чистота металлов – 99,999%) соединялись под давлением по схеме (рис. 23). Вес каждой пластины и общий вес образца определялся до и после опыта на микроаналитических весах СМД-1000. Образцы в кварцевых тиглях, закрытых крышками, помещались в электронечь, температу-



Рис. 22. Образование пор в серебре в результате нагревания системы золото – серебро

ра в которой поддерживалась автоматической станцией управления (АСМ-1). После опыта образцы снова взвешивались и затем разделялись на две пластинки, каждая из которых также взвешивалась и анализировалась химическими и физическими методами на содержание в ней примесей. Отделение пластин друг от друга, нагревавшихся при температурах не более  $700^{\circ}$ , происходило обычно легко, и только образцы, нагревавшиеся при более высоких температурах, требуют навыка разделения. Несомненно, что после нагревания опытный образец разделяется уже не по плоскости первоначального раздела двух металлов, а по области максимального развития диффузионных пор, сдвинутой относительно первоначальной плоскости раздела в сторону серебра. Величина сдвига для одной и той же системы металлов при прочих равных условиях зависит от температуры опыта и длительности нагревания образца. При осмотре пластин после опыта установлено, что пластина серебра перекристаллизована, а на поверхности пластины золота по плоскости раздела отчетливо виден налет серебра.

Условия опытов, веса пластин золота и серебра до и после опытов, а также площади контакта между этими металлами приведены в табл. 63. Из приведенных данных видно, что при  $200$  и  $400^{\circ}$  вес образца ( $Au + Ag$ ) до и после опыта остается постоянным; следовательно, и золото, и се-

реоро при этих температурах практически не улетучиваются. В то же время вес каждой из пластин в отдельности до и после опыта заметно изменяется. При этом наблюдается различие парциальных коэффициентов взаимодиффузии. В результате большей скорости диффузии серебра в золото вес пластин золота после опыта больше, а вес пластин серебра соответственно меньше на ту же величину. Различие парциальных коэффициентов диффузии подтверждается не только измерением веса пластин, но и химическим анализом, показывающим изменение состава пластин в процессе опыта. Так, в опыте 1701-9 вес золотой пластины увеличился на  $0,04 \text{ мг}$ , а вес серебряной соответственно уменьшился на эту же величину. Химическим анализом в пластине золота высокой чистоты (99,999% Au) обнаружено после опыта серебро в количестве  $0,09 \text{ мг}$  (содержание серебра  $0,016\%$ ); в то же время в этом опыте в пластине серебра золото не обнаружено. Видимо, при данной температуре происходит односторонняя диффузия серебра в золото или же скорость встречной диффузии золота в серебро настолько мала, что определить количество продиффундировавшего золота не представляется возможным. При температуре  $400^\circ$  (опыт 1702-9) уже наблюдается не только более интенсивная диффузия серебра в золото, но и встречная диффузия в серебро, однако скорости их резко различны. Здесь в пластине исходного золота высокой чистоты после опыта установлено  $1,14 \text{ мг}$  серебра (содержание серебра в пластине золота  $0,46\%$ ), а в опытной пластине исходного серебра высокой чистоты установлено  $0,3 \text{ мг}$  золота (содержание золота  $0,04\%$ ).

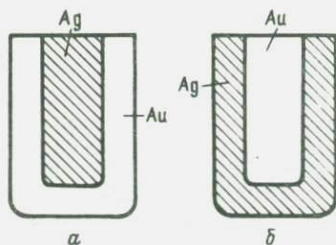


Рис. 23. Схема соединения пластин  
а) серебро внутри золота; б) золото внутри серебра

При температурах выше  $400^\circ$  наблюдается более сложная картина, когда наряду со взаимной диффузией элементов, имеющих различные парциальные коэффициенты диффузии, наблюдается летучесть серебра. Так, в опыте 1703-9 (температура  $850^\circ$ ) отношение веса образца после опыта к весу образца до опыта составляет  $99,94\%$ . Уменьшение веса образца в данном случае связано с летучестью серебра.

## Взаимодиффузия золота и серебра

№ опыта	T, °C	Отношение веса пластин и образцов после опыта к исходным, %			Количество серебра, протиффундированного в золото, мг		Количество золота, протиффундированного в серебро по данным химического анализа, мг	Коэффициент диффузии, см <sup>2</sup> /сек		Расчетная глубина проникновения, см		Скорость диффузии, см/год	
		$\frac{Au_2}{Au_1} \cdot 100$	$\frac{Ag_2}{Ag_1} \cdot 100$	$\frac{(Au + Ag)_2}{(Au + Ag)_1} \cdot 100$	ожидаемое по увеличению веса пластин золота	по данным химического анализа		серебра в золоте	золота в серебре	серебра в золоте	золота в серебре	серебра в золоте	золота в серебре
1700-9	110	100	100	100		Не обн.	Не обн.						
1701-9	200	100,007	99,97	100	0,04	0,09	" "	$0,2 \cdot 10^{-12}$		$2,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,04	
1702-9	400	100,36	99,61	100	0,89	1,14	0,1	$0,3 \cdot 10^{-10}$	$0,7 \cdot 10^{-13}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$16,6 \cdot 10^{-5}$	0,5	0,03
1703-9	850	101,29	96,41	99,941	4,14	4,9	0,62	$0,6 \cdot 10^{-9}$	$0,3 \cdot 10^{-11}$	$16 \cdot 10^{-3}$	$10,9 \cdot 10^{-4}$	2,5	0,2

Примечание. Образцы нагревались 55 ч, площадь контакта металлов 30 мм<sup>2</sup>.

Изучение основного направления движения диффундирующего вещества и скорости диффузии методом разделения пластин по области максимального развития диффузионных пор проводилась нами комбинированно с металлографическим методом. В опыте нагревались одновременно два сходных образца, из которых один после опыта разделялся на пластины золота и серебра с последующим их изучением, а из другого изготовлялся искусственный полированный шлиф. В шлифе металлографически устанавливалась область максимального развития диффузионных пор, которая во всех опытах системы золото – серебро была расположена на стороне серебра, и измерялась ширина диффузионной зоны, по которой с учетом времени нагревания определялась скорость диффузии. Плоскость раздела и расположенная вблизи область максимального количества пор перемещаются в ходе диффузии; величина сдвига плоскости раздела зависит от температуры и продолжительности диффузионного отжига, а расстояние между первоначальной плоскостью раздела двух металлов и областью максимального количества пор подчиняется параболическому закону.

Полученные в описанных опытах различные парциальные коэффициенты диффузии и скорости диффузии золота в серебре и серебра в золоте удовлетворительно согласуются с материалами других исследователей. Метод разделения пластин после опыта по области максимального развития диффузионных пор в совокупности с металлографическим изучением полированного шлифа, изготовленного из дубликата образца, позволяет не только определить направление основного движения диффундирующего вещества, но и дать количественную оценку скорости диффузии.

Привлекает внимание близкая сходимость ожидаемого количества серебра, продиффундировавшего в золото, с количеством, установленным по данным химического анализа. Так, в опыте 1703-9 вес пластины золота увеличился на 4,14 мг, а серебра в этой пластине установлено 4,9 мг. В свою очередь, в пластине серебра установлено 0,62 мг золота. Учитывая взаимную диффузию, следовало ожидать следующего изменения веса золотой пластины: +4,9 мг (пришло в золотую пластину серебра) – 0,62 (ушло из пластины золота) = +4,28 мг. В то же время точным взвешиванием установлено увеличение веса золотой пластины всего на 4,14 мг. Было высказано предположение, что наряду с диффузией золота в серебро и летучестью золота при этой температуре имеет место диффузия золота в тигель, вмещающий опытный образец. Это подтверждено анализом, в результате которого в тигле установлено наличие золота. При более низких температурах (опыты 1701-9 и 1702-9) диффузия золота в тигель не установлена. Следует также заметить, что химическим анализом в золотой пластине установлено не только серебро, но и следы кремния. Видимо, наряду со взаимодиффузией золота

и серебра имеет место также слабо выраженная взаимодиффузия золота и кремния в местах соприкосновения пластины золота с кварцевым тиглем.

Для более полного анализа диффузионных процессов и выяснения роли длительности нагревания, а также значения предварительного отжига пластин золота и серебра нами при тех же температурах (110, 200, 400, 850°) и при той же схеме соединения пластин (см. рис. 23) проведены опыты 1707-15, 1708-15, 1709-15, 1710-15, описание которых приводится ниже. В этих опытах, наряду с другими методами исследования, проводилось определение твердости пластин золота и серебра до опыта, после отжига и после длительного нагревания. Отжиг пластин золота и серебра для всех четырех опытов проводился в одинаковых условиях (температура 650°, длительность отжига 2 ч).

В опытах 1707-15, 1708-15 и 1709-15, проводимых при температурах соответственно 110, 200 и 400° и длительном нагревании, конечный вес образца в пределах точности взвешивания равен начальному весу. Следовательно, и в этой серии опытов летучесть золота и серебра при температурах ниже 400°С практически отсутствует. Привлекает внимание тот факт, что при одной и той же температуре и длительности нагревания в опытах 1703-9 и 1710-15 образовался разный остаток веса образца после опыта. В опыте 1703-9 он составляет 99,941%, а в опыте 1710-15 — 99,915%. Видимо, здесь играет роль предварительный отжиг пластин золота и серебра в опыте 1710-15. В опыте 1707-15, несмотря на длительность нагревания при 100° (2500 ч), практически не наблюдаются ни летучесть, ни диффузия золота и серебра. При температуре 200° уже отчетливо фиксируется диффузия серебра в золото, но доказать одновременную диффузию золота в серебро, несмотря на длительность опыта 1708-15 (1010 ч), не удалось. Возможно, при этой температуре происходит односторонняя диффузия серебра в золото. Взаимодиффузия золота и серебра отчетливо устанавливается химическим анализом пластин золота и серебра, нагревавшихся при температуре 850° (опыт 1710-15). Интересно, что в этом опыте (табл. 64) коэффициент диффузии серебра в золото и золота в серебре значительно больше, чем в опыте 1703-9 (см. табл. 63), который проводился в аналогичных условиях, но без предварительного отжига пластин золота и серебра.

В каждом из опытов описываемой серии предварительно отжигались и затем нагревались пластины золота и серебра с определением изменения их твердости. Отчетливо установлено резкое уменьшение твердости и золота, и серебра в процессе отжига при температуре 650° (выдержка 2 ч), когда в процессе отжига снимается наклеп, возникший при изготовлении пластин золота и серебра. Твердость предварительно отожженных при 650° пластин в процессе длительного нагревания при более высоких, чем отжиг, температурах (опыт 1710-15) практически не изме-

## Взаимодиффузия предварительно отожженных золота и серебра

№ опы- та	Условия опыта			Отношение веса пластин и образцов после опыта к исход- ным, %			Количество се- ребра, продиффун- дировавшего в зо- лото, мг		Количе- ство зо- лота, продиф- фундиро- вавшего в сереб- ро по данном химиче- ского анализа, мг	Коэффициент диффузии, см <sup>2</sup> /сек		Расчетная глу- бина проникно- вения, см		Скорость диффузии, см/год	
	пло- щадь кон- такта метал- лов, мм <sup>2</sup>	T, °C	дли- тель- ность опы- та, ч	$\frac{Au_2}{Au_1} \cdot 100$	$\frac{Ag_2}{Ag_1} \cdot 100$	$\frac{(Au + Ag)_2}{(Au + Ag)_1} \cdot 100$	ожидае- мое по увели- чению веса пластин золота	по дан- ным химиче- ского анали- за		серебра в золоте	золота в серебре	серебра в золоте	золота в сереб- ро	сереб- ра в золо- то	золо- та в се- ребро
1707-15	30	110	2500	100	100	100	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	—
1708-15	30	200	1011	100,059	99,792	100	0,34	0,41	" "	$0,2 \cdot 10^{-11}$	—	$38,1 \cdot 10^{-4}$	—	0,03	
1709-15	30	400	160	100,466	98,623	100	2,52	2,67	0,2	$0,6 \cdot 10^{-10}$	$0,1 \cdot 10^{-12}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	0,04 0,02	
1710-15	30	850	55	105,193	80,486	99,915	29,0	31,0	2,2	$0,2 \cdot 10^{-7}$	$0,4 \cdot 10^{-10}$	$8,9 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	14,0 0,6	

нилась. В то же время твердость пластин золота и серебра, длительно нагревавшихся после отжига при более низких температурах (опыты 1709-15, 1708-15), заметно возросла.

При определении коэффициента диффузии без учета концентрации диффузионной компоненты получают только приближенные значения скоростей диффузии. Для выявления зависимости коэффициента диффузии от концентрации необходимо точно определить изменение концентрации диффундирующей компоненты в опытном образце. Опыты такого рода впервые провели немецкие ученые (Grube, Jedele, 1932), изучая взаимодиффузию меди и никеля, а также других пар металлов. Метод и расчеты, примененные этими исследователями, позволяют установить зависимость коэффициента диффузии от концентрации. По сравнению с другими парами металлов в системе золото – серебро эта зависимость не столь резко выражена. Она впервые установлена (Seith, Kottmann, 1952) при помощи определения коэффициента диффузии при 900° в сплаве золото – серебро в области от 0 до 100% золота.

Важно знать не только зависимость скорости диффузии от концентрации диффундирующей компоненты, но также зависимость коэффициента диффузии от концентрации компоненты в исходном твердом растворе или сплаве золото – серебро. Для выяснения этого важного вопроса проведена серия специальных экспериментов.

В опытах 1710-1 – 1710-7 пластины сплава золота с серебром при соедержании золота в разных сплавах от 0 до 100% после соответствующей обработки соединялись под давлением с пластинами золота высокой чистоты по схеме "а" (рис. 24), когда золото было внутри сплава. Предварительно взвешенные на микроаналитических весах образцы помещались в кварцевые тигли и нагревались 55 ч в воздушной среде при температуре 850°. После нагревания определялся общий вес образца после опыта, затем образец разделялся по области максимального развития диффузионной пористости, и разделенные пластины снова взвешивались на микроаналитических весах. Отношения веса пластин и образцов до и после опыта приведены в табл. 65. Из этих данных видно, что при температуре 850° летучесть серебра невелика, и потеря веса образца составляет не более 0,2%. При этом четко видна закономерность увеличения потери веса образца (в %) в ряду опытов от 1710-1 до 1710-7 по мере роста содержания серебра в исходном образце. Если летучесть серебра и особенно золота, как и в других опытах при этой температуре, проявлена слабо, то диффузионные процессы и, главное, направление диффузии четко выражены.

Характер изменения состава самородного золота можно определить, зная особенности миграции золота и серебра в сложных системах. В этой большой проблеме важное значение имеет выяснение характера диффузионных процессов при контакте с золотом или серебром самородного золота, представляющего твердый раствор золота и серебра.

## Изменение состава сплава в результате диффузии

№ опыта	Отношение веса пластин и образцов после опыта к исходным, %			Содержание золота в исходном сплаве			Разница содержания золота в сплаве после опыта и в исходном сплаве, вес. %	Количество серебра, протифундированного в золото по данным химического анализа, мг	Коэффициент диффузии серебра в золоте, $\text{см}^2/\text{сек}$	Скорость диффузии серебра в золото, $\text{см}/\text{год}$	Расчетная глубина проникновения серебра в сплав, $\text{см}$
	сплава	золота	образца	атомн. %	вес. %	после опыта, вес. %					
1710-1	99,363	101,29	99,97	90	94,2	94,95	0,75	2,35	$0,01 \cdot 10^{-8}$	0,9	$0,6 \cdot 10^{-2}$
1710-2	98,052	103,84	99,96	75	84,6	86,9	2,3	11,46	$0,2 \cdot 10^{-8}$	4,4	$2,8 \cdot 10^{-2}$
1710-3	97,487	108,48	99,93	65	77,2	79,6	2,4	23,33	$0,8 \cdot 10^{-8}$	8,8	$5,6 \cdot 10^{-2}$
1710-4	95,736	111,86	99,901	50	64,6	67,3	2,7	30,52	$1,0 \cdot 10^{-8}$	10,1	$6,3 \cdot 10^{-2}$
1710-5	93,223	124,5	99,896	35	49,6	52,48	2,88	41,3	$1,6 \cdot 10^{-8}$	12,6	$7,9 \cdot 10^{-2}$
1710-6	91,34	113,03	99,89	25	37,8	41,21	3,41	39,59	$1,3 \cdot 10^{-8}$	11,4	$7,2 \cdot 10^{-2}$
1710-7	95,17	108,03	99,76	10	16,8	17,81	1,01	23,94	$0,4 \cdot 10^{-8}$	6,3	$4,0 \cdot 10^{-2}$

Примечание. Образцы нагревались 55 ч. при  $850^\circ\text{C}$ , площадь контакта между пластинами  $30 \text{ мм}^2$ .

Во всех семи опытах, когда пластина золота помещалась внутри сплава золото – серебро, главное направление диффузии было из пластины золото-серебряного сплава в пластину золота с образованием интенсивно проявленной диффузионной пористости в области сплава. В связи с таким направлением диффузии вес пластин сплава резко уменьшился, а вес пластин золота в результате диффузии серебра из сплава увеличился на ту же величину за вычетом потери веса образца от летучести.

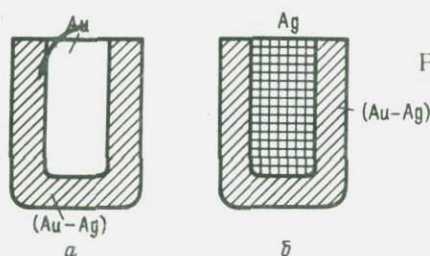


Рис. 24. Схема соединений пластин  
 а – золото внутри сплава золото – серебро;  
 б – серебро внутри сплава золото – серебро

Заметим, что изменение веса пластин сплава при прочих равных условиях зависит от состава самого сплава (см. табл. 65). В результате взаимодиффузии меняется не только вес опытных пластин, но также их состав. В табл. 65 сопоставляются исходный и конечный составы сплава по данным химического анализа. Во всех сплавах после опыта содержание золота увеличилось. Это свидетельствует о том, что из сплава диффундировало серебро и изменился его состав в сторону увеличения содержания в нем золота. Достоверность такого вывода подтверждается химическим анализом пластин золота, в которых обнаружено значительное количество серебра. Количество серебра, протиффундировавшее в золото из сплава золото – серебро, при прочих равных условиях зависит от состава исходного сплава, с которым контактирует золото. Казалось бы, что с ростом содержания серебра в исходном сплаве с золотом количество протиффундировавшего в пластину золота должно возрастать. Однако наибольшее количество серебра протиффундировало в пластину золота из сплава 1710-5 (см. табл. 65), в исходном составе которого содержание и золота, и серебра почти одинаково. Следовательно, при этих условиях наиболее неустойчивым является твердый раствор золота с серебром, содержащий равное или близкое к нему количество обоих компонентов в сплаве. Именно неустойчивость твердого раствора золота с серебром такого состава при данной температуре и схеме соединения с золотом обуславливает не только диффузию серебра в золото, но и отрицательную (восходящую) диффузию золота из сплава серебро – золото в золото.

Коэффициент и скорость диффузии серебра в золоте при контакте последнего со сплавом золото – серебро также зависят от исходного состава сплава. При этом наибольшие скорости диффузии серебра в золоте при данных условиях опыта характерны для сплавов с содержанием 65–35 атомн. % золота. Это еще раз подтверждает предположение о неустойчивости твердых растворов такого состава при температуре 850° в контакте их с золотом. Серебро при данных условиях интенсивно диффундирует за пределы сплава, в то время как диффузия золота в сплав, как правило, очень незначительна, а в опыте 1710-5, как уже отмечалось выше, имеет даже обратный знак.

Нами проведена также серия экспериментов по изучению направления и скорости диффузии при контакте пластины серебра высокой чистоты с пластинами сплава золото – серебро разного состава. После соответствующей обработки и взвешивания на микроаналитических весах пластины соединялись по схеме "б" (см. рис. 24), когда серебро было внутри сплава золота с серебром. Опытные образцы 1710-8 – 1710-14 нагревались в кварцевых тиглях в воздушной среде в электропечах при температуре 850° в течение 55 ч. После нагревания образцы разъединялись на пластины по плоскости максимального развития диффузионной пористости и снова взвешивались. Результаты взвешивания пластин до и после опыта приведены в табл. 66. Конечный вес опытных образцов мало отличается от их исходного веса. При температуре 850° для системы серебро в контакте с твердым раствором золото – серебро летучесть серебра и золота также велика. По сравнению с описанной выше серией опытов (1710-1 – 1710-7) в данных опытах потери в результате летучести более значительны и достигают в отдельных случаях 0,36%. В общем случае, как и в опытах, описанных выше, потери веса увеличиваются с ростом содержания серебра в опытном образце, но эта закономерность здесь выражена не столь строго.

Если в опытах системы сплав – золото вес пластин сплава после нагревания всегда был меньше исходного веса за счет диффузии серебра в золото, то в рассматриваемых опытах вес пластин сплава после опыта не меньше, а больше, и здесь сплав уже выступает в роли диффузионной среды. Если в данных опытах вес пластин сплава в результате нагревания увеличился, то вес пластин серебра, находящихся в контакте, уменьшился на ту же величину плюс потери серебра от летучести. Таким образом, в противоположность опытам системы золото – сплав серебро здесь диффундирует в сплав золото – серебро и диффузионная пористость образуется не в сплаве, а в серебре.

В данных опытах по сравнению с опытами 1710-1 – 1710-7 по-другому также выглядит зависимость изменения веса пластин сплавов разного состава. Здесь в общем случае количество продиффундировавшего серебра в сплав, по данным изменения веса, уменьшается с ростом содержания серебра в исходном сплаве золото – серебро. Достоверность

## Результаты диффузии серебра в сплав золото – серебро

№ опыта	Отношение веса пластин и образцов после опыта к исходному, %			Содержание золота в спла- ве, вес. %		Разница содержа- ния золота в исходном сплаве и сплаве после опы- та, вес. %	Количес- тво серебра, продиффун- дировавшего в сплав, по данным химическо- го анализа, мг	Кoeffи- циент диф- фузии се- ребра в сплав, см <sup>2</sup> /сек	Ско- рость диффу- зии се- ребра в сплав, см/год	Расчетная глубина проникнове- ния сереб- ра в сплав, см
	сплава	серебра	образца	в исход- ном	после опыта					
1710-8	108,52	83,335	99,831	94,2	86,83	-7,37	38,42	$3,0 \cdot 10^{-8}$	17,3	$10,9 \cdot 10^{-2}$
1710-9	104,85	81,538	99,844	84,6	80,71	-3,89	32,32	$2,0 \cdot 10^{-8}$	24,2	$8,9 \cdot 10^{-2}$
1710-10	103,44	85,559	99,897	77,2	74,74	-2,46	19,95	$0,6 \cdot 10^{-8}$	7,6	$4,8 \cdot 10^{-2}$
1710-11	102,26	88,379	99,768	64,6	63,23	-1,37	15,72	$0,3 \cdot 10^{-8}$	5,4	$3,4 \cdot 10^{-2}$
1710-12	103,32	88,507	99,699	49,6	47,93	-1,67	20,75	$0,4 \cdot 10^{-8}$	6,3	$4,0 \cdot 10^{-2}$
1710-13	102,19	87,898	99,774	37,8	36,88	-0,92	14,48	$0,2 \cdot 10^{-8}$	4,4	$2,8 \cdot 10^{-2}$
1710-14	101,17	92,892	99,643	16,8	16,03	-0,77	4,47	$0,01 \cdot 10^{-8}$	0,9	$0,6 \cdot 10^{-2}$

Примечание. Образцы нагревались 55 ч при температуре 850°С, площадь контакта между пластинами 30 мм<sup>2</sup>.

изложенных выводов подтверждается химическим анализом состава пластин серебра после нагревания. В пластинах сплава золото – серебро уменьшилось содержание золота из-за диффузии в сплав серебра и взаимной диффузии из сплава золота. Следует заметить, что взаимная диффузия золота из сплава в серебро на порядок меньше диффузии серебра в сплав. Различие содержаний золота в исходном сплаве и сплаве после опыта уменьшается в ряду опытов 1710-8 – 1710-14 с ростом содержания серебра в исходном сплаве (см. табл. 66). Коэффициент диффузии и, соответственно, скорость диффузии серебра в сплав золото – серебро зависят от исходного состава сплава. Наиболее высокие скорости диффузии серебра в сплаве золото – серебро установлены для сплавов с содержанием 65–35 атомн. % золота.

Следует заметить, что при обсуждении результатов экспериментального изучения диффузии обычно пользуются феноменологической теорией, применение которой позволяет определить коэффициент диффузии по данным эксперимента. Согласно этой теории, движущей силой диффузии является разность термодинамических потенциалов. В процессе диффузии происходит их выравнивание. Известно, что термодинамический потенциал можно разложить на две составляющих, одна из которых зависит от внутренней энергии системы, а вторая содержит энтропийную долю.

Экспериментально доказано, что во многих реальных процессах, например самодиффузии, внутренняя энергия системы практически не меняется. К этим же процессам можно отнести в первом приближении взаимодиффузию золота и серебра – элементов, близких по своим физико-химическим свойствам и образующих непрерывный ряд твердого раствора замещения. В этом случае диффузия определяется только энтропийной долей.

При условии, что диффузия зависит от концентрации и не осложнена наличием особых, энергетически более выгодных областей концентрации, а температура постоянна, концентрация  $C$  будет функцией места и времени. При этом плотность потока вещества через сечение, перпендикулярное потоку, выражается, как уже отмечалось ранее, первым законом Фика. Из этого закона ясен физический смысл коэффициента диффузии, который указывает величину плотности потока при заданном градиенте концентрации. Поскольку этот поток вещества стремится выравнять разницу концентрации, можно сказать, что коэффициент диффузии – мера скорости, с которой система способна выравнивать разности концентраций или потенциалов. Учитывая схемы проведенных опытов, можно считать, что мы имеем диффузионную систему с ограниченным начальным распределением. Мы не останавливаемся на решении уравнения для определения коэффициентов диффузии в данной системе, так как этот вопрос подробно рассмотрен К. Хауфе (1962). Воспользуемся только полученной для этого случая формулой:

$$D = \frac{\mu^2 \pi}{g^2 C_0^2 \tau} \text{ см}^2/\text{сек}, \quad (17)$$

где  $\mu$  – масса продиффундировавшего вещества (в  $\text{г}$ ),  $g$  – площадь контакта (в  $\text{см}^2$ ),  $C_0$  – начальная концентрация диффундирующего вещества (в  $\text{г}/\text{см}^3$ ),  $\tau$  – продолжительность диффузии (в  $\text{сек}$ ).

Ниже приводится пример расчета коэффициента диффузии серебра в золото (опыт 1710-15). Продолжительность опыта 55 ч ( $198 \cdot 10^3 \text{ сек}$ ); начальная концентрация диффундирующего вещества в плоскости диффузии  $C_0 = 5,2 \text{ г}/\text{см}^3$ ; площадь поперечного сечения  $15 \text{ мм}^2$  ( $0,15 \text{ см}^2$ ). По данным химического анализа, за 55 ч нагревания при  $850^\circ$  в золото продиффундировало 31 мг серебра. Тогда коэффициент диффузии серебра в золото составит:

$$D = \frac{\pi \cdot 31^2 \cdot 10^{-6}}{5 \cdot 25^2 \cdot 0,15^2 \cdot 198 \cdot 10^3} = \frac{3017 \cdot 10^{-6}}{122,76 \cdot 10^3} = 0,2 \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{сек}.$$

За это же время нагревания в серебро, по данным химического анализа продиффундировало 2,2 мг золота. Начальная концентрация золота  $C_0 = 9,65 \text{ г}/\text{см}^3$ , остальные данные те же. В этом случае коэффициент диффузии золота в серебро составит:

$$D = \frac{\pi \cdot (2,2)^2 \cdot 10^{-6}}{9,65^2 \cdot 0,15^2 \cdot 198 \cdot 10^2} = \frac{15,2 \cdot 10^{-6}}{414,87 \cdot 10^3} = 0,4 \cdot 10^{-10} \text{ см}^2/\text{сек}.$$

При диффузии золота или серебра в сплав золото – серебро различие в расчете коэффициента диффузии состоит только в определении начальной концентрации. Так, в опыте 1710-10, где сплав золото – серебро в контакте с чистым серебром нагревался при температуре  $850^\circ$ , в исходном сплаве содержалось 65 атомн. % золота и 35 атомн. % серебра. Обшая начальная концентрация серебра в плоскости диффузии:

$$C_0 = \frac{0,35}{2} \cdot 10,5 + 5,25 = 7,09 \text{ г}/\text{см}^3.$$

По данным химического анализа, за 55 ч нагревания в сплав продиффундировало 19,95 мг серебра через площадь поперечного сечения  $15 \text{ мм}^2$ . Следовательно, коэффициент диффузии серебра в сплав в данном случае составит:

$$D = \frac{19,95^2 \cdot 10^{-6} \pi}{198 \cdot 10^3 \cdot 0,15^2 \cdot 7,09^2} = \frac{124,9 \cdot 10^{-6}}{223,77} = 0,6 \cdot 10^{-8} \text{ см}^2/\text{сек}.$$

Расчеты коэффициентов диффузии для других опытов этой серии проведены по аналогичной схеме.

Полученные величины коэффициентов диффузии сопоставимы с опубликованными ранее данными. Так, в опыте 1709-15, в котором изучалась взаимодиффузия золота и серебра при температуре  $400^\circ$ , установлен коэффициент диффузии золота в серебро  $0,1 \cdot 10^{-12}$  см<sup>2</sup>/сек. В исходном опыте 1702-9, который, в отличие от предыдущего, проводился без предварительного отжига пластин, получен коэффициент диффузии золота в серебро  $0,07 \cdot 10^{-12}$  см<sup>2</sup>/сек. Оба коэффициента диффузии близки между собой и сопоставимы с данными Джонсона (Johnson, 1942), который для температуры  $456^\circ$  установил коэффициент диффузии золота в серебро  $0,5 \cdot 10^{-12}$  см<sup>2</sup>/сек.

Как отмечалось ранее, коэффициент диффузии является мерой скорости переноса вещества. Однако для большей наглядности процессов диффузии часто используют квадрат среднего смещения

$$x^2 = 2D\tau, \quad (18)$$

где  $x$  — среднее смещение всех диффундирующих атомов, соответствующее средней глубине проникновения диффундирующего вещества. Согласно этой формуле, для опыта 1710-15 определим глубину проникновения серебра в золото:

$$x = \sqrt{2 \cdot 198 \cdot 10^3 \cdot 0,2 \cdot 10^{-7}} = 8,9 \cdot 10^{-2} \text{ см.}$$

Соответственно, скорость диффузии серебра в золоте для данного опыта составит:

$$V = \frac{x}{\tau} = \frac{8,9 \cdot 10^{-2}}{198 \cdot 10^3} = 4,5 \cdot 10^{-7} \text{ см/сек.}$$

Для наглядности нами приведены скорости диффузии в сантиметрах за год. Расчеты глубин проникновения и скоростей диффузии для всех опытов проведены по описанной схеме.

Сопоставление коэффициентов диффузии, определенных специальными методами, с приведенными данными показывает, что, изучая взаимодиффузию золота и серебра методом разделения пластин по области максимального развития диффузионной пористости, можно определить не только главное направление диффузионного потока, но и коэффициенты диффузии этих элементов.

Как видно из приведенных величин по данным наших опытов и по опубликованным материалам других исследователей, коэффициенты диффузии золота через кристаллическую решетку при сравнительно постоянной температуре очень малы и даже с учетом геологического времени перемещения атомов золота таким путем невелики. Более высокие скорости диффузии и иной ее характер наблюдаются в опытах с самородным золотом при градиенте температуры, когда происходит быстрый

разогрев системы и резкое ее охлаждение. Описание опыта такого рода приводится ниже.

Опыт 1269<sup>a</sup>-10. Самородные золотины из россыпи р. Селемджи (Приамурье) размером порядка 3 мм, имеющие пробность золота 752 и серебра 234, помещались в фарфоровые тигли и нагревались в электропечи в воздушной среде при температуре 850°. Эта операция повторялась 10 раз при длительности одного нагревания 10 сек. Каждый раз золотины ставились в электропечь в тиглях, имеющих комнатную температуру, следовательно, разогревание золотин происходило в основном за счет лучистой энергии от свода и стенок предварительно разогретой электропечи. Экспериментально было установлено, что в данном случае за 10 сек золотина не успевала разогреться до температуры 850°, и поэтому весь опыт проходил при постоянном градиенте температуры с последующим быстрым охлаждением. В процессе опыта вес золотин уменьшился в среднем на 0,12% за счет улетучивания ртути, мышьяка и части серебра. После опыта золотины помещались в зубной цемент для изготовления искусственных аншлифов, которые затем травились концентрированной царской водкой. Травлением установлены четкие высокопробные оболочки вокруг золотин (рис. 25). Следовательно, при этих условиях опыта в золотине, представляющей собой твердый раствор золота и серебра с небольшой примесью других элементов, золото и серебро обособляются друг от друга. При этом золото диффундирует к периферии золотины, образуя вокруг нее своего рода оболочку (кайму), часть серебра перемещается к центру, а другая часть улетучивается. Эти каймы напоминают по форме высокопробные оболочки, нередко наблюдающиеся на золотинах из россыпей. В описанном опыте несколько золотин разрезалось на две части, и даже на свежей поверхности разреза при таких условиях нагревания возникала оболочка из чистого золота.

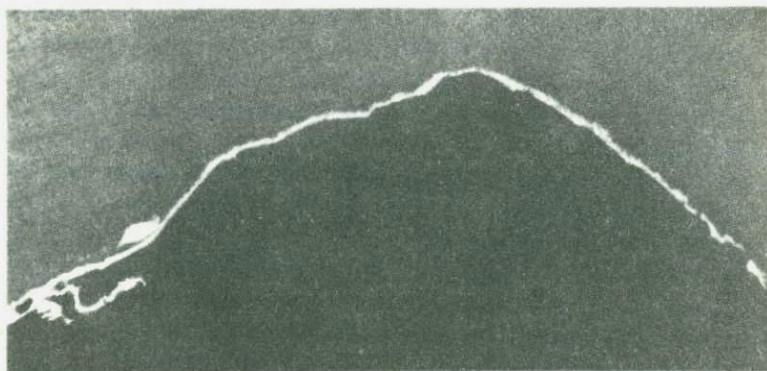


Рис. 25. Высокопробная оболочка вокруг золотины. Выявлено травлением аншлифа в концентрированной царской водке. Увел. 200

В общем случае диффузия обусловлена разностью химических потенциалов в двух точках, причем направление диффузии задается направлением падения химического потенциала, далеко не всегда совпадающего с направлением от более высокой концентрации к более низкой. В описанном опыте образование оболочки золота на агрегате твердого раствора золото – серебро связано с отрицательной диффузией, направление которой имеет обратный знак по сравнению с направлением убывания концентрации. Рост концентрации золота на периферии агрегата завершается выделением новой фазы (чистое золото). По К. Хауфе (1962), отрицательная диффузия с разделением компонентов обусловлена тем, что связи  $A-A$  и  $B-B$  сильнее, чем связи  $A-B$ .

Следует подчеркнуть, что в этом опыте скорости диффузии золота и серебра более чем в 1000 раз превышают скорости диффузии этих же элементов в чистых сплавах золото – серебро при сходной температуре. Главная причина столь высоких различий в скорости диффузии связана с тем, что в природном золоте помимо серебра содержатся микропримеси ртути, мышьяка, сурьмы и других элементов, которые при нагревании улетучиваются, разрушая структуру с образованием большого числа пор и микротрещин. Если в чистых сплавах золота и серебра или же на контактах этих металлов диффузия идет через кристаллическую решетку, то в природных образованиях при температурах ниже точки плавления преобладает диффузия атомов или ионов вдоль поверхности кристаллов, а также по границам зерен. Для объемной диффузии требуется более высокая энергия активации, чем для поверхностной, поэтому скорость диффузии в первом случае будет значительно ниже, особенно при температурах менее 0,5 температуры плавления.

Большая подвижность вещества на поверхности кристаллов. (Ramberg, 1952) обусловлена прежде всего тем, что наружные ионные или атомные слои, в отличие от внутренних частей, обладают ненасыщенными валентностями. Наличие у наружного слоя кристалла поля остаточных сил обуславливает тенденцию адсорбировать на своих поверхностях практически любой тип атомов или устойчивых молекул (ионов). Образующаяся на поверхности кристалла реакционная пленка характеризуется неустойчивым атомным состоянием с повышенной подвижностью ионов, что создает благоприятные условия для химических реакций в твердом состоянии.

Еще более высокие скорости диффузии наблюдались в опытах с природными минералами, содержащими золото в дисперсной форме. Так, вслед за Бюргом (Bürg, 1933) и другими исследователями нами проведены опыты по укрупнению и дезинтеграции золотин в процессе нагревания в твердом состоянии. Ниже приводится описание некоторых опытов из этой серии.

Опыт 5. Из руды жилы Южной (рудник Харгинский) изготовлены полированные шлифы, в которых в поле арсениопирита даже при увеличе-

нии в 1200 раз выделения золота не обнаружены. После тщательного просмотра под микроскопом шлифы нагревались в течение 100 мин при 700° в электропечи. После нагревания в поле арсенипирита стали хорошо видны под микроскопом крупные выделения золота. Они имели округлую форму, реже наблюдались новообразования золота в форме колец. Видимые золотинки концентрировались чаще всего вдоль микротрещин в поле измененного арсенипирита. Видимо, укрупнение золота проходило более интенсивно в местах диссоциации арсенипирита.

Опыт 6. Полированный шлиф из образца руды жилы Первой, Токурского месторождения, содержащий дисперсное золото в пирите, нагревался 42 мин при 600°. После нагревания шлиф был подвергнут легкой полировке, и в нем стали видны под микроскопом выделения золота. В отличие от арсенипирита в пирите процесс укрупнения дисперсного золота происходил значительно быстрее и при более низких температурах.

Наиболее высокие скорости диффузии золота наблюдались нами в свинце. Изучение диффузии и летучести золота в свинце важно потому, что пробирный анализ основан на улавливании свинцом золота из расплавов с последующей купеляцией свинцовых веркблей. Нами проведен ряд опытов по взаимодиффузии свинца и золота в твердом состоянии, когда самородные золотины помещались между пластинами чистого свинца. Пластины под малым давлением сжимались прессом, образец с вмонтированной в свинец золотиной нагревался в воздушной среде при температурах 250–300°. После охлаждения образца в воде из него изготавливался полированный шлиф для минералографического изучения. На стыке золота и свинца в отдельных случаях образовались сложные дендриты, в других — структуры распада твердого раствора. В первом случае мы имеем интенсивную диффузию золота в свинец по его межзерновым пространствам. Во втором случае в результате взаимодиффузии в определенный момент состав диффузионной зоны достигал эвтектического, и она расплавлялась. При охлаждении происходил распад твердого раствора с образованием сложных форм. И в том и в другом случае зафиксирована скорость диффузии в 2000 раз большая по сравнению с диффузией золота в свинце через его кристаллическую решетку.

По данным Рамберга (Ramberg, 1952), через кристаллическую решетку свинца при температуре 227° за  $10^8$  лет атомы золота переместятся на 600 м. За это же время и при такой же температуре при диффузии по межзерновым пространствам и по поверхности кристаллов свинца атомы золота переместятся на расстояние более 1000 км.

Таким образом, золото в общем случае, являясь более инертным по сравнению с рядом других элементов, в оптимальных условиях и определенной среде перемещается с большей скоростью, особенно по межзерновому пространству и по поверхности кристаллов.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Полученные данные показывают, что концентрации золота в породах гипербазитовой формации значительно превышают его кларк ( $5 \cdot 10^{-7}\%$ ) в основных и ультраосновных породах и близки в этом отношении к показателям в гиперстеновых метеоритах. В породах габброидных формаций содержания кларковые. Оливиновые включения в базальтах и кимберлитах по содержаниям золота стоят ближе к производным базальтоидных магм, что не характерно для отторженцев перидотитового слоя Земли. Золото практически инертно в процессе дифференциации и автотасоматических изменений базит-гипербазитовых интрузивов, накапливается в сульфидно-рудном остатке и почти полностью выносится при переработке гипербазитов гранитами.

Обилие золота в производных гипербазитовой магмы (как и в метеоритах), зарождающихся в мантии на больших глубинах и не обладающих способностью к ассимиляции и гибридизму, свидетельствует о том, что источником этого элемента являются мантийные магматические очаги, и лишь длительная геохимическая эволюция его в земной коре приводит к образованию промышленных концентраций.

2. В кислых и средних породах кларк золота ниже, чем в базитах-гипербазитах. Повышение его ( $2-6 \cdot 10^{-7}\%$ ) наблюдается в основных разностях гранитоидов в ранних фазах массивов как плутонической, так и вулканоплутонической ассоциаций. В более калиевых и кислых по составу нормальных и лейкократовых гранитах концентрации золота резко снижаются ( $1-2 \cdot 10^{-7}\%$ ). Высвобождение золота из гранитоидов повышенной основности возможно, по-видимому, или в ходе развития процессов гранитизации (калишпатизации) и превращения гибридных гранитоидов плутонической ассоциации в нормальные и лейкократовые граниты, или в результате взаимодействия (химического и температурного) более поздних и кислых дифференциатов с ранними — основного и среднего состава вулканоплутонической ассоциации. Приуроченность золотой минерализации к основным фациям гранитоидов и к их натровым комплексам (т.е. кристаллохимическая связь с мафическими элементами) и переход

значительных его количеств при метаморфизме основных пород в гидротермальные растворы показывают, что роль каждого из этих факторов велика.

Высокие содержания золота в грейзенизированных гранитах, а также мусковитах свидетельствуют о возможности накопления золота в кислых постмагматических растворах в процессе кристаллизации нормальных и лейкократовых гранитных или гранодиорит-адамелитовых магм вулканоплутонической ассоциации.

3. Содержания золота в породах одинакового исходного состава граулитовой, эклогитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма соизмеримы и повышаются с ростом меланократовости породы. В процессе их гранитизации и анатексиса золото переходит в расплавы (растворы) и мигрирует в зоны низких температур и давлений, где выделяется в многочисленных маломощных жилах альпийского типа, образуя убогие содержания. Затем оно накапливается в россыпях или под влиянием новой вспышки гидротермальной деятельности, вызванной обычно молодыми интрузиями, дает уже более крупные и богатые концентрации. Золоторудные месторождения формируются в широком диапазоне температур — от 450 до 50°С. Продуктивная ассоциация минералов (галенит, сфалерит, блеклые руды, золото и др.) отлагается преимущественно из хлоридно-натровых или хлоридно-бикарбонатно-натровых гидротерм в весьма узком температурном интервале от 200 до 130°С.

4. Золото является малолетучим элементом, проявляющим значительную подвижность только в определенных условиях. Скорости диффузии и самодиффузии золота особенно через кристаллическую решетку весьма малы. Сравнительно высокие скорости диффузии золота наблюдаются по межзерновому пространству и по поверхности кристаллов. Однако в связи с длительностью геологических процессов летучесть и диффузия могут играть значительную роль в миграции золота. Даже кратковременное образование летучих соединений хлорного золота способствует переходу этого труднорастворимого элемента в гидротермы с последующим образованием комплексных соединений, которые являются главной формой его переноса. Благодаря более высокой летучести и скорости диффузии серебра в системе золото — серебро с повышением температуры среды (при метаморфизме) возрастает пробность самородного золота.

5. Геохимический цикл золота представляется в следующем виде. Источниками золота в земной коре являются основные и ультраосновные магматические образования, в которых оно находится в рассеянном виде. В процессе метаморфизма или механического разрушения базитов и гипербазитов происходит его высвобождение, переход в расплавы, растворы или терригенные породы, затем миграция и отложение в локальных участках. Первичные концентрации его оказываются обычно непромышленными, и требуется неоднократное его перераспределение в эндо-

генных и экзогенных условиях для образования месторождений. Непрерывность этого процесса обуславливает появление рудных концентраций на всех этапах геологической истории региона. <sup>1</sup>

6. Особенности геохимического поведения золота в пределах Тихоокеанского рудного пояса вытекают из его геологической природы. Нарастание континентов за счет океана и воздымание островных дуг сопровождаются образованием комплексов феррического (натрового) типа, с которыми связано разновозрастное золотое оруденение. Это позволяет рассматривать континентальное обрамление Тихого океана как одну из крупнейших планетарных золотоносных структур Земли. <sup>1</sup>

## ЛИТЕРАТУРА

- Альбов М.Н.* Вторичная зональность золотоносных месторождений Урала. М., 1960.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С., Меннер В.В.* и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.-Л., Изд.-во АН СССР, 1937.
- Берман Ю.С.* Типы, условия формирования и поисковые признаки золото-серебряного оруденения север-восточной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., 1970.
- Бобревич А.П.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во "Недра", 1964.
- Бородаевский Н.П.* Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. — Труды ЦНИГРИ вып. 35, 1960.
- Булах А.Г.* Методы термодинамики в минералогии. Л., изд-во "Недра", 1968.
- Воларович Г.П.* Геологические особенности золотоносности Приамурья. Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 48.
- Виноградов А.П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. Геохимия, 1962, № 7.
- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф., Рывкина Л.П.* Спектрохимическое определение золота в силикатных породах и минералах. Журнал аналитической химии, 1965, 20, вып. 12.
- Воскресенская Н.Т., Зверева Н.Ф.* Некоторые вопросы геохимии золота в связи с рудоносностью магматических комплексов Северного Казахстана. — Геохимия, 1968, № 4.
- Вульчин Е.И.* Материалы к изучению кварцеобразующих систем. — Ученые записки Львовск. ун-та, 1953, серия геол., 23, вып. 6.
- Гегузин Л.Е.* Диффузионная пористость в металлах и сплавах. — Успехи физических наук, 1957, 11, вып. 2.

- Городинский М.Е.* Геологический очерк центральных районов Чукотки. Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1963, вып. 16.
- Дивиденко Н.М.* О температуре образования самородков золота. — Колыма, 1968, 5.
- Дорошенко Ю.П., Комлева Ж.А., Ляхов Ю.В.* и др. Результаты анализов водных вытяжек из включений гидротермальных растворов в минералах генетически различных типов месторождений. — В сб. "Минералогическая термометрия и барометрия", т. 1. Изд-во "Наука", 1968.
- Заглубский А.М.* Измерение коэффициента самодиффузии золота. — Изв. АН СССР, отд. матем. и естест. наук, 1937.
- Зимин С.С.* Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов. — В сб. "Магматические породы Алтае-Саянской складчатой области". Изд-во "Наука", 1965.
- Зимин С.С.* Формации гипербазитов и роговообманковых базитов. Новосибирск, 1968.
- Зимин С.С., Размахнин Ю.Н.* К оценке интрузивов базитов и гипербазитов юга Дальнего Востока при поисках месторождений полезных ископаемых. — Инф. сб. Приморского геол. упр-ния, 1961, № 2.
- Иванов В.С.* Об условиях образования ортита в гранитоидах Западно- и Восточно-Иульгинского интрузивов (Центральная Чукотка). — В сб. "Петрология изверженных и метаморфических пород". Владивосток, 1969.
- Кашкай М.А.* Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, 1947.
- Колтун Л.И.* Применение минерало-термометрического анализа для изучения генезиса некоторых золоторудных месторождений Урала. — Труды Всес. н.-и. ин-та пьезосырья, 1957, 1, вып. 2.
- Колтун Л.И.* Особенности генезиса золоторудного месторождения Лебединое, выявленные по включениям в минералах. — Труды Всес. н.-и. ин-та пьезосырья, 1958, 2, вып. 2.
- Коржинский Д.С.* Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при послемагматических процессах. — Геохимия, 1956, № 7.
- Краускопф К.* Возможная роль летучих соединений металлов в генезисе руд. — В сб. "Проблемы эндогенных месторождений". М., 1966.
- Крейтер В.М.* Поиски и разведка полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1940.
- Линдгрен В.* Минеральные месторождения. ОНТИ, 1934—1935.
- Лодейщиков В.В.* Извлечение золота из упорных руд и концентратов. Изд-во "Наука", 1968.
- Лугов С.Ф.* Геологическое строение и металлоносность Чукотки. Госгеолтехиздат, 1962.

- Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд-во "Наука", 1965.
- Мельников В.Д., Моисеенко В.Г., Фатьянов И.И.* Распределение золота в осадочных породах Тукурингро-Джагдинского антиклинория. — В сб. "Геология и полезные ископаемые Забайкалья". Чита, 1967.
- Милашев В.А., Крутойский М.А., Рабкин М.И., Эрлих Э.Н.* Кимберлитовые и пикритовые порфириты северо-восточной части Сибирской платформы. — Труды НИИГА, 1963, 126.
- Милов А.П., Иванов В.С.* Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки. — Труды СВКНИИ, Магадан, 1965.
- Михайлов М.А., Мельников В.Д., Моисеенко В.Г.* Особенности распределения золота в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях юга Дальнего Востока. — В сб. "Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока." Владивосток, 1971.
- Моисеенко В.Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965.
- Моисеенко В.Г., Фатьянов И.И.* Рудные столбы в некоторых месторождениях золота Приамурья. В сб. "Проблемы образования рудных столбов", Новосибирск, 1971.
- Моисеенко В.Г., Неронский Г.И.* Связь золотоносности с региональным метаморфизмом. — В сб. "Вопросы геологии, петрографии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР". Владивосток, 1968.
- Мостович В.Я.* Пробирное искусство. Л., 1928.
- Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Труды ГИН, 1963, вып. 79
- Несмеянов А.Н.* Давление пара химических элементов. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Овчинников Л.Н., Масалович А.М.* Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора. В сб. "Проблемы метасоматизма", Изд-во "Недра", 1970.
- Октябрьский Р.А.* Верлит-габбровая формация Сихотэ-Алиня. В сб. "Вопр. геол. и океан сов. сектора Тихоокеанского подвижного пояса", Владивосток, 1968.
- Октябрьский Р.А.* О базитовых комплексах прибрежной полосы Южного Приморья. В сб. "Петрология изверженных и метаморфических горных пород". Владивосток, 1969.
- Пазухин П.А., Фишер А.Л.* Разделение и рафинирование металлов в вакууме. Изд-во "Металлургия", 1969.
- Петровская Н.В.* О некоторых закономерностях размещения рудных столбов и минералогических критериях поисков скрытых участков богатых руд (на примере некоторых золотоносных районов). В сб. "Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения", Госгеолтехиздат, М., 1963.

- Петровская И.В.* Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. — Труды Центр. н.и. ин-та, 1967 вып. 76.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Тувы. — Труды Тувинской компл. эксп. СОПС АН СССР, 1955, вып. 2.
- Плаксин И.Н.* Опробирование и пробирный анализ. Metallurgizdat, 1947.
- Радкевич Е.А.* Металлогения Востока СССР. — В сб. "Проблемы металлогении Советского Дальнего Востока". Изд-во "Наука", 1967.
- Радкевич Е.А., Моисеенко В.Г.* Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. — В сб. "Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока". Изд-во "Наука", 1966.
- Риз А.* Химия кристаллов с дефектами. ИЛ, 1956.
- Рослякова Н.В.* Поведение золота в гидротермальном процессе образования Бериккульского золоторудного месторождения. 1970.
- Рудник В.А.* Определения количественного изменения вещества при метасоматических процессах. — Записки Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 6.
- Рундквист Д.В.* О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. — Записки Всес. мин. об-ва, 1966, № 5.
- Сахно В.Г., Денисов Е.П.* К вопросу о происхождении включений ультраосновных пород в базальтах юга Дальнего Востока. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Сейдж Б.* Термодинамика многокомпонентных систем. Изд-во "Недра", 1969.
- Смирнов В.И.* Геологические основы поисков и разведки месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
- Смирнов В.И.* Геологическая классификация гидротермальных месторождений. — Вестник МГУ, 1964, № 3.
- Сперанская Н.М., Крубоус М.П., Тимошенко В.И.* О некоторых петрографических особенностях и свойствах полевых шпатов изверженных пород Армакской вулcano-плутонической ассоциации. — Труды Лабор. палеовулканол., 1963, вып. 1.
- Старков Г.Н.* Петрографический состав и рудоносность гипербазитов о. Карагинского. — В сб. "Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса". Владивосток, 1968.
- Тамман Г.* Металловедение. ОНТИ, 1935.
- Удинцев Г.Б., Чернышова В.Н.* Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. — Докл. АН СССР, серия геол., 1965, 165, № 5.

- Устиев В.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулcano-плутонических формаций. — В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Уэрт Ч., Томсон Р.* Физика твердого тела. Изд-во "Мир", 1969.
- Фирсов Л.В.* Абсолютный возраст изверженных пород Магаданского батолита. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Фоминых В.Г., Усков Е.Д., Волченко Ю.А.* Распределение и состав золота в ультрабазитах и базитах Качканарского массива на Среднем Урале. — В сб. "Материалы II конференции по золоту Сибири". Томск, 1970.
- Харкевич Д.С.* Геолого-петрографический очерк острова Карагинский. — Труды Камчатск. компл. эксп., 1941, вып. 3.
- Хауффе К.* Реакции в твердых телах и на их поверхности, ч. 1. ИЛ, 1962.
- Хеллесон Г.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. Изд-во "Мир", 1967.
- Хьюли К.Д.* Структурные условия отложения руд. — Труды МГРИ, 1938, 2.
- Хэрд Г.* Введение в химию гидридов. ИЛ, 1955.
- Чухров Ф.В.* О миграции золота в зоне окисления. — Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 4.
- Шахов Ф.Н.* Геология жильных месторождений. Изд-во "Наука", 1964.
- Шер С.Д.* Некоторые вопросы металлогении золота Африканского щита. — Труды ЦНИГРИ, 1963, вып. 56.
- Шило Н.А.* Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности. — Труды ВНИИ-1, 1960, вып. 1.
- Шипулин Ф.К.* Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В сб. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов". Изд-во "Недра", 1965.
- Шека С.А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. Изд-во "Наука", 1969.
- Шека С.А., Старков Г.Н.* О сопряженности состава интрузивов и литолого-фациального состава вмещающих толщ. Докл. АН СССР, серия геол., 1968, 81, № 3.
- Шека С.А., Куренцова Н.А., Моисеенко В.Г., Макарова Ж.А.* Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. Сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Изд-во "Наука", 1969.
- Шека С.А., Октябрьский Р.А.* Петрография и рудоносность Ариаднинского габбро-перидотитового массива. Инф. сб. Приморск. геол. упр., 1968, № 7.

- Щека С.А., Моисеенко В.Г.* О некоторых закономерностях распределения золота в основных и ультраосновных породах. В сб. "Материалы II конференции по золоту Сибири". Томск, 1970.
- Щека С.А., Сажно В.Г., Макарова Ж.А., Лаговская Е.А.* О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы. В сб. "Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса". Владивосток, 1970.
- Щербаков Ю.Г.* Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Изд-во "Наука", 1967.
- Щербаков Ю.Г.* О распределении золота в магматических породах и "специализация" золотоносных интрузий. — *Геохимия*, 1968, № 12.
- Щербина В.В.* Различие геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. — *Геохимия*, 1963, № 3.
- Эммонс В.* Вторичное обогащение месторождений. ОНТИ, 1935.
- Alexander B., Balluffi R.* Development of porosity during diffusion in substitutional solid solution. — *J. Appl. Phys.*, 1952, № 23, 1237.
- Barnes R.* Effects associated with the flow of vacancies in intermetallic diffusion. — *Proc. Phys. Soc.*, 1952, 65, 512
- Bateman B.* Economics of mineral deposits. London, 1942.
- Bürg G.* Untersuchungen über die Sichtbarmachung des feinstverteilten Goldes mit besonderer Berücksichtigung der goldführenden pyrite Brads in Siebenbürgen. Scharlottenburg, 1933.
- Darken L.* Diffusion, Mobility and Their Interrelation through Free Energy in Binary Metallis Systems. — *Trans. AIME*, 1948, № 175, 184.
- Duhoux P.* La petrogenese at the metalliogenes du domaine minier de kilomoto. — *Ann. Geol. Belg.*, 1950, 73.
- Duval C.* Inorganic thermogravimetric analysis. Amsterdam—London—N.-Y., 1963.
- Frankel W., Houben H.* Studien über die Diffusionsgeschwindigkeit in festen Gold-Silver mischkristallen und Messung des Diffusionskoeffizienten von Gold in Silver bei 870°C. — *Z. Anorgan. Chem.*, 1921, 116.
- Garrels R.* The effects of electrolytes on the solubility of metal sulphides in vein solutions. Abs. — *Econ. Geol.*, 1941, 36.
- Garrels R.* Solubility of metallic sulphides in dilute vein forming solutions. — *Econ. Geol.*, 1944, 39.
- Goldshmidt V.* The principles of distributions of chemical elements in minerals and rocks. — *J. Chem. Soc.*, 1937, 655.
- Grube G., Iedele A.* Die Diffusion der Metalle im festen Zustand. — *Z. Elektrochem.*, 1932, 38, 799.
- Guimaraes D.* Mineral deposits of magmatic origin. — *Econ. Geol.*, 1947, 42, № 8.

- Helgeson H., Garrels R.* Hydrothermal transport and deposition of gold. — *Econ. Geol.*, 1968, **63**, 622–662.
- Johnson W.* Diffusion Experiments on a Gold-Silver Alloy by Chemical and Radioactive Methods. — *Trans. AIME*, 1942, № 147, 331.
- Krauskopf K.* The solubility of gold. — *Econ. Geol.*, 1951, **46**.
- Pietsch E., Joseph M.* *Naturwissenschaft*, 1931, **19**.
- Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
- Roedder E.* Fluid inclusions as samples of the ore forming fluids. — *Internat. Geol. Cong. Copenhagen*, pt. XXVI, 1960, 218–220.
- Roberts-Austen.* On the Diffusion of Metals. *Philas.-Trans. Roy. Soc.*, 1896, № 187A, 383.
- Rose T.* The metallurgy of gold. London, 1915.
- Ross C., Foster M., Myers A.* Origin of dunites and olivine rich inclusions in basaltic rocks. — *Am. Min.* 1953, **39**, № 9–10.
- Seith W., Kottmann A.* Über die diffusion in festen Metallen. — *Angew. Chem.*, 1952, **64**.
- Smigelskas A., Kirkendall E.* Zink diffusion in alpha brass. — *Trans. AIME*, 1947, № 171, 130.
- Sullivan C.* Ore and granitization. — *Econ. Geol.*, 1948, **43**, № 6.
- Turekian K., Wedepohl K.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, № 2.
- Verhogen J.* Thermodynamic calculations of the solubility of some important sulphides up to 400°C. — *Econ. Geol.*, 1938, **33**.
- Vincent B., Crocket J.* Studies in the geochemistry of gold II. The gold contents in some basic and ultrabasic rocks and stones meteorites. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1960, № 1–2.
- Yasutake O.* Kowa Seiko pelletizing chloriation process-integral utilization of iron pyrites. — *J. Metals*, 1968, **20**, № 3, 63–67.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	5
Глава I. Золото в основных и ультраосновных интрузивных породах. Закономерности распределения, поведение при кристаллизации и метаморфизме . . . . .	6
Краткая геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика комплексов базитов и гипербазитов . . . . .	7
Некоторые закономерности распределения золота в базитах и гипербазитах . . . . .	25
Глава II. Золото в средних и кислых интрузивных породах . . . . .	38
Гранитоиды Центральной Чукотки . . . . .	38
Гранитоиды Охотско-Чукотского вулканогенного пояса . . . . .	55
Гранитоиды Приамурья (Селемджинский район) . . . . .	62
Глава III. Поведение золота при метаморфизме и рудообразовании . . . . .	120
Миграция и рассеяние золота при региональном метаморфизме . . . . .	120
Золото в гидротермальных растворах и закономерности его концентрации в рудных столбах . . . . .	130
Глава IV. Летучесть и диффузия золота . . . . .	151
Летучесть золота . . . . .	151
Диффузия золота в твердом состоянии . . . . .	172
Основные выводы . . . . .	197
Литература . . . . .	200

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ПОРОДАХ  
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Утверждено к печати  
Дальневосточным геологическим и  
институтом

Редактор Издательства М.И.Азизян  
Технический редактор С.Г.Тихомирова

Подписано к печати 13/У11 1971 г.  
Формат 60 x 90 1/16. Усл.п. л 13,25  
Тираж 1400 экз. Уч.-изд.л.12,6  
Бумага офсетная № 1 Т-10643  
Тип.зак.№504

Цена 1 р.26<sub>к</sub>

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука"  
Москва, К-62, Подсосенский пер.,21

1-я типография издательства "Наука"  
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 26 к.

1683