КАТАЛОГ
ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ УЗБЕКИСТАНА

ЧАСТЬ
II

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР

Институт геологии и геофизики
им. Х. М. Абдуллаева

КАТАЛОГ
ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ УЗБЕКИСТАНА

(Западный и Южный Узбекистан, южная Фергана—часть II)

1344

Издательство „Фан" Узбекской ССР

Ташкент—1975



УДК 551.22 /552.1+553.078/ (575.1)

В работе дается исчерпывающий материал по геологии, петрографии, минералогии и геохимии интрузивных и вулканогенных образований обнаженных и отчасти закрытых территорий Узбекистана. Интрузивные образования охватывают базит-гипербазитовые, гранитоидные и отчасти щелочные формации.

В каталоге систематизированы и собраны химанализы пород и минералов, оптические свойства последних, количественно-минеральный состав пород и распределение в них элементов-примесей.

Каталог может быть использован широким кругом геологов-съемщиков, петрографов, геохимиков и минералогов.

Редакционная коллегия

И.Х.Хамрабаев (отв.редактор), В.И.Айзенштат,
Т.Н.Далимов (отв.секретарь), К.Урунбаев,
Т.Т.Шарипов

2604040300

© Издательство "Фан" Узбекской ССР, 1975 г.

II. ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН

Г. НУРАТИНСКИЙ ХРЕБЕТ

Массивы мафитов и ультрамафитов

69. Мальгузарские тела мафитов (дайки) и ультрамафитов. Их главная часть находится в пределах Мальгузарских гор, а меньшая полосой уходит на восток в район Туркестанского хребта. Общая длина пояса – 45–50 км.

Вмещающие породы мафитов и ультрамафитов песчано-сланцевые, карбонатные, вулканогенные и конгломератовые отложения кембрия, силура (ландовери, венлок, лудлоу), девона и карбона. Покрывающие породы – средне-верхнекарбоновые отложения (известняки, доломиты и конгломераты).

Геологический возраст тел условно нижне-среднекарбоновый.

Мальгузарские мафиты и ультрамафиты входят в состав Южно-Ферганско-Центрально-Кызылкумского главного гипербазитового пояса.

Ультрамафиты Мальгузара представлены линзообразными телами серпентинитов, вытянутыми в субширотном направлении в длину на 100 м, в ширину на несколько десятков метров (г.Кух и др.).

Основные породы образуют сложно ветвящиеся дайкообразные межпластовые и секущие тела, вытянутые согласно простиранию главных складчатых структур. Протяженность их от 1 до 10 и более км, мощность от 7–10 до 250–300 м.

Ширина дайковой полосы 10–12 км (?), протяженность более 50 км.

Основные разновидности пород: диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы, габбро, габбро-долериты, габбро-пироксениты, пироксениты.

В саях Урюкли и Алты-кол в основных дайках наблюдаются признаки дифференциации на месте их формирования. Для габбро и габбро-диабазов характерны офитовая и пойкилитовая структуры.

Породы состоят из идиоморфного плагиоклаза (30-35%), измененного моноклинного пироксена (20-25%), актинолита и базальтической роговой обманки (10-15%), светло-зеленого хлорита (7-8%), карбоната (10-15%), ильменита и других рудных минералов (10%) и апатита (1-2%).

Лейкократовое габбро характеризуется габбровой структурой. Оно состоит из округлых лейст плагиоклаза (около 80%), базальтической роговой обманки (10%) и др.

Габбро и габбро-долериты. Структуры офитовая и долеритовая. Породы состоят из измененного плагиоклаза (40%), амфибола (5-6%, иногда до 40%), лейкоксена и цоизита (30%), карбоната (до 8%).

Кварцсодержащий диорит состоит из плагиоклаза (44-45%), пироксена и роговой обманки (40%), кварца (5-7%), акцессорных минералов: апатита, лейкоксена, цоизита, серицита (1-1,5%). Структура породы гипидиоморфнозернистая. Содержание некоторых элементов (%) в породах дано в табл. 1.

Таблица 1

Порода и место взятия	Спектральный анализ					
	Ni	Co	V	Cr	Ti	Hg
Габбро-диабазы и порфириты, участок Талы	0,01 * / 36	0,004 / 2	0,01 / 32	0,01 / 35	1,3 / 35	0,0001 / 1
Габбро-диабазы и порфириты, участок Урюклы	0,01 / 34	0,004 / 9	0,02 / 34	0,02 / 34	1 / 34	0,00004 / 13

Примечание. * В числителе среднее содержание, в знаменателе количество определений.

В результате минералогического изучения рудные минералы кобальта, никеля и хрома в мафитах не выявлены. В тех породах, где содержание титана выше 1%, отмечается присутствие ильменита и титано-магнетита. В сильно хлоритизированных разностях габбро-диабазов химическим анализом установлено повышенное содержание TiO_2 (до 11,5%). В контакте с мафитами и ультрамафитами сланцы хлоритизированы и окварцо-

ваны, содержат 0,02% никеля, 0,006% кобальта и 0,03% хрома. В экзоконтакте с мафитами образуются также лиственитьі. Мощность зон окварцевания и хлоритизации достигает 20 м.

Ультрамафиты подвергнуты серпентинизации, лиственитизации и окварцеванию.

Содержание элементов платиновой группы в пироксенах и породах гор Мальгузар дано в табл. 2.

Таблица 2

Порода	Содержание, г/т			
	Pt	Pd	Rh	ΣPt
Пироксен	0,030 / I	0,030 / I	-	0,060 / I
Серпентинит	0,030 / I	0,030 / I	0,003 / I	0,063 / I
Диабаз	0,030 / I	0,030 / I	0,006 / I	0,066 / I
Габбро-диабаз с сульфидами	0,030 / 2	0,030 / 2	0,003 / 2	0,063 / 2

Взаимозависимость между магнитной восприимчивостью и плотностью приводится в табл.3.

Таблица 3

Порода	Магнитная восприимч., $\varkappa \cdot 10^{-6}$ СGSМ	Остаточная намагнич., $J_r \cdot 10^{-6}$ СGSМ	Плотность, г/см³
Габбро-диабазы	104	6	2,99
Пироксенит	218-220	25-39	3,08
Габбро	80	17	2,84
Осадочные породы	<13	-	2,78

Мафиты подверглись хлоритизации, карбонатизации, лиственитизации, и соссюритизации. С ними связана титановая минерализация (титаномагнетит, ильменит), известны проявления киновари. Практическая ценность этих минерализаций пока неясна.

Данные о глубинах формирования интрузии и эрозионного среза отсутствуют.

Габбро-диабазовая формация.

Составил А.Мусаев по материалам И.Е.Гамалеева, А.Мусаева, О.Горбова, Э.Искандарова, М.М.Посоховой, Х.Х.Урманова и др.

41. Четтыкский массив расположен в западной части южных склонов Южно-Нуратинского хребта у киш. Четтык. Размещается он среди метаморфизованных отложений силура (S_1).

Массив перекрыт современными наносами. Предполагается докарбоновый возраст.

Массив приурочен к Зирабулак-Кульджуктаускому поясу основных и ультраосновных пород Узбекистана. Он представляет собой линзообразное тело, взаимоотношение которого с вмещающими породами не выяснено.

По данным полевых определений породы представлены серпентинитами, которые предположительно относятся к офиолитовой формации ранних этапов развития геосинклинали района.

Составил Г.Г. Лихойдов

Массивы гранитоидов

44. Койташский интрузив размещается в юго-восточной части Северо-Нуратинского хребта . В северной части интрудирует песчано-сланцевые и карбонатные осадки ордовика-силура и среднего карбона (C_2^B). В конгломератах из нерасчлененных отложений C_3-P содержится галька измененных лейкократовых гранитов, сходных с койташскими.

Геологический возраст интрузива, по И.Х.Хамрабаеву - C_3-P_I. Радиологический (К-Ar - метод, 4 опр. в лаборатории ИГЕМ АН СССР) - нижнепермский: 260-275,5 млн.лет, в среднем 267 $\pm$ 4,3 млн. лет. Данные определений радиологического возраста гранитоидов Койташа (из шахты Центрального участка) - 287 млн.лет. Эта цифра вошла в геохронологичес-

кую шкалу СССР за 1963 г. как один из реперных пунктов (Щербаков, Афанасьев и др., 1964). Койташский шток размещается в ядре антиклинальной складки и слегка вытянут в направлении ее оси (ВСВ). В плане интрузив имеет эллипсовидную форму с площадью выходов на эрозионной срез около 47 км^2; с длиной 10 и шириной около 6 км. Падение южного контакта под углами 20-40°, а северного - 70-80° под вмещающие породы.

Основная часть массива (около 90% площади) слагается роговообманково-биотитовыми адамеллитами-гранодиоритами. Меньшее распространение имеют биотит-роговообманковые разности. Слабо развиты кварцевые диориты ранней фазы внедрения и поздние тела (лакколитоподобные интрузии, дайки, мелкие штоки) аляскитов и лейкогранитов, которые находятся в более глубоко эродированных участках.

Из жильных пород присутствуют аплиты, многочисленные дайки кварцевых диоритовых порфиритов, кварцевых монцонитов, микродиоритов, гранит-порфиров и лампрофиров мощностью от десятков см до 2-3 м. Пегматиты имеют ограниченное развитие, представлены миароловыми телами (линзы, гнезда), редко жилами.

Количественно-минералогический состав пород Койташского интрузива (об.%) приведен в табл. 1.

Таблица 1

Порода	Число опр.	Плагиоклаз	К-Na полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка (мусковит)	Акцессории
Кварцевые диориты	3	40,5	17,5	24,3	13,3	3,9	0,5
Гранодиориты	14	39-45,1	20,1-24,9	25-34,9	4,1-10,5	0,2-4,5	0,1-0,3
Адамеллиты	5	35,1	32,1	23,2	8,7	(0,7)	0,2
Лейкограниты, аляскиты	1	25-35,2	33,0-40,9	30,5-32,0	1,3-1,5	-	0,1-0,3

Структура пород средне- и крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая и мирмекитовая. Текстура массивная, порфировидная, иногда гнейсовидная. Отдельность гранитоидов матрацевидная, до шаровой.

Плагиоклаз в гранодиоритах и кварцевых диоритах зонален, от 20-24% Ан в краевых частях зерен, до 40% Ан в ядре. Чаще всего соответствует андезину с 28-34% Ан. $2V$ варьирует в пределах - 80° до $\pm 90^{\circ}$. Δ =0,8-0,9. Оптика низкотемпературная. Двойники по $\frac{\perp[100]}{010}$ и $\perp(010)$ (I2 опр. на столике Федорова). В крупнозернистых (нередко пегматоидных) гранитах и адамеллитах плагиоклаз чаще соответствует олигоклазу и андезину с 24-30% Ан. $2V = \pm 82^{\circ}$, Δ =I, двойники по $\perp(010)$ (4 опр. на столике Федорова). В лейкогранитах присутствует незональный альбит-олигоклаз с 9-I6, до 2I% Ан, $-2V = 88^{\circ}$, Δ =I, оптика низкотемпературная. Двойники по $\perp(010)$ и $\frac{\perp[100]}{(010)}$.

К-Na полевой шпат в гранодиоритах отвечает высокому или промежуточному ортиклазу (криптопертитовому) с - $2V$ = =55-70°, чаще 62-68°, $\angle Nm$: $P\perp[001] = 6,I3^{\circ}$, чаще I0-I2° (I0 опр. на столике Федорова), Δ_p =0 (пр. 64/36, Юдалевич, I97I). Ng = I,528, Nm =I,525, Np = I,520-I,52I.

В крупнозернистых порфировидных и пегматоидных гранодиоритах, а также гранитах и апогранитах присутствует пертитовый, иногда решетчатый микроклин с - $2V$ =77-88°, чаще 8I-85°, $\angle Nm$: $P\perp[001]$ =I3-I8° (8 опр. на столике Федорова), Δp=0,9 (2 опр., Юдалевич, I97I). Состав минералов: $Op_{80-83}Ab_{17-20}$.

Биотит резко плеохроирует в коричневых тонах. $2V$ =0-5°, $Ng - Np$ = 0,038-0,05, $Ng = Nm$ =I,662-I,6725, Np =I,60I-I,64I5. $f_{опт}$=65-74%. Отвечает лепидомелану (Трегер,I968) с отношением аннит:флогопит = 75:25.

Химический состав биотитов из адамеллитов (вес.%, Юдалевич, I97I): SiO_2=35,90; TiO_2=3,95; Al_2O_3=I3,70; Fe_2O_3= = 2,62; FeO =2I,20; MnO=0,30; MgO=9,04; CaO=I,05; Na_2O = =0,20; K_2O= 8,89; п.п.п.=2,I6; сумма =99,0I%. $f_{хим}$=59,4%. По химизму биотит отвечает истонит-сидерофиллитовому ряду.

Роговая обманка (обыкновенная, зеленая) присутствует преимущественно в гранодиоритах. Характеризуется $C:N_g=20-28^0$, $-2V=68-76^0$, $N_g-N_p=0,022-0,023$. Химический состав роговой обманки из гранодиоритов (Юдалевич, 1971, вес.%): SiO_2= 45,08; TiO_2 = 1,61; Al_2O_3=7,81; Fe_2O_3=2,99; FeO= =17,31; MnO=0,52; MgO=9,78; CaO=9,53; Na_2O=1,00; K_2O=1,56; п.п.п. =2,96; сумма =100,15. Общая железистость - 53,5%. В полосе эндоконтакта интрузива с известняками И.Х.Хамрабаевым (1973) описаны метакристаллы гастингсита, являющегося продуктом позднемагматической амфиболизации биотитов и плагиоклазов. Характеризуется N_g =1,640 и общей железистостью 94%. Химический состав пород (вес.%) дан в табл. 2.

Таблица 2

Порода	Кол-во ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Кварцевые диориты	3	60,10	0,23	15,10	1,91	1,85	0,07	6,37	8,60	4,41	0,71
Адамеллиты, гранодиориты	15	67,33	0,36	15,42	0,83	2,61	0,04	1,09	3,45	4,52	2,65
Биотитовые граниты	3	69,73	0,38	15,07	0,59	3,29	0,08	2,02	1,60	4,46	3,38
Лейкограниты, аляскиты	6	75,76	0,07	13,35	0,29	0,78	0,03	0,13	1,60	2,73	3,97

Распределение акцессорных минералов (г/т) в гранитоидах приводится по данным З.А.Юдалевича и др. (1969), И.Х.Хамрабаева, П.Т. Азимова: магнетит = до 8, апатит (N_o =1,636 - 1,639, N_e =1,633-1,636) = 300-527, гранат =2-33, циркон =40-150, до 400-500, рутил = до 2,5, сфен =1-5, торит =3,1, шеелит =6-10, ортит, молибденит. В лейкогранитах присутствуют касситерит, гранат, турмалин, берилл.

В крупнозернистых гранодиоритах и адамеллитах содержатся (г/т, по данным М.И.Исмаилова, 1965; П.Т.Азимова, 1967, 3-16 ан. по каждому элементу): Li =18; Rb = 118-200; Cs = 3,7;

TI= 0,67-2,8; B=27; Ni =II; Co=7; Cr =6,8; Sr =200-220; Ba= =I00-500; Pb=5-I7; Zn =37-4I; Cu=5-7; Be=3; Sn =7, Mo=0-4,5; W =0,8; Nb =35; Ta=3,3; Au =0,0042; Ga =4,57; Ge =0,54.

По данным Е.И.Крылова (I966), А.В.Рабиновича, С.Т.Бадалова (I97I), в породообразующих минералах гранитоидов присутствуют (г/т) полевые шпаты: Be=I-3 до 5; Li =49; Rb=I00-200; Sn =3-4; Zn =25-60; Cu=7; Ga =0,5; Ge (ср.из 3ан. в пегматитах) =I,3I. Кварц: Be - до I; Li =I2; Rb=40-I00; Sn =7; Zn =40; Cu=2; Биотит: Be=I,3; Li = 220-740; чаще 220-250; Rb=500-940, до I300-2400; Cs =24-60; Sn =7-20; Zn =300-380; Cr =60-80; Cu=I2. Роговая обманка: Be=2-4; Li =58; Rb=I00; Cs =30; Ni =4-6; Cr =7-25; Cu=32. В магнетитах - 40 г/т Cu.

В эндоконтакте интрузива с мраморами нередок авгит (+2V= =60°, C:Ng =44°), порода приобретает состав гибридного кварцевого диорита на удалении от 3-5 до 40 м и более от контакта. В южном эндоконтакте интрузива с известняками биотитовые граниты переходят в гранодиориты.

В экзоконтактах интрузива развиты мелко- и среднезернистые роговики с андалузитом (Ng =I,638, Np =I,628), плагиоклазом, биотитом, либо ассоциации кордиерит + биотит + плагиоклаз; амфибол + диопсид + плагиоклаз + биотит; диопсид+ + гроссуляр + плагиоклаз, волластонит + гроссуляр + диопсид.

На южном контакте интрузива с карбонатными породами силура и среднего карбона образовались скарновые залежи с шеелитом, молибденитом, пирротином, халькопиритом, реже висмутином, золотом и др. Скарны волластонитовые, пироксен-гранатовые, с везувианом.

В последнее время (Юсупов, I974) выделены магнезиальные - форстеритовые скарны (Угатский участок).

Минеральный состав скарнов Койташского месторождения волластонитов (вес.%): волластонит - 3I-36, кальцит - 32-37, пироксен - I2-I5, везувиан - 9-I4, кварц =I,4, полевой шпат = 3-5, гранат - 0,3-I, гидроокислы железа = 0,5-0,8.

Эндоконтакты массива, его купола и апофизы претерпели грейзенизацию, окварцевание, альбитизацию, микроклинизацию, серицитизацию, хлоритизацию и карбонатизацию.

Интрузив относится к гранодиорит-адамеллитовому ряду формаций, сформирован в условиях средних глубин.

Составители: И.В.Белов, И.Х.Хамрабаев. Составлено по материалам И.Х.Хамрабаева и др., I973; З.А.Юдалевича и др., I97I; Е.И.Крылова и др., I966; "Петрографии Узбекистана", т.I,2,I965; К.Л.Бабаева, I948; А.В.Рабиновича, С.Т.Бадалова, I97I; М.И.Исмаилова, I965; П.Т. Азимова и др., I970.

45. К о ш р а б а д с к и й и н т р у з и в расположен на южном склоне Северо-Нуратинского хребта, где прорывает песчано-сланцевые отложения ордовика и лландоверий-вендлокского ярусов силура. Радиологический возраст, определенный К-Ar методом (по биотиту и роговой обманке, 2 опр. в лаборатории ИГиГ АН УзССР), – 266,4-27I млн.лет, в среднем 269 ± 4,2 млн.лет, что соответствует позднему карбону - ранней перми. З.А.Юдалевич и др. (I969-I97I) считают возраст интрузива условно додевонским.

Кошрабадский интрузив приурочен к юго-западному крылу Нуратинского антиклинория, контролируется Меришкорской синклинальной складкой (южное крыло) и в плане имеет клиновидную форму. По геофизическим данным Ш.А.Чемборисова, В.А.Фомина и Ю.С.Шманенко, форма интрузива - лакколитообразная, с пологой подошвой, волнистой кровлей, погружающейся к западу, и подводящим каналом в западной части плутона. Мощность лакколита по вертикали варьирует в пределах 2,5-4 км. Площадь выходов интрузива на эрозионный срез - 2I0 км^2. Северные контакты крутые (60-85°), на ЮВ контакты более пологие (50-60° и менее), с падением в сторону вмещающих пород. Петрографические типы пород, последовательность их формирования по А.И.Даутову (I974) и площадь распространения приводятся в табл. I.

Габбро-сиениты и сиениты в виде ксенолитов (поперечник I0-50 см, до первых м^2) и блок-ксенолитов (около 20 разобщенных глыб) различной формы и размеров приурочены к центральной части массива. Небольшие тела трахитоидных и равномернозернистых сиенитов расположены в юго-восточном эндоконтакте массива. Ксенолиты основных пород подвергнуты пере-

кристаллизации и калишпатовому порфиробластезу, в центральной части имеют гранит-порфировую структуру и мелкозернистый плагиоклаз-пироксен-амфиболовый базис. Вкрапленники представлены плагиоклазом (35-40% Ан), размером до I см в поперечнике. По мере увеличения количества порфиробластов калиевого полевого шпата к периферии ксенолитов габбро-сиениты переходят в рапакививидные сиениты.

Таблица I

Фаза	Форма тела	Порода	Площадь, км^2
I	Ксенолиты, штоки, дайки	Габбро-сиениты, меланократовые сиениты, сиениты трахитоидные, кварцевые сиенито-диориты	7,0
II	Массив,	Граносиениты рапакививидные,	I90,0
	дайки,	граносиениты рапакиви - видные	6,0
	шлиры, дайки, штоки	граносиениты пегматоидные	0,3
		эссекситы, диориты-сиениты, монцонит-порфиры, щелочные лампрофиры	0,5
III	Штоки,	граниты амфибол-биотитовые	2,0
	дайки,	граниты аплитовидные	3,0
	дайки	гранодиориты мелкозернистые	0,I

Гигантопорфировые граносиениты (внешняя зона), прилегающие к ксенолитам монцонитоидов и габбро, обогащены темноцветными минералами, при удалении от ксенолитовых полей приобретают лейкократовый облик. Формирование граносиенитов завершается внедрением даек рапакививидных граносиенитов, эссекситов и щелочных лампрофиров.

Граниты в виде изометрической формы штоков диаметром до 0,3 км обнажаются в центральной части массива (западнее и юго-западнее киш. Кызылбель). Структура гранитов среднезернистая, местами порфировидная.

Формирование Кошрабадского комплекса пород завершается образованием субширотной полосы даек аплитовидных гранитов

и мелкозернистых гранодиоритов. Среди схизолитов присутствуют также в небольшом количестве жилы (мощностью до I0-20 см) гранит-аплитов, сиенит-аплитов, редко пегматитов (примерное соотношение жил аплит:пегматит = 7:I). Последние приурочены в основном к контактовой зоне интрузива, редко выходя за его пределы.

Структура пород интрузива гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, мирмекитовая, редко аллотриоморфнозернистая. В граносиенитах и гранодиоритах нередки гигантопорфировидная, овоидная, гранобластовая структуры; количество порфиробластов К-Na полевого шпата варьирует от I00 до 600 шт/м^2. Текстура массивная, иногда трахитоидная.

Минеральный состав Кошрабадского массива (об.%) приведен в табл. 2.

Таблица 2

Порода	К-во шл.	Плагиоклаз	К-Na полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Акцессорий
Монцониты, монцо-габбро	4	35-48,I	I6,8-44	0-I,4	0,3-I,2	I2,0-3I,3	0-20,6	I,2-I,6
Граносиениты, кварцевые монцониты	I9	30,6-40,8	29,I-38,7	6,3-I5,6	II,I-I2,5	I,8-II,8	-	0,2-0,6
Кварцевые монцодиориты	3	46,2	I7,9	6,7	22,I	4,9	-	2,2
Гранодиориты	8	43,7-45,4	20-22	I7,6-2I,2	II,7-I3,4	0-I,2	-	0,5-I,5
Адамеллиты	3	37-38,8	30-35,I	I6,4-29,5	6-8	0-2	-	0,5-I
Граниты	7	22,2-38	3I,I-42	I9,7-3I,2	3,3-8,I	0-7,8	-	0,3-0,6

Плагиоклаз - наиболее ранний породообразующий минерал, образует призматические зерна размером от 0,8 мм до I см (порфировидные выделения в сиенито-диоритах, крупнозернистых сиенитах) в поперечнике. В габброидах, меланократовых порфировидных сиенитах и монцонитах редко зонален: перифе-

рия отвечает андезину с 32-33% Ан, ядро - лабрадору с 52-57% Ан. В сиенито-диоритах, граносиенитах и гранодиоритах обычен андезин (22-37% Ан) с $\pm 2V = 80-82^{\circ}$, двойникование по $\perp(010)$ и $\frac{\perp[100]}{(010)}$, реже $\frac{[001]}{(010)}$, $\Delta = 0{,}8-1$. В основной массе граносиенитов и сиенитов совместно с амфиболом, биотитом, микроклином и кварцем плагиоклаз выполняет интерстиции, чаще незонален, содержание анортитового компонента - 20-28%. В габбро и монцонитах олигоклаз нередко обрастает фенокристами микроклина в виде каемки шириной до 3 мм с обильными вростками мирмекитового кварца.

Калишпат представлен двумя генерациями: фенокристаллами (порфиробластами) и зернами основной (главной) массы. Порфиробласты (овоидной и призматической формы) размером 1-5 см в поперечнике представлены максимальным решетчатым и криптореш етчатым микроклин-пертитом с $-2V = 78-82^{\circ}$, $\angle N_m$: $P\perp[001] = 13-18^{\circ}$. Обычны ленты и пятна пертитов замещения (участками встречаются и антипертиты).

Порфиробласты содержат пойкилитовые включения плагиоклаза 36-37% Ан, темноцветных минералов и кварца до 6,6 - 10%. Калишпат мелкозернистой массы порфировидных пород нерешетчатый, с нитевидными микропертитами.

Калишпат в гранодиоритах характеризуется содержанием $K_2O = 15,11-15,83$; $Na_2O = 1,24-1,41\%$ (пр. 3611а, 3643, Хамрабаев, 1958), что соответствует в миналах $Or_{89,5-93,5}$ $Ab_{10,5-12}$.

Биотит характеризуется резким плеохроизмом: N_g -темно-буро-коричневый, до непрозрачного, N_p - светло-коричневый, В граносиенитах, гранодиоритах и гранитах $N_g \approx N_m = 1{,}662-1{,}680$, чаще 1,675-1,680. $f_{опт} = 64-80\%$, чаще 76-80%. Отвечает лепидомелану с отношением аннит:флогопит = 80:20 (истонит-сидерофиллитовый ряд).

Состав биотитов из порфировидных гранодиоритов (пр. 3608 и 3611, Хамрабаев, 1958, вес. %) : $SiO_2 = 36,95-35,84$; $TiO_2 = 2,64-3,12$; $Al_2O_3 = 21,78-20,68$; $Fe_2O_3 = 0-1,17$; $FeO = 22,80-21,60$; $MnO = 0,28-0,27$; $MgO = 1,37-1,44$; $CaO = 2,90-3,04$; $Na_2O = 3,02-3,24$; $K_2O = 7,74-9,51$. Сумма = 99,48-99,91.

Общая железистость = 88-90 мол.%. Отношение аннит : флогопит = (52-6I) : (48-39).

Роговая обманка в габбро, меласиенитах, монцонитах и других породах внутренней зоны интрузива близка к керсутиту-синтагматиту: С : N_g =2-I4°, -2V=76-82°, либо к более позднему гастингситу С : N_g = I4°, -2V =58° (Юдалевич и др., I969). Состав амфиболов в наиболее распространенных породах интрузива близок к паргасит-феррогастингситу: С : N_g=8-20°, - 2V =40-70°, чаще 45-60°. Высокие показатели преломления амфиболов отражают их большую железистость: N_g=I,683-I,722, N_m=I,676-I,707, N_p =I,664-I,700. $f_{опт}$= =52-92%, чаще 77-82%, что близко к значениям, полученным химическим анализом (табл.3).

В гранодиоритах и гранитах амфиболы близки к обыкновенной роговой обманке с С: N_g =I7-25°, -2V =70-83°, $N_g - N_p$ = 0,029-0,025.

По данным И.Х.Хамрабаева (I958), в порфировидных гранодиоритах (пр. 3644) и ксенолите в гранодиоритах (пр.3643а) амфиболы характеризуются следующим составом (вес.%): SiO_2= 40,32-40,60; TiO_2=I,38-2,06; Al_2O_3=20,54-20,6I; Fe_2O_3=0 ; FeO=I9,60-I9,44; MnO=0,I7-0,3I; MgO = II,4-II,0; CaO= I,23-0,43; Na_2O =2,0I-2,2; K_2O =3,00-3,47. Сумма =99,69-I00,I2. Величина общей железистости соответственно 45-50 мол.%.

Пироксен встречается в наиболее меланократовых породах и является редиктовым минералом в габбро-сиенитах, эссекситах и лампрофирах. Характеризуется С: N_g =38-46°, +2V = 58-62°, N_g =I,740-I,742, N_m =I,720-I,72I, N_p =I,7I2-I,7I8. Отвечает феррогеденбергиту с небольшим содержанием эгиринового (до 5%) и энстатитового (до 9%) компонентов. $f_{общ.}$=83-89 мол%. По краям некоторых зерен пироксена развивается эгирин и эгирин-диопсид (с : N_g =28°, -2V =76°). Нередки полные псевдоморфозы актинолинта по клинопироксену Характеристика вещественного состава и оптических свойств темноцветных минералов из пород Кошрабадского интрузива, по данным А.Н.Даутова (I973), приведена в табл. 4,5.

I3I4

Геологических Наук АН Арм.ССР Библиотека

Минерал	Пироксен		Амфибол				
	габбро-сиенит	эссекит	габбро-сиенит	сиенит	сиенито-диорит		гранодиорит
SiO_2	45,49	43,47	39,30	38,28	45,25	40,I4	39,29
TiO_2	I,62	2,I2	2,50	I,87	I,37	2,00	2,62
Al_2O_3	I,82	2,68	9,06	9,77	8,22	I0,42	9,22
Fe_2O_3	6,26	I0,69	4,67	5,55	3,I8	5,04	5,07
FeO	I9,94	I8,83	24,48	24,74	I6,93	2I,96	24,I2
MnO	0,70	0,59	0,48	0,48	0,42	0,48	0,62
MgO	3,00	2,50	2,40	2,70	9,36	3,73	3,36
CaO	I9,06	I6,66	II,20	I0,06	II,76	I0,78	9,94
Na_2O	0,45	0,50	I,50	2,00	I,00	I,70	I,80
K_2O	0,I8	0,26	I,27	I,60	I,00	I,30	I,30
BaO	-	-	-	-	-	-	-
H_2O	-	-	I,90	2,00	I,I5	2,00	2,00
П.п.п.	I,07	0,78	0,7I	0,65	0,44	0,39	0,47
Сумма	99,40	99,64	99,53	99,73	99,98	99,74	99,7I
N_g	I,740	I,742	I,7I2	I,7I8	I,683	I,7I2	I,707
N_m	I,720	I,72I	I,703	I,706	I,676	I,707	I,702
N_p	I,7I2	I,7I8	I,690	I,690	I,664	I,685	I,683
2V	+60	+60	-45	-45	-70	-60	-40
C:N_g	50	50	I2	I2	22	8	I2
f общ.	83	89	84	87	54	80	83

По данным А.В.Рабиновича и др., I963, П.Д.Купченко и др., в породах Кошрабадского интрузива присутствуют (г/т): циркон =I0, апатит =I00-300 (до 2000 - в гибридных породах), монацит = 25-300, магнетит = 2-3 (до 3000-4000 - в гибридных породах), сфен (до 2500 - в монцонитах). В знаках - ортит, ильменит, рутил, оранжит, торит, шеелит, гематит, арсенопирит, пирит, галенит, молибденит.

Распределение элементов-примесей (г/т) в породах Кошрабадского интрузива (Рабинович и др., I963; Даутов, I973): *Ni*=I0; *V* =30; Ga =30, Be = 7,5-I0, Pb= I4-65,

Таблица 3

Амфибол		Биотит					
грано-диорит	эссек-сит	гранит	граносиенит		гранодиорит		гранит
40,I0	39,0I	38,37	36,67	35,82	35,92	36,96	35,83
3,I2	I,62	2,87	2,62	2,50	2,25	2,75	3,00
9,I8	9,62	I0,00	I4,80	I4,78	I3,65	I3,68	I3,99
4,I7	6,27	6,44	4,25	4,I0	5,I0	5,29	4,53
22,08	24,66	2I,78	I8,32	24,I9	22,46	22,I6	22,I5
0,63	0,37	0,67	0,20	0,35	0,I0	0,28	0,39
4,45	I,57	4,20	8,69	4,22	6,00	5,24	4,80
I0,78	I0,92	9,24	3,22	3,50	3,50	2,80	4,20
I,60	I,75	I,58	0,I4	0,45	0,50	0,40	0,50
I,25	I,48	I,48	6,60	6,20	6,00	6,80	6,33
-	-	-	-	-	0,30	-	0,40
2,20	I,90	I,90	3,45	3,45	3,50	3,I0	3,20
0,47	0,54	I,02	0,32	0,39	0,45	0,23	0,66
99,97	99,64	99,85	99,58	99,95	99,73	99,89	99,66
I,702	I,722	I,705	-	-	-	-	-
I,694	I,7I4	I,698	I,662	I,680	I,675	I,676	I,68
I,678	I,700	I,682	-	-	-	-	-
-50	-40	-48	-	-	-	-	-
I5	20	I4	-	-	-	-	-
76	9I	77	56	79	7I	78	77

чаще 22-6I; Zn =I0-I40, чаще 27-69; Cu =5-24, чаще I4-I8; Mo =2-2,6; Au =0,0023-0,0075; Li =I4-I9, до 65 ; Rb = 230-400; Cs =7-9; Tl=4,I-6,3; Nb=I40; Ta=I60; Ba I200; B=70; ΣTR_2O_3= 290; Y =II4; W =I3,5; U =6,I; Th =23.

В роговых обманках содержится (Даутов, I973, г/т): Au =0,0032; Cu =I8; Zn =449; Pb =I3; Rb =2I0, Cs=590; Li = 700. В биотитах: Au =0,0075; Cu =I5; Zn =2I2; Pb=4; Rb =680-2400; Cs =570; Li =770. В калишпатах из гранодиоритов – 90-350 г/т Rb .

Таблица 4

Окисел	Порода						
	габбро-сиенит, 5 ан.	кварцевый сиенит, 5 ан.	сиенит, 5 ан.	кварцевый сиенито-диорит, 5 ан.	граносиенит, по 5 ан.		
SiO_2	53,39	58,85	62,34	57,58	64,10	63,38	65,71
TiO_2	1,21	0,85	0,27	0,87	0,52	0,45	0,50
Al_2O_3	15,87	16,65	18,10	17,51	15,26	18,16	16,20
Fe_2O_3	4,40	3,00	1,82	1,43	1,01	1,04	1,26
FeO	5,41	4,70	3,02	5,99	4,07	3,96	3,30
MnO	0,14	0,16	0,09	0,06	0,08	0,10	0,06
MgO	1,12	0,74	0,44	1,80	0,90	0,60	0,86
CaO	7,89	4,70	1,89	4,56	3,47	4,06	3,05
Na_2O	4,39	4,51	5,46	4,26	3,51	5,00	3,87
K_2O	5,52	3,61	5,23	3,82	3,85	2,52	4,22
П.п.п.	0,79	1,26	0,83	1,34	2,30	1,00	0,69
Сумма	100,13	99,03	99,49	99,22	99,07	100,27	99,72

Продолжение табл. 4

Окисел	Порода						
	эссекситит, 5 ан.	гранит, по 5 ан.	гранодиорит, по 5 ан.				адамеллит, 3 ан.
SiO_2	56,30	68,12	73,26	68,78	64,78	63,64	66,88
TiO_2	0,82	0,31	0,13	0,40	0,52	0,75	0,50
Al_2O_3	17,61	16,46	15,76	15,17	17,74	17,75	16,59
Fe_2O_3	5,42	0,62	0,46	0,94	0,60	2,16	0,24
FeO	2,70	2,63	1,60	3,16	3,40	3,05	2,29
MnO	0,15	0,06	0,02	0,05	0,04	0,01	0,03
MgO	1,81	0,46	0,42	0,85	1,10	1,30	1,41
CaO	6,52	2,12	1,32	2,80	3,40	3,92	3,30
Na_2O	4,21	5,90	3,78	3,50	3,27	3,32	2,88
K_2O	4,31	4,32	4,46	4,16	3,21	3,23	4,38
П.п.п.	0,80	0,68	0,70	0,63	1,10	1,18	0,99
Сумма	99,65	99,68	99,91	100,44	99,56	100,20	99.89

Таблица 5

Окисел	Сиенитодиорит	Гранодиорит	Адамеллит	Аляскит
SiO_2	59,03	64,2I	66,88	74,80
TiO_2	0,40	0,3	0,50	0,30
Al_2O_3	I8,06	I7,74	I6,59	I3,5I
Fe_2O_3	0,96	I,38	0,24	I,50
FeO	I,97	3,22	2,29	I,92
MnO	-	0,02	0,03	0,05
MgO	3,43	2,20	I,4I	0,88
CaO	5,83	3,66	3,30	3,22
Na_2O	3,52	3,30	2,88	3,34
K_2O	6,3I	3,22	3,38	I,65
Сумма	99,5I	99,48	I00,72	I00,37

Особенность Кошрабадского массива - отсутствие эндоконтактовой зоны повышенной основности. Гигантопорфировый рапакивидный облик граносиенитов без изменения минерального и химического составов сохраняется до самого контакта с вмещающими породами. Контактовый метаморфизм вмещающих пород относительно маломощный - 50-200 м. В экзоконтактовой полосе устанавливается ряд зон изменения кварц-серицит-хлоритовых сланцев. На непосредственном экзоконтакте сланцы превращены в массивные гранит-кварцево-слюдистые роговики. На удалении до 50 м от контакта они сменяются узловатыми кварц-кордиерит-слюдистыми и кварцево-слюдистыми сланцами. Маломощные карбонатные прослойки, присутствующие в песчано-сланцевых породах вблизи экзоконтакта массива, превращены в волластонит-гранатовые и волластонит-гранат-пироксеновые скарны. Мощность скарнов не превышает 3-30 см. На удалении до 200-800 м и более от контакта в сланцах прослеживается андалузитизация.

Наиболее характерными наложенными изменениями интрузивных пород являются: околотрещинная калишпатизация, альбитизация полевых шпатов, хлоритизация темноцветных минералов.

К наиболее низкотемпературным изменениям интрузивных пород в околотрещинных участках относятся: серицитизация плагиоклазов, пелитизация калиевого полевого шпата, мусковитизация и сульфидизация предварительно хлоритизированных темноцветных минералов. При этом образуются малосульфидные золотоносные кварцевые жилы с шеелитом (месторождение Чармитан).

Становление интрузива происходило в условиях мезоабиссальной фации на глубине 2,5-3,5 км. Глубина эрозионного среза небольшая. Кошрабадский интрузив относится к габбро-сиенит-граносиенитовому формационному ряду, по А.И.Даутову, либо к сиенито-диорит-гранодиоритовому ряду, по П.Д.Купченко.

Составители: И.В.Белов, А.И.Даутов, В.И.Айзенштат. Описание составлено по материалам П.Т.Азимова и др., 1970; И.Х.Хамрабаева, 1958; А.И.Даутова, Н.Р.Асатуллаева, 1971; А.И.Даутова, 1973, 1974; З.А.Юдалевича и др. 1969; П.Д.Купченко, 1955.

46. С и н т а б с к и й и н т р у з и в расположен на северном склоне Северо-Нуратинских гор, восточнее Устукского интрузива. Вмещающими породами являются сланцы, кварциты и известняки докембрийского и силурийского возраста. Возраст интрузива - C_3-P_1. Он представляет собой вытянутое в широтном направлении на 13 км штокообразное тело с площадью выходов на эрозионный срез около 25 км^2. Он является одним из выступов Нуратинского плутона (Исамухамедов, 1955). Падение интрузива на север грубо согласное с вмещающими породами. Углы падения контактов варьируют от 30-40° (северный контакт) до 50-70° (часть северного и южный контакты).

Интрузив сложен биотитовыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами. Более поздние двуслюдяные лейкограниты и аляскиты слагают преимущественно дайки. Структура пород гипидиоморфнозернистая, размер зерен переменный: от 0,5-1 мм до 3-5 мм и более.

Количественно-минералогический состав гранодиоритов (по данным подсчета в 12 шл., об.%): плагиоклаз =44,3 - 45,6 ;

К-Na полевой шпат =I4,2-22,4; кварц=26,3-29; биотит=4,2-II,4; мусковит =0,I-0,3; акцессорные минералы = 0,2-I. Состав биотитовых гранитов, %: плагиоклаз =25,4, калишпат = =37,9, кварц=29,5, биотит = 7, акцессорные минералы=0,4.

В числе схизолитов интрузива преобладают жилы пегматитов и аплитов (примерно в равных количественных соотношениях); развиты дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Пегматитовые жилы простого строения мощностью до 0,7 м (кварц, полевой шпат, слюда, редко турмалин), развиты преимущественно в южной части интрузива, тогда как аплиты пространственно тяготеют к его северной и восточной частям.

Плагиоклаз в гранодиоритах нередко отвечает зональному олигоклазу-андезину с 23-37% Ан, чаще всего - 27-33% Ан а в эндоконтактовых участках соответствует олигоклазу (I2-28% Ан, $-2V$ =8I-87°. Двойники - по ⊥(0I0), $\frac{\perp[100]}{(010)}$, реже $\frac{[001]}{(010)}$, Δ =0,8-I. Оптика низкотемпературная. Светопреломление плагиоклазов (2 опр.): N_g =I,554-I,559, N_m =I,548-I,55I, N_p=I,536-I,539.

К-Na полевой шпат из гранитоидов отвечает криптопертитовому микроклин-пертиту с $-2V$ =76-80°, $\angle N_m : P \perp [00I]$ = =I0-I6°, Δp =0,5, (Юдалевич и др. I97I), N_g =I,528, N_m=I,526, N_p=I,5I8. Состав по дифрактограмме: $Or_{68,I}$ $Ab_{3I,9}$. Крупные зерна калишпата, а также калишпаты в участках проявления альбитизации и грейзенизации отвечают максимальному микроклин-пертиту с $-2V$ =80-86°, $\angle N_m : P \perp [00I]$ = =II-I5°, Δp=I (2 опр., Юдалевич и др., I97I).

Биотит присутствует в виде чешуек, листочков, плеохроирующих в оливково-зеленых и красноватых тонах, N_g =I,649-I,654, N_p=I,539-I,600 (Юдалевич и др., I97I). Общая железистость слюд 54-57% (по диаграмме В.С.Соболева, I950). Близки по оптике к лепидомеланам с усредненным отношением аннит:флогопит = 55:45. При мусковитизации происходит постепенное обесцвечивание биотита с выделением окислов железа и титана в виде вторичного сфена.

Распределение акцессорных минералов в биотитовых гранитах (Лазарев и др., I963, г/т): магнетит =4I94; гранат=

I54,5; ильменит =50,9; монацит =25,5; ортит = до 2,66; циркон = 5,76; апатит = (No =I,636, Ne =I,629, Юдалевич и др.. I97I) = 638; сфен = 0,58.

Химический состав пород Синтабского интрузива отражен в таблице.

В гранитоидах содержится (Лазарев и др., I963, г/т): Sn=0,2; Be = I,6; Yв=3,3; Ta=I,8-3,6; Au =до 0,0I65.

В биотитах Nв=96, Ta=3,2 г/т; в ильменитах Nв=590, Ta=2I6 г/т; в сфенах Nв=560, Ta=I35 г/т; в полевых шпатах Be= 2, до 9 г/т.

Окисел	Биотитовый адамеллит	Биотитовый гранодиорит, 2 ан.	Биотитовый гранодиорит, альбитизированный	Биотитовый гранодиорит, альбитизированный и грейзенизированный, 4 ан.
SiO_2	69,45	67,87	60,52	68,86
TiO_2	0,32	0,40	0,50	0,33
Al_2O_3	I5,90	I5,6I	2I,0I	I6,06
Fe_2O_3	0,98	I,I0	0,4I	I,96
FeO	I,67	2,3I	2,98	0,86
MnO	0,04	0,04	0,03	0,02
MgO	I,25	I,I5	I,30	0,63
CaO	2,3I	2,42	I,26	I,I7
Na_2O	3,6I	4,27	0,64	3,30
K_2O	3,64	3,46	I,I4	3,45
Н.п.п.	0,80	I,08	2,40	2,65
С у м м а	99,97	99,72	I00,I9	99,29

Эндоконтактовые изменения гранитоидов выражены в основном лейкократизацией, которая заметна вблизи пологопадающей кровли в ореоле 25-30 м. По И.Х.Хамрабаеву, это результат позднемагматической мусковитизации. В западном и северном экзоконтактах в I00-I500 м от интрузива наблюдаются биотит-графит-андалузитовые, кварц-силлиманит-кордиеритовые, реже ставролитовые сланцы и роговики очковой и узловатой

структуры. В южном и восточном экзоконтакте развиты кварц-биотит-полевошпатовые роговики, гранитизированные породы и даже гранулиты (Хамрабаев, 1948,1958). В этих породах в большом количестве встречаются кварцевые жилы и зоны окварцевания пиритом, золотом, иногда шеелитом (Устукское, Чавак-сайское рудопроявления). В северном и юго-западном контактах наблюдаются небольшие залежи гранат-амфибол-эпидотовых скарнов с молибденитом и шеелитом (Таррорсайское и др.).

Массив относится к образованиям мезоабиссальной фации гранит-гранодиоритовой формации.

Составлено И.Х.Хамрабаевым, И.В.Беловым с использованием материалов З.А.Юдалевича и др., 1971; И.Х.Хамрабаева, 1948,1958; И.К.Лазарева и др., 1963; И.М.Исамухамедова. 1955.

47. У с т у к с к и й и А к ч о п с к и й и н т р у з и в ы. Устукский массив приурочен к ядру Северо-Нуратинской антиклинали и вытянут в широтном направлении. По отношению к структурам вмещающих пород он является секущим. Площадь выходов массива на эрозионный срез превышает 200 км^2.

Акчопский массив расположен в 4-5 км южнее Устукского и имеет площадь выходов около 50 км^2. По данным геофизических работ и бурения, Акчопский массив продолжается под современными отложениями на 15-20 км на запад до кишл.Янгитурмуш. Это позволяет считать, что размер массива около 400 км^2.

Массивы расположены в осадочно-метаморфической толще силура (песчаники, слюдистые и андалузито-кордиеритовые сланцы, роговики). Абсолютный возраст Устукского массива – 270-275 млн.лет; Акчопского - 260-265 млн.лет, что соответствует нижней перми (K/Ar метод, ИГиГ АН УзССР).

Гранитоидные массивы сложены биотитовыми, биотит-рогово-обманковыми гранодиоритами (жильные породы - гранодиорит-аплиты, плагиоклазовые порфириты), биотитовыми гранитами, адамеллитами (жильные породы - гранит-аплиты, пегматиты), аляскитами и лейкократовыми аплитовидными гранитами (жильные породы - аплиты и пегматиты). В средней и ЮЗ частях Устукского массива имеется еще несколько даек лампрофиров и щелочных базальтоидов (по Ярославскому и др.).

Биотитовые граниты представляют собой главную фазу интрузии (90-95% площади выходов). Слабопорфировидные гранодиориты развиты в приконтактовых частях интрузивов. Лейкократовые и аляскитоидные граниты (5-I0% площади выходов интрузивов) слагают дайки (мощностью до 5 м, протяженностью I,5-2 км с аз. простирания 280-356°, ∠ пад. =35-70°) и мелкие штоки (до 50 м в поперечнике), развитые преимущественно в эндоконтактовых частях массивов.

Структура гранитоидов - гранитовая, аплитовая, иногда пойкилитовая со следами катаклаза. В Устукском интрузиве в плагиоклазах отмечается мирмекитизация. Лейкократовые гранитоиды характеризуются гранитовой, гранулитовой и микрографической структурой. Текстура пород - массивная, у контактов иногда параллельная. Минеральный состав гранитоидов Устукского и Акчопского интрузивов дан в табл. I.

Таблица I

Порода	Число шл.	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Мусковит	Акцессории
Гранодиориты	8	42-45	I4,5-22	I8,5-25	I0-I6,5	0-3,7	0-I	I-I,5
Биотитовые граниты, адамеллиты	I8	22-33	33-34	26,5-30,5	4-9,5	-	-	0,4-0,5
Лейкократовые и аляскитовые граниты	I2	I5-27	46-55	30-36	I-3	-	I-2,5	0,2

Плагиоклаз в кварцевых диоритах и гранодиоритах представлен андезином с 30-40% Ан. В биотитовых гранитах и адамеллитах ранняя генерация (около 90% всего плагиоклаза) имеет состав олигоклаза - от 8-I0 до 25-28% Ан, более поздний мелкозернистый альбит-олигоклаз содержит 5-I2% Ан. В лейкократовых гранитоидах большая часть (60-70%) плагиоклаза имеет состав I5-I8% Ан, а поздняя генерация - I0-I5% Ан.

Калинатровый полевой шпат ранней генерации в гранодиоритах и биотитовых гранитах микропертитовый (до I0% перти-

товых вростков), характеризуется $-2V = 76-80^{\circ}$, $\angle Nm$: Р1[001] = =I0-I5°. Вторая генерация (преобладает в лейкогранитах и аляскитоидных гранитах) представлена решетчатым максимальным микроклин-пертитом с $-2V = 80-86^{\circ}$, $\angle Nm$: Р1 [001] =I2-I4°. Характеризуется присутствием I5-25% грубых полосчатых, пятнистых и червеобразных пертитов замещения.

Химический состав биотитов из Устукского и Акчопского массивов (по О.Кушмурадову, I967) приведен в табл. 2.

Таблица 2

Окисел	Интрузив		
	Устукский	Акчопский	
	пр. 82I5	пр. 8008	пр. 8I58
SiO_2	38,60	36,30	36,I0
TiO_2	3,40	2,56	2,40
Al_2O_3	I6,I0	I9,04	I9,00
Fe_2O_3	6,70	8,76	8,27
FeO	I4,80	I4,49	I4,89
MnO	0,40	0,39	0,40
MgO	8,60	6,0I	6,37
CaO	3,60	4,I0	4,00
Na_2O	0,36	0,33	0,3I
K_2O	7,80	8,00	7,20
H_2O^+	0,20	0,0I	0,20
Сумма	I00,56	99,99	99,I4
f хим.	57,5	67,6	66,3
$Ng = Nm$	I,659	I,667	I,664
$f_{опт.}$	6I	69	67

Примечание. Изменения светопреломления слюд произведены В.И.Айзенштатом (I972).

В составе схизолитов аплиты количественно преобладают над пегматитами. Они присутствуют в виде жил и прожилков, тяготеющих к периферическим частям интрузивов. Мощность тел 0,5-2,5 м, протяженность - 0,3-I км. Простирание жил северо-

восточное (45-60°), либо субширотное и юго-восточное (95-145°), падение под углами 55-80°. Пегматиты образуют жилы мощностью от 2-10 см до 2-4 м, длиной 5-10, редко 25 - 30 м. Простирание их обычно меридиональное.

Химический состав пород (%) приведен в табл. 3

Таблица 3

Окисел	Устукский массив		Акчопский массив	
	биотитовые граниты, 13 ан.	лейкократовый гранит, 4 ан.	биотитовые граниты, 3 ан.	лейкократовый гранит, 4 ан.
SiO_2	71,38	75,50	67,88	75,62
TiO_2	0,31	0,12	0,31	0,12
Al_2O_3	14,80	12,60	14,45	12,38
Fe_2O_3	0,84	0,50	0,84	0,74
FeO	1,60	0,60	2,03	0,66
MnO	0,05	0,01	0,03	0,01
MgO	0,90	0,60	2,17	0,77
CaO	2,50	2,40	3,20	1,10
Na_2O	3,10	3,20	4,07	4,44
K_2O	4,02	4,40	3,97	3,90
P_2O_5	0,14	0,03	0,10	0,10
П.п.п.	0,13	0,08	0,50	0,19
Сумма	100,00	100,00	99,55	99,97

Распределение акцессорных минералов (г/т) по О.Кушмурадову, 1967, И.К.Лазареву и др., 1963, дано в табл. 4.

Химический состав магнетитов (вес.%) дан ниже.

Окисел	Устукский массив	Акчопский массив
Fe_2O_3	80,0	86,0
FeO	14,50	12,97
TiO_2	1,42	1,08
MnO	0,06	0,09

Таблица 4

Минерал	Биотитовые граниты (10 проб)	Лейкократовые граниты (5 проб)	Пегматиты (7 проб)
Магнетит	88-4193, чаще 1100-3133	102-1260, чаще 102-358	633
Ильменит	0-1536, чаще 3-51	0-43	39
Рутил	0-39, чаще 0-3	0-22, чаще 0-1,5	2
Апатит	63-1138, чаще 113-800	2-150, чаще 13-63	0-1
Сфен	0-52	0-1	-
Ортит	0-21, чаще 1-4	0-2	-
Циркон	2-246, чаще 22-161	0-21, чаще 0-15	-
Монацит	0-160, чаще 26-136	1-98, чаще 2-9	145
Гранат	0-17	1-2880, чаще 675-1622	530
Турмалин	0-12, чаще 5-7	0-98, чаще 0-5	-
Колумбит	0-1	0-4	12
Оранжит	0-9	0-1	-
Гематит	0-25	0-12	-
Пирит	0-64	0-16	-
Ураноторит	-	-	3
Эпидот	0-582	-	-
Ксенотим	0-5	-	-
Анатаз	0-2	-	-

Примечание. Присутствуют также знаки шеелита, молибденита, золота.

Химический состав гранатов из лейкократовых гранитов Акчопского массива (%) приведен ниже:

Окисел	Альмандин	Гроссуляр
SiO_2	28,I	40,I
TiO_2	0,73	0,63
Al_2O_3	2I,04	I8,75
Fe_2O_3	29,97	4,06
FeO	2,I9	I,03
MgO	I,74	I,68
MnO	I3,5	I,02
CaO	2,0	I9,0
С у м м а	99,50	99,64
f	9I,5	73,0

Содержание некоторых элементов-примесей в породах Устукского и Акчопского массивов (г/т) следующее:

Элемент	Устукский массив, 40 пр.	Акчопский массив, 20 пр.
W	2,8	I,85
Mo	3,3	2,5
Nв	32,0	24,0
Ta	I5,0	7,0
Pв	42,0	I3,5
Zn	45,0	9,I
Cu	30	82
Rb	I60	I80
Cs	5,8	9,0
Li	38	22
Tl	0,9	0,6
Ga	20	I0
Ge	-	2,0
Be	4,3	-
B	7,0	7,0
Au	0,00I25	-
F	300	-

Содержание элементов-примесей в породах различного петрографического состава (г/т) приведено ниже:

Элемент	Биотитовые граниты, адамеллиты, 38 ан.	Лейкократовые и аляскитоидные граниты, 22 ан.
Li	23-40	I5
Rb	I50-I60	200-500
Cs	5-6,7	7-9,6
Tl	0,3-0,7	0,I-I,4
Mo	0,8-4, чаще I,3-2,3	I,3-2
W	I,6-3	0,5-5, чаще I,7-2
Nb	I2-97, чаще 27-35	24-4I
Ta	2,7-50, чаще 4-I2	5,6-20
Cu	20-I80	40
Pb	I30-650, чаще 350-400	I00-450
Zn	3I0-680	80-I00
Be	4	5
Ge	2-2,7	2,5-3
U	I-2	2,8-3,8
Th	I8	I7
F	I50-3I0, чаще 230-300	I50-390, чаще I80-3I0
$\Sigma(TR)_2O_3$	280	390

В породообразующих минералах Устукского и Акчопского интрузивов (по данным О.Кушмурадова, I969; И.К.Лазарева и др., I963; И.Х.Хамрабаева, I969; П.Т.Азимова, I967) содержится (3-I5 опр. по каждому элементу, г/т): <u>биотит</u> - Li =I30-300; Rb=260-700, чаще 540-630; Cs = 30-72; Tl=I-3; Ga=6-I0; Be=I-3, до 6,5; Nb =56-270, чаще II0-230; Ta=3,2-48,5, чаще I0-30; Cu=27; Pb=2I0-270; Zn =2700·

Au=0,007; B=100; F =1200-1500; U =4; Th=75; ΣTR_2O_3 =800-1300; полевые шпаты - Rв=45-76 (в калишпате - 250); Mo=1, Be =2-8; Ga=2; B=50; F=100-200; Ta=5-9,7; ΣTR_2O_3=450.

По данным И.К.Лазарева и др. (1963), в акцессорных минералах присутствуют (г/т): сфен - Nв=360-1980, чаще 500-1170; Ta = 135-194; рутил Nв = 720; ильменит - Nв=560-2400 (в ильменитах из пегматитовых жил Nв=900), Ta=216-1260 (в пегматитах); колумбит - 40% Nв и 0,27% Ta; фергусонит - 33,6% Nв; мусковит - Ta=4-10,8 г/т.

Эндоконтактовая зона биотитовых гранитов шириной 25-100 м сложена слабопорфировидными гранодиоритами с повышенным содержанием биотита, плагиоклаза, магнетита, глиноземистых минералов и кальциевых акцессориев. Структура пород монцонитовая, текстура - нередко параллельная.

В экзоконтакте местами развиты роговики с кордиеритом, андалузитом, силлиманитом, ставролитом, графитом, турмалином, гранатом, биотитом, хлоритом и полевым шпатом. Минеральные ассоциации роговиков - кварц, гранат, биотит; кварц, андалузит, графит; кварц, турмалин; биотит, кварц, плагиоклаз, турмалин, гранат и пироксен; гранат, кварц, калиевый полевой шпат. Строение роговиков очковое и узловатое. Ширина зоны 0,3-1,5 км.

В приконтактовой зоне интрузивов нередко развиваются процессы альбитизации и микроклинизации плагиоклазов. Развиты также серицитизация, мусковитизация и окварцевание (зоны, жилы). Биотит замещается мусковитом, эпидотом и хлоритом; по плагиоклазу развиты соссюрит, серицит, иногда микроклин. В ЮВ контакте Устукского массива в небольшом количестве имеются гранат-гроссуляровые скарны с редким шеелитом.

В экзоконтактовом ореоле массивов часты кварцевые жилы и зоны окварцевания с золотом, пиритом, халькопиритом и арсенопиритом.

Формирование описываемых интрузивов происходило в условиях мезоабиссальной фации на глубине 3-3,5 км. Глубина эрозионного среза интрузивов не превышает 0,4-0,5 км.

Устукский и Акчопский массивы относятся к формациям биотитовых и лейкократовых гранитов.

Составлено И.В.Беловым по материалам Ф.А.Аскарова и др., 1970; О,Кушмурадова, 1967; П.Т.Азимова, 1967; И.Х. Хамрабаева, 1969; И.К.Лазарева и др., 1963.

48,49. Темиркобукский и Мадаватский массивы расположены в осевой части Северо-Нуратинского хребта. Вмещающие породы представлены докембрийскими, девонскими и каменноугольными отложениями.

Основная часть Темиркобукского и Мадаватского массивов залегает среди условно докембрийских и кембрийских пород ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит. Контакты гранитоидов в центральной и западной частях Темиркобукского массива наклонены в сторону вмещающих пород, обычно согласны с их залеганием.

Мадаватский массив представляется межформационным телом с вертикальным, местами крутопадающим северным и пологими (углы падения 35-50°) южным, восточным и западным контактами.

Темиркобукский массив имеет в плане форму линзы, Мадаватский - веретенообразной формы, выклинивающийся на востоке. Площадь массивов соответственно около 200 и 27 км^2. Геологический возраст - C_3-P_1, радиологический - 260 - 277 млн.лет (ИГиГ АН УзССР, по Ф.Аскарову, А.Бигаевой, 4 опр.).

Темиркобукский массив, по И.М.Исамухамедову (1955),сложен в возрастном порядке продуктами 4 фаз интрузии:

I - габбро, габбродиориты и диориты; II - кварцевые диориты, гранодиориты; III - биотитовые граниты и гранодиориты; IУ - лейкократовые граниты и аляскиты.

З.А.Юдалевич и др. (1971) выделяют II разновозрастных разновидностей пород: 1) габбро и габбро-амфиболиты, габбро-диориты и диориты *; 2) сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты; 3) кварцевые диориты; 4) гранодиориты; 5) граниты; 6) средне- и крупнозернистые адамеллиты-гранодиориты; 7) среднезернистые граниты; 8) средне- и крупно-

* З.А.Юдалевич и др. (1971) в восточной части интрузива выделяют каттаический габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс.

зернистые граниты; 9) мелко- и среднезернистые граниты ; 10) тонкозернистые граниты; 11) мелкозернистые граниты.

В Мадаватском массиве распространены 1-5 разновидностей пород. Габбро- и габбро-амфиболиты расположены среди карбонатных отложений. Общая площадь их выходов на эрозионный срез - 0,25 км^2.

Габбро-диориты и диориты распространены в основном в восточной половине Кескенсайской "дайки". Общая площадь выходов - 4,6 км^2.

Сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты образуют 2 тела в пределах Темиркобукского массива с площадью 2,74 км^2. В Мадаватском массиве сиенито-диориты образуют Коблятинсайское тело с общей площадью выходов 2,0 км^2.

Кварцевые диориты распространены в Кескенсайской "дайке" в виде Нижнебулакбашинского дугообразного тела с площадью выходов 4,9 км^2. Текстура пород гнейсовидная; в эндоконтакте с вмещающими сланцами и известняками (до 250 м) породы переходят в кварцевые гнейсо-диориты.

Гранодиориты и кварцевые сиенито-диориты слагают в Темиркобукском массиве Зайнакское тело, общая площадь выходов которого около 16 км^2. Небольшие тела слагают бо́льшую часть Мадаватского массива (Мадават-Кудукское тело).

Адамеллиты представляют собой порфировидные роговообманково-биотитовые мелко- и среднезернистые, неравномернозернистые гнейсовидные породы. Адамеллит-порфиры Мадаватского массива также бывают гнейсовидными.

Грубо- и крупнозернистые биотитовые граниты и адамеллиты- гранодиориты занимают около 45 км^2 площади Темиркобукского массива и наиболее широко развиты в его центральной части. Они представляют собой массивные, реже гнейсовидные, местами порфировидные породы.

Средне- и крупнозернистые биотитовые адамеллиты-гранодиориты распространены в центральной части массива и занимают площадь около 80 км^2..Среди этих пород широко распространены ксенолиты вмещающих пород (ур.Шурак и зап. часть массива).

Мелко- и среднезернистые адамеллиты-гранодиориты в пределах массива занимают площадь 10 км^2. Структура пород пор-

фировидная, гипидиоморфнозернистая и призматическизернистая, местами мирмекитовая и пойкилобластовая.

Среднезернистые биотитовые граниты в центральной части Темиркобукского массива имеют площадь выхода 4 км^2. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Средне- и крупнозернистые лейкократовые мусковит-биотитовые граниты развиты в центральной части массива (I5 км^2). Большинство тел образует дайки, ориентированные согласно с общим простиранием массива.

Мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты слагают западное окончание интрузива, а также образуют серию даек ЮВ-СЗ простирания. Размеры даек достигают 7,2 км в длину и 550 м в ширину. Общая площадь выходов двуслюдяных гранитов - 53 км^2. Структура пород гранитовая, пегматоидная, текстура гнейсовидная, массивная, иногда миароловая.

Тонко- и мелкозернистые двуслюдяные граниты развиты в центральной и западной частях Темиркобукского массива в виде дайкообразных тел мощностью I50-I60 м. Минеральный состав массива дан в табл. 2.

Плагиоклаз в диоритах, кварцевых диоритах, кварцевых сиенито-диоритах, монцонитах и габбро-диоритах отвечает зональному андезину-лабрадору с 30-52% Ан, $\pm$ 2V варьирует в пределах 72°, чаще отрицательный (62-88°). По данным химического анализа (табл. I) плагиоклаз из пород повышенной основности содержит 35-40% Ан и 3-II% Or (содержание K_2O= =4,76% в сиенито-диоритах, видимо, завышено). Показатели преломления плагиоклаза варьируют (5 опр.): N_g =I,546-I,557, N_m= I,540-I,649, N_p =I,538-I,550.

В гранодиоритах присутствует зональный олигоклаз-андезин с 20-4I% Ан (по данным 2 химических анализов, 3I-48% Ан и I,5-5,5% Or), сдвойникованный обычно по I(0I0) и $\frac{I[I00]}{(0I0)}$. 2V варьирует от -72° до +80°, нередко $\pm$ 90°. Степень упорядоченности Δ =0,8-I, оптика низкотемпературная. Светопреломление (3 опр.): N_g=I,543-I,549, N_m=I.538-I,544, N_p=I,534-I,54I.

В биотитовых и двуслюдяных гранитах состав нередко зонального плагиоклаза варьирует от 8-I2 до 30-34% Ан, чаще - 26-32% Ан, а по данным химического анализа 5 проб 4-II% Ан.

Химический состав плагиоклазов, вес.% (Юдалевич

Окисел	Темиркобукский массив					
	мелкозернистые двуслюдяные граниты			габбро-диорит	гранодиорит	
SiO_2	67,89	65,68	67,47	59,57	54,83	60,47
TiO_2	0,0I	0,0I	0,0I	0,05	0,07	0,03
Al_2O_3	I9,76	2I,06	I9,89	24,83	27,04	24,44
Fe_2O_3	0,I6	0,07	0,09	0,II	0,I7	0,I2
FeO	0,02	0,02	0,0I	0,05	0,I2	0,05
MnO	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I
MgO	0,30	0,03	0,03	0,30	0,30	0,30
CaO	I,68	2,80	0,70	7,0I	9,67	6,I7
Na_2O	8,50	8,90	I0,60	6,50	4,50	6,55
K_2O	I,69	I,28	0,49	I,I5	2,00	I,42
П.п.п.	0,20	0,20	0,54	0,34	0,92	0,24
С у м м а	I00,22	I00,33	I00,II	99,92	99,63	99,80
H_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO_2	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
SO_3	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I
P_2O_5	0,04	0,06	0,I6	0,08	0,37	0,0I

Ортоклазового минала - 3-I0%. N_g =I,542-I,549, N_m=I,536-I,545, N_p=I,53I-I,540 (4 опр.). + 2V =84-86°. Δ =I. Оптика низкотемпературная. Двойники по $\perp$(010), реже $\frac{[00I]}{(0I0)}$ и $\frac{I[I00]}{(0I0)}$.

Калинатровый полевой шпат. Содержание альбита в калишпатах (по данным химического анализа II проб) варьирует в пределах I5-29,5 мол.%, а по результатам анализа I0 дифрактограмм (Юдалевич и др., I97I) содержание альбитовой фазы в пертитах - 23-33,7%. Это позволяет считать, что весь альбит калишпатов входит в состав пертитов.

Гомогенная фаза (7-I4% Аб) наблюдается лишь в калишпатах из гранодиоритов, отвечающих промежуточному ортоклазу

Таблица I

и др., 1971)

Темиркобукский массив					Мадаватский массив
гранит	диорит		сиенито-диорит	гранит	кварцовый монцонит (дайка)
65,59	61,77	66,37	64,92	66,96	64,81
0,01	0,01	0,02	1,01	0,01	0,05
21,32	23,14	24,18	20,54	20,54	22,10
0,08	0,16	0,10	0,09	0,11	0,09
0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
2,24	4,48	5,61	1,96	2,20	3,64
9,32	7,60	7,80	7,08	9,64	8,10
1,03	1,85	0,59	4,76	0,47	0,53
0,28	0,52	0,36	0,14	0,10	0,30
100,20	99,85	100,38	100,83	100,25	99,95
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01

с $-2V = 68-74^{\circ}$, $\angle N_m : P\perp[001] = 7-10^{\circ}$, $\Delta_p = 0,5-0,6$. $N_g = 1,524-1,528$, $N_m = 1,522-1,524$, $N_p = 1,517-1,521$ (4 опр.). Наиболее характерен для гранитоидов описываемых интрузивов решетчатый максимальный микроклин-пертит (по данным 18 замеров на столике Федорова): $-2V = 79-86^{\circ}$, $\angle N_m : P\perp[001] = 14-18^{\circ}$, $\Delta p = 1$ (6 опр., Юдалевич и др., 1971). Светопреломление (5 опр.): $N_g = 1,626-1,627$, $N_m = 1,522-1,525$, $N_p = 1,518-1,521$. Химический состав калинатровых полевых шпатов (вес. %) по Юдалевичу и др., (1971) приводится в табл. 3.

Биотит отвечает мероксен-лепидомелану (Трегер, 1958) примерно с равным количеством аннита и флогопита (табл.4). Общая железистость слюд варьирует от 44,7 до 70,7%. Обычно ее значения в ряду "габбро-диорит-адамеллит" меняются от

Таблица 2

Минерал	Габбро- и габбро-амфиболиты, 21 шл.	Габбро-диориты и диориты, 23 шл.	Сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты, 7 шл.	Кварцевые диориты, 9 шл.	Гранодиориты и кварцевые монцониты, 15 шл.	Среднезернистые биотитовые граниты, 23 шл.
Плагиоклаз	37,2	43,2	37,5	44,2	39,8	39,4
Калинатровый полевой шпат	2,9	8,6	I9,6	I5,8	25,6	26,5
Кварц	0,I	8,3	I4,2	I4,I	I9,6	28,2
Биотит	I3,5	I4,2	I6,0	I3,9	9,4	4,9
Роговая обманка	35,5	22,0	II,0	I0,5	5,0	-
Пироксен	7,9	0,2	-	-	-	-
Эпидот	2,9	2,8	I,7	-	-	-
Акцессории		0,7	-	I,5	0,6	0,3
Мусковит	-	-	-	-	-	0,7

Продолжение табл. 2

Минерал	Габбро-диориты и диориты, I4 шл.	Кварцевые сиенито-диориты, 7 шл.	Биотитовые граниты, 6 шл.	Мусковит-биотитовые граниты, 8 шл.	Среднезернистые двуслюдяные граниты, 4 шл.	Двуслюдяные граниты, 4 шл.
Плагиоклаз	44,5	44,4	42,I	38,6	33,5	22,90
Калинатровый полевой шпат	I6,4	2I,4	I6,0	26,I	30,3	3I,2
Кварц	26,7	24,2	30,6	28,0	29,4	37,6
Биотит	I2,0	9,4	9,8	5,8	4,7	2,9
Роговая обманка	-	-	-	-	-	-
Пироксен	-	-	-	-	-	-
Эпидот	-	-	-	-	-	-
Акцессории	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Мусковит	0,I	0,4	I,3	I,3	2,0	5,2

Таблица 3

Окисел	Двуслюдяные граниты			Диориты	
SiO_2	65,82	64,6I	64,82	64,08	63,70
TiO_2	0,0I	0,0I	0,0I	0,24	0,02
Al_2O_3	I8,46	I8,98	I8,98	I9,24	I9,76
Fe_2O_3	0,I0	0,09	0,08	0,09	0,05
FeO	0,0I	0,0I	0,0I	0,05	0,03
MnO	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I
MgO	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30
CaO	0,42	0,56	0,30	I,40	I,26
Na_2O	2,60	2,57	2,85	2,08	I,80
K_2O	I2,20	I2,28	I2,84	4,72	I2,42
П.п.п.	0,34	0,34	0,I6	0,26	0,24
Сумма	I00,27	99,76	I00,36	99,47	99,59
H_2O	0,02	0,03	0,00	-	-
SO_3	0,02	-	0,20	-	-
P_2O_5	0,0I	-	0,0I	-	-

Продолжение табл. 3

Окисел	Сиенито-диорит		Гранодиорит		Гранит	
SiO_2	64,33	64,50	66,86	64,04	64,27	64,62*
TiO_2	0,03	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	-
Al_2O_3	I9,24	I9,II	I9,76	I9,76	I9,37	I9,06
Fe_2O_3	0,06	0,I2	0,I3	0,06	0,09	-
FeO	0,04	0,0I	0,0I	0,02	0,0I	-
MnO	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	-
MgO	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	-
CaO	0,77	0,56	I,42	I,40	0,56	-
Na_2O	2,5I	2,I0	2,I3	3,I2	3,23	3,48
K_2O	I2,69	I3,22	II,50	I0,97	II,92	II,75
П.п.п.	0,30	0,34	0,26	0,24	0,34	0,28
Сумма	99,59	I00,28	99,09	99,93	I00,II	99,55
H_2O	-	-	-	-	-	-
SO_3	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	-	-	-	-	-	-

* Анализ приведен по И.М.Исамухамедову (I955).

Химический состав биотитов,

Окисел	Биотитовый гранит	Двуслюдяной гранит					Габбро-амфиболит
SiO_2	35,62	33,96	34,I0	34,57	36,85	34,45	38,75
TiO_2	2,55	2,50	2,45	2,75	I,25	2,40	3,45
Al_2O_3	I7,74	I7,I2	I7,68	I7,36	I7,I4	I6,93	I8,79
Fe_2O_3	0,0I	5,86	6,2I	5,66	8,07	8,89	2,4I
FeO	20,84	I9,76	I7,97	I8,32	II,50	I5,09	I6,82
MnO	0,42	0,44	0,48	0,39	0,5I	I,04	0,23
MgO	7,80	5,82	6,30	6,70	9,48	6,95	I0,08
CaO	00,42	0,70	0,56	0,56	0,98	0,9I	I,54
Na_2O	0,24	0,23	0,23	0,I6	0,I8	0,2I	0,25
K_2O	8,58	7,00	7,53	8,02	7,I2	8,56	8,I6
П.п.п.	4,88	5,I0	5,92	4,000	6,I8	6,62	3,84
N_g	-	I,647			I,659	(8 зам)	-
N_p	-	I,58I			I,603		-
Сумма	99,I0	99,49	99,43	98,49	99,27	I02,05	99,32
$f_{общ}$	49,5	70,7	68	67	52,5	65	5I,5

Окисел	Кварцевый монцонит						
SiO_2	37,I7	37,99	37,36	36,63	36,49	36,62	36,89
TiO_2	I,28	2,05	I,70	I,70	2,20	2,00	I,75
Al_2O_3	I6,I4	I5,70	I6,34	I5,82	I5,88	I5,82	I6,44
Fe_2O_3	4,57	7,06	5,6I	2,74	5,22	7,46	5,72
FeO	I4,73	I2,42	I3,36	I5,88	I4,90	I2,42	I4,54
MnO	0,26	0,I7	0,40	0,27	0,I7	0,30	0,I4
MgO	II,09	9,92	9,63	I0,53	I0,43	I0,28	I0,23
CaO	0,56	2,3I	I,47	I,75	I,54	I,75	I,I2
Na_2O	0,23	0,28	0,22	0,20	0,20	0,20	0,20
K_2O	8,40	7,22	8,22	7,57	7,69	7,28	8,49
П.п.п.	5,32	3,92	3,24	6,04	4,28	5,00	3.42
Сумма	99,75	99,04	97,55	99,I3	99,00	99,I3	98,94
N_g	-	-	-	-	-	-	-
N_p	-	-	-	-	-	-	-
f общ.	49	5I,5	52	49,5	5I,5	5I	52

Таблица 4

вес.% (Юдалевич и др., I97I)

Габбро-диорит					Сиенито-диорит		Кварцевый диорит
36.90	37,59	37,39	38,50	36,70	36,38	36,78	37,89
2,I0	I,85	I,95	I,93	2,90	2,30	2,85	I,63
I5,99	I6,04	I5,99	I7,I0	I4,46	I5,47	I5,96	I6,I2
4,27	3,I8	2,50	I,63	4,93	3,8I	5,59	2,49
I4,89	I6,02	I7,02	I4,80	I5,4I	I5,84	I3,I0	I5,96
0,20	0,24	0,I9	0,I9	0,I9	0,20	0,33	0,23
II,08	II,03	I0,60	II,34	II,08	II,08	II,44	I0,79
I,05	0,84	0,98	I,6I	I,05	I,I2	I,I2	I,I2
0,20	0,20	0,20	0,29	0,20	0,20	0,20	0,I5
8,7I	9,06	8,97	8,00	8,70	9,54	8,20	8,40
3,58	3,22	3,28	-	3,02	3,38	4,26	4,60
	I,637		I,662 (6 зам.)		I,636-I,649		
	I,59I		I,605		I,58I-I,596 (I2 зам)		
98,97	99,27	99,07	89,39	98,64	I05,32	99,03	99,38
48,5	49	52	44,7	5I	49,5	47	48,5

Продолжение табл. 4

Кварцевый монцонит		Биотит. гранит	Дио-рит	Габбро-диорит	Сиенито-диорит		
37,20	36,93	35,42	35,67	36,I2	36,67	36.75	34,90
I,75	I,85	2,35	2,87	2,50	2,88	2,75	2,40
I6,32	I6,39	I7,20	I6,49	I7,02	I6,II	I6,32	I8,59
3,37	6,89	7,83	4,75	3,7I	2,43	3,73	4,67
I5,96	I2,93	I5,59	I7,I7	I7,8I	I7,96	I5,99	I7,96
0,29	0,34	0,42	0,42	0,40	0,36	0,40	0,66
I0,I3	I0,08	6,75	8,34	8,52	8,45	9,60	5,70
I,33	I,40	0,30	0,56	0,77	0,70	0,56	I,26
0,I6	0,20	0,I8	0,I6	0,20	0,36	0,26	0,29
7,96	7,59	7,56	8,32	8,35	9,02	8,34	8,00
3,88	4,49	6,52	5,00	4,56	3,78	3,88	5,02
98,35	99,09	I00,I4	99,78	99,96	98,72	98,58	99,45
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
50	48	65,5	59	58	58	53	68,5

44,7 до 59% и лишь в биотитовых и двуслюдяных гранитах достигают 65-70,7%.

Амфибол представлен обыкновенной (зеленой) роговой обманкой, а в габбро-диоритах близок к актинолиту. Характеризуется $C:N_g=10-18^0$, $-2V=68-76^0$. $N_g - Np=0,021-0,024$. Общая железистость обыкновенных роговых обманок варьирует в пределах 36-42 мол.%, актинолитовых разностей - 26-39,5 мол.% (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав амфиболов, вес.% (Юдалевич и др.1971)

Окисел	Габбро-диорит			Сиенито-диорит	Кварц-диорит	Кварц-монцонит
SiO_2	50,73	51,12	50,85	51,37	51,16	49,31
TiO_2	0,83	0,58	0,70	0,57	0,60	0,63
Al_2O_3	5,74	5,74	5,54	4,45	4,69	5,83
Fe_2O_3	1,93	0,58	0,58	1,37	0,98	0,82
FeO	12,71	9,05	12,14	12,07	13,72	15,02
MnO	0,28	0,11	0,16	0,24	0,27	0,36
MgO	12,40	15,52	12,90	13,51	13,20	12,09
CaO	12,35	12,76	11,77	12,62	11,35	11,49
Na_2O	0,49	0,75	0,58	0,66	0,50	0,69
K_2O	0,72	0,85	0,80	0,59	0,61	0,81
П.п.п.	1,10	1,62	2,14	1,60	2,38	2,30
N_g	1,655 - 1,671 (7 зам.)			1,665 - 1,670		(12 зам.)
N_p	1,635 - 1,649			1,641 - 1,649		
Сумма	99,28	98,68	98,16	99,05	99,46	99,37
$f_{общ.}$	39,5	26	35,5	36	38	42

По оптическим данным с использованием диаграммы В.С.Соболева (1950), общая железистость амфиболов варьирует в пределах 30-41%.

Клинопироксен встречен в габбро-диоритах и диоритах. Близок к авгиту с $C:N_g=40^0$, $+2V=58^0$, $N_g - Np = 0,024$. Характеризуется бледно-зеленой окраской, слабым плеохроизмом и короткостолбчатым габитусом зерен. Обычно замещен уралитом.

Мусковит распространен преимущественно в двуслюдяных гранитах и аплитах, иногда в незначительных количествах присутствует в габбро-диоритах, диоритах и кварцевых сиенито-диоритах, где замещает темноцветные минералы, бесцветен. N_g = I,588-I,6II, N_m=I,580-I,606, N_p = I,552-I,575 (I4 опр -2V =38-44°. Состоит (в миналах) из парагонита = 2,7-4,I, фенгита - 9-20,4, ферримусковита =5-I7 и мусковита =59-83%. Химический состав мусковитов (вес.%), по Юдалевичу и др., (I97I), приведен в табл. 6 .

Таблица 6

Окисел	Двуслюдяной гранит			Биотитовый гранит		
SiO_2	46,38	46,78	54,95	46,07	45,24	45,26
TiO_2	I,35	I,50	0,93	0,50	0,I0	I,I3
Al_2O_3	3I,64	32,08	32,I7	34,29	35,62	34,64
Fe_2O_3	2,84	I,00	3,60	0,72	0,4I	I,29
FeO	0,90	0,90	0,97	I,I5	I,07	0,57
MnO	0,04	0,02	0,08	0,03	0,05	0,03
MgO	0,80	0,90	0,80	0,80	I,20	0,50
CaO	0,30	0,30	0,30	0,30	0,56	0,35
Na_2O	0,60	0,54	0,43	0,66	0,64	0,60
K_2O	I0,00	I0,00	II,50	I0,80	I0,00	I0,29
П.п.п.	5,05	5,55	5,00	5,02	5,I6	5,I6
Сумма	99,90	99,57	I00,73	I00,34	I00,05	99,82

Химический состав пород приведен в табл. 7.

Распределение акцессорных минералов в породах Темирко-бугского интрузива (Лазарев и др., I963,I966; светопреломление - по Юдалевичу и др., I97I) отражено ниже.

В гранодиоритах присутствуют (4 пробы, г/т): магнетит= =0,I-6; апатит (N_o=I,635-I,642, N_e=I,632-I,639, I8 опр.)= =32-9398, чаще I50-I700; гранат =I0-70; циркон (N_o =I,92I-I,934, N_e=I,959-I,985, II опр.) = I30-332; рутил = I,7-2,8; шеелит = до II,3; сфен (N_g =2,0I-2,045, N_m=I,897-I,922, N_p =I,890-I,9I5, 7 опр.) =40-300; торит= I30-300; монацит =I0-60 (N_g=I,859-I,866, N_m=I,798-I,80I, N_p=I,79I-I,798, 3 опр.).

Таблица 7

Окисел	Габбро и габбро-амфиболит		Габбро-диорит и диорит, 9 ан.	Сиенито диорит, 6 ан.	Кварц. диорит, 3 ан.	Грано-диорит и кварц. монцонит	
	5 ан.	4 ан.				9 ан.	3 ан.
SiO_2	50,16	54,10	56,65	59,67	60,04	68,54	69,25
TiO_2	0,91	0,72	0,76	0,63	0,63	0,36	0,22
Al_2O_3	12,10	12,80	15,09	15,44	16,46	15,90	15,31
Fe_2O_3	1,00	0,51	0,57	0,80	1,29	0,56	0,28
FeO	7,22	6,79	5,86	4,66	4,51	2,56	1,66
MnO	0,13	0,11	0,12	0,10	0,10	0,06	0,04
MgO	11,33	9,43	5,56	4,47	3,48	1,89	1,12
CaO	10,64	8,34	7,17	5,74	5.98	3,98	2,66
Na_2O	1,57	2,04	2,69	2,60	2,70	3,31	3,86
K_2O	2,08	2,79	3,14	3,44	3,16	3,83	4,34
П.п.п.	2,30	1,77	1,61	1,57	1,37	0,91	1,22
Сумма	99,51	99,40	99,22	99,10	99,73	99,68	99,95

Продолжение табл. 7

Окисел	Гранит, 5 ан	Гранодиорит и сиенодиорит		Двуслюдяной гранит		Жильный гранит, 4 ан.
		3 ан.	4 ан.	4 ан.	4 ан.	
SiO_2	72,05	69,54	69,71	73,18	72,65	73,92
TiO_2	0,20	0,32	0,35	0,14	0,19	0,04
Al_2O_3	14,85	15,59	13,35	14,55	14,75	14,70
Fe_2O_3	0,16	0,18	0,59	0,43	0,32	0,10
FeO	1,42	2,12	2,00	1,01	0,87	0,77
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,13
MgO	0,77	0,89	1,04	0,57	0,33	0,32
CaO	1,77	2,52	2,04	1,33	1,78	0,71
Na_2O	3,73	3,81	3,93	3,58	3,76	4,18
K_2O	3,72	3,65	4,02	4,41	4,18	4,14
П.п.п.	0,75	0,72	0,64	0,52	0,80	0,69
Сумма	99,60	99,32	99,71	99,75	99,72	99,74

В биотитовых гранитах (2 пр., г/т): магнетит =381,6-906,8; апатит =120-233; гранат =1,7-5,1; циркон =86,4-194; монацит = до 1,7; ортит=2-32,3; колумбит =0,64; ксенотим= = до 0,12.

В двуслюдяных лейкократовых гранитах (5 пр., г/т): магнетит = до 185,8; апатит =13,8-1546, чаще 706 (N_o=1,635-1,641; N_e =1,629-1,638, 7 опр.); гранат =172,2-564,4, до 2103 (N =1,800-1,824, 7 опр.); шпинель = 2,4-30,6 чаще 8,4; циркон =1,07-16,3; рутил =0.9-3,9; сфен = до 74,4; торит =0,04-10; монацит =0,7-14,1, чаще 5,5 (N_g =1,855 - 1,866, N_m =1,792-1,801, N_p =1,789-1,798, 6 опр.); ильменит =0,3-2,71; ортит =0-0,27; колумбит=0,07-3,9; ксенотим= =до 0,57; анатаз = 0,2-0,3.

Распределение элементов-примесей (г/т) в породах Темиркобукского интрузива (Юдалевич и др., 1969, 1971; Рабинович и др., 1963; Лазарев и др., 1963,1966; Павлов и др., 1969; г/т) приводится в табл. 8.

Распределение элементов-примесей в породообразующих и акцессорных минералах (3-31 опр. по каждому породообразующему и 1-4 опр. по каждому акцессорному минералу,г/т) приводится по данным Е.И.Крылова, 1966; И.К.Лазарева и др., 1963, 1966; А.В.Рабиновича, С.Т.Бадалова, 1971.

Биотит: N_B=10-330 чаще 60-150; Ta=6,5-45, чаще 12-28; Cu =2-90, чаще 6-21; Zr =25-500, чаще 60-200; Y =9-80,чаще 20-60; Y_B=3-25, чаще 3-6; Ga=120; Ni =8-20, чаще 6-8; Cr =60-80; V =20-500, чаще 150-500; Ba=100-800; Be=0,7-11, до 50, чаще 1-4; Pb=10-20; Zn =300-600; Sn =8-20,чаще 10.

Амфибол: Be=0,7-2; Sn =3; Cu =3-31; Ga=10-120; Ba=150; Zr =250-600; Cr =7-25; V =100-300.

Полевые шпаты: Be=1-8, чаще 2-3; Sn =3-6; N_B=8-16 ; Cu =1-8, чаще 2-5; Pb=30 (в калишпате); Ba=100-500; Sr=100-1500; Ga=50.

Кварц : Be=0,7-2; Cu =1-7, чаще 1-3; Ba=150-800; V =1-3; Ga=3-5, до 10.

Мусковит: N_B=10-250, чаще 80-160; Ta=4-9; Ga=150-250; V=10-20; Ba=100-800; Be=0,6-14, чаще 1,7-5; Pb=10; Cu =1-20; Sn =10-180, до 300; Zr =200; Y =20-40; Y_B=2-5.

Таблица 8

Элемент	Габбро (5 пр.)	Габбро-диорит и диорит (5-12 пр.)	Сиенито-диорит (5-10 пр.)	Грано-диорит (18-26 пр.)	Биотитовый гранит (30-42 пр.)	Двуслюдяной гранит (41-58 пр.)
Li	21-33	20-34	20	10-33	-	94-110
Rb	82	190	190	320	-	-
Cs	2,8-3,8	3,4-6,6	6,6	6,6	-	-
Be	1-7,2	1,4-2,1	2	1,8-2,8	2,1-3,3 до 25	2,6-7, до 40
Sr	170-400	320-600	400-720	300-370	-	-
Ba	900-2000	800-2000	400-3000	700	-	-
B	200-250	3-28	3-9 до 56	43	-	до 186
F	710	80	-	-	150-500	-
V	40-70, до 181	80-100	60-200	30-50	-	-
Cr	137-164	157-326	100-200	48-60	-	-
Co	10-29	10-30	10	7-10	-	-
Ni	30-42	10-38	20-30	17-30	-	-
Sc	3-10	2-10	10-20	0,7-0,9	-	-
ΣTR_2O_3	170-190	180	-	140	-	-
Nb	2,1	16-24	70	16-32 до 70	8-24	8-35
Ta	2,5	2,5-2,7	2,5	2,5-3,6	1,8-3,6	2,7-11,8
Th	6-12 до 19	13-40	19-21	18-20	-	-
U	0,5-3,8	1-10	0,6-0,7	0,5	-	-
Mo	1-1,5	0,5-1,2	1	0,7-1	-	0,3
W	2-7,9	8-9,5	7,9	7,9	1,4-2	1,3
Cu	10-50, до 90	10-70	20-24 до 60	2 - 17	-	-
Pb	9-17	12-24, до 60	10-30	16-24	6-47	30-80
Zn	90-110	60-90	60	45-80	30-64	37-69
Ga	16-19	10-20	10-20	19-20	-	-
Sn	5	4-5	2-8	5-10	1-6,2	10
Te	0,6-0,9	0,8-1,6	-	0,9	0,41	0,63

Магнетит: Ti=8500; Mn =466; Cu=39; Sn =250; Cr =25; V=300; Ga=80; Y= 600; Yв=200.

Ильменит: Ta=216. Апатит: Sr =200-250; Cu =14,5; Ga=3-10; Ba=300-2500. Гранат: Nв=23-197; Cu=4-20; Ga=50; Zr =30; Ta=9-27; Y =200; Yв=60. Ортит: Nв=3000, Cu=7, Zr =100, Ga=15, Cr=25, V =100, Ba=200. Сфен: Nв=30-100, Ta=135, Cu =7-50, чаще 32; La = до 100, Ce=100, Ga= 10-20, Cr =7-12, V =80-100, Ba =150-300, Zr =700-1200, Sr =100-200, Sn = 180-350, Y =500-900, Yв =50-120. Колумбит: Cu = 3, Sn =6, Zr =200, Ta= 5400.

В экзоконтактах Темиркобукского массива местами отмечаются зоны обычных приконтактовых гнейсов (кварц, биотит, мусковит, альбит-олигоклаз, кордиерит, апатит, циркон); гнейсов с вкрапленниками полевого шпата (плагиоклаза - 15-25%, биотит, мусковит, кварц); очковых мусковит-биотитовых плагиогнейсов с микроклин-пертитом; биотитовых трондьемито-гнейсов с актинолитом; амфибол-биотитовых гранитогнейсов, далее к эндоконтакту - зона роговообманково-биотитовых слабо порфирокластовых гнейсо-гранодиоритов. Мощность всех зон местами достигает 15 м.

Песчано-сланцевые отложения в экзоконтактовой полосе шириной 50-60, иногда 70-80 м превращены в мусковит-биотитовые, силлиманит-биотитовые с кордиеритом, ставролит-слюдяные, иногда с гранатом и андалузитом, гнейсы и сланцы и мусковит- и биотитсодержащие кварциты. Среди гнейсов иногда наблюдаются мигматитовые образования.

В эндоконтактах гранодиориты интенсивно гнейсифицированы.

К западной оконечности массива и его южной эндо- и экзоконтактовой зонам приурочено Чалкудукское пегматитовое поле с общей площадью около 2,0 км^2. Пегматиты содержат акцессорные включения берилла и колумбита.

Породы массива местами грейзенизированы, альбитизированы, хлоритизированы.

Темиркобукский (центральная часть) и Мадаватский интрузивы формировались в условиях мезоабиссальной фации (3,5-4 км). Глубина эрозионного среза интрузивов - 1,3-1,8 км.

Соответствует габбро-диорит-гранодиорит-гранитовому ряду формаций.

Составили В.И.Айзенштат, И.В.Белов по материалам И.Х.Хамрабаева, 1958; З.А.Юдалевича и др., 1969, 1971; Е.И.Крылова, 1966, 1973; И.М.Исамухамедова, 1955; Н.А.Лосева, 1951; А.В.Рабиновича и др., 1963; А.В.Рабиновича, С.Т.Бадалова, 1971; И.К.Лазарева и др., 1963, 1966; Р.И. Павловой и др., 1969.

50. З а р к а й н а р с к и й и н т р у з и в расположен в западной части Южно-Нуратинских гор. Он внедрился в южное крыло Нуратинской антиклинали между известняками и сланцами нижнего силура. Выход интрузива вытянут в северо-западном направлении, площадь выходов - около 170 км^2.

Интрузив, по И.М.Исамухамедову (1955), сложен породами 3 фаз интрузии: I - кварцевые диориты и гранодиориты; II - диоритовые граниты и гранодиориты; III - аляскиты и лейкократовые граниты. Э.П.Изох и др. (1971) выделяют следующие группы пород: 1) габбро-диориты и диориты, 2) кварцевые диориты, 3) роговообманково-биотитовые тоналиты и гранодиориты, 4) крупнозернистые биотитовые тоналиты, 5) мелкозернистые порфировидные адамеллиты и 6) двуслюдяные граниты.

Габбро-диориты и диориты слагают крупные блоки (ксенолиты) и представляют собой остатки кровли. Состав: зональный андезин и лабрадор, роговая обманка, небольшое количество биотита, сфен, апатит и рудный минерал.

Кварцевыми диоритами сложены отдельные блоки и многочисленные мелкие ксенолиты в тоналитах. Состав: зеленый андезин-лабрадор, роговая обманка, биотит, кварц, сфен, апатит, ортит и рудный минерал.

Тоналиты и гранодиориты слагают отдельное интрузивное тело площадью около 45 км^2 в северо-восточной части массива (Битабский массив). Породы состоят из зонального андезина, зеленой роговой обманки, биотита. Акцессорные: сфен, апатит, эпидот, ортит, магнетит. Микроклин в одних породах совершенно отсутствует, в других его 15% и более. Крупнозер-

нистые биотитовые тоналиты отличаются от предыдущих отсутствием роговой обманки.

Средний химический состав пород, вес.% (Исамухамедов, 1955; Изох, 1971) дан в таблице.

Окисел	Диориты, 2 ан.	Кварцевые диориты, 3 ан.	Тоналиты и гранодиориты, 12 ан.	Адамеллиты, 6 ан.	Граниты, 14 ан.	Граниты лейкократовые, 7 ан.
SiO_2	52,57	62,20	66,60	68,93	71,35	74,14
TiO_2	0,78	0,59	0,44	0,36	0,22	0,11
Al_2O_3	19,11	17,74	16,12	15,43	14,75	13,31
Fe_2O_3	2,96	1,83	1,23	0,99	1,00	1,07
FeO	3,39	2,82	2,10	1,69	0,98	1,10
MnO	0,07	0,08	0,06	0,05	0,03	0,04
MgO	2,90	1,75	1,28	0,86	0,55	0,22
CaO	6,92	4,43	3,44	2,86	2,36	1,94
Na_2O	6,18	5,36	4,45	4,10	3,54	3,92
K_2O	1,66	1,93	2,98	3.45	4,29	3,80
H_2O	0,20	0,07	0,09	0,12	0,04	0,07
П.п.п.	2,52	0,93	0,85	0,94	0,65	0,28
P_2O_5	0,45	0,28	0,16	0,15	0,04	0,06
SO_3	0,16	-	-	-	-	-
CO_2	1,18	-	-	-	-	-
С у м м а	100,26	100,02	99,80	99,93	99,80	100,06

Мелкозернистыми порфировидными адамеллитами сложено отдельное интрузивное тело в юго-восточной части массива. В этих породах широко развиты вкрапленники микроклина размером 0,5-1,0 см.

Двуслюдяные граниты образуют многочисленные дайки мощностью 2-3 м, секущие все описанные породы. Состав породы: микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит и гранат. В связи с этими породами отмечаются жилы пегматитов с крупными кристаллами мусковита и граната. Интрузив формировался в условиях мезоабиссальной фации на глубине около 5 км. Он относится к габбро-диорит-гранодиорит-гранитовому формационному ряду.

Составил И.В.Белов по материалам Е.И.Барковской, Э.С. Сорокина и др., 1965; Э.П.Изоха, А.П.Пономарева, И.В.Мушкина, М.В.Сухина, Г.Д.Шмулевич, К.К.Пяткова и И.А.Пяновской, 1971; И.М. Исамухамедова, 1955.

51. А к т а у с к и й и н т р у з и в - один из куполов Нуратинского плутона. Он приурочен к осевой части крупной антиклинали, сложенной осадочно-метаморфическими породами. В основании разреза этой толщи лежат кристаллические сланцы разного состава, перекрывающиеся мраморизованными известняками. Выход массива в плане имеет сильно вытянутую эллипсоидальную форму с пережимом в середине. Массив протягивается в северо-западном направлении на 70 км при ширине 4-5 км. Площадь выходов на современном эрозионном срезе около 260 км^2. В юго-западной части, в небольшом удалении от главного массива располагаются 2 небольшие апофизы: Янгаклинская - 20 км^2 и Халбашинская - 18 км^2.

Абсолютный возраст пород Актауского массива в пределах 255-272 млн.лет, что соответствует нижней перми - верхнему карбону.

В строении Актауского массива принимают участие кварцевые диориты (I фаза), биотитовые граниты (II фаза), аляскиты (III фаза) и жильные образования - пегматиты, гранит-аплиты.

Кварцевые диориты представлены темно-серыми равномерно- и тонкозернистыми породами, приуроченными к периферическим частям массива в виде полосы шириной 100-200 м и протяженностью до 3 км. Площадь выходов 27 км^2. Вблизи контакта с вмещающими осадочно-метаморфическими породами они приобретают порфировидную структуру, которая с глубиной и по мере удаления от контакта внутрь массива исчезает. Минеральный состав (об.%) пород массива приведен ниже:

Минерал	Кварцевый диорит	Биотитовый гранит	Лейкогранит и аляскит
Плагиоклаз	60-65	35-40	5-10
Калишпат	1,6-6,0	30-35	55-60
Кварц	15-20	25-30	30-36
Биотит	18-22	8-12	1-2
Роговая обманка	10-15	1	1

Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Биотитовые граниты, прорывающие кварцевые диориты, занимают площадь около 200 км^2. Среди биотитовых гранитов отмечаются биотитовые адамеллиты, гранодиориты и их амфибол-биотитовые и двуслюдяные (биотит-мусковитовые) разности с различной степенью порфировидности. Биотитовые граниты занимают центральную часть массива, к контакту и к апикальным частям они переходят в перечисленные разности, часто приобретая порфировидную структуру. Порфировидными биотитовыми гранитами сложена внутренняя часть Халбашинского массива.

Двуслюдяные граниты являются метасоматически измененной разностью биотитовых гранитов. Биотитовые граниты представлены равномернозернистыми и порфировидными (в апикальной части) породами гипидиоморфнозернистой структуры. Сложены калиевым полевым шпатом - микроклином (32-38%), плагиоклазом 20-25% Ан . (28-32%), кварцем (27-30%), биотитом (6-8%), акцессорными минералами (0,1-0,8%). Вторичные минералы - хлорит, мусковит, серицит, сагенит, сфен, гематит, эпидот, цоизит и кальцит.

Порфировидные выделения гранитов представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, размеры которых колеблются в пределах 1, реже 2-3 см. Их количество резко возрастает в приконтактовых частях интрузива, где породы по составу приближаются к адамеллиту и гранодиориту. Здесь присутствует множество ксенолитов сланцев размером до 0,5 м, часто превращенных в порфировидные гранодиориты.

Эндоконтактовая зона биотитовых гранитов представлена адамеллитами и гранодиоритами. Сужается она на контакте с кварцевыми диоритами и расширяется (до 50-100 м) вблизи осадочно-метаморфической толщи.

Янгаклинский массив полностью сложен породами гранодиорит-адамеллитового состава. Этот массив большей частью контактирует с мраморизованными известняками и под ними (западный склон Лянгарсая) сочленяется с Актауским массивом. Минеральный состав гранодиорит-адамеллитов: плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит, реже амфибол. Акцессорные минералы: сфен, ортит, апатит, циркон, магнетит.

Амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты характерны для восточной части Актауского массива. Амфибол появляется в апикальных частях массивов.

Лейкократовые граниты представлены мелкозернистыми плотными породами. Состоят они из микроклина, плагиоклаза, кварца, мусковита и биотита. Из акцессорных минералов характерен гранат, монацит, ксенотим, циркон, титано-танталониобаты. Структура пород гипидиоморфнозернистая и микрографическая.

Жильные гранит-аплиты развиты главным образом в западной части Актауского массива (окрестности пос. Лянгар). Мощность жил 0,1-0,5 м. Минеральный состав их такой же, как у лейкократовых гранитов.

Пегматиты развиты в западной части массива. Они представлены линзами, жилами, гнездами и телами неправильной формы. Пегматиты состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, мусковита и редко биотита. Из акцессорных минералов преобладают гранат, бломстрандин, ильменорутил, колумбит, танталит, монацит, ксенотим, ильменит, магнетит, ортит, апатит и сфен. По минеральному составу пегматиты разделяются на кварц-полевошпатовые с акцессорными танталониобатами и редкоземельными минералами; кварц-полевошпат-турмалиновые с апатитом и гранатом и кварц-полевошпатовые с акцессорным бериллом, танталониобатами и ортитом.

Химический состав (вес.%) породообразующих и содержание (г/т) акцессорных минералов даны в табл. 1,2.

Плагиоклаз в кварцевых диоритах присутствует в виде мелких табличек в главной массе пород, иногда образует фенокристаллы. Зональность четкая, число зон достигает 5-6. Состав меняется от лабрадора (до 52% Ан, $+2V = 84^{\circ}$) в ядре, до андезина (30-38% Ан, $-2V = 62-88^{\circ}$) по периферии и в средних зонах. Двойникование по $\perp (010)$, реже – по [001] и $\frac{\perp [100]}{(010)}$ (10 опр. на столике Федорова). В биотитовых гранитах присутствует также зональный олигоклаз; состав его от 18-19% Ан (периферия) до 24-26% Ан (ядро), $2V$ обычно отрицательный ($82-86^{\circ}$). Закон двойникования $\frac{[001]}{(010)}$ (5 замеров на столике Федорова).

Таблица I

Окисел	Биотит		Амфибол			Микроклин	Мусковит
	I(I)	2(II)	I(I)	2(4)	3(5)	4(2)	3(5)
SiO_2	39,20	37,22	43,88	42,71	45,61	65,32	45,50
TiO_2	2,76	2,94	I,42	2,59	-	-	-
Al_2O_3	I5,70	I6,69	I0,48	8,49	33,94	I9,44	33,40
Fe_2O_3	I,67	3,85	6,62	5,86	4,78	-	4,98
FeO	I5,84	I9,09	I4,40	I4,43	0,80	0,79	0,80
MnO	0,I4	0,45	0,50	0,5I	-	-	-
MgO	II,30	6,96	8,79	9,85	I,02	0,83	I,02
CaO	6,20	I,85	II,00	II,87	-	-	-
Na_2O	0,6I	0,46	0,95	0,96	0,78	2,45	0,78
K_2O	6,29	7,78	I,23	I,88	9,23	II,56	9,24
H_2O	2,00	I,97	0,65	0,80	3,86	-	3,86
P_2O_5	-	0,25	0,07	0,09	-	-	-
Сумма	99,70	99,4I	99,85	I00,I3	I00,02	I00,39	99,8I
N_g=N_m	I,640	I,65I-I,67I	-	I,685	-	-	-
N_p	-	-	-	I,666	-	-	-

Примечание. I - кварцевые диориты, 2 - гранодиориты и биотитовые граниты, 3 - лейкократовые граниты, 4 - пегматиты. В скобках количество анализов.

В аляскитовых гранитах зональность плагиоклаза выражена слабо. Состав его отвечает (по данным 5 опр. на столике Федорова) альбит-олигоклазу (I0-I4% Ан) с $+2V = 84-85^{\circ}$.

Калинатровый полевой шпат представлен в большинстве зерен нерешетчатым микроклином и пятнисто-угасающим микроклин-пертитом с $-2V = 86^{\circ}$, $\angle N_m : P\perp[001] = I2^{\circ}$. В биотитовых гранитах у некоторых зерен микроклина отчетливо выражено решетчатое двойникование. Близок к максимальному микроклину с $-2V = 76-84^{\circ}$, до 88°, $\angle Nm : P\perp[001] = I4-I9^{\circ}$.

Решетчатый максимальный микроклин-пертит и несдвойникованный микроклин из аляскитовых гранитов характеризуются $-2V = 88^{\circ}$, $\angle Nm : P\perp[001] = I0-I8^{\circ}$.

Биотит в гранитоидах бывает двух генераций: раннемагматической, образовавшейся в начале кристаллизации главной массы породы, и позднемагматической, оформировавшейся после кристаллизации К-Na полевого шпата.

Биотит характеризуется обилием пойкилитовых включений акцессорных минералов (сфен, ортит, монацит, ксенотим и др.). Плеохроизм слюд резкий: N_g -темно-бурый, буро-коричневый, N_p-светло-желтый. По величине светопреломления ($N_g = N_m =$ =I,640-I,67I, чаще I,655-I,67I) биотиты могут быть отнесены к лепидомеланам (Трегер, I968). Химический состав и светопреломление биотитов из гранитоидов Актауского интрузива приведены в табл.I. Химизм слюд позволяет отнести их к аннит-флогопитовой серии с преобладанием аннита (аннит: флогопит = (57-75) : (25-43).

Выделяются и вторичные, метасоматические биотиты (в кварцевых диоритах и др.), характеризующиеся более светлой окраской, пониженным светопреломлением и отсутствием включений акцессорных минералов. Биотит замещается мусковитом, хлоритом, нередко с выделением позднего магнетита, сфена, монацита и рутила.

Роговая обманка (обыкновенная) наиболее характерна для пород краевых частей интрузива - гранодиоритов и кварцевых диоритов. Плеохроизм отчетливый : N_g - густо-зеленый, N_p-светло-зеленый. $C:N_g = I3-23^o$, $-2V=68-72^o$, $N_g = I,682-I,688$, $N_p=I,660-I,673$. Общая железистость роговых обманок (Соболев, I950) - 52-58%.

Клинопироксен установлен в кварцевых диоритах, реже в гранодиоритах (I-2%), вблизи скарновых тел.

Мусковит наиболее распространен среди метасоматических образований, главным образом в лейкократовых и двуслюдяных гранитоидах и пегматитах. В лейкократовых гранитах он образует скопления в виде пятен, гнезд и полос. Характерная особенность мусковитов Актауского массива - низкое содержание фтора (0,5-0,6%). Магнетит представлен двумя генерациями - магматической и метасоматической. Последняя характеризуется пониженной микротвердостью и содержанием FeO по сравнению с магматической. Для магнетитов обеих генераций харак-

терно присутствие TiO_2 (0,5-0,6%). Ильменит установлен во всех типах пород Актауского массива. В нем имеются Nb_2O_5 -0,13%; Ta_2O_5 - 0,05%.

Минералы группы тантало-ниобатов (бломстрандин, ильменорутил, колумбит, танталит) широко распространены в пегматитах и лейкократовых гранитах Актауского массива, где они ассоциируют с монацитом и ксенотимом. В лейкократовых гранитах и пегматитах приконтактовой части интрузива в большинстве случаев они представлены ильменорутилом, а по мере удаления к центру интрузива ильменорутил сменяется колумбитом и танталитом.

Циркон в гранитоидах Актауского массива бывает двух разновидностей: прозрачно-призматический непостоянной окраски и непрозрачно-дипирамидальный кофейно-коричневого цвета. Последняя разновидность присутствует исключительно в лейкократовых гранитах и пегматитах и обогащена Th, U, TR, Nb, Ta.

Гранаты в кварцевых диоритах и гранодиоритах представлены гроссуляром, а в лейкократовых гранитах, пегматитах и гранит-аплитах - спессартин-альмандином. Последний обладает высокой железистостью - 93%.

Турмалин присутствует только в пегматитах и гранит-аплитах в некоторых контактовых участках Актауского массива. Вмещающие породы пегматитов - слюдистые сланцы с турмалином. В удалении от контакта на 50-100 м внутрь массива турмалин, как правило, исчезает. По химическому составу он относится к более железистым разностям.

Монацит и ксенотим в породах Актауского массива присутствуют в биотитовых гранитах, лейкократовых гранитах и пегматитах. Среди них установлены магматическая и метасоматическая разновидности. Последняя обладает пониженным содержанием Th, V, Gd, Pr, Ce по сравнению с магматической разностью.

При переходе от пород ранних фаз интрузии к поздним размеры кристаллов апатита укрупняются, длина кристаллов призмы укорачивается. Большее содержание апатитов характерно для гранитоидов ран-

них фаз и краевых частей интрузива. По химическому составу они отнесены к фтор-апатиту.

Таблица 2

Минерал	Кварцевые диориты, 7 пр.	Гранодиориты, 50 пр.	Биотитовые граниты, 45 пр.	Лейкократовые граниты, 33 пр.	Гранит-аплиты, 16 пр.	Пегматиты, 16 пр.
Магнетит	I836	I565	22I4	I640	I34	II28
Ильменит	4857	825	9I	94	39	97
Рутил	-	-	0I	3	I20	53
Пирит	-	27	28	6I	I3	34
Апатит	560	253	27I	86	5I	28
Сфен	I7I0	924	I6	75	I59	93
Ортит	82	67	57	46	7I	I7
Иттроортит	-	-	-	22	-	I9
Монацит	-	-	55	8I	75	99
Ксенотим	-	-	I3	50	I8	73
Бломстрандин	-	-	I	30	9	75
Циркон	27	I67	I0I	I9	I5	254
Наэгит	-	-	-	I77	2I	209
Гранат	26	50	-	388	I240	7763
Турмалин	-	-	-	-	-	90

Химический состав гранитоидов приведен в табл. 4.

Среднее содержание связанной воды по типам пород: кварцевые диориты - 2,5; биотитовые граниты - 2,I; лейкократовые граниты - I,3-I,4; средневзвешенное содержание воды по массиву - 2,5%.

Геохимическая характеристика пород и минералов приведена в табл. 3,5.

В Актауском массиве известны следующие проявления постмагматической минерализации: скарново-редкометальная (шеелит, молибденит); кварц-золото-арсенопирит-шеелитовая; кварц-полевошпатовая (пегматиты и мусковитизированные граниты). Минерализация размещается в экзо-эндоконтактовой

Таблица 3

Порода и минерал	Li	Rb	Cs	Tl	Be	Sn	Mo	W	Pb	Zn	Cu	Ga	Ge	Nb	Ta	ΣTR_2O_3	U	Th
Кварцевые диориты	0,0018	0,0130	=	0,00002	0,00023	0,00027	0,00016	0,0016	0,006	0,026	0,0043	0,002	0,00012	0,00003	0,00004	0,13	0,00039	0,0012
Гранодиориты	0,0019	0,0160	0,00016	0,00003	0,0002	0,00031	0,00048	0,0022	0,020	0,0104	0,0035	0,003	0,00013	0,00064	0,00015	-	0,00034	0,00196
Биотитовые граниты		0,0197	0,00055	0,00006	0,00035		0,00019	0,00122	0,006	0,237	0,0026	0,003	0,0003	0,00013	0,00019	0,13	0,00055	0,0019
Лейкократовые граниты	0,0028	0,0290	0,0015	0,00008	0,00054	0,00018	0,00024	0,0013	0,010	0,00225	0,0026	0,004	0,00012	0,0044	0,00016	0,12	0,00056	0,00284
Гранит-аплиты	0,002	0,0167	=	0,00006	0,0016	-	-	-	0,004	0,0085	0,0043	0,0036	-	-	-	0,049	0,00057	0,0029
Пегматиты	0,003	0,0188	=	0,00008	0,00052	-	-	-	0,006	0,002	0,0032	0,0033	0,0013	-	-	0,20	0,029	0,007
Гранодиорит-порфиры	-	-	-	-	0,00013													
Биотит	0,009-0,02	0,03-0,2	0,001-0,01	0,0001-0,001	-	-	-	-	0,020	0,005	0,006	-	0,0007	-	-	-	-	-
Амфибол	0,001-0,002	0,01-0,002	0,001	0,001	0,0007	0,0016-0,005	= 0,00053	сл.	0,001-0,004	0,002-0,004	0,003-0,009	=	=	0,007-0,008	0,001-0,016	0,01-0,34	0,0017	0,012
Полевой шпат	сл.-0,002	0,005-0,2	0,004-0,01	0,0004-0,004	0,0054-0,0011	0,0016-0,0022	= 0,00053	-	-	0,06	0,006	0,001	=	0,004-0,007	0,0024-0,0081	0,08-0,16	-	-
Мусковит	0,01-0,03	0,1-0,2	0,003-0,009	0,0002	0,01	-	=	0,0-0,00063	0,04	0,003-0,04	0,004-0,009	0,00003	0,00008	=	=	0,07-0,15	-	-
						0,014-0,044	=	0,00024-0,0008	-	0,007	0,003	сл.	0,0001	0,007-0,028	0,0033-0,0074	0,14-0,35	-	-

полосе, западной половине Актауского массива. Практическое значение имеет скарново-редкометальная (W,Mo) и кварц-полевошпатовая (керамическое сырье) минерализации. Первая образует Лянгарское месторождение.

Таблица 4

Окисел	Кварцевые диориты, 15 ан.	Биотитовые граниты, 29 ан.	Лейкократовые граниты, 25 ан.	Пегматиты, 5 ан.	Средневзвешенный состав
SiO_2	61,34	71,14	73,51	69,87	68,27
TiO_2	0,48	0,19	0,11	0,09	0,21
Al_2O_3	17,46	14,84	14,46	16,49	15,98
Fe_2O_3	1,90	0,97	0,63	1,23	1,51
FeO	4,37	1,75	0,92	1,12	2,75
MnO	0,09	0,06	0,02	0,08	-
MgO	2,90	0,71	0,44	1,47	1,68
CaO	6,40	2,19	1,68	3,16	3,60
BaO	0,02	0,01	0,01	-	-
Na_2O	2,95	3,16	3,31	2,76	3,43
K_2O	1,88	3,96	4,15	2,86	2,57
P_2O_5	0,28	0,09	0,02	0,06	-
П.п.п.	0,93	0,43	0,43	0,14	-
SO_3	0,15	0,01	0,02	-	-
CO_2	-	-	0,02	-	-
F_2	0,01		-	0,75	-
H_2O	0,06	0,02	0,11	-	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Скарны приурочены к области контактов массива с осадочно-метаморфическими породами. Они протягиваются прерывистой цепью вдоль контакта западной оконечности Актауского массива с известняками и отчасти со сланцами. Полоса имеет протяженность свыше 6 км. Мощность скарновых тел варьирует от 1-2 см до 30-40 м, но в большинстве случаев не превышает 1-2 м. Скарны образовались как по известнякам, доломитам, сланцам и роговикам (экзоскарны), так и по кварцевым диоритам, биотитовым и лейкократовым

Таблица 5

Минерал	Ce	La	Pr	Nd	Sm
Монацит	I9-28	6,2-9,6	3,3-5,7	9,6-II,2	I,7-4,6
Ортит	9,3-I6,0	3,2-7,7	0,8-I,9	2,6-3,5	0,3-0,5
Апатит	0,I-0,6	0,I-0,3	0,I	0,I-0,4	0,I
Циркон	0,I-0,4	0,I-0,2	0,I	0,3	0,I
Сфен	0,2	0,I-0,4	=	0,I	=
Бломстрандин	I,3	0,5	=	0,3	0,2
Танталониобаты	0,5-I,0	0,2-0,4	0,I	0,3-0,I	0,2

Продолжение табл. 5

Минерал	Y	Eu	Gd	Tb	Dy
Монацит	I,7-9,8	0,I-0,2	I,3-I,8	0,2-0,3	2,4-4,2
Ортит	0,I2	=	0,I-0,2	=	0,3
Апатит	0,0I-0,6	=	0,I	=	0,I
Циркон	0,07-0,I	=	0,I	0,I	0,I
Сфен	=	=	=	=	=
Бломстрандин	8,9	=	3,6	0,I	2,6
Танталониобаты	0,0I	=	0,I	=	0,I

Продолжение табл. 5

Минерал	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
Монацит	0,I-0,5	0,5-I,4	0,I	0,5-I,4	0,I
Ортит	=	=	=	=	=
Апатит	=	=	=	0,I	=
Циркон	=	=	=	0,I	=
Сфен	=	=	=	=	=
Бломстрандин	0,I	I,I	0,I	0,8	=
Танталониобаты	=	=	=	=	=

Продолжение табл. 5

Минерал	Nb	Ta	Hf	U	Th
Монацит	0,0I-0,02	=	=	=	5,3-I0,3
Ортит	=	=	=	=	0,0I-0,4
Апатит	=	=	=	0,0I-0,02	0,0I
Циркон	0,0I-0,05	-	0,9-I,6	I,2	0,5-2,3
Сфен	0,04-0,2	=	=	=	=
Бломстрандин	I6,7	I,8	=	I0,8	I,33
Танталониобаты	29-32	0,6- I0	=	=	=

Примечание. (=) означает, что содержание элемента ниже предела чувствительности метода анализа.

гранитам и гранодиоритам. По минеральному составу скарны делятся на пироксен-гранатовые, гранат-везувиановые, кварц-гранат-пироксеновые, амфибол-эпидотовые, амфибол-слюдяные и волластонитовые.

Автометасоматические изменения пород Актауского массива представлены альбитизацией, пертитизацией, серицитизацией, мусковитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией породообразующих минералов массива. Продукты такого автометасоматоза (апограниты) служат объектом добычи керамического сырья.

С интрузивом связаны кварцевые жилы с арсенопиритом, пиритом, золотом и реже - шеелитом.

Актауский интрузив формировался в условиях мезоабиссальной фации на глубине 3,3-3,7 км. Глубина эрозионного среза не превышает 0,8 км. Интрузив относится к кварц-диорит-гранитовому формационному ряду.

Составили П.Т.Азимов, И.В.Белов по материалам П.Т.Азимова (1967).

52. К а р а т а у с к и й и н т р у з и в расположен на южном склоне гор Каратау (юго-западные отроги Южного Нуратау). Он сложен кварцевыми диоритами, крупнозернистыми биотитовыми и среднезернистыми порфировидными гранитами (преобладают), лейкократовыми гранитами. Вмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, сланцами, известняками и кислыми туфами нижнего палеозоя (S_1).

Интрузив перекрывают терригенные, карбонатно-терригенные отложения верхнего мела и палеогена.

Абсолютный возраст, определенный по биотиту (из порфировидных гранитов К-Ar методом) в лаборатории ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева АН УзССР Ф.А.Аскаровым, равен 270 ± 11 млн. лет, что соответствует верхнему карбону - нижней перми.

Каратауский интрузив приурочен к Северо-Зарафшанскому региональному разлому и вытянут вдоль него на 55 км в северо-западном направлении. Ширина его изменяется от 5 до 20 км. Форма массива под Mz - Kz отложениями по геофизическим данным близка к равностороннему треугольнику со сгла-

женными углами, площадью в 660 км^2. На современном эрозионном срезе массив имеет площадь выходов 165 км^2.

Кварцевые диориты встречаются в виде самостоятельных тел вдоль северного экзоконтакта биотитовых гранитов. Они прорывают песчано-сланцевую толщу нижнего силура. Азимут падения контактов тела размером 60 х 200 м, обнажающегося на правом борту р.Кара-мечеть - 20°, угол падения-70°. Простирание хорошо выраженной в эндоконтактах гнейсовидной текстуры - ВЮВ (100-120°).

Кварцевые диориты серовато-зеленые, мелко- и среднезернистые гнейсовидные породы. Состоят из плагиоклаза с 35-40% Ан (50%), роговой обманки (18%), биотита (9%), калишпата (6%), кварца (15%), акцессорных минералов (2%) - апатита, флюорита, рудных минералов.

Биотитовые граниты слагают большую часть площади выходов Каратауского интрузива. Это серые крупнозернистые, нередко порфировидные породы, содержащие крупные (до 6 см длиной) фенокристы микроклин-пертита. Главная масса пород гипидиоморфнозернистой структуры состоит из биотита (6,2%), плагиоклаза с 29-33% Ан (32,7%), калишпата (23,7%), кварца (36,4%), акцессорных минералов (1%) - апатита, циркона, монацита, флюорита.

Лейкократовые граниты слагают небольшой (0,6 км^2) шток в междуречье Карангул-Гурруляук, а также многочисленные дайки, приуроченные к южной части выходов биотитовых гранитов (район селения Аксакалата). Азимут падения даек, в основном, 160° ∠ 85°, мощность от 0,2 до 10, редко 60 м. Протяженность от первых десятков метров до 1,5 км. Приурочены к разломам и трещинам в биотитовых гранитах.

Лейкократовые граниты светло-серого, розовато-серого цвета, массивные, среднезернистые, аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, иногда порфировидные.

В порфировидных выделениях - микроклин-пертит (до 1 см) Главная масса состоит из плагиоклаза с 8-10% Ан (37,2%), калишпата (27,4%), кварца (30,9%), биотита (0,5%), мусковита (2,6%), акцессорных минералов (1,4%) - апатита, циркона, турмалина.

Среди жильных пород выделяются мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты, аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры. Наибольшее развитие схизолитов наблюдается в приконтактовых частях интрузива в виде линзообразных, часто пологопадающих дайкообразных тел. Наряду с ними в пределах массива и в экзоконтактовых роговиках большое распространение получили кварц-турмалиновые и кварцевые жилы.

Гранит-порфиры прослеживаются на 4,5 км в восточной части интрузива по левому борту реки Курай, а по борту р. Аксакалата - от Яилма до к. Алищек на 8 км. Мощность даек от 6-8 до 12-15 м. В экзоконтактовой зоне биотитовых гранитов дайки прослеживаются на 200 м при мощности 9-10 м. Азимут падения контактов 160°-170°, ∠ 60°- 90°.

Гранит-порфиры темно-серые, серые, массивные. Вкрапленники состоят из плагиоклаза (34% Ан), биотита, кварца, амфибола, микроклина. Основная масса (75%) обладает микрогранитовой структурой и состоит из биотита (8,3%), плагиоклаза (33,8%), калишпата (30,2%), кварца (26,7%), акцессорных минералов (1%) - апатита, циркона, монацита.

Лампрофиры в пределах интрузива представлены спессартитами. Дайки их прослеживаются в восточной и западной частях от десятков метров до 1,5 км по азимуту СВ 20-30°∠ 60-70°. Мощность по простиранию изменчивая - 0,5 - 2 м.

Спессартиты темно-зеленые, массивные, порфировые. Структура основной массы панидиоморфнозернистая.

Вкрапленники состоят из плагиоклаза (41% Ан) и амфибола. В составе основной массы - амфибол (11,8%), биотит (22,8%), плагиоклаз (45% Ан, 55,9%), калишпат (3,4), кварц (5,3%), акцессорные (0,8%) - апатит, рудный минерал.

В гранитоидах интрузива плагиоклаз образует таблитчатые, реже изометричные зерна размером 2-6 мм, нередко с включениями зерен флюорита, апатита и редко сфена. От кварцевых диоритов к лейкократовым гранитам натровость его повышается: в кварцевом диорите (40% Ан), $2V = +84$, $\frac{\perp[100]}{(010)}$; в биотитовом граните - 29% Ан; $2V = \pm 90$, $\frac{\perp[100]}{(010)}$; в лейкократовом граните 9% Ан, $2V = +78$, $\perp(010)$.

Калинатровый полевой шпат содержит большое количество включений плагиоклаза, биотита. По структурно-оптическим свойствам относится к промежуточному микроклин-пертиту (биотитовый гранит, пр. № 35, $Or_{51,7}$ $Аб_{48,3}$, $\Delta p=0,5$ - $2V=70^{0}$).

Кварц представлен ксеноморфными зернами среднего размера, часто с волнистым угасанием. Более крупные зерна имеют включения полевых шпатов, биотита.

Биотит образует широкие таблички, удлиненные листочки, чешуйки, сростки (0,2 - 7 мм). В него включены кристаллы циркона, апатита, монацита, сфена. Плеохроирует от красно-бурого (N_g) до соломенно-желтого (N_p).

Роговая обманка в удлиненных кристаллах хлоритизирована, замещается биотитом.

В породах интрузива установлено 27 акцессорных минералов. Из них наиболее распространенные апатит, циркон, монацит, ксенотим, оранжит, фергусонит, гадолинит, гранат, пирит, флюорит, турмалин (табл. I). В эндоконтактах наблюдается больше монацита, оранжита, ильменита, турмалина, а в центральных частях - апатита, ксенотима, циркона, флюорита.

Химический состав главных типов пород массива представлен в табл. 2.

Спектральными и химическими анализами в гранитоидах Каратауского интрузива установлены следующие элементы-примеси по В. Ахунджанову (г/т).

Таблица I

Минерал	Биотитовый гранит, г/т	Двуслюдяной (лейкократовый) гранит, г/т	Биотитовый гранит, г/т	Двуслюдяной (лейкократовый) гранит, г/т	Кварцевый диорит, г/т	Биотитовый гранит, г/т	Лейкократовый гранит, г/т
I	2	3	4	5	6	7	8
	Лазарев и др. (1966)		Шмулевич (1967)		Ахунджанов (1974)*		
Апатит	42-346	35-155	41,0-309,0	14,0	53,8	Ед.зн. -171,0	15,2-53,0

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6	7	8
Циркон	40-202	8-I9	2,5--I27,56	7,0	2,2	5,I-46,9	Ед.зн.--4,0
Монацит	40-I06	60			Ед.зн.	5,I-5I,2	Ед.зн.
Ксенотим	I6-I73	4,22				Ед.зн.--30,2	Ед.зн.
Оранжит	8	-					
Фергусонит	0,03	0,48-3,20					
Гадолинит	Ед.зн.	I9-404					
Гранат	До 20-30	95					
Пирит	Ед.зн.-3	Ед.зн.-I,50			Ед.зн.	Ед.зн.	Ед.зн.
Ильменит	7-5II	0,22-32			I0I4	Ед.зн.--64,0	Ед.зн.--24,3
Сфен	0,0I-0,09	0,02-2,30	0,0I4; I,0	-	Ед.зн.	Ед.зн.	
Рутил	-	0,I6-0,36			Ед.зн.	Ед.зн.	Ед.зн.
Анатаз	0,I3-0,72	5			Ед.зн.	Ед.зн.	Ед.зн.--0,7
Шеелит	0,05-2,I4	0,03-I2					
Флюорит	3,24 --I45,68	6I				0,5-96,7	Ед.зн.
Турмалин	I4-442	0,6-645,3				Ед.зн.-II,7	280-2938
Арсенопирит	0,0I-0,23	-			Ед.зн.	Ед.зн.--4,0	Ед.зн.
Базовисмутин	0,03	I,26					
Брукит	Ед.зн.	-					
Галенит	2,7	-			Ед.зн.	Ед.зн.	Ед.зн.--2,I
Золото сам.	0,04-0,35	-					
Касситерит	6,4	25					
Молибденит	0,03-0,54	-					
Торит-оранжит	До 8,6	6,3					
Пирротин	Ед.зн.	-					
Халькопирит	0,09-0,6	-				Ед.зн.--0,5	Ед.зн.
Шпинель	0,55	-					

* Магнетит установлен в постмагматически измененных гранитоидах в количестве 97-264 г/т.

Таблица 2

Компонент, вес.%	Порода		
	кварцевый диорит (I)	*	биотитовый гранит (I9)	лейкократовый гранит (I2)
SiO_2	64,9I		73,59	74,I6
TiO_2	0,85		0,24	0,I5
Al_2O_3	I3,96		I3,33	I3,77
Fe_2O_3	0,94		0,39	0,30
FeO	6,54		I,70	I,02
MnO	0,I0		0,03	0,03
MgO	I,2I		0,54	0,44
CaO	2,46		I,22	0,90
Na_2O	3,28		3,I6	3,60
K_2O	2,88		4,83	4,35
P_2O_5	0,52		0,06	0,07
H_2O	I,I2		0,06	-
CO_2	0,22		0,04	0,03
CaF_2	0,42		0,07	0,07
П.п.п.	I,78		0,78	0,93
С у м м а	99,37		I00,04	99,82

* - количество усредненных проб.

Кварцевые диориты (ср.из I0 ан.): P=I600, Ba=II50, Sr=525, V=II5, Cr=232, Ag=0,2, Cu=30, Pb=22, Zn=92, Bi=0,50, Ni=80, Co=27, W=2,8, Mo=I5, Sn=2, Be=2,2, Nb=I5, Y=35, Yb=3, Zr=250, Sc=30, Ga=I7; биотитовые граниты: Zn=45,8, Pb=40,I, Cu=II,5, Sn=7,3, W=5, Mo=I,7, Y=34,2, Yb=4,6, Be=4,I, Li=I00, B=26, F=II00; лейкократовые граниты: Zn=23,2, Pb=40, Cu=9,5, Sn=20, W=5, Be=I5, B=2I8, F=800.

В гранитоидах интрузива, по данным И.К.Лазарева и др., I966 (II-47 опр. по каждому элементу, г/т): Pb=I6-43, чаще 26,5; Zn=4-94, чаще 49; Cu=I0-24; Mo=до I; W=0,5-I9, чаще 2,2, Sn=3-I3, чаще 5-6,3; F=76,7; Y=60-80; Nb=9-I8, Ta=I,8-6,2, чаще 4,2-4,4; Be=2,I-I3, чаще 4-7.

В биотитах гранитов: Zn=600-800; Pb=10-30; Cu=10-15; Sn=80; в мусковитах - Zn=100-200; Pb=10-20, Cu =6-8, Sn=2000, W=300; в ксенотиме, цирконе Cu =10; сфене - Cu=10, Sn=10: в касситерите Cu =10, W = 100.

В породообразующих минералах гранитоидов, по данным Е.И.Крылова, 1966, И.К.Лазарева и др., 1966, содержатся (7-47 опр. по каждому элементу, г/т); полевые шпаты - Be=3,2-6, чаще 4; Li =21; Rb=400; Cs =20; Zn=100; кварц Be=1-7; Li =52; Rb-100; Cs -30; Nb-8; биотит - Be-2-30, чаще 15-25; Li -600-2000; Rb-1200; Cs -160; Sn-8-80; Pb-10-30; Zn -300-800; Ni -20; Y -200-300; Yb-3-20; Zr -300-800, чаще 660; Nb-130-650; Ta-18-36; Cu -8-30; мусковит - Pb- до 20; Zn-100-200; Ni -6; Sn-18-185; Li -600-800; Y -30-250, чаще 100; Yb-2-10; Zr -100; Nb-88-120 до 240; Ta-7-27; Be-13-40, чаще 23; Cu-4-8. В фергусоните содержится Nb=38,4; Ta=1,37; в ксенотиме (2 ан.) - Y =53,2; Th=1,21-1,3; U -1,24-1,27; Dy- 9,7-9,8; Th -0,1; Lu -0,1; Er -6,4-6,8%.

Вмещающие осадочно-метаморфические породы в пределах 300-600 м от контактов интрузива преобразованы в слюдисто-кварцевые, слюдисто-плагиоклаз-кварцевые роговики, узловатые, андалузит-кордиеритовые, слюдисто-углисто-кварцевые сланцы, в том числе с гранатом, турмалином. В непосредственном контакте интрузива прослеживается полоса гранитизации вмещающих пород мощностью до 50 м.

В эндоконтактах биотитовых гранитов заметного изменения вещественного состава не происходит, гранитоиды приобретают здесь мелкозернистый облик.

Изменения гранитоидов сводятся к следующим процессам: 1) автометаморфической альбитизации (пертитизации), мирмекитизации, мусковитизации, турмалинизации, хлоритизации; 2) позднемагматическим образованиям пегматитов, грейзенов, содержащих касситерит, окварцеванных, хлоритизированных, турмалинизированных пород, в основном вдоль северо-восточных зон нарушений с высокой концентрацией Sn, Ag, Au, Bi.

Для Каратауского массива выявлена генетическая связь с ...ым оруденением и пространственная - с золотым.

Каратауский интрузив относится к мезоабиссальной фации (2-3,5 км).

Составил Р.Ахунджанов по материалам И.К.Лазарева и др. (1966); Г.Д.Шмулевич (1967); Е.И.Крылова (1966) и составителя.

Д. ЗАРАФШАНСКИЙ ХРЕБЕТ, ЗИАЭТДИН-ЗИРАБУЛАКСКИЕ ГОРЫ

Массивы мафитов и ультрамафитов

42. К у т ч и н с к и й м а с с и в расположен на северных склонах Зирабулакских гор у киш. Кутчи. Массив размещается среди нижнесланцевой толщи района. Последняя представлена переслаиванием метаморфизованных алевролитов, алеврито-глинистых, филлитовидных углисто-глинистых, кремнистых, углисто-кремнистых, кремнисто-слюдистых сланцев, кварцитов и зеленокаменных пород ($S, \ell n - w_2$).

Серпентиниты перекрыты современными отложениями сая Кутчи. Массив прорывает нижнесилурийские отложения. Он состоит из двух крупных и нескольких мелких линз серпентинитов, расположенных кулисообразно друг к другу и конкордантно в отношении вмещающих пород. Массив тяготеет к зоне крупного регионального глубинного разлома и входит в Зирабулак-Кульджуктауский пояс основных и ультраосновных пород Узбекистана. Серпентиниты располагаются на северном крыле крупной антиклинальной структуры, ядро которой занято более поздним гранитоидным массивом.

Преимущественная форма тел массива линзообразная. Наиболее крупная восточная линза имеет размеры 500 х 100 м, западная – 350 х 60 м, пять более мелких линз имеют размеры от 20 х 3 м до 100 х 20 м и размещаются между двумя крупными линзами. Линзы вытянуты в северо-западном направлении. Элементы залегания контактных поверхностей отдельных линз: из простирания 180-210° ∠ 70-80° и согласны с залеганием вмещающих пород. Характерны явления "обтекания" контактов серпентинитов сланцеватостью вмещающих пород.

В пределах первых 10 м эндоконтактовых частей линз наблюдается псевдополосчатая структура. Эта полосчатость образуется чередованием мелких трещин, расположенных параллельно контактовой поверхности серпентинитовых тел. Аналогичная полосчатость во вмещающих породах экзоконтакта свидетельствует о том, что сам массив и вмещающие породы подвергались смятию.

Подавляющий объем массива представлен серпентинитами. Судя по реликтовым структурам, массив сложен апогарцбургитовыми серпентинитами. Наименее измененные разности представлены серпентинизированными гарцбургитом – оливин Fa_{10-12} (N_p=1,658; N_g=1,690, $2V$=+89°)-8-12%, серпентин (антигорит, реже бастит и хризотил) до 65%, бесцветный ортопироксен до 3%, актинолит N_g=1,640; N_p =1,625; $C : N_g$ =20°), 3-16% мелкозернистого магнетита. Второстепенные минералы – хлорит, тальк, карбонат, реликты клинопироксена и иддингсит. В единичных случаях (эндоконтакт наиболее крупной линзы) встречены серпентиниты, содержащие до 35% буро-зеленой роговой обманки ($N_g - N_p$= 0,025: $C : N_g$ =20-25°). В центре крупной линзы серпентинитов встречены полосчатые разности, представляющие собой чередование "пропластков" толщиной до нескольких мм существенно оливинового (свежих реликтов оливина до 25%) и существенно актинолитового состава. Общий объем двух последних разновидностей пород ничтожен. Взаимоотношения с другими разностями не изучены. Преобладающая структура серпентинизированных гарцбургитов – петельчатая. Главным автометаморфическим изменением является серпентинизация.

Средний химический состав ультрамафитов (из 5 ан.) приведен ниже:

Компонент	Апогарцбургитовый серпентинит
SiO_2	40,42
TiO_2	0,04
Al_2O_3	1,91
Cr_2O_3	0,44
Fe_2O_3	4,35
FeO	3,35
MnO	0,10
MgO	36,43
CaO	0,63
Na_2O	0,08
K_2O	0,08
H_2O^+	10,11

Компонент	Апогарцбургитовый серпентинит
H_2O-	0,63
P_2O_5	0,04
CO_2	0,88
SO_3	0,10
S	-
Ni	0,21
Co	0,01
V_2O_5	0,007
С у м м а	99,78.

Пробирно-спектральным анализом (ЦХЛ МГ УзССР) в серпентинитах массива установлено присутствие Pt -0,06, Pd -0,06, Au -0,07 - 0,10 г/т породы.

К числу экзоконтактовых изменений в связи с серпентинитами массива можно отнести некоторую гнейсированность вмещающих пород. В непосредственном контакте и вмещающие породы и серпентиниты подвергались дроблению и рассланцеванию. Мощность гнейсированных пород не превышает нескольких десятков см.

С наложенными процессами связаны, по-видимому, актинолитизация, оталькование и карбонатизация. Все эти процессы охватывают, как правило, эндоконтактовые части линз, а более мелкие из них - целиком. Кроме того, эти процессы нацело изменяют серпентиниты вдоль трещин, разбивающих весь объем массива на блоки. Последние имеют размеры от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров и угловатые до изометричных очертания. Нацело оталькованные и карбонатизированные серпентиниты встречены лишь по контакту ультрамафитов с гранито-гнейсами. Площадь обнажения оталькованных пород небольшая.

Составил Г.Г. Лихойдов

43. У л ь т р а м а ф и т о в ы е т е л а г о р К а р а т ю б е расположены на северных склонах, в экзоконтактовой части крупного гранитоидного массива. Породы размещены среди метаморфизованных песчано-слан-

цевых отложений силура (S_1). Тела частично перекрыты современными пролювиально-делювиальными отложениями. Предполагается докарбоновый возраст слагающих их ультрамафитов.

Ультрамафиты тяготеют к крыльям антиклинальной структуры, ядро которой занято Каратюбинским гранитоидным массивом. Эти породы приурочены к Зирабулак-Кульджуктаускому поясу мафитов и ультрамафитов Узбекистана.

Ультрамафиты образуют мелкие (до нескольких сотен $м^2$) линзообразные тела, размещающиеся конкордантно в отношении вмещающих их пород. Вместе с последними несут следы смятия и катаклаза. Линзы сложены серпентинизированными перидотитами. Химический состав этих пород и содержание главных элементов-примесей в них приведены ниже.

Компонент	Серпентинизированный перидотит, I ан.
SiO_2	39,80
TiO_2	0,05
Al_2O_3	I,95
Cr_2O_3	0,I5
Fe_2O_3	6,40
FeO	2,94
MnO	0,04
MgO	35,I8
CaO	0,70
Na_2O	0,2I
K_2O	0,I2
P_2O_5	0,04
CO_2	0,74
SO_3	0,I0
Ni	0,I8
Co	0,0I4
V_2O_5	0,00
С у м м а	99,27

Серпентиниты предположительно относятся к офиолитовой формации ранних этапов развития геосинклинали.

Составил Г.Г.Лихойдов

Массивы гранитоидов

53. К а р а т ю б и н с к и й п л у т о н расположен в центральной части гор Каратюбе в западном окончании Зарафшанского хребта. Он окружен Гурмакским, Аксайским, Сарыкульским, Лолабулакским и Аткамарским массивами (сателлитами). Общая площадь выхода - 1200 км^2, из них на долю собственно Каратюбинского интрузива приходится около 850 км^2.

Абсолютный возраст пород (К-Ar метод, 17 опр. в лаборатории ИГиГ АН УзССР) - 241,6-268,0 млн.лет, в среднем 261,3 ± 8,7 млн.лет.

Вмещающими породами Каратюбинского интрузива и его сателлитов служат песчаники и сланцы нижнего силура с прослоями известняков, а также известняки и доломиты верхнего силура и нижнего девона. Выше несогласно залегают глинистые сланцы с прослоями кремнистых пород, известняков, конгломератов и гравеллитов среднего карбона (Зленко, 1950).

На южных склонах гор Каратюбе в районе к.Акчева залегают небольшие выходы нерасчлененных слабометаморфизованных конгломератов, отнесенных Н.Д.Зленко к верхнему карбону-перми. В них содержатся выветрелые гальки гранитов и аляскитов, сходных с таковыми Каратюбинского плутона. Интрузив в восточной части (пер.Тахтакарача) прорывает песчаники и кварциты среднего карбона.

Каратюбинский интрузив и его сателлиты залегают в ядре крупного антиклинория и грубо согласны с его простиранием. В их составе участвуют диориты и габбро-диориты, порфировидные гранодиориты, мусковитизированные биотитовые граниты и лейкократовые граниты. По И.Х.Хамрабаеву и Н.Д.Зленко, эти породы - продукты 4 фаз интрузии.

Габброиды и диориты слагают отдельный Аткамарский выход площадью около 2 км^2. Габбро-диориты и диориты состоят из зонального лабрадора или битовнита, роговой обманки, биотита и небольшого количества микроклина и кварца; имеют место переходы в кварцевое габбро и габбро-монцониты.

Порфировидные биотитовые гранодиориты и адамеллиты состоят из зонального олигоклаза-андезина (преобладает), решетчатого микроклина, биотита, кварца, сфена, ортита, эпидота, апатита и рудного минерала.

Биотитовые и двуслюдяные граниты - мелкозернистые, прорывают все ранее описанные гранитоиды.

Двуслюдяные граниты - средне-крупнозернистые, слагают почти всю центральную часть Каратюбинского массива. Эти породы нередко гнейсовидны.

Пегматиты обогащены крупным мусковитом, содержат гранат, турмалин, ильменит, колумбит-танталит, берилл, сподумен, литиевый мусковит, касситерит и фенакит. Прерывистая полоса редкометальных пегматитов протягивается от Каратюбе до Кетменчинского массива на юге Зирабулакских гор.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфировидная, редко монцонитовая. Текстура массивная, гнейсовидная.

О природе порфировидных выделений гранодиоритов Каратюбинского интрузива существуют различные мнения:

И.В.Белов назвал эти выделения "овоидами", а порфировую структуру сравнивал со структурой рапакиви.

По И.М.Исамухамедову (1948), "фенокристы являются результатом взаимодействия магмы с ксенолитами сланцев", И.Х. Хамрабаев (1958) считает, что порфировидные выделения микроклина в гранодиоритах "произошли не путем непосредственного выделения из остывающей и контаминированной магматической системы, а являются результатом микроклинизации и возникли путем метасоматоза и собирательной кристаллизации, т.е. являются по существу порфиробластами".

Н.Д.Зленко и Г.К.Ляшенко (1954), А.Мусаев (1969) пришли к такому выводу при изучении гранитоидов Каратюбинского и Лолабулакского интрузивов.

Гнейсовидная текстура гранитоидов распространена широко. Она характерна для апофиз, периферических частей Каратюбинского интрузива, для Аксайского и частично Лолабулакского интрузивов. Обособленность гнейсовидных разностей и сильное их изменение (хлоритизация, катаклаз и местами милонитизация) дали основание И.В.Белову (1939) отнести эти разности к каледонскому циклу магматизма. Много позже (1968-1971 гг.) к этой точке зрения присоединились Э.П.Изох, Г.Д. Шмулевич, З.А.Юдалевич, принявшие раздробленные и будинированные обломки гранитоидов в известняках Аксайского массива

за гальки каледонских гранитоидов. Однако многие исследователи (Машковцев, 1924; Поярков, 1941) рассматривали гнейсовидность как результат динамометаморфизма. И.Х.Хамрабаев показал,что гнейс-гранодиориты и гнейс-граниты - продукты второй и третьей фаз интрузии, претерпевшие, в отличие от крупных интрузивов, более сильные динамические воздействия вмещающих толщ (1950-1958).

Доказательством служат следующие факты.

1. Постепенный переход гнейсированных гранодиоритов в периферии интрузива к массивно-крупнокристаллическим - в его средних частях.

2. Почти полная аналогия в их химическом и минералогическом составах.

3. Сходство жильных дериватов. Этого взгляда на генезис гнейсовидной структуры придерживаются Н.Д.Зленко,К.Н. Вендланд, Н.А.Лосев, Г.К.Ляшенко, М.С.Кучукова, Н.В.Котов и другие.

Минеральный состав гранитоидов по фазам (Исамухамедов, 1948; Крылов, 1966) приведен в табл. 1.

Таблица 1

Минерал	Диорит, кварцевый диорит, II шл.	Гранодиорит, 18 шл.	Двуслюдяной гранит, 12 шл.	Двуслюдяной лейкогранит, 8 шл.
Плагиоклаз (% Ан)	59,5-67,8 (32-50)	35,1-51,2 (30-46)	26,0-28,5 (10-25)	19,7 (5-8)
Калиевый полевой шпат	0,0-6,2	16,3-24,1	31,1-38,7	43,3
Кварц	0,0-13,3	18,8-22,0	27,3-33,1	30,0
Биотит	14,0-24,0	9,2-12,8	3,4-4,0	0,4
Амфибол	0,3-6,8	0-0,5	Мус.=2,3-5,4	Мус.=4,7
Акцессории	2,3-2,4	0,4-1,2	0,3	

Плагиоклазы в гранитоидах представлены высокоупорядоченными олигоклаз-андезинами (Δ =0,8-1), в лейкогранитах и аляскитовых гранитах присутствует низкотемпературный альбит с Δ =0,9-1. Двойникование обычно по $\perp$(010), редко $\frac{1[001]}{(010)}$.

Калинатровый полевой шпат гранитоидов представлен нерешетчатым микроклин-пертитом с $-2V=75-78^{\circ}$ (в гранодиоритах) до $78-83^{\circ}$ (в аляскитах и лейкогранитах). $\angle Nm$: $P\perp[001] = 8-10^{\circ}$, иногда до 17°. Состав 4 проб порфировидных кристаллов микроклина (с включениями ранних минералов), отобранных из гранодиоритов Г.Б.Ферштатером (1972), дал следующие вариации содержания главных петрогенных окислов (вес.%): $K_2O = 11,65-12,11$; $Na_2O=2,31-3,48$; $CaO=0,1-0,32$, что соответствует минальному составу $Or_{69-71,6}$ $Ab_{19,5-29,4}$ $An_{0,5-1,6}$.

Оптические свойства, нормативный состав и степень рентгеновской триклинности калинатровых полевых шпатов из гранитоидных пород гор Каратюбе даны в табл. 2 (по А.Мусаеву, 1969) и табл. 3 (по Г.Д.Шмулевич ,1974) .

Таблица 2

Номер образца	-2V, градус.	Показатели преломления N_g	Показатели преломления N_p	Нормативный состав	Примечание
		Диориты			
330	85	1,525	1,518	$Or_{70}Ab_{30}$	Ксенолит среди гранодиоритов
331	82	1,525	1,517	$Or_{70}Ab_{30}$	- " -
331/1	78	1,527	1,520	$Or_{65}Ab_{35}$	Из средней части ксенолита
461	84	1,522	1,517	$Or_{75}Ab_{25}$	Ксенолит среди гранодиоритов
536	88	1,523	1,517	$Or_{75}Ab_{25}$	- " -
536/1	86	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	- " -
690	72	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	Средняя часть ксенолита среди гранодиоритов
690	76	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	- " -
2024	86	-	-	$Or_{80}Ab_{20}$	Вблизи контакта кварцитов и песчаников
		Гранодиориты			
1029	72	-	-	$Or_{65}Ab_{35}$	Порфировидные гранодиориты

I029а	85	–	–	$Or_{75}Ab_{25}$	Порфировидные гранодиориты
I030	80	–	–	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
I30I	74	–	–	$Or_{70}Ab_{30}$	Серпентинизированные разности
I30Iа	82	–	–	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
I465	82	–	–	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
953	84	–	–	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
30I	80	I,522	I,5I7	$Or_{80}Ab_{20}$	Малоизмененные гранодиориты-адамеллиты
307	78	I,523	I,5I7	$Or_{80}Ab_{20}$	– " –
3I2	80	I,522	I,5I9	$Or_{80}Ab_{20}$	– " –
3I7	82	I,524	I,5I9	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
I045	76	I,527	I,522	$Or_{75}Ab_{35}$	Кварцевые сиенитодиориты
I046	72	I,525	I,520	$Or_{65}Ab_{35}$	– " –
		Биотитовые граниты			
4I7	-84	I,520	I,5I8	$Or_{80}Ab_{20}$	Малоизмененные разности
470	-84	I,520	I,5I9	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
630	-80	I,52I	I,5I8	$Or_{75}Ab_{25}$	– " –
395	-84	I,524	I,5I7	$Or_{75}Ab_{25}$	Мусковитизированный гранит
297-П	-86	I,520	I,5I6	$Or_{90}Ab_{10}$	П генерация микроклина

Химический состав микроклин-пертитов (вкрапленников) из гранитоидных пород г.Каратюбе по И.Х.Хамрабаеву (I958) (665, 697/5) и Г.Д.Шмулевич (I974) приведен в табл.4.

Моноклинные пироксены в диоритах и кварцевых диоритах имеют небольшое распространение в виде идиоморфных удлиненных призматических зерен размером до 2 мм. Появляются в основном в контаминированных разностях пород, в большинстве случаев замещаются амфиболом и биотитом. В шлифах они зеленоваты, $C:Ng=39^{\circ}$, $+2V=68^{\circ}$, $Ng=I,7I8$, $Np=I,685$.

Таблица 3

№ № обр.	Градусы 2V	(010) ⊥ N_g	(010) ⊥ N_m	Светопреломление N_g	N_p	Нормативный состав, % Ор	Аб	Степень рентгеновской триклинности, Δp	Порода
3201	80	-	I0	-	-	84,8	I5,2	0,9	Сиенит
3201а	82	-	I0-I2	I,524	I,520	66,3	33,7	0,9	"
3068а	78-82	-	I2	I,526	I,5I8	66,5	33,5	0,7	"
3095а	72	-	I0	I,523	I,520	87,0	I3,0	0,9	"
3521	78	-	I2	I,527	I,52I	79,0	2I,0	0,8	Адамеллит
3606а	8I-84	-	I4	I,528	I,523	-	-	-	Гранодиорит
3575	78-80	I6		I,526	I,52I	-	-	-	Адамеллит
3602г	80-84	I2	I3	I,528	I,523	6I,0	39,0	-	Биотитовый гранит
3603а	83	I8	I0	I,525	I,52I	74,0	26,0	0,95	Гранит биотитовый
3589а	82-84	I8	-	I,527	I,52I	74,0	26,0	0,85	Биотитовый гранит
3545а	80	I4	I2	I,527	I,52I	70,0	30,0	0,6	Двуслюдяной гранит
3522	72	I4	-	I,525	I,52I	83,0	I7,0	0,7	Двуслюдяной гранит из дайки

Состав пироксенов (табл. 5), определенный по диаграмме Л.Л. Перчука (I965), показывает, что в диоритах и кварцевых диоритах приобладает диопсидовый компонент, а в щелочных сиенитизированных разностях наблюдается значительная примесь эгириновой и частично геденбергитовой молекул.

Окисел	665 грано-диорит низ.р. Агалык	695/5 мусковитовый пегматит г. Акташ	3201а сиенит	3068а сиенит	3095а сиенит	3521 грано-диорит	711ш адамеллит
SiO_2	65,04	65,34	63,59	65,06	63,95	67,00	62,32
Al_2O_3	I8,80	I9,20	I6,66	I9,24	I8,53	I7,50	I8,75
Fe_2O_3	-	-	0,39	0,I2	0,I0	0,I2	0,06
FeO	-	-	0,45	0,0	0,20	0,0	0,86
TiO_2	-	-	0,20	0,05	0,05	0,05	0,I5
CaO	0,80	0,90	I,37	0,98	0,49	2,I	I,68
MgO	-	-	0,I0	0,3	0,I0	0,3	0,3
MnO	-	-	0,0I	0,0I	0,0I	0,03	0,0I
P_2O_5	-	-	0,0I	0,I8	0,06	0,02	0,07
K_2O	I4,80	I2,34	I0,70	I0,80	I3,I6	I0,0	I2,0
Na_2O	-	I,98	3,I9	2,75	I,85	3,I	2,9I
H_2O	-	-	0,03	0,II	0,03	0,09	0,04
SO_3	-	-	0,I	0,I	0,I	0,I	0,I
CO_2	-	-	0,22	0,2	0,II	0,I5	0,66
Сумма	99,44	99,76	99,03	99,90	98,74	I00,5	99,33

Амфиболы составляют существенную часть диоритов, кварцевых диоритов и их ощелоченных разновидностей. Представлены они в основном обыкновенной роговой обманкой, по которой развивается поздний актинолит. Часто амфиболы замещают пироксен. Плеохроизм: светло-желто-зеленый (Np), густо-коричнево-зеленый (Ng).

Оптические свойства амфиболов и содержание олова в них по Г.Д.Шмулевич (I969) даны в табл. 6.

Таблица 4

3589а грано - диориты	3606а биоти- товый гранит	3602г биоти- товый гранит	3603а гранит двуслю- дяной	3545а гранит двуслю- дяной из дайки	3522 аплито- видный гранит из дайки
66,30	65,29	66,28	65,75	66,07	65,55
I7,94	I8,5	I7,65	I8,85	I7,5	I8,40
0,I2	0,I2	0,I6	0,I2	0,I2	0,I2
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
0,7	0,7	0,7	0,7	0,56	0,98
0,3	0,3	0,3	0,28	0,3	0,5
0,0I	0,0I	0,0I	-	0,0I	-
0,I0	0,04	0,04	0,06	0,08	0,05
II,5	I2,0	II,7	I2,I	I2,I	I2,I
2,8	2,8I	3,0	2,5	3,02	2,22
0,05	0,07	0,I7	0,I0	0,I0	0,05
0,I	0,I	0,I	0,I	0,I	0,I
0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,27	0,I
I00,0	I00,0	I00,5	I00,7	I00,28	I00,3

Химический состав амфиболов (вес.%) из различных типов пород г. Каратюбе по Г.Д.Шмулевич (I974) приведен в табл.7.

Биотит присутствует в виде листочков, чешуек, плеохроирующих от темно-бурого, почти непрозрачного (Ng), до светло-коричневого (Np). $Ng = Nm$ =I,6562 - I,6535 (В.И. Айзенштат, I972), I,652 (И.Х.Хамрабаев, I958), I,640 (И.В.Белов). Химический состав слюд дан в табл. 8.

Общая железистость по оптическим данным - 46-60%, чаще 56-60% (по диаграмме В.С.Соболева, I950). Соответствует лепидомелану, по В.Е.Третеру, I968 (аннит-флогопит= 55:45),

Таблица 5

Номер образца	Место взятия	N_g	N_m	N_p	$C:N_g$	$2V$	Приведенная формула	Порода
331	Верх.р. Акбуйро	I,718	-	I,685	39°	+68°	$Эг_5Гед_{21}Ди_{74}$	Кварцевый диорит
461	Курусай	I,712	I,686	I,681	44°	+62°	$Эг_7Гед_8Ди_{85}$	
536	Верх.р. Гавхана	I,710	I,684	I,678	36°	+60°	$Эг_9Гед_{14}Ди_{77}$	Кварцевый сиенито-диорит
622	Сулат-сай	I,742	-	I,707	56°	+72°	$Эг_{27}Гед_{13}Ди_{60}$	
629	Сулат-сай	I,744	-	I,711	60	+78	$Эг_{27}Гед_{17}Ди_{56}$	

Таблица 6

Порода	К-во замеров	N_g	N_p	$C:N_g$	$2V$	Олово, г/т	Амфибол
Гнейсограниты	4	I,666	I,646	I4-I6	70-76	не опр.	Обыкновенная роговая обманка
Сиенитоиды	I4	I,700	I,683	20	42-54	52	Субщелочная роговая обманка
Сиенитоиды	5	I,667	I,649	I6	76-84	не опр.	Актинолит
Габброиды	7	I,670	I,650	I8	64-78	20	Обыкновенная роговая обманка
Гранитоиды	5	I,668	I,648	I6	66-74	24	Актинолит

Таблица 7

Компонент	Сиениты			Габброиды
	3599	3542	3028а	3543
SiO_2	45,0I	40,84	43,07	44,86
TiO_2	0,75	I,75	I,5	I,I2
Al_2O_3	8,I0	9,I5	8,79	II,24
Fe_2O_3	5,I2	6,84	6,42	5,22
FeO	I6,07	I7,42	I5,62	I4,44
MgO	7,4	5,3	7,I	7,6
MnO	0,49	0,63	0,49	0,35
CaO	I0,23	I0,93	II,I6	9,39
Na_2O	0,95	I,43	I,2I	0,82
K_2O	I,48	I,38	I,I7	2,I8
H_2O^+	2,60	2,44	2,49	2,50
H_2O^-	0,08	0,I0	0,09	0,08
CO_2	0,I0	0,05	0,05	0,II
P_2O_5	0,69	0,69	0,32	0,27
Сумма	99,60	99,58	99,67	I00,39

Таблица 9

Номер пробы	Порода	Содержание сфена, %	Кристаллическая форма	Цвет	Примеси
3606а	Биотитово-амфиболовый кварцевый диорит (пер.Тахта-Карача)	0,5-I	Мелкие продолгов. или крупн. неправильные кристаллы	Коричневатый	Zr -I% Sn-0,0I%
3600	Биотитовый порфировидный гранодиорит (пер.Тахта-Карача)	0,3-0,5	Клинообразные мелкие кристаллы	Медово-коричневый	?
394	Альбитово-кварцевая порода	I-I,5	Крупные плоские кристаллы	Коричневато-зеленоватый	La-0,I% Th-0,I%

Примечание. Результаты химического анализа сфена (вес.%) из сиенитоидов на микрозонде MS-46 фирмы "Камека" СО АН СССР по Г.Д.Шмулевич (1974): SiO_2-30,0; TiO_2-37,2; Al_2O_3-3,0; Fe_2O_3-I,37; MnO -0,44; CaO - 27,4, сумма=99,57.

Химический состав биотитов (вес.%) из гранитоидных (I958, обр. 2026, 706/4), И.Х.Хамрабаеву и др. (I972,

Номер пробы	Вес. %								
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	Ca O	Na_2O
2026	36,00	4,95	I4,36	8,I6	I4,40	сл.	I0,6I	I,90	2,90
4-к	36,30	3,00	20,I0	2,4I	I7,65	0,I0	8,64	2,00	0,40
4-э	36,82	2,86	I9,89	2,80	I8,74	0,25	8,89	0,80	0,34
706/4	42,38	I,6I	I3,54	5,20	I3,I0	0,25	7,38	4,40	I,78
I	38,86	2,25	I4,69	0,84	I9,32	0,32	8,72	I,47	0,35
2	36,73	3,00	I4,47	2,67	I8,46	0,36	8,47	I,82	0,28
3523	38,35	2,00	I4,I9	4,39	I7,I0	0,42	8,5	4,06	0,5
3	36,78	3,20	I4,86	2,I0	I7,68	0,34	8,27	I,40	0,28
I0	36,05	4,48	I6,84	3,49	I6,80	0,40	7,04	I,20	0,30
3540	40,53	2,I2	I7,23	4,I8	I6,20	0,56	4,00	I,82	0,70
32	35,68	2,20	I5,60	6,60	I5,94	0,35	8,60	2,I5	0,48
34	35,80	2,20	I9,00	3,97	I5,74	0,24	8,I5	I,00	0,46
3542	38,00	I,37	I4,3	-	24,8	0,38	8,7	0,0I	0,02

Таблица 8

пород гор Каратюбе по И.Х.Хамрабаеву
обр. 4-э, 4-к) и по Г.Д.Шмулевич (1974)

вес.%					Сумма	f, мол.%	t, мол. %	Порода и место взятия проб
K_2O	H_2O	CO_2	F	ппп.				
4,98	I,34	-	-	-	99,59	53,5	I0,00	Из пегматитовых шлиров в диоритах, пер. Тахта-Карача
7,79	I,70	-	-	-	I00,09	56,4	7,22	Кварцевый диорит
7,58	I,90	-	-	-	99,87	56,7	6,36	Порфировидный гранодиорит
3,46	5,80	-	0,30	-	99,64	57,5	4,42	- " -
8,00	2,56	I,I	-	0,54	99,58	56,45	5,28	Габбродиорит, пер.Тахта-Карача
8,I0	3,22	I,2	-	0,36	99,75	58,0	6,82	Гранодиорит, пер.Тахта-Карача
6,54	2,84	0,I0	-	-	99,47	58,2	4,85	Гранодиорит роговообманковый биотитовый, Севасай
8,20	3,96	I,I	-	0,70	99,42	56,8	7,64	Гранодиорит биотитовый, Гурмаксай
9,64	3,50	-	-	0,5I	I00,06	6I,4	I0,87	Гранит двуслюдяной, Ельсай
7,70	3,09	0,I0	-	-	98,32	74,2	6,35	Гранит биотитовый, Кучкарбулак
7,05	0,28	0,22	-	3,54	99,06	58,8	5,09	
9,22	0,20	0,22	-	2,78	99,08	37,I	5,57	
II,00	4,5	-	-	-	99,59	6I,5	2,9I	

по химизму относится к истонит-сидерофиллитовой серии с преобладанием сидерофиллита (80-85%). Нередко в биотитах диоритов, кварцевых диоритов содержатся включения рутила (сагенита) и радиоактивного ортита.

Химический состав мусковита (вес.%) из мусковитизированных биотитовых гранитов (г.Кенг-Кутан) приведен ниже.

Окисел, вес.%	345	3а
SiO_2	46,00	47,20
TiO_2	0,44	0,9I
Al_2O_3	35,96	32,96
Fe_2O_3	3,78	0,70
FeO	0,20	0,67
MgO	0,50	0,90
CaO	I,00	I,I2
Na_2O	0,32	0,68
K_2O	8,9I	I0,0
H_2O	3,00	0,36
CO_2	-	0,33
SO_3	-	0,I8
П.п.п.	-	4,84
.С у м м а	I00,II	I00,05
Автор анализа, год	А.Мусаев, I969	Г.Д.Шмулевич, I974

Из акцессорных минералов в гранитоидах встречаются циркон, апатит, сфен, монацит, ильменит, флюорит. В знаках присутствуют ксенотим, торит, ураноторит, магнетит, турмалин, шеелит, анатаз, ортит, рутил, гранат и др.

Состав цирконов (вес,%) из гранодиоритов Каратюбинского интрузива (район пер.Тахта-Карача) по И.Х.Хамрабаеву (I958) приведен ниже:

Элемент	Проба № 3603/I
Zr	I0
Hf	0,3
Th	0,2
U	0,2

Элемент	Проба № 3603/I
Ca	5
Ti	0,5
Fe	3
Y	0,5
La	0,I
Ce	0,3
Nd	0,2
Gd	0,05

Характеристика полупрозрачных сфенов в различных типах пород Каратюбинского интрузива (Хамрабаев, I958) дана в табл. 9.

По данным А.В.Рабиновича и др. (I963), в гранитоидах содержатся (г/т): V =20-30, Zr =200, Nb=до I0, Ga=I0-40, Y =I0-20, Sr =I00, Pb=25-33, Zn =43-77, Cu = 23-34, Mo= до I.

По данным Е.И.Крылова (I966), содержание олова в биотитах - 20-60 г/т, в полевых шпатах - 3-I5; в кварцах -5, в мусковитах - 60 г/т. Концентрация германия в биотитах и гранатах - 2, в роговых обманках - I2 г/т.

Химический состав черных турмалинов (вес.%) из пород Каратюбинского интрузива, (по И.Х.Хамрабаеву, I958),граната из двуслюдяных гранитов (по Г.Д.Шмулевич,I974) приведен в табл. I0.

Таблица I0

Окисел	Обр. 725 Угурташ	Обр.537/2 :г.Каратюбе	Обр. 365 Сарыкуль	Гранат
SiO_2	36,96	35,8I	34,00	36,83
TiO_2	0,45	0,95	2,07	0,07
Al_2O_3	33,08	3I,94	3I,07	23,I
Fe_2O_3	I0,74	II,87	I3,33	25,30
FeO	I,I5	I,I5	I,4I	I,76
MnO	0,I7	0,I4	0,30	I,96
CaO	I,I0	2,60	0,00	0,3
MgO	2,60	2,52	3,02	7,60

Продолжение табл. I0

Окисел	Обр. 725 Угурташ	Обр. 537/2 г.Каратюбе	Обр. 365 Сарыкуль	Гранат
Na_2O	I,33	I,33	I,43	I,26
K_2O	0,78	0,5I	I,I2	-
B_2O_3	I0,52	I0,40	I0,67	-
F	0,58	0,32	0,06	-
H_2O	-	-	0,88	-
BeO	0,00	0,00	0,06	-
С у м м а	99,46	99,54	99,42	98,I8

Характеристика апатитов в различных типах пород Каратюбинского интрузива (по И.Х.Хамрабаеву, I958) дана в табл. II.

Таблица II

Номер пробы	Порода и место ее взятия	Содержание, %	Кристаллографическая форма
2552	Порфировидный биотитовый гранодиорит (Аманкутан)	0,4-0,5	Мелкие коротко-столбчатые гексогональные призмы
3606	То же (пер. Тахта - Карача)	0,3-0,5	- " -
2559	Турмалинизированный и мусковитизированный гранит (верховье Мадрасташ-сая)	0,2-0,3	Короткостолбчатые плоховыраженные кристаллы
438	Полевошпатово-мусковитовый пегматит (Анджирли-сай)	до I0	Крупные (до 2-3 см) бочонкообразные кристаллы
3 мк	Кварцевая жила с грейзенизированными зальбандами (Сарыкуль)	0,I-I	Удлиненные тонкопризматические кристаллы

Продолжение табл. II

Номер пробы	Цвет	Прозрачность	Оптические свойства		Главнейшие примеси
			N_g	N_p	
2552	Бесцветный	Прозрачный	I,638	I,633	0,I% (по данным рентгеноспектрального анализа
3606	"	"	I,638	I,633	
2559	"	Мутный, полупрозрачный с обильными включениями	I,644	I,638	
438	Яблочно-зеленый	Мутный, непрозрачный с обильными включениями	I,642	I,640	Mo - 0,I% Cu - сл.
3 мк	Синевато-голубой	Полупрозрачный	I,6342	I,6309	

Примечание. Химический состав (вес.%) яблочно-зеленого апатита (обр. 438): CaO - 53,00; P_2O_5 - 42,73; MgO - 0,39; Fe_2O_3 -I,0I; MnO - I,2 (Хамрабаев, I952).

Редкоземельный элемент	Апатит белый из габброидов	Апатит жильный из биотит.гранитов	Апатит голубой из двуслюд гранитов
Y	0, 07I	0,065	0,09I
La	-	0,I	0,2
Ge	0,2	0,0I	0,6
Nd	0,2	-	0,3
Sm	-	-	0,I
Eu	-	0,I	0,2

Содержание редкометальных (вес.%) и редкоземельных элементов в сфене по результатам рентгеноспектрального анализа (Шмулевич, I974) дано в табл. I2.

Таблица I2

Место взятия проб	Nb	Ta	Rb	Tl	La	Ge	Nd	Sm	Eu	Dy	Y
Габброиды											
Аткамарсай	0,034	-		-	0,I	0,I	-	-	-	-	- 0,0I4
Аткамарсай	0,094	0,0I8	0,0I	0,0I5	0,I0	0,3	0,I5	0,I	-	-	0,0I4
Тахтакарача	0,054	0,0I2	-	-	0,2	0,4	0,2	0,I	0,I	0,I	0,II
Тахтакарача	0,I4	0,05	Не определялись								
Биотитовый гранит											
Гурмаксай	0,I8	-		-	0,05	0,2	0,4	0,3	0,I	-	0,I 0,20

В зависимости от состава вмещающих пород и элементов залегания поверхности контакта интрузива эндоконтактовые изменения выразились по-разному. Там, где интрузив прорывает песчано-сланцевую толщу, наблюдается заметная лейкократизация состава пород, переход гранодиоритов в граниты, гранитов-в аляскиты. В зонах контакта с известняками основность магматических образований значительно возрастает: гранитоиды переходят в адамеллиты, кварцевые диориты, а в некоторых участках - в кварцевые сиениты и сиенито-диориты.

Экзоконтактовые изменения также проявились по-разному. Песчано-сланцевые породы в основном интенсивно ороговикованы, тогда как известковистые - скарнированы. По установленному И.Х.Хамрабаевым факту, процесс скарнирования широко развит там, где интрузив имеет пологие контакты. Крупные скарновые поля - Сарыкуль-Сазаганская полоса, Джамское, Хасантепинское поля и особенно Каратюбинское шеелитоносное скарново-рудное месторождение.

В апикальных частях района - пер. Санг-туда, Угур-таш, Жилансай - наблюдается широкое развитие процесса грейзенизации с рассеянным касситеритом, а также пегматиты с акцессорными бериллом, гранатом, турмалином и др.

Средний химический состав по типам пород (вес.%) приведен в табл.13.

К ранним автометасоматическим изменениям, выделенным И.Х.Хамрабаевым (1958) и Ал.Мусаевым (1969), относятся процессы биотитизации, амфиболизации, микроклинизации, альбитизации, мусковитизации, турмалинизации. В послемагматический этап проявились процессы поздней альбитизации, хлоритизации, жильбертитизации, окварцевания, эпидотизации и др.

Последовательность проявления отмеченных процессов в связи с определенными типами пород, развитых в Каратюбинском интрузиве, подчеркивает генетическую общность последних и позволяет отнести их к продуктам единого магматического цикла, в течение которого состав магматической системы претерпевал общую эволюцию, выраженную в смене ранней щелочной стадии – кислотной, а затем поздней щелочной-стадиями автометасоматоза.

Процессы биотитизации, амфиболизации, микроклинизации и ранней альбитизации, отнесенные к ранней щелочной стадии автометасоматоза, проявились в породах ранних фаз интрузии в диоритах, кварцевых диоритах и порфировидных гранодиоритах, а процессы поздней альбитизации, мусковитизации и турмалинизации, характеризующие кислотную стадию, проявились в связи с гранитами, лейкократовыми гранитами и аляскитами последних фаз интрузии. Остальные процессы, представляющие позднюю щелочную стадию, характеризуют постмагматические или собственно-околорудные изменения.

Таблица I3

Окисел	Габбро и диориты, I5 эн.	Кварцдиориты, 3 эн.	Гранодиориты-адамеллиты 5 эн.	Гранодиориты-адамеллиты 27 эн.	Гранит, 9 эн.	Лейкогранит, I3 эн.	Двуслюдяные граниты 3 эн.	Двуслюдяные граниты 29 эн.	Двуслюдяные граниты 8 эн.	Аплиты и пегматиты, I6 эн.
SiO_2	52,46	60,4I	68,89	68,57	7I,0I	74,70	7I,53	72,22	72,68	73,I5
TiO_2	I,29	0,44	0,3I	0,33	0,33	0,I4	0,26	0,2I	0,I5	–
Al_2O_3	I6,52	I8,25	I6,03	I5,30	I5,05	I3,40	I4,65	I4,72	I4,80	I5,58
Fe_2O_3	I,9I	0,94	0,45	0,50	0,4I	0,2I	0,53	0,37	0,60	0,80
FeO	6,9I	2,99	2,52	2,42	I,56	I,22	I,29	I,I9	I,I7	0,29
MnO	0,22	0,07	0,05	0,04	0,03	0,02	0,08	0,03	0,04	0,0I
MgO	4,88	4,26	I,I2	0,98	0,66	0,36	0,57	0,40	0,35	0,39
CaO	7,I0	5,2I	3,I2	2,37	I,44	0,70	I,52	I,33	I,I8	I,I7
Na_2O	3,I4	3,06	3,36	3,49	3,46	3,25	3,0I	3,69	3,07	3,33
K_2O	2,72	2,63	4,00	4,57	5,37	5,20	5,30	4,52	4,62	4,34
H_2O	0,3I	0,I2	0,23	0,I7	0,I2	0,I0	0,04	0,I5	0,I7	0,II
Н.п.п.	I,72	I,09	I,34	0,80	0,64	0,7I	0,5I	0,20	0,68	0,4I
P_2O_5	0,43	0,I4	0,36	0,20	0,20	0,09	0,05	0,I2	0,I9	0,22
CO_2	0,03	–	–	–	0,0I	0,II	0,09	–	–	–
SO_3	0,03	–	–	–	0,0I	0,07	0,03	–	–	–
Сумма	99,6I	99,6I	99,7I	99,80	I00,28	I00,I0	99,35	99,I5	99,70	99,80

Каратюбинский интрузив формировался на глубине около 6-7 км. Глубина эрозионного среза - 2-2,5 км. Относится к тоналит-гранитовому формационному ряду.

Составили : Ал.Мусаев, И.В.Белов, И.Х.Хамрабаев (по материалам И.Х.Хамрабаева, 1952, 1958, 1969; Н.Д.Зленко, Г.Д. Шмулевич, А.Мусаева, 1969; Е.И.Крылова, 1966; А.В.Рабиновича и др., 1963).

54. Лолабулакский интрузив-сателлит Каратюбинского плутона и расположен в юго-западной части гор Каратюбе, в ядре антиклинальной складки, сложенной осадочно-метаморфическими отложениями дауташской толщи силура, в которой имеются осадочно-вулканогенные залежи марганцевых руд (Дауташское месторождение).

Площадь выхода массива на эрозионный срез - около 120 км^2. Возраст гранитов и сиенито-диоритов - 256-270 млн.лет (среднее из 4 опр. - 264 $\pm$ 6 млн.лет), что отвечает верхнему карбону - нижней перми (К-Ar метод, ИГиГ АН УзССР).

В массиве установлены следующие типы пород: 1) кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты; 2) габброиды; 3) порфировидные гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, граносиениты; 4) биотитовые граниты и их мусковитизированные разновидности; 5) лейкократовые граниты и аляскиты.

Кварцевые порфиры и др. относятся к породам рамы и в виде даек и согласных жил послойно залегают в составе дауташской толщи. По В.С.Чекунову и др., они являются продуктами силурийского вулканизма. В порфировых выделениях встречаются корродированные выделения кварца. Плагиоклаз зонален с содержанием в краевых частях 7-10% Ан, а в центральных - до 47% Ан. Калишпат представлен решетчатым микроклином. Биотит хлоритизирован, частично эпидотизирован. Структура породы порфировая, базиса - микрозернистая, местами гранофировая. Текстура - массивная, местами гнейсовидная.

Габброиды обнаружены в виде единичных ксенолитов среди сиенитов. Состоят из плагиоклаза (40-52% Ан), буро-зеленой

или синевато-зеленой роговой обманки (30-40%) или моноклинного пироксена (до 30%), который замещается роговой обманкой. Присутствует микроклин (до 5%), сфен, ортит, апатит.

Порфировидные гранодиориты (около 2,6% площади массива) в основном развиты в эндоконтактовых участках интрузива. Структура породы порфировидная, мирмекитовая, главной массы - гипидиоморфнозернистая. Порфировые выделения представлены микроклином размером I-2 см. Размер зерен главной массы - 0,4-0,5 см. Текстура пород массивная, в эндоконтактовых зонах - гнейсовидная.

Породы состоят из микроклина, зонального плагиоклаза (чаще 30-38% Ан), роговой обманки, биотита, кварца и акцессориев. В сиенитизированных разновидностях (Г.К.Ляшенко - вследствие микроклинизации) в составе пород появляется роговая обманка, часто замещающаяся более поздним амфиболом (C : N_g=I6-20°, - 2V=50-60° схема плеохроизма: $N_g > N_m > N_p$). В образовавшихся таким путем сиенито-диоритах (Ляшенко, I965; Мусаев, I969) присутствует диопсид-эгирин ($Эг_{27}Гед_{I3-I7}Ди_{56-60}$); N_g =I,742 - I,744; N_p=I,707-I,7II; C: N_g=56-60°, + 2V=72-78° (2 замера, по А.Мусаеву).

Биотитовые граниты и мусковитизированные их разновидности занимают около 90% площади выходов массива.

Структура пород гранитная, часты мирмекиты. Граниты состоят из решетчатого микроклин-пертита, плагиоклаза (чаще 22-25% Ан), кварца, биотита, мусковита, хлорита, акцессорных минералов.

Лейкократовые граниты и аляскиты развиты ограниченно (2-3% всей площади массива). Они представлены дайкообразными, редко мелкими изометричными штокообразными телами. Структура микрогранитовая, аллотриоморфнозернистая, реже порфировая и микропегматитовая. Текстура массивная, местами пегматоидная. Состоят из решетчатого микроклин-пертита, плагиоклаза (чаще I2-I6% Ан), кварца, мусковита, биотита, акцессорных - апатита, циркона, реже граната.

Усредненный минеральный состав пород по фазам (об.%) приведен в табл. I.

Таблица I

Минерал	Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты	Биотитовые гранодиориты	Биотитовые граниты	Лейкократовые граниты, аляскиты
Плагиоклаз (% Ан)	57,7 (38-45)	4I,6 (26-4I)	35-45 (8-32)	2I,0 (8-29)
Калинатровый полевой шпат	7,0	I7,0-60,0	25-30	40,0
Кварц	до 7,0	до 24,7	30	3I,0
Биотит	2,3	3-5	4-I0	I-3
Мусковит	-		0,5-6,0	4-5
Амфибол	до I2,I	до 25,7	-	-
Пироксен	2,0-7,0	I-2	-	-
Акцессории	I,0-5,0	2,2-4,I	I,0	I,5

Оптические свойства и нормативный состав калинатровых полевых шпатов Лолабулакского интрузива (по А.Мусаеву, I969) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Номер образца	-2V град.	Показатели преломления Ng	Показатели преломления Np	Нормативный состав	Порода
I	2	3	4	5	6
630	80	I,52I	I,5I8	$Or_{75}Ab_{25}$	Биотитовый гранит
I029	72	-	-	$Or_{65}Ab_{35}$	Порфировидные
I029a	85	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	Гранодиориты
I030	80	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	- " -
I30I	74	-	-	$Or_{70}Ab_{30}$	Сиенитизированные
I30Ia	82	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	разности
I465	82	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	- " -
953	84	-	-	$Or_{75}Ab_{25}$	- " -

Продолжение табл. 2

I	2	3	4	5	6
62I	80	I,520	I,5I8	Ор 85 Аб 15	Лейкократовые
625	84	I,522	I,5I7	Ор 80 Аб 20	граниты
628	87	I,523	I,5I7	Ор 80 Аб 20	- " -
63I/I	77	I,522	I,5I6	Ор 85 Аб 15	- " -
66I/I	82	-	-	Ор 80 Аб 20	- " -
620	80	-	-	Ор 80 Аб 20	- " -
623	84	-	-	Ор 80 Аб 20	- " -
676-7	82	-	-	Ор 80 Аб 20	- " -

Примечание. Образцы I029-953 и 66I/I-676-7 - по Г.К.Ляшенко, I962.

Химический состав полевых шпатов из пегматитовых жил (Джамалетдинов, I970,I97I, вес.%) приведен в табл. 3.

Таблица 3

Окисел	Альбиты		Микроклины		
	$I^м$	$I8^м$	Л-I5	Л-I96	Л-300
SiO_2	69,56	68,60	64,74	64,64	63,96
Al_2O_3	I8,33	I9,69	I8,20	I8,52	I8,36
Fe_2O_3	0,0	0,04	0,28	0,I8	0,I4
FeO	0,24	0,24	-	0,30	0,30
CaO	сл.	0,35	0,30	0,42	I,00
MgO	сл.	Сл.	0,62	0,36	-
TiO_2	0,02	0,03	-	-	-
MnO	сл.	сл.	-	-	-
P_2O_5	0,08	сл.	-	-	-
K_2O	0,08	I,62	I2,9I	I2,87	I3,39
Na_2O	I0,80	8,I9	2,37	2,20	2,48
S	0,03	-	-	-	-
H_2O^+	0,I4	0,2I	0,26	0,I7	0,I5
П.п.п.	0,I4	0,2I	-	-	-
Сумма	99,3I	99,I2	99,68	99,66	99,78

Химический состав мусковитов из пегматитовых жил (Джамалетдинов, 1970) приведен ниже.

Окисел	Л-125	С-3[м]
SiO_2	45,66	43,84
TiO_2	сл.	0,13
Al_2O_3	37,12	37,50
Fe_2O_3	1,72	2,98
FeO	0,36	4,22
MnO	-	0,33
MgO	0,18	0,60
Na_2O	0,70	0,59
K_2O	10,54	8,54
H_2O	3,71	0,95
П.п.п.	-	-
С у м м а	99,99	99,68

Средний химический состав пород (вес.%) приведен в табл. 4.

Таблица 4

Окисел	Габбро, габбро-сиениты, 9 ан.	Сиениты кварцевые, граносиениты, 8 ан	Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, 6 ан.	Гранодиориты порфировидные, 7 ан.	Гранодиориты биотитовые, 7 ан.	Аляскиты, 10 ан.	Средневзернистые, 47 ан.	Кварцевые порфиры, 14 ан.
SiO_2	57,59	63,28	62,44	67,30	71,11	74,00	72,00	75,67
TiO_2	1,0	0,57	0,61	0,60	0,22	0,10	0,19	0,17
Al_2O_3	16,16	15,81	11,41	15,87	16,07	15,72	14,33	12,37
Fe_2O_3	1,61	1,33	1,75	1,40	1,78	0,90	1,47	1,36
FeO	3,58	3,21	5,27	2,69	1,18	0,81	1,10	1,50
MnO	0,12	0,10	0,08	0,05	0,04	0,03	0,04	0,05
MgO	4,92	1,45	4,78	1,69	0,68	0,51	0,62	0,43
CaO	4,55	3,71	6,79	3,60	2,28	1,44	1,99	1,51
Na_2O	3,66	3.71	2,37	3,20	3,00	3,19	3,75	2,55
K_2O	4,93	5,36	3,10	3,60	3,64	3,30	4,51	3,73
H_2O	0,22	0,12	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. 4

п.п.п.	I,I4	I,0I	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,27	0,I7	-	-	-	-	-	-
SO_3	0,03	0,22	-	-	-	-	-	-
CO_2	0,07	0,05	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,85	99,83	I00,00	I00,00	I00,00	I00,00	I00,00	99,I4

Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Лолабулакского интрузива (г/т, Джамалетдинов, I968) дано в табл. 5 .

Таблица 5

Порода	Кол-во проб	Be	Sn	Nb	Ta	Li	Rb	Cs
Порфировидные гранодиориты	II	22	I0	Не опр.	Не опр.	I45	200	33
Измененные гранодиориты	2	50	65	"	"	600	450	I60
Биотитовые граниты (Ш-фаза)	I2	3I	I0	"	"	I00	2I0	40
Измененные биотитовые граниты	I	80	30	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Мелкозернистые лейкократовые граниты (IУ-фаза)	9	I55	60	I30	42	3I0	I040	I09
Пегматоидные кварц-полевошпатовые граниты (IУ фаза)	I3	20	I0	I8	6	3I	246	22
Альбитизированные аплиты	I	200	I70	I00	Не опр.	380	370	68

Примечание. Содержание бериллия и олова определено количественно-спектральным методом (аналитик М.Я.Камцон и др.), а ниобия и тантала-химическим (аналитик В.В.Прасалова) и спектральными методами в лабораториях Института геологии и геофизики АН УзССР.

Содержание щелочных элементов в минералах гранитоидов Долабулакского интрузива (Джамалетдинов , 1967, вес.%) дано в табл. 6.

Таблица 6

Номер пробы	Минерал, порода	Rb	Cs	Na	Li
Л-266	Биотит из порфировидных гранодиоритов	Не определено			0,026
СК-Л-7	Биотит из биотитовых гранитов	0,063	0,023	0,II	0,I87
СК-Л-I4	Роговая обманка из граносиенитов	0,00I3	0,00I3	I,00	0,0I4
СК-Л-I4	Полевой шпат из граносиенитов	0,045	0,005	2,67	0,0044
СК-Л-II	Полевой шпат из биотитовых гранитов	0,029	0,0023	3,02	0,006
Л-63	Микроклин из кварц-полевошпатового пегматита	0,I05	0,0055	I,8	-
Л-236	Микроклин из сложно-замещенного пегматита	0,30	0,0I79	I,43	0,002
С-2 му	Мусковит мелколистоватый из пегматита	0,84--0,5I	0,045--0,062	0,03	0,50--0,545

В эндоконтактовых зонах порфировидных гранодиоритов с известняками образуется серия переходных типов пород: нормальные кварцевые диориты, сиенито-диориты, граносиениты, сиениты. В экзоконтактовой зоне известняки интенсивно скарнированы с образованием пироксен-тремолитовых и гранат-везувиальных шеелитоносных скарнов (Джамское поле). На контакте с песчано-сланцевой дауташской толщей в восточной и юго-восточной частях интрузива наблюдается значительная лейкократизация состава биотитовых гранитов. Сами сланцы интенсивно окварцованы с образованием андалузит-кордиерит-биотит-кварцевых роговиков. В районе Дауташского марганцевого месторождения под воздействием интрузии образовались силикаты марганца (родонит, пьемонит и др.).

Автометасоматические изменения представлены микроклинизацией порфировидных гранодиоритов, частично биотитовых гранитов. Процесс микроклинизации тесно сопряжен с процессом амфиболизации.

Биотитовые граниты (Ш фаза), лейкократовые и аляскитовые граниты (IУ фазы) интенсивно альбитизированы, мусковитизированы и турмалинизированы. Кроме того, наблюдается частичное развитие хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации пород. Процессам альбитизации, мусковитизации и турмалинизации подвержены также пегматитовые жилы и пегматоидные тела, несущие акцессорную берилловую, реже - касситеритовую и колумбит-танталитовую минерализацию. Становление Лолабулакского интрузива происходило на глубине около 6-7 км. Глубина эррозионного среза достигает I,6-2 км. Интрузив относится к тоналит-гранодиорит-гранитовому формационному ряду.

Составители А.Мусаев, И.В.Белов .По данным Г.К.Ляшенко, I962; Н.К.Джамалетдинова, I967; И.Х.Хамрабаева, Ф.А. Аскарова и др., I970; Э.П.Изоха и др., I97I; Г.Д.Шмулевич и др., I97I и А.Мусаева.

55. С у к а р с к и й м а с с и в расположен в пределах гор Хазрат-Султан, между западным окончанием Гиссарского плутона и восточным окончанием гор Каратюбе. Интрузив прорывает сланцы, доломиты и известняки S_2-$Д_I$, он перекрыт третичными и четвертичными отложениями. Возрастные границы точно не установлены, но по аналогии с другими более изученными массивами датируются как верхнекарбон-нижнепермский.

Сукарский массив занимает площадь выхода на эрозионный срез около 50 км^2. Выход имеет изометричные очертания и слегка вытянут в северо-западном направлении. Северный и южные контакты с вмещающими породами крутые и падают в сторону вмещающих пород под углом 60-80°. Южный контакт более пологий. В составе пород массива установлены порфировидные биотитовые граниты, биотит-роговообманковые гранодиориты, лейкократовые граниты.

Биотитовые граниты имеют самое широкое распространение в массиве и представлены мелкозернистыми биотитовыми и порфировидными разностями. Количественно-минералогический состав их (ср.из 10 замеров); плагиоклаз (10-33,4%), калиевый полевой шпат (15-35), кварц (22,7-50,3), биотит (2-9,2), амфибол (1-6,5%). Акцессории (1,1-2%) - апатит, монацит, сфен, гранат, рудный. Жильные дериваты - аплиты и пегматиты.

Аплиты обладают незначительной мощностью и протяженностью. Они однородны по строению и содержат большое количество граната.

Пегматиты немногочисленны, просты по составу, почти не дифференцированы. Они образуют маломощные, незначительной протяженности жилы. Количественно-минералогический состав их: плагиоклаз (14,9), калиевый полевой шпат (37,2), кварц (31,7), биотит (2%). Акцессорные минералы (0,1%) представлены - апатитом, гранатом. Структура пород микропегматитовая. Крупные и мелкие зерна микроклина образуют пегматитовые сростки с кварцем.

Биотит-роговообманковые гранодиориты представлены среднезернистыми массивными и порфировидными разностями. В их состав входят плагиоклаз (26,5-40%), представленный андезином (32-40% Ан), микроклин-пертит (22-36,4), кварц (13,4-28,3), биотит (17%). Реже встречается обыкновенная роговая обманка. Из акцессорных минералов встречаются сфен, апатит, циркон, реже ортит, рутил. Из вторичных - серицит, мусковит, хлорит, карбонат, реже альбит, соссюрит.

Жильные дериваты порфировидных гранодиоритов представлены микрогранитами, которые приурочиваются к крутопадающим трещинам (60-85°) северо-западного, северо-восточного, реже широтного направления. Ооразуют крутопадающие жилы. Мощность их от 1-2 см до 0,5-1 м.

Калиевый полевой шпат представлен пелитизированным микроклином Ng=1,52', Nm=1,524, Np=1,519.

Плагиоклаз имеет состав $Аб_{81}$ $Ан_{19}$. Зерна таблитчатой формы, образуют полисинтетические двойники; интенсивно серицитизирован, альбитизирован.

Кварц - ксеноморфные зерна в интерстиционных промежутках.

Биотит ($N_g \approx N_m$ = I,6575) - бурого, зеленовато-бурого цвета, мелко-чешуйчатой лейстовидной формы. Хлоритизирован и мусковитизирован. Общая железистость - 60%.

Циркон - один из наиболее распространенных акцессорных минералов; представлен тремя разновидностями. Первая - удлиненно призматические кристаллы, редко округлой формы; прозрачные, светло-желтые иногда бесцветные. Вторая - образует короткостебельчатые бипирамидальные и удлиненно-призматические кристаллы. Иногда простые и крестообразные двойники. Минерал окрашен в желтый цвет. Третья - пирамидальные и призматические кристаллы с простыми и крестообразными двойниками, окрашенные в светло-бурые тона, блеск алмазный. Характерно присутствие

Апатит образует бесцветные или слабоокрашенные удлиненные, призматические кристаллы. Характерные примеси апатита - Mn, Ti, Cu, Pb, Sn, Be, Yb, Ga ; в окрашенных апатитах обнаружены Pb, Zn, Sn, As, Cd, Nb.

Ортит - от единичных зерен до заметных количеств. Он образует 3 разновидности. Первая имеет темноватую окраску и стеклянный блеск; вторая - окрашена в коричневый цвет, форма зерен неправильная, призматическая, блеск стеклянный; у третьей - черный цвет, полуметаллический блеск. Форма зерен призматическая, таблитчатая. Для ортита свойственны - Mn, Ti, Pb, Zn, B, Cr, V, Cu, Sn, Be, As, La, Ce, Y, Th

Монацит встречается от единичных зерен до сотен граммов на I т породы; сфен - от единичных зерен до отдельных скоплений, окрашен в бурый цвет. Форма кристаллов конвертообразная, реже неправильная. В гранодиоритах содержит повышенные концентрации Nb , Au, в незначительных количествах Mo, Ga, Ge . Гранат наблюдается часто, но в малом количестве. Образует хорошо ограниченные кристаллы или неправильные зерна розового цвета. Развит в измененных разностях лейкократовых гранитов. Рутил образует мелкие игольчатые скопления вокруг листочков измененного биотита.

Акцессорные минералы гранитоидов отличаются большим разнообразием элементов-примесей; общие для них - У, Yb, Sc, Th.

В приконтактовой части Сукарского интрузива с известняками $Д_I$ развиты маломощные, известковистые и магнезиальные (тремолитовые, диопсидовые, гранатовые) скарны. В них в незначительных количествах присутствуют шеелит и флюорит. Встречаются кварц-турмалиновые, кварц-полевошпатовые, грейзеновые жилы, минерализованные пегматиты, кварцевые жилы с арсенопиритом и шеелитом, а также с медной и цинковой минерализацией.

Марганец, титан, хром и ванадий образуют повышенные концентрации, остальные элементы находятся в пределах кларковых или нижекларковых количеств. Содержание марганца и никеля увеличивается в гранодиоритах и убывает в гранитах. Свинец, наоборот, имеет повышенные концентрации в гранитах.

Сукарский массив сформировался в мезоабиссальных условиях.

Составила Ф.Садыкова по материалам Л.Д.Смородиновой, "Петрографии Узбекистана", т.2, 1965.

56. З и р а б у л а к с к и й (Центральный) и н т р у з и в расположен в центральной части Зирабулакских гор, в крупном антиклинальном вздутии, среди песчано-сланцевой с известняками толщи силура, девона и песчано-сланцево-конгломератовой толщи среднего и верхнего карбона.

Радиологический возраст пород, определенный K-Ar методом по биотиту (данные Н.К.Джамалетдинова и Ф.Аскарова, лаборатория ИГиГ АН УзССР) - 260-268 млн.лет, что отвечает C_3-P_I.

По морфологии интрузив представляет собой крупный (площадь выходов около 225 км^2) дискордантный плутон, вытянутый в субширотном направлении.

В состав Зирабулакского массива входят диориты, роговообманково-биотитовые гранодиориты, адамеллиты, биотитовые и двуслюдяные граниты.

Диориты присутствуют в виде крупных ксенолитов в гранодиоритах. Самостоятельные мелкие тела встречены в краевой части массива по саям Кочкарлы, Чангаллы и в районе к. Кошаксыгыр. Состоят из зонального плагиоклаза (андезит-лабрадор), роговой обманки (с : $Ng=20^{\circ}$, $-2V=68^{\circ}$, $Ng-Np=0{,}022$) с реликтами моноклинного пироксена, крупных зерен сфена, мелкого апатита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, диоритовая либо близкая к габбровой.

Роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты слагают бо́льшую часть массива. Породы порфировидные, с вкрапленниками пертитового слабо решетчатого максимального микроклина ($-2V=81-85^{\circ}$, $\angle Nm : P\bar{1}[001]=13-16^{\circ}$), до 1,5-2 см в длину. Плагиоклаз зональный, с ядром, содержащим 40-45% Ан, и широкой олигоклазовой каймой (25-30% Ан).

В адамеллитах преобладает зональный олигоклаз-андезин с 32-35% Ан в ядре и 12-21% Ан по периферии. В составе темноцветных минералов преобладает биотит с резким плеохроизмом: Ng - темно-бурый, Np- светло-красновато-коричневый. Спорадически в гранодиоритах встречается роговая обманка, плеохроирующая в бледно-зеленых тонах. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, ильменитом, ортитом.

Биотитовые граниты, в отличие от гранодиоритов, характеризуются присутствием в составе цветных минералов только биотита и появлением небольшого количества мусковита. Структура пород гранитовая, текстура массивная, иногда гнейсовидная (гранито-гнейсы прослеживаются в виде изогнутой полосы длиной до 8 и шириной 0,1-0,4 км).

Мелкозернистые лейкократовые двуслюдяные и аляскитовые граниты слагают вытянутые в северо-западном направлении мелкие дайкообразные тела, штоки, во вмещающих известняках не редки небольшие лакколиты. Лейкократовые гранитоиды занимают не более 15-18% площади выходов Зирабулакского интрузива. Характеризуются гранитовой с переходами в аллотриоморфнозернистую структурой, в периферии тел структура нередко гранобластовая, в породах заметны следы катаклаза.

Граниты состоят из олигоклаза (от 8-I5 до I9-23% Ан), решетчатого микроклин-пертита, биотита, мусковита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, шеелитом, молибденитом, торитом, уранторитом, рутилом, анатазом, касситеритом, баритом, флюоритом, нередко гранатом (до 587 г/т), бериллом. В целом для гранитоидов интрузива характерно весьма низкое содержание акцессорного магнетита (до I0 г/т). Минералогический состав и химизм гранитоидов Зирабулакского интрузива отражены в табл. I,2.

Таблица I

Минерал	Гибридные диориты, кв. диориты (6 шл.)	Гранодиориты, адамеллиты (I8 шл.)	Биотитовые граниты, гранитогнейсы (I3 шл.)	Лейкократовые двуслюдяные и аляскитовые граниты (I2 шл.)
Плагиоклаз	58,2-63	36,4-46,7	I7-39,8	I3,7-24,2
К-Na полевой шпат	0-I8	9,5-28,6	II-I4,5	43,7-47
Кварц	2-I3	20-30,6	30,6-57	30-38
Биотит	I3-I4	8-I5	5-I2,2	0,6-I,7, до 5,5
Мусковит	-	0-2	I-2	0,2-2 до 9-II
Роговая обманка	до I5	0-I	-	-
Акцессорные минералы	I-3	I.3-3	0,3-I	0,2-0,3

Химический состав биотитов (вес,%) из гранитоидов Зирабулакского интрузива по И.Х.Хамрабаеву (I958) приводится ниже:

Окисел, вес.%	I-я пр.	2-я пр.
SiO_2	36,92	36,92
TiO_2	9,75	9,36
Al_2O_3	9,78	9,72
Fe_2O_3	2,50	2,47
FeO	I8,00	I8,00
MnO	0,20	0,32

Окисел, вес.%	I-я пр.	2-я пр.
MgO	9,57	9,89
Na_2O	I,07	I,23
K_2O	5,I7	5,06
H_2O	6,70	5,78
С у м м а	99,66	99,58

Жильные породы интрузива связаны преимущественно с лейкократовыми гранитоидами. Представлены жилами аплитов и редкометальных пегматитов мощностью 0,I-0,5 м.

Пегматиты простого строения, с кварцем, полевым шпатом, иногда с турмалином и мусковитом. В пределах интрузива отмечаются также дайки гранодиорит-порфиров и микрогранитов.

По данным А.В.Рабиновича и др. (I963), в гранодиоритах интрузива содержатся (г/т): Pb=43; Zn=73; Cu=I0; Nb=30. И.Х.Хамрабаевым (I958,I969) отмечается повышенное содержание в породах W, Sn (I00 г/т по 99 ан.), Mo, ΣTR_2O_3 (0,2 г/т по 6 ан.). По данным Е.И.Крылова (I966), А.В.Рабиновича, С.Т. Бадалова (I97I), в породообразующих минералах содержатся (г/т): в полевых шпатах - Be=2-3; Li =I2-27; Rb=I60-3I0; Cs =I2-I5; Sn=I0-20, до 70; Zn =40-II0, до 380; Cu=8; в кварцах - Be=I-2; Li= I2-23; Rb=60-80; Cs =I6; Sn=6; Cu=4; в биотитах - Be=7; Li=780-I200; Rb=530-720, до I300; Cs=34-II0; =I7; Zn =3I0-600, до 800 ; Cu =28; в роговых обманках и магнетитах (из гранодиоритов) соответственно Cu=45 и 50 г/т.

Содержание примесей в сфенах гранодиоритов, по данным рентгено-структурного анализа (И.Х.Хамрабаев,I958, вес.%): Ca и T > I0; Si=I0, Fe =2; Mn=0,05; Li=I: Nb=0,2; Sn=0,05; Y =I; Ce =0,05; Th =0,05.

Химический состав ортитов (по И.Х.Хамрабаеву, I958) приведен ниже:

Окисел, элемент	В ядре ортита, вес.%	В корке ортита, вес.%
ThO_2	I,355	5,60
Ce_2O_3	6,787	I,52
ΣCe_2O_3	8,80	II,05
ΣY_2O_3	I,626	I,60
U	0,06	Не опр.
Pb	0,05	Не опр.

Данные рентгеноструктурного анализа розового циркона (по И.Х.Хамрабаеву, I958, вес.%):

Li - много; Hf =0,I; U =0,I; Ca=3; Ti =I; Fe=3; Y =0,2; La=0,05,; Ce=0,2; Nd =0,I; Gd =0,05.

Ранние автометасоматические и постмагматические изменения гранитоидов Зирабулакского интрузива выражены в широком проявлении процессов - микроклинизации, альбитизации, турмалинизации и мусковитизации. Отмечено широкое развитие пегматитовых жил и зон грейзенизации с кварцево-касситеритовыми жилами (Чангаллы)

Периферические части интрузива в полосе шириной I-3 км и более слагаются гранодиоритами. В непосредственном контакте с известняками гранодиориты переходят в гибридные диориты.

В аляскитовых гранитах вблизи сланцев и биотитовых гранитов наблюдаются маломощные (шириной около 0,5 м) оторочки, приближающиеся по составу к гранодиоритам. В массиве широко проявились также процессы приконтактовой лейкократизации с образованием лейкогранитов, аплитов и пегматит-аплитов.

В экзоконтактовых зонах интрузива на удалении 0,5-I,5 км от контакта проявлена мраморизация известняков. В сланцах наблюдаются роговики и плагиоклазовые гнейсы с андалузитом, биотитом, кварцем.

В экзоконтактовых зонах широко распространены скарны, в том числе шеелитоносные (месторождение Ингичка).

Интрузив сформировался в условиях мезоабиссальной фации (более глубинная субфация) на глубине 4,5-6 км. Глубина эрозионного среза достигает 2-2,5 км.

Средний химический состав пород по данным различных авторов, вес.% (И.Х.Хамрабаев, К.Н.Вендланд,Н.Д.Ушаков и другие).

Таблица 2

Окисел	Габбро-диориты	Грано-диориты, 38 ан.	Адамеллиты, 8 ан.	Граниты лейкократовые, II ан.	Аплиты, жильная фация, I0 ан.	Граниты двуслюдяные, 34 ан.
SiO_2	5I,04	66,02	69,74	74,80	73,56	74,I7
TiO_2	0,90	0,53	0,3I	0,09	0,I0	0,II
Al_2O_3	I7,69	I5,7I	I5,II	I3,22	I2,78	I3,57
Fe_2O_3	I,20	I,04	I,69	0,44	0,27	0,4I
FeO	5,96	2,56	I,I0	I,3I	I,32	I,04
MnO	0,36	0,06	0,05	0,0I	0,04	0,03
MgO	I,42	I,44	0,99	0,4I	0,68	0,42
CaO	I2,03	2,86	2,49	I,35	I,63	I,34
Na_2O	4,82	3,I5	3,20	2,77	3,I6	3,26
K_2O	I,28	4,29	4,26	4,88	4,66	4,56
H_2O^-	-	0,06	0,09	0,06	0,I6	0,09
П.п.п.	2,24	0,87	I,02	0,5I	I,37	0,87
P_2O_5	0,33	0,II	0,I3	0,03	0,03	0,05
H_2O^+	-	0,I2	0,03	-	-	-
SO_3	-	0,I5	0,06	-	0,20	0,05
CO_2	-	0,I3	0,I2	0,I9	0,7I	0,28
Сумма	99,27	99,I0	I00,2I	99,87	99,76	99,93

Зирабулакский интрузив относится к диорит-гранодиорит-гранитовому формационному ряду.

Описание составлено И.В.Беловым. Ал.Мусаевым, В.И.Айзенштатом по материалам И.Х.Хамрабаева (I948, I952,I958, I972); Э.П.Изоха и др. (I97I); Е.И.Барковской и др.(I965); А.Ф.Свириденко (I96I); А.В. Рабиновича и др. (I963,I97I); Е.И.Крылова (I966); К.Н.Вендланда, Н.Д.Ушакова.

57. Тымский массив. На юго-востоке Зирабулакских гор, между пос. Тым и Сыпки расположено несколько выходов гранитоидов, разделенных узкими перемычками вмещающих пород. Массив - один из южных сателлитов Зирабулакского плутона. Выходы гранитоидов вытянуты в субширотном направлении, соответственно простиранию вмещающих пород. В этом же направлении (290-300°) ориентирована характерная для гранитоидов гнейсовидность. Вмещающие породы на севере -песчано-сланцевые отложения с прослоями конгломератов, известняков и туфов, на юге - сильно метаморфизованные песчано-сланцевые отложения дараитутской свиты нижнего силура. Кроме того, интрузив рвет мраморизованные известняки и доломиты венлока.

Суммарная площадь выходов Тымского массива-22,5 км^2.

В северной части массива наблюдается чередование полос гранитов и гранат-слюдистых сланцев, в удалении от массива в сланцах часто встречаются узкие послойные инъекции таких же крупно-вкрапленниковых гранитов, какие слагают центральные части тела.

Абсолютный возраст мусковита из пегматита Карачакудукского выхода гранитоидов-252-260 млн.лет, что соответствует нижней перми.

Все три выхода Тымского массива сложены однотипными породами, сходными между собой. Тесная пространственная сближенность и наличие лишь узких перегородок вмещающих пород позволяют предполагать, что на некоторой глубине все три выхода массива сливаются в одно целое.

Массивы сложены крупновкрапленниковыми биотитовыми адамеллитами и гранитами (I фаза, I0,7 км^2), равномерно-мелко-

зернистыми двуслюдяными гранитами (2 фаза, II,5 км^2) и лейкократовыми гранитами с аплитами, пегматитами, грейзенами и кварц-турмалиновыми жилами (4 фаза). Двуслюдяные граниты и гнейс-гранитоиды рассматриваются И.Х.Хамрабаевым (I958) как мусковитизированные и огнейсованные (в позднемагматическую стадию) разности биотитовых гранитов (C_3-P_I). Э.П.Изох и др. (I97I) считают их интрузиями более древнего (додевонского) возраста.

Структура пород гранитовая, реже гранофировая, порфировидная. Текстура массивная и гнейсовидная. Иногда отмечаются мирмекиты. Минеральный состав гранитоидов (вес.%) следующий:

Минерал	Биотитовые адамеллиты и граниты	Двуслюдяные граниты
Плагиоклаз	30-45	25-30
Микроклин	I5-30	35-40
Биотит	I0-I5	4-6
Кварц	25-35	I5-25
Мусковит	-	4-6

Плагиоклаз в адамеллитах представлен олигоклаз-андезином с 20-36% Ан, в биотитовых гранитах - олигоклазом с I6-28% Ан. Нередки зональные индивиды, замещенные по периферии решетчатым микроклин-пертитом.

Калинатровый полевой шпат представлен максимальным решетчатым микроклином с многочисленными микропертитовыми врастками.

В гранитоидах З.А.Юдалевичем и др. (I97I) описаны магнетит, циркон, апатит, гранат, рутил, касситерит, шеелит, сфен, турмалин, пирит, молибденит, корунд, берилл, ортит, флюорит.

Распределение элементов-примесей в гранитоидах Тымского интрузива (Джамалетдинов, I967, I968; Рабинович и др., I963; Юдалевич и др., I97I; г/т): Li =II-73 до I20; Rb = =I36-320; Cs =2I-42 до 60-I27; Be=28-30,0 и более; Sn=8-28 до 40-80; Nb=I6-34; Ta=3-4,5; Pb =5-34; Σ TR=20-50 : Cu=7-I5.

Химический состав пород (вес.%) дан в таблице.

Окисел	Гранит биотитовый, меланократовый, гнейсовидный		Мелкозернистый гнейсовидный двуслюдяной гранит		
SiO_2	7I,5I	72,44	72,65	70,26	73,87
TiO_2	0,35	0,25	0,20	0,20	0,07
Al_2O_3	I4,08	I3,49	I4,3I	I4,69	I4,26
Fe_2O_3	0,24	I,02	0,25	0,47	0,I8
FeO	I,87	I,44	I,36	2,30	0,72
MnO	0,06	0,02	0,03	0,03	0,06
MgO	I,I0	0,82	0,60	0,70	0,30
CaO	I,54	I,82	I,68	2,38	0,84
Na_2O	3,55	3,40	3,68	3,56	3,92
K_2O	4,20	4,66	3,86	3,66	4,55
H_2O	0,I0	0,25	0,I0	0,04	0,I0
П.п.п.	0,95	0,80	I,02	I,46	I,I0
P_2O_5	0,2I	0,03	0,05	0,04	0,I5
SO_3	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0
CO_2	0,II	0,38	0,33	0,22	0,33
С у м м а	99.76	I00,44	99,79	99,79	I00,46

По данным Е.И.Крылова (I966), З.А.Юдалевича (I97I) и др., содержание элементов-примесей (г/т) в биотитах: Be=3-5; Li=250-I000; Rb=500-I500; Cs=60-I30, до 360; Ta =20; Zn=II0-520; W=I0; Sn=30-40; в мусковитах : Be=8; Zn=500; в кварце: Be=I; Li=33; Rb=I00-200; Cs = до 30; Cu=I-7, чаще 3; в полевых шпатах: Be=7-I0; Li=2I-25; Rb=200-400, чаще 300; Cs =40-I03; Cu=I-8, чаще 2; Sn=3-5 ; Zn =45-I20.

В сланцах в экзоконтактах интрузива в полосе шириной 50-70 м развиты плагиоклаз-биотит-силлиманитовые роговики. В карбонатных осадках наблюдается мраморизация известняков и образование скарнов с тремолитом, гранатом, пироксеном, везувианом и гельвином.

В эндоконтактах интрузива появляются гранодиориты, кварцевые диориты, встречаются ксенолиты сланцев с прослойками известняков. В гранодиоритах отмечаются: мусковитизация, серицитизация, хлоритизация и эпидотизация. В аляскитовых гранитах развиваются вторичные минералы: микроклин по плагиоклазу, альбит, мусковит и турмалин. Встречаются пегматиты с гранатом, мусковитом, турмалином и редкометальным оруденением (Be, Sn, Ta, Nb), не имеющим практического значения.

Тымский интрузив формировался на глубине 4,5–6 км в условиях мезоабиссальной фации (более глубинная субфация). Глубина эрозионного среза интрузива около 0,3–0,5 км. Интрузив относится к адамеллит-гранитовому ряду формаций.

Составил И.В.Белов по материалам Э.П.Изох, А.П.Пономаревой, И.В.Мушкина, М.В.Сухих, Г.Д.Шмулевич, К.К.Пяткова, И.А.Пяновской (1971); Е.И.Барковской, Э.С.Сорокина и др. (1965); Е.И.Крылова (1966); А.В.Рабиновича и др. (1963); З.А.Юдалевича и др. (1971); Н.К.Джамалетдинова (1968).

58. К е т м е н ч и н с к и й и н т р у з и в размещается в юго-западной части Зирабулакских гор, в ядре одноименной антиклинальной складки. Это юго-западный сателлит Зирабулакского плутона.

Площадь выхода Кетменчинского интрузива – 47 км^2. Он вытянут в субширотном (ЗСЗ) направлении. Этому же направлению подчинена широко проявленная гнейсовидность пород. Северный контакт массива срезан разломом.

На востоке интрузив прорывает и гранитизирует метаморфизованные известняки и сланцы условно силурийского ($S_2^?$) возраста.

Геологический возраст массива поздний карбон – ранняя пермь. Радиологический возраст гранитов колеблется в пределах 255–264 млн.лет, со средним значением 261 ± 8 млн. лет (P_1).

Северная и северо-восточная часть интрузива слагаются гнейсовидными биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и мелагранитами, образующими полосы шириной 0,5–1 км. В бо-

лее глубоко эродированных участках интрузива (лев.борт р. Кетменчи-сай, южная часть интрузива) гнейсированные породы переходят в массивные порфировидные биотитовые гранодиориты, адамеллиты и граниты с крупными (5-6 см) фенокристаллами и овоидами калишпата.

Мелко- и среднезернистые двуслюдяные граниты слагают в центральной части интрузива отдельные рвущие тела, вытянутые обычно в северо-западном направлении. С глубиной они переходят в порфировидные разности.

Поздние двуслюдяные лейкократовые и аляскитовые граниты образуют дайко- и штокообразные, иногда пластовые тела аплитовидного и пегматоидного облика, мощностью от I-5 до 20-30 м, вытянутые в северо-западном направлении и приуроченные к мелким тектоническим нарушениям.

Структура пород гранитовая, порфировидная, иногда пойкилитовая, часто встречаются мирмекитовые вростки кварца. Текстура гранитоидов в центре интрузива массивная, к периферии - гнейсовидная, нередко такситовая.

Количественно-минералогический состав пород (об.%) приведен в табл. I.

Таблица I

Порода	Число шл.	Плагиоклаз	К-Na полевой шпат	Кварц	Биотит	Мусковит	Акцессории
Гранодиориты, адамеллиты	I8	32-38-9	20,3-29,0	25-28,2	II,8-I3	-	I-2,6
Двуслюдяные лейкограниты	I5	22,6-25	25-33,8	25-32,7	2,5-3,5	I,9-6	I-I,4
Аляскитовые граниты	I2	20-23,8	37,I-47	25-30,7	2-4,4	I-3	I,2,7

Плагиоклаз в гранодиоритах, адамеллитах, биотитовых и двуслюдяных гранитах нередко зональный, от I9% Ан (по периферии зерен) до 35% Ан (в ядре), чаще соответствует олиго-

клазу с 26-30% Ан. В лейкократовых и аляскитовых гранитах присутствует незональный, иногда слабозональный олигоклаз с I0-20% Ан.

Калинатровый полевой шпат фенокристаллов и овоидов отвечает решетчатому максимальному микроклин-пертиту с $-2V=79-85^0$, $\angle N_m:P\perp[001]=II-I6^0$. В пегматитовых жилах микроклин содержит 3,0I% Na_2O и I2,78% K_2O, что соответствует $Or_{74,4}$ $Ab_{25,6}$ (ср. из 36 ан., по Н.К.Джамалетдинову).

Биотит в шлифах характеризуется - $2V=0-5^0$, $N_g-N_p=0,038-0,05$, плехроизм резкий, в коричневых тонах.

Мусковит в двуслюдяных гранитах содержит 9,77% K_2O и 0,36% Na_2O, что соответствует 97,8% мусковитовой и 2,2% парагонитовой "молекулам".

Акцессорные минералы в целом по интрузиву следующие: магнетит, циркон, апатит, гранат, рутил, касситерит, шеелит, сфен, турмалин, пирит, молибденит, корунд, берилл, ортит и флюорит.

Распределение элементов-примесей (г/т) в породах Кетменчинского интрузива (Павлова и др., I969; Рабинович и др., I963; Джамалетдинов, I965, I968) приведено в табл.2.

Таблица 2

Порода	Число опр.	Li	Rb	Cs	Nb
Порфировидные гранодиориты, адамеллиты и др.	28	9,5-7I, до 88-I47	238-305	57-I02	I6-26
Двуслюдяные граниты	2I	47-II8	390-5I0	94-I27	24-26
Лейкократовые и аляскитовые граниты	I5	33-69	92	I70	40-87

Продолжение табл. 2

Порода	Ta	Be	Sn	Pb	Zn	Cu
Порфировидные гранодиориты, адамеллиты и др.	2-4,5 до 9	7-9, до I5-25	9-I4, чаще I2	-	-	-
Двуслюдяные граниты	2-9	I0-27	20-24	3I	60	20
Лейкократовые и аляскитовые граниты	I8	54-I47	26-30	-	-	-

По данным Е.М.Крылова, I966; Н.К.Джамалетдинова, I967, в породообразующих минералах Кетменчинского интрузива содержится (г/т): полевые шпаты - Be=I0-20; Li =23-90; Rb=290-450; Cs =70; Sn=3-5; Cu=I-8, чаще 2; Zn=45-90; кварц - Be =I; Li =29-50; Rb=I00-200; Sn =I-4; Cu=I-7; Z =40-70; биотит - Be=2-I0; Li =2250-2500; Rb=800-I800, чаще I380-I700; Cs=80-370, до 770-920; Sn=30-40; Cu=2-90, чаще 2I; Zn=500-520; мусковит - Be=26; Li =490-I000; Rb=450-690, до 900; Cs =I5-33 (до I47-450 - в пегматитах); Sn=I5; Cu =I-20, чаще 7-8. В сфенах содержится Be=2; Sn=I5; Cu =7-50, чаще 32; Zn =I00; в апатитах - Be=24; Li =44; Rb=I00; Cu=I4-I5; в бериллах из пегматитов Cs =690-3420.

Химический состав пород Кетменчинского интрузива приведен в табл. 3.

Жильные отщепления интрузива представлены аплитами, пегматитами, плагиогранитами, аплитовидными гранитами, лампрофирами диоритового состава. Резко преобладают пегматиты, слагающие наряду с аплитами маломощные (7-30 см) прожилки, иногда гнезда (I-3 м) в контракционных трещинах гранодиоритов и адамеллитов.

Ранние пегматитовые тела простого строения (плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит) лишены редкометальной минерализации. Более поздние (обычно меридиональные простирания, мощностью I-3 м) крупнозернистые, блоковые пегмати-

Окисел	Адамеллит биотито-вый, гнейсовидный		Гнейсо-видный мелагранит	Двуслюдяной лейкогранит	
SiO_2	67,45	67,87	69,84	7I,40	7I,65
TiO_2	0,50	0,42	0,30	0,30	0,I7
Al_2O_3	I5,I5	I4,89	I5,02	I3,95	I4,06
Fe_2O_3	0,36	I,00	0,44	0,42	0,25
FeO	2,I7	2,95	I,5I	I,26	I,22
MnO	0,06	0,07	0,04	0,03	0,04
MgO	I,40	I,25	0,80	0,50	0,70
CaO	3,08	2,66	2,24	I,50	I,I2
Na_2O	3,4I	3,09	3,48	2,80	3,43
K_2O	4,50	4,30	5,00	6,42	6,I7
H_2O	0,I0	0,07	0,I0	0,08	0,09
П.п.п.	I,I7	I,08	I,2I	I,0I	0,87
P_2O_5	0,23	0,II	0,II	0,23	0,I7
SO_3	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0
CO_2	0,22	0,II	0,55	0,49	0,23
С у м м а	99,58	99,76	I00,04	99,90	99,94

товые жилы с пегматоидным, псевдографическим, апографическим и зональным строением связаны с двуслюдяными и лейкократовыми гранитами. Они сложнодифференцированные, состоят из кварца, микроклина, альбита, мусковита и несут редкометальную минерализацию.

Пегматитовые тела развиваются преимущественно в центральной, глубокоэродированной части интрузива либо в его экзоконтакте, в метаморфических сланцах S_2 (?), тогда как в известняках встречаются лишь единичные жилы.

Вблизи контактов (500-I000 м) гнейс-гранодиориты характеризуются повышенным содержанием биотита и крупных порфиробластов микроклина, у известняков повышается основность пород с гипидиоморфной, участками монцонитовой струк-

Таблица 3

Двуслюдяной лейкогранит		Адамеллиты, 5 ан.	Граниты двуслюдяные, 6 ан.	Граниты лейкократовые, аляск., 5 ан.	Биотитовый гранит, слабо мусковитиз., 43 ан.
73,27	73,I9	69,68	7I,86	70,27	72,60
0,I7	0,I2	0,3I	0,I5	0,47	0,20
I3,87	I3,46	I6,09	I6,38	I6,II	I4,62
0,59	0,22	0,26	0,53	0,70	0,53
0,9I	I,08	2,88	0,9I	0,85	I,I5
0,05	0,05	0,03	0,0I	0,0I	0,0I
0,90	0,80	I,00	0,46	0,60	0,62
I,I2	I,00	2,00	0,80	I,78	I,I3
3,34	3,84	3,55	3,26	4,I9	3,25
4,5I	5,00	3,I7	4,I3	4,0I	5,20
0,I0	0,I0	0,I6	0,28		
0,95	I,52				
0,I7	0,08				
0,I0	0,I0				
0,05	0,22				
99,95	I00,46				

турой. Характерно появление роговой обманки. Граниты на контакте содержат ксенолиты слюдистых сланцев. Отмечается сильная гранитизация ксенолитов и вмещающих сланцев и обилие в последних лейкократовых инъекций и мигматитов.

В экзоконтактах интрузива сланцы превращены в роговики с кварцем, биотитом, турмалином, амфиболом, андалузитом, силлиманитом. Известняки в приконтактовой зоне мраморизованы и окварцованы.

Отмечаются продукты раннего автометасоматоза: пертитизация микроклина, мирмекитизация в порфировидных гранодиоритах и двуслюдяных гранитах. Развиты также мусковитизация, хлоритизация, серицитизация. В гранитах проявлены: альбитизация, грейзенизация, турмалинизация, появляется вторичный гранат, акцессорный берилл. Последний присутст-

вует также в минерализованных пегматитовых жилах.

Формирование Кетменчинского интрузива происходило на глубине 5-7 км, в условиях мезоабиссальной фации (более глубинная субфация). Эрозионный срез интрузива достигает 2,5 км. Массив относится к гранодиорит-гранитовому ряду формаций.

Составили И.В.Белов, В.И.Айзенштат по материалам Э.П. Изоха и др., I97I; Е.И.Барковской и др., I965; А.В.Рабиновича и др., I963; Р.И.Павлова и др., I969, Е.И. Крылова, I966; Н.К.Джамалетдинова, I965, I967, I968.

59. К а р н а б с к и й и н т р у з и в расположен на восточном окончании Зиаэтдинских гор, в ядре антиклинальной структуры. На юге контактирует с мраморизованными известняками, на севере- с известняками и сланцами верхнего силура. Возраст интрузива C_3-P_1. Он представляет собой небольшой (площадь выходов около 2I км^2) крутопадающий (падение контактов на север, под углом 78-82°) шток. Южный контакт тектонический.

Интрузив - один из куполов (сателлитов) крупного Зирабулак-Зиаэтдинского плутона. Большая часть Карнабского интрузива сложена крупнозернистыми биотитовыми гранитами нередко с порфировидными вкрапленниками микроклина (I-I,5 см в длину). В подчиненном количестве присутствуют гранодиориты, адамеллиты, крупно- и мелкозернистые лейкограниты.

Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру, обычно крупнозернистые, иногда порфировидные.

Количественно-минералогический состав (об.%) гранитоидов Карнабского интрузива отражен в табл. I.

Т а б л и ц а I

Минерал	Гранодиориты, адамеллиты, ср. из 5 шл.	Биотитовые порфировидные граниты, ср. из 5 шл.	Лейкократовые граниты, ср. из 4 шл.
Плагиоклаз	35,3	25,2	29,6
К-Na полевой шпат	23,5	36,2	35,4
Кварц	30,5	33,5	32,9
Биотит	I0,3	4,0	2,I
Акцессории	0,4	I,0	-

Плагиоклаз в биотитовых гранитах и адамеллитах чаще незональный, состав его варьирует в пределах I4-22, чаще I5-20% Ан. $2V$ от -85° до $\pm 90^{\circ}$, оптика низкотемпературная, Δ =I, двойники по $\perp$ (0I0). В лейкогранитах присутствует олигоклаз с I0-I2% Ан, а в адамеллитах эндоконтактовых участков - альбит-олигоклаз с 5-I8% Ан.

К-Na полевой шпат представлен максимальным решетчатым микроклин-пертитом с $-2V = 82-84^{\circ}$, в лейкогранитах - до 88°, $\angle N_m : P\perp [00I] = I4-I8^{\circ}$. Состав микроклинов : $Or_{68-70}Ab_{30-32}$. Большая часть альбита присутствует в виде веретенообразного и жилковатого пертита.

Биотит отвечает лепидомелану (Трегер, I968) с $N_g \approx N_m$ =I,652 (Расулов, I967) - I,665 (Айзенштат, пр. 3II). Общая железистость = 56-68% (Соболев, I950), отношение аннит : флогопит = (55-67) : (33-45). Высокое содержание титана (TiO_2= 3,75-4,I6%, ср. из 4 опр.) и железа (Fe_2O_3+ +FeO = 24, I4%) в слюдах обусловливает резкий плеохроизм в буровато-коричневых тонах.

В биотитовых гранитах содержатся следующие акцессорные минералы (Павлова и др., I969; по данным 4 проб, г/т): магнетит =0,I-3,6; монацит =2,2-6,4; ксенотим = до 0,8; апатит = =2,5-5,5; сфен = 0,3-I4; ортит = до 0,9; циркон = 0,7-4,5; гранат = до 0,05; турмалин = до 5; касситерит = 0,I2. В знаках присутствуют пирохлор, ильменит, рутил.

В гранитоидах Карнабского интрузива, по данным И.Х.Хамрабаева (I969), А.В.Рабиновича и др. (I963), Е.К.Подпориной (I970), содержатся (г/т) : Nb=9-37, чаще I6; Ta= до I5, чаще 5; Pb=50; Zn =50-60; Cu= I4-76; Mo = до I; Be=6,7 (5 проб). Для гранитов характерна также повышенная радиоактивность.

Рентгенограмма монацита (пр. 325 Расулов, I967) (Труба БСВ, анод Fe, Д=57,3 мм: d -0,5 мм, 30 кV, I4 ма, экспозиция 5 ч) приведена ниже:

J	d/n	J	d/n
Сл.	4,I4	Сл.	2,34
Сл.	3,50	0 Сл.	2,II8
Сл.	3,3I	Сл.	2,I3

Ср.	3,08	Ср.	2,00
Сл.	2,85	Сл.	I,95
Сл.	2,7I	Ср.	I,866
Сл.	2,58	Сл.	I,736
Сл.	2,43	Ср.сл.	I,66I

Аналитик Л.А.Скачкова, ИГиГ АН УзССР.

Распределение элементов-примесей в породообразующих минералах и магнетите карнабских гранитоидов (Хамрабаев, I965, I969; Крылов, I966; Рабинович, Бадалов, I97I; Расулов, I967; Подпорина, I970; 3-22 опр. по каждому элементу г/т): в полевых шпатах - Li =28; Rb=200; Cs =60; Be=4-II; Zn=27; Cu=20; в кварцах - Li =I2; Rb=I00; Be=I; Zn =I0; Cu=8; в биотитах - Li =730; Rb=900; Cs =60; Be=I-I5; Sn=30-75; Zn=600; Cu=93; Nb=I05-I75, до 225; Ta=II,7-48,5, чаще 23; в магнетитах Cu=35.

Жильные отщепления Карнабского интрузива представлены микропегматитами, аплитами, более поздними дайковыми телами лампрофиров и кварцевых диоритовых порфиритов. Жилы аплитов по распространению несколько преобладают над пегматитами с апатитом, турмалином, редко ксенотимом, колумбитом. Мощность жил-0,4-2,6 м, длина - до I2 м, простирание преимущественно северо западное. Средний химический состав (вес.%) пород Карнабского интрузива дан ниже:

Окисел	Биотитовые граниты, 32 ан.	Лейкограниты, I2 ан.
SiO_2	73,35	75,88
TiO_2	0,22	0,08
Al_2O_3	I3,86	I5,03
Fe_2O_3	0,45	0,35
FeO	I,39	0,59
MnO	0,06	0,II
MgO	0,5I	0,22
CaO	I,80	I,49
Na_2O	3,78	2,97
K_2O	3,76	3,27
H_2O	0,II	0,04
P_2O_5	0,05	0,03
С у м м а	99,54	99,96

Состав и содержание акцессорных минералов (г/т) в гранитоидах Карнабского массива, по данным П.Т.Азимова (1974), приведены в табл. 2.

Таблица 2

Акцессорные минералы	Биотитовый гранит (14 пр)	Гранит-аплит (5 пр)	Лампрофир (3 пр)
Циркон	II-6 / 14[x]	0,5-80,0 / 5	-
Апатит	I-90 / I2	I-8 / 4	Ед.зер. / I
Сфен	I-83 / 5	0,I / I	Ед.зер. / I
Ортит	I-I05 / I3	Ед.зер. / I	-
Гранат	2,3 / I	33 / I	-
Пирит	Ед.зер.-I0 / I0	Ед.зер. -40 / 5	622-I78I / 3
Магнетит	-	-	-
Рутил	Ед.зер. -37 / 3	0,5-2,5 / 2	II73-I2300 / 3
Турмалин	Ед.зер.-3 / 3	Ед.зер. / I	-
Анатаз	7 / I	0,2 / I	-
Ксенотим	Ед.зер. / I	Ед.зер. / I0	-
Монацит	37 / I	8-I0 / 2	-
Ильменит	-	40 / I	I7I / I
Флюорит	-	I2 / I	-

[x] В знаменателе количество проб, в которых установлен данный минерал.

В эндоконтактах биотитовые граниты постепенно переходят в адамеллиты и гранодиориты с обилием ксенолитов сланцев. Структура пород у контактов мелкозернистая, текстура (южный, отчасти северный эндоконтакты)гнейсовидная. Мощность зоны эндоконтактовых изменений - 60-300 м.

В экзоконтактах образуются кварц-биотитовые и кварц - биотит-андалузитовые роговики.

В породах массива автометасоматоз представлен серицитизацией, мусковитизацией, хлоритизацией, альбитизацией, турмалинизацией.

К интрузиву тяготеют кварцевые жилы (в южном экзоконтакте, реже в центре интрузива) и грейзеновые зоны с касситеритом и сульфидами.

Становление интрузива происходило в условиях мезоабиссальной фации, на глубине около 3 км. относится к гранодиорит (адамеллит) - гранитовому формационному ряду.

Составители: И.В.Белов, П.Т.Азимов, В.И.Айзенштат (по материалам И.Х.Хамрабаева, I965, I969; Э.П.Изоха, А.П.Пономаревой, И.В.Мушкина,М.В.Сухина, Г.Д.Шмулевича, К.К.Пяткова, А.И.Пяновской, I97I ; Е.И.Барковской, Э.С.Сорокина и др., I965; А.Ф.Свириденко, I96I;Ш.Р.Расулова,I967; А.В.Рабиновича и др., I963; А.В.Рабиновича, С.Т.Бадалова,I97I; Е.И.Крылова, I966; Р.И.Павлова и др., I969; П.Т.Азимова и др., I972; Е.К.Подкориной, I970).

60. А к м а з а р с к и й и н т р у з и в расположен на северо-западе в 8 км от Карнабского интрузива. Он прорывает на северо-востоке и юго-западе сланцы силурийского возраста; на юго-востоке и северо-западе перекрывается меловыми отложениями. Северный контакт интрузива круче (80-84°) южного (50-52°). Тело интрузива расположено в ядре антиклинальной складки и вытянуто в северо-западном направлении. Площадь его выходов на современном эрозионном срезе - 22 км^2.

Интрузив сложен биотитовыми, местами порфировидными (γ_3) и лейкократовыми (аляскитовыми) гранитами (γ_4). Из жильных образований встречены лампрофиры, гранит-аплиты.

Абсолютный возраст массива, по данным К-Ar метода (аналитик Ф.Аскаров) - 270 млн.лет, что соответствует P_I.

Биотитовые граниты представлены среднезернистыми, реже крупнозернистыми породами. Их минеральный состав: плагиоклаз (20-30% Ан) =20-40%, калиевый полевой шпат (микроклин, реже ортоклаз) = 28-33, кварц =25-35 , биотит =5-I0, акцессорные минералы = 0,I-2%. Из вторичных минералов присутствуют серицит, хлорит, редко кальцит.

В приконтактовых частях массива биотитовые граниты постепенно переходят в гранодиориты-адамеллиты.

Аляскиты отмечены в центральной части Акмазарского массива в виде неправильной формы тел размером I000x40 м. По краям эти тела разветвляются на аплитовидные жилы, протягивающиеся на 20-30 м.

Аляскиты представлены средне- и мелкозернистыми породами серого, розового цвета. Структура их меняется от микрогранитовой до аплитовой и микропегматитовой.

Минеральный состав аляскитов: калиевый полевой шпат (главным образом микроклин) = 30-43%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) =20-30, кварц = 30-42, биотит = I-3, мусковит = 0,2-I,5 и акцессорные минералы = 0,I-I-2%.

Химический состав пород массива (вес.%) дан в таблице.

Окисел, %	Биотитовые граниты, 2 ан.	Биотитовые граниты, 4 ан.	Аляскиты, 3 ан.
SiO_2	70,5I	7I,66	74,26
TiO_2	0,30	0,28	0,I0
Al_2O_3	I4,I8	I4,4I	I4,36
Fe_2O_3	0,I5	0,30	0,32
FeO	I,86	I,72	0,96
MnO	0,I0	0,06	0,04
MgO	I,II	0,88	0,I5
CaO	2,I5	I,7I	I,I4
Na_2O	3,45	3,7I	3,72
K_2O	4,I0	4,28	4,08
H_2O^-	0,5	-	0,05

H_2O^+	0,26	-	-
CO_2	I,2	-	0,5
P_2O_5	0,07	-	0,04
П.п.п.	0,54	-	0,78
С у м м а	99,95		I00,45

По данным Е.И.Крылова (I966), в породообразующих минералах присутствуют (г/т): полевые шпаты - Be-6-I0; *Li*=22; *Rb*=300-400; *Cs*=30-II0; *Sn*=I; *Zn*=70-II0; кварц - Be=I; *Li*=I6-22; *Rb*=200-400; *Cs*=640; =30-40; биотит - Be=3-4; *Li*=600-680; *Rb*=800-900; *Cs*=80-I40; *Sn*=40; *Zn*=460-470.

Гранит-аплиты приурочены, в основном, к приконтактовым частям массива и представлены мелкозернистыми породами аплитовой структуры серого, реже розового цвета. Они образуют маломощные (0,3-0,5 м, редко I-2 м) жилы протяженностью 8-I0, реже 20-30 м и состоят из микроклина, альбита и кварца. Главный акцессорный минерал аплитов - турмалин. Гранит-аплиты и аляскиты часто перекристаллизованы в пегматоидные образования. Большинство аплитов массива связано с аляскитовой фазой.

Схизолиты интрузива также представлены дайками диорит-порфиров, спессартитов. Мощность их I-2, редко I5 м, протяженность от 5-6 до I00-200 м, редко до I км. Эти породы темно-зеленого цвета, состоят из плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца, микроклина.

Химический состав биотита из биотитового гранита (пр. I34, аналитик Е.Ф.Касьянова, вес.%): SiO_2-36,48; TiO_2-3,07; Al_2O_3-I9,97; Fe_2O_3-I,20; FeO-I7,30; MnO - 0,36; MgO - 9,6I; CaO-2,20; Na_2O - 0,34; K_2O-7,0; п.п.п. 2,20; сумма =99,73. Общая железистость (мол.%) -52,0%, $N_g = N_m$=I,655.

Акцессорные минералы представлены (Расулов, I967; г/т): в биотитовых гранитах (по пробе № I34): апатит = 6,0; сфен = 4,2; ортит =ред.зер.; монацит = 7,5; циркон =5,3; колумбит =I,2; торит=ред. зерн.; бастнезит =ред.зерн.; в аляскитах апатит =75,2; ортит=37,6; циркон=ред.зерн.; гранат =25,4; турмалин=79,0. Из них бастнезит, торит и ортит диагностированы по оптическим и рентгеноструктурным данным (Расулов, I967).

Составил Азимов П.Т. по материалам Ш.Р.Расулова (I967), П.Т.Азимова (I97I), Я.С.Висьневского (I948), А.Ф.Свириденко (I96I), Е.И.Крылова (I966).

6I. Гуджакский интрузив расположен в I5 км к западу от Карнабского интрузива. С севера и северо-запада контактирует со сланцами (Pz_1), а на юго-западе перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями. Интрузив приурочен к антиклинальной складке и сложен порфировидными биотитовыми (γ_3) и лейкократовыми гранитами (γ_4). Площадь выхода интрузива на современном эрозионном срезе - 5 км^2.

Интрузив сложен порфировидными биотитовыми гранитами, постепенно переходящими в эндоконтактовых участках в гранодиориты, адамеллиты и аляскиты.

Порфировидные выделения биотитовых гранитов представлены микроклином, реже плагиоклазом, размер их достигает 6-8 см. Порфировидная структура развита неравномерно.

Минеральный состав порфировидных гранитов: плагиоклаз (20-30% Ан) - 20-40%, калиевый полевой шпат (микроклин, реже ортоклаз) - 28-38, кварц - 25-35, биотит - 5-8, акцессорные минералы - 0,I-I%.

Минеральный состав гранодиоритов (4 шл, об. %): плагиоклаз =50,3; К - Na полевой шпат - I2,3 ; кварц - 29,I; биотит - 8,3.

Аляскиты развиты в эндоконтактовых участках интрузива в виде небольших неправильных тел. Они представлены мелко- и среднезернистыми породами розового, реже серого цвета. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (микроклин - 30-40%), плагиоклаз (альбит-олигоклаз - 20-30), кварц -(30-40), биотит (I-3), мусковит (0,2-I,5) и акцессориев (I-I,2%).

Плагиоклаз в биотитовых гранитах образует 2 генерации: первая представлена порфировыми выделениями зонального андезина размером 0,5-I см; вторая - кислый плагиоклаз в мелкозернистой массе породы.

В аляскитах плагиоклаз одной генерации и имеет альбит-олигоклазовый состав. Калиевые полевые шпаты предетавлены главным образом решетчатым микроклином.

Во всех разновидностях гранитоидов 2V микроклинов колеблется в пределах 70-84°.

Рентгеновская триклинность двух проб калиевых полевых шпатов из порфировидных биотитовых гранитов Δp = 0,25-I. Содержание лития - I00 г/т.

Биотиты. Химический состав биотитов (среднее из трех проб, %): SiO_2-34,48; TiO_2-3,04; Al_2O_3 - I8,I8; Fe_2O_3 - 9,38; FeO - I2,44; MnO-0,43; MgO-5,78; CaO -I,02; Na_2O-0,26; K_2O- 6,44; P_2O_5 - 0,26; H_2O^+ - 2,22; H_2O^- - 0,66, п.п.п. - 3,54; F - 0,40. Сумма = 99,53.

Элементы-примеси: Li =8I2, Zn = 433, Ga = 58 г/т.

Содержание акцессорных минералов (г/т) приведено ниже.

Минерал	Порфировые биотитовые граниты	Лейкократовые граниты	Пегматиты
Ильменит	53,7	-	-
Анатаз	2,I	-	-
Пирит	0,25	0,4	-
Апатит	I44,2	83,7	35,0
Сфен	37,7	I92,7	20,9
Ортит	I9,5	-	-
Монацит	I9,5	4,6	7,3
Ксенотим	3,I	-	-
Циркон	72,3	2,3	I,8
Ильменорутил	-	-	5,4
Гранат		8863,2	43I,6
Турмалин	I6,7	7380,3	I4I4,5

Для массива характерно отсутствие магнетита, повышенное содержание турмалина в лейкократовых гранитах, гранит-аплитах и пегматоидах.

Химический состав гранитоидов, вес.% (по данным Ш.Р.Расулова, I967; А.Ф.Свириденко I96I; Е.И.Крылова, I966) дан в табл. I.

Таблица I

Оксисл.%	Порфировидные биотито-вые граниты, адамеллиты		Лейко-граниты	Гранит-аплиты
	I ан.	8 ан.	4 ан.	I ан.
SiO_2	68,24	7I,82	80,0	68,98
TiO_2	0,66	0,I2	0,I3	0,50
Al_2O_3	I3,I2	I3,92	I4,I3	I5,0I
Fe_2O_3	I,23	0,I6	0,43	0,57
FeO	I,67	I,70	I,46	2,04
MnO	0,6I	0,04	0,05	0,08
MgO	0,59	0,7I	0,85	I,03
CaO	3,46	I,55	I,90	2,55
Na_2O	3,I5	3,39	3,2I	3,38
K_2O	3,82	4,64	5,0	4,32
H_2O^-	-	0,I3	0,I2	-
H_2O^+	0,4	-	-	-
CO_2	0,72	0,3	I,35	-
P_2O_5	-	0,09	0,I4	-
П.п.п.	I,03	I,02	I,86	-
Сумма	I00,I9	99,29	I00,59	-

В породах массива в вышекларковых содержаниях присутствуют Sn, Li, Pb, Zn (табл. 2).

Таблица 2

Элемент	Кол-во анализов	Порфировидные биотитовые граниты	Лейкократовые граниты	Гранит-аплиты
Li	4	59	40	69
Li	4	2,8	4	6,5
Sn	2	6	27	24
Pb	4	27	55	52
Zn	4	I30	90	I00

Образование массива происходило в мезоабиссальных условиях на глубине 2-3 км. Гранодиорит-гранитовый формационный ряд.

Составил П.Т.Азимов по материалам П.Т.Азимова, 1971; Ш.Р.Расулева, 1967; Е.И.Крылова, 1966.

62. **Майзакский интрузив** расположен в средней части Зиаэтдинских гор, на северо-востоке Кошкудукского массива и является одним из куполов Зирабулак-Зиаэтдинского плутона. На юго-востоке интрузив контактирует с мраморизованными известняками нижнего силура, на северо-западе перекрыт меловыми отложениями. Площадь выхода 6 км ^{2}.

Интрузив сложен порфировидными биотитовыми гранитами и аляскитами. Из жильных образований имеются гранит-аплиты.

Биотитовые граниты занимают основную площадь интрузива и имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз (20-30% Ан) - 26-43, калиевый полевой шпат (микроклин) - 35-21, биотит - 4-7, кварц - 32-26, вторичные и акцессорные минералы - 1-1,2%. Порода среднезернистая, часто с порфировыми выделениями. Главные акцессорные минералы биотитовых гранитов, по П.Т.Азимову (1971), - ильменит (1,7 г/т), апатит (27,1), ортит (7,9), монацит (8,8), циркон (25,4 г/т).

Химический состав биотитов из биотитовых гранитов (%): SiO_2-33,62; TiO_2- 3,28; Al_2O_3 - 16,33; Fe_2O_3- 2,66; FeO - 16,60; MnO - 0,36; MgO-10,32; CaO-1,54; Na_2O- 0,34; K_2O- 7,71; P_2O_5- 0,48; H_2O^+- 1,93; H_2O^-- 0,26; п.п.п.- 2,87; сумма - 100,29. $Ng = Nm = 1,643-1,644$.

Аляскиты представлены мелкозернистыми породами серого, розового цветов. Развиты они в основном в южных эндоконтактовых частях интрузива в виде небольших штоков. Местами перекристаллизованы и приобретают пегматоидный облик.

Минеральный состав следующий (%): калиевый полевой шпат (микроклин) - 40-43; кварц - 30-35; плагиоклаз - 20-25; биотит - 1-2; мусковит - 0,5-2; акцессорные минералы - 0,5-1.

Главные акцессорные минералы аляскитов (г/т) : ильменит (1,6), апатит (0,6), ортит (20,7), монацит (7,7), ксенотим (3,7), турмалин (0,27).

Химический состав биотитовых гранитов (по П.Т.Азимову, среднее из 2 анализов,%): SiO_2 - 72,9; TiO_2 - 0,2I; Al_2O_3 - I4,4; Fe_2O_3 - 0,55; FeO-I,I0; MnO - 0,I9; MgO-0,8; CaO - 2,39; Na_2O - 2,56; K_2O - 3,83; H_2O^- - 0,8; H_2O^+-0,26; п.п.п. - 0,22; сумма - 99,6.

Отдельные редкие элементы в породах Майзакского интрузива присутствуют в следующих количествах (г/т):

	Li	B	U	Sn	Pb	Zn
Порфировидные биотитовые граниты	90,0	I8,6	7,I	9,7	26,0	397,0
Аляскиты и лейкократовые граниты	39,0	I0,3	24,0	I3,3	I9:0	I40,0

В южном контакте интрузива имеются небольшие скарновые тела с шеелитом. Интрузив образован в мезоабиссальных условиях, в интервале глубин 2-3 км.

Составил П.Т.Азимов (по материалам Ш.Р.Расулова,I967; П.Т.Азимова, I97I).

63. К о ш к у д у к с к и й и н т р у з и в расположен между Майзакским и Чайдарозским массивами. На востоке он контактирует с мраморизованными известняками, на западе - со сланцами нижнего палеозоя, на юго-западе и северо-западе перекрыт меловыми отложениями. Площадь интрузива на современном уровне среза - 34 км^2. Интрузив вытянут с запада на восток и сложен порфировидными биотитовыми гранитами (γ_3), лейкократовыми гранитами (γ_4), гранит-аплитами, пегматитами и пегматоидными породами.

Основная площадь интрузива сложена биотитовыми гранитами. Последние представлены крупно- и среднезернистыми породами серого,розового цветов. Порфировидные выделения породы состоят из микроклинов, реже - зонального плагиоклаза. В приконтактовых частях массива биотитовые граниты содержат ксенолиты сланцев, превращенных в породы, близкие по минеральному составу - диориты. Количество и размеры ксенолитов постепенно уменьшаются по мере удаления от контакта интрузива.

Порфировидные биотитовые граниты состоят из (среднее из 3 подсчетов, об.%) плагиоклаза - 25,0; микроклина - 36,6; кварца - 32,7; биотита - 4,4; вторичные и акцессорные минералы I,3.

Состав акцессориев (Азимов, I97I): рутил - (0,3); анатаз - (29,9); пирит - (0,37); апатит - (33,44); сфен (I5,2); ортит - (42,2); монацит - (2,3); циркон - (98,7).

Химический состав биотитов из биотитовых гранитов (%): SiO_2- 35,88; TiO_2- 3,I5; Al_2O_3 - I7,06; Fe_2O_3 - 2,I6; FeO - I6,89; MnO - 0,37; MgO - 9,73; CaO - I,59; Na_2O - 0,35; K_2O- 8,6I; P_2O_5 - 0,52; H_2O^+ - 3,56; H_2O^- - 0,28; п.п.п. - 3,34; F - 0,55; сумма - I00,I4.

Порфировидные биотитовые граниты по вещественному составу непостоянны в связи с изменением степени процесса ассимиляции в различных частях массива. В приконтактовых частях массива биотитовые граниты постепенно переходят в гранодиориты и адамеллиты.

Аляскиты в интрузиве развиты главным образом в приконтактовых (экзо- и эндоконтактовых) частях массива в виде неправильных вытянутых тел размером до 20-30 х 5 - I0 м.

Аляскиты представлены средне- и мелкозернистыми породами серого и розового цветов. Структура их меняется от микрогранитовой до аплитовой и микропегматитовой.

Минеральный состав: калиевый полевой шпат (43,0), кварц- (32,5), плагиоклаз - (2I,2), биотит - (I,2), мусковит - (I,4); акцессорные минералы - апатит - (27,3), ортит -(3,3), монацит - (I5,0), циркон - (2,3), гранат- (I,0), турмалин - (4,9 г/т).

Усредненный химический состав биотитовых гранитов (вес.%): SiO_2 - 70,75; TiO_2 -0,3I; Al_2O_3- I5,55; Fe_2O_3-0,73; FeO- 2,29; MnO - 0,I6; MgO-0,69; CaO-2,06; Na_2O-2,72; K_2O-4,34; H_2O^-- 0,08; H_2O^+- 0,05; P_2O_5- 0,07; п.п.п. - 0,73; сумма - I00,70.

Содержание некоторых малых элементов в породах (в г/т) следующее:

	Li	B	U	Sn	Pb	Zn
Биотитовые граниты	85,3	II,8	5,5	I0,3	I7,8	2I0,0
Аляскиты	52,6	I2,4	I3,0	I0,5	38,6	48,0

Интрузив относится к гранодиорит-гранитовой формации и сформировался в переходных от гипабиссальных к мезоабиссальным условиям.

Составил П.Т.Азимов (по материалам Ш.Р.Расулова (1967), П.Т.Азимова (1971).

64. Чайдарозский интрузив расположен на западной оконечности Зиаэтдинских гор и является северо-западным продолжением Кошкудукского массива и одним из выступов Зирабулак-Зиаэтдинского плутона. На востоке массив контактирует со сланцами, а на западе и юго-западе перекрыт меловыми отложениями. Интрузив приурочен к ядру Зиаэтдинской антиклинали. Площадь выхода - 12 км^2. Сложен биотитовыми гранитами и аляскитами. Из жильных образований имеются гранит-аплиты и кварцевые жилы.

Порфировидные биотитовые граниты представлены крупнозернистыми породами серого, реже розового цвета. Они в эндоконтактах интрузива постепенно переходят в адамеллиты и гранодиориты.

Минеральный состав биотитовых гранитов: плагиоклаз - 25,2; микроклин - 36,5; кварц - 32,6; биотит - 4,6; акцессорные минералы - 1,1%.

Аляскиты развиты в эндоконтактах интрузива и представлены вытянутыми телами размером 20 х 50 м. Это мелко- и среднезернистые породы розового, серого цветов. Отдельные участки превращены в пегматоидную породу.

Минеральный состав: калиевый полевой шпат (микроклин)= =30-40, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) - 20-30, кварц =30-40, биотит =1-2, мусковит =0,2-1 и акцессории = 0,2%.

Химический состав биотита из порфировидных гранодиоритов (пр.18, П.Т.Азимов, 1967, вес.%): SiO_2=35,84; TiO_2= =2,79; Al_2O_3= 20,32; Fe_2O_3=1,68; FeO=16,0; MnO=0,48; MgO= =10,64; CaO=2,00; Na_2O = 0,62; K_2O=6,50; H_2O^+=0,20; п.п.п.= =2,42; сумма =99,86. Общая железистость = 48,1, титанистость =7,8, щелочность =39%. N_g=N_m=1.639.

Акцессорные минералы в породах Чайдарозского интрузива распределены следующим образом: в биотитовых гранитах (г/т):

ильменит - I4,2; рутил - 5,0; пирит - 23,5; апатит - 3,I; сфен - 35,6; ортит - 35,9; циркон - I05,3; флюорит - ед.зн в аляскитах: рутил - 8,0; анатаз - 32,0; пирит - I,35; ортит - 57,6; циркон - I29,6; турмалин - ед.зн., торит-0,5.

Химический состав биотитовых гранитов Чайдаровского интрузива (среднее из 2 анализов, %): SiO_2 - 68,9I; TiO_2 - 0,32; Al_2O_3 - I5,62; FeO - 2,86; MnO - 0,04; MgO- I,32; CaO-I,92; Na_2O -2,64; K_2O - 4,74; H_2O- 0,32; п.п.п.-2,0; Σ - I00,92.

Распределение редких элементов в гранитоидах Чайдаровского интрузива (г/т) следующее:

Элемент	Биотитовые граниты	Аляскиты
Li	77,7	43,0
B	I5,5	3I,I
U	2,7	6,7
Sn	7,2	6,0
Pb	I5,2	-
Cu	I9,7	0,0
Zn	I60	I50

Геолого-петрографические и минералого-геохимические особенности гранитоидов интрузива позволяют установить его образование в мезоабиссальных условиях в пределах 2-3 км (Хамрабаев, I968; Далимов и др., I968).

Составил П.Т.Азимов по материалам Ш.Р.Расулова (I967); П.Т.Азимова (I97I).

Е. ГОРЫ КУЛЬДЖУКТАУ, ТАМДЫТАУ, АУМИНЗАТАУ БУКАНТАУ, АЛТЫНТАУ И СУЛТАНУИЗДАГ

Массивы мафитов и ультрамафитов

65. Бельтауский габброидный массив расположен в юго-западной части центральных Кызылкумов, западной оконечности хребта Кульджуктау. Массив находится среди доломитизированных, мраморизованных известняков и доломитов нижне-среднедевонского возраста. Он перекрыт пролювиально-делювиальными и эоловыми современными отложениями.

Среднее из 3 определений по титанавгитовому габбро K-Ar методом равно 295 млн.лет. По аналогии с другими районами Западного Узбекистана время внедрения определяется как C_2.

Массив располагается в ядре брахисинклинали и в плане представляет собой грубый овал, вытянутый в северо-западном направлении. Длина его 5,3 км, ширина 1,7 км, площадь около 9 $см^2$. На глубине, судя по данным грави-, электроразведок и глубокого бурения, массив имеет воронкообразную форму с максимальным погружением (1600 м от дневной поверхности) в центральной части.

Контакт габброидов с карбонатными породами извилистый. Характерны многочисленные апофизы и заплывы габбро и известняки, а также ксенолиты и скиалиты известняков в габбро. Скиалиты наблюдаются в большом числе во внутренних частях массива и имеют тенденцию к уменьшению в направлении к более глубоким частям интрузии.

Основные разновидности пород массива: титанавгитовое габбро (количественно преобладает) и более поздние плагиоклазовые ультрамафиты и микрогаббро.

Титанавгитовое габбро содержат плагиоклаз $Ан_{40-100}$ (50-54%), титанавгит - диопсидовый авгит (34-37), амфибол (синтагматит-роговообманкового типа, 8-10), карбонат (до 1,5), пренит, соссюрит, хлорит (2-4), сфен, ильменит, магнетит, апатит, зеленую шпинель, сульфиды железа и никеля. Структура преимущественно габбровая, реже встречается габ-

брофитовая и пойкилофитовая. Текстура такситовая. Встречаются крупные обособления пегматоидного титанавгитового габбро. Автометаморфические изменения (пренитизация, соссюритизация, хлоритизация) проявлены слабо.

Роговообманковое габбро: плагиоклаз $Ан_{48-78}$ (55-65), амфибол (I8-27), клинопироксен (5-20), биотит (0,6-8); спорадически встречаются кварц (до 7), кальцит (до 5%), пренит, хлорит, серицит, соссюрит, редки лейкоксен, цеолиты, тальк, мусковит, сфен, апатит, ильменит, рутил, циркон, графит, сульфиды железа и никеля, магнетит. Кроме того, в этой породе появляется и калишпат. Преобладающая структура офитовая, но встречаются габброфитовая, пойкилофитовая и габбровая. Порода такситовая, нередки пегматоидные разности. Наибольший интерес представляет графитизация роговообманковой разности габбро.

Габбро-нориты: плагиоклаз $Ан_{5I-90}$ (52-69), ортопироксен $ОГ_{8-24}$ (8-I9), клинопироксен (3-2I), амфибол (5-I0), биотит (до 8), кварц (до 2%). Преобладающие структуры офитовая и пойкилитовая, реже встречаются габброфитовая, криптовая и панидиоморфнозернистая. Порода такситовая, мало подвержена вторичным изменениям.

Анортозиты: плагиоклаз $Ан_{85-90}$ (85-95), клинопироксен, амфибол, биотит, кальцит (в сумме 5-I5%), пренит, серицит, хлорит, ильменит, апатит, гранат, сульфиды железа и никеля, графит, магнетит. Структура породы в местах, сложенных плагиоклазом, аллотриоморфнозернистая, в присутствии темноцветных-пойкилитовая. Текстура полосчатая.

Лейкогаббро: плагиоклаз $Ан_{70-85}$ (80-85), клинопироксен (I0-I5), амфибол (5-I0), биотит, кальцит, кварц. Вторичные и акцессорные аналогичны таковым в анортозитах. Структура габбровая, реже габброфитовая, текстура такситовая.

Кварцевый диорит: плагиоклаз $Ан_{45-48}$ (52), кварц (до I7), амфибол (I0), биотит (I8), клинопироксен (2%), серицит, пренит, хлорит, (в сумме до I%), апатит, сфен, циркон, ильменит, рутил, сульфиды железа и никеля, графит. Структура гипидиоморфнозернистая до офитовой, текстура такситовая.

Вторая группа - ультраосновные породы лерцолиты, содержащие оливин Fa_{I0-I2} (23), ортопироксен $ОГ_{8-24}$ (26), клино-

пироксен (5), амфибол (12), биотит (5), флогопит (5), хлорит (14), серпентин (3), карбонат (3), рудный (3%), плагиоклаз, апатит, ильменит, сульфиды железа и никеля, сфен, циркон, графит, магнетит. Структура породы пойкилитовая, текстура такситовая.

Плагиолерцолит в отличие от лерцолита содержит плагиоклаз $Ан_{65-70}$ (16-20%).

Троктолит: оливин $Ф_{10-12}$ (53), плагиоклаз $Ан_{78-86}$ (26), серпентин+магнетит (15%), акцессорные и вторичные аналогичны таковым в прочих ультрамафитах.

Микрогаббро слагают более 30 жил и состоят из плагиоклаза $Ан_{55-80}$ (45-50), амфибола (42-45), биотита (0,5-1), кварца (0,7-4), рудного (1-3%), иногда клино- и ортопироксенов (до 8%), соссюрита, хлорита, пренита, апатита, ильменита, сфена, циркона, сульфидов железа и никеля, графита. Структура породы порфировая, основная масса трахитоидная.

Наиболее характерная черта петрографии массива - приуроченность более кислых (по составу плагиоклаза, содержанию биотита, кварца и т.п.) пород к контактам тел, а более основных разновидностей - к внутренним их частям. Исключением из этого являются ультрамафиты, состав плагиоклаза которых не зависит от положения того или иного тела этих пород в массиве. Химический состав пород (вес.%) приведен в табл. 1.

Среднее значение содержания элементов-примесей в породах дано на основании 225 анализов на Ni, 212 на Co, по 12 на Cu, Cr, V и по 5 на Li, Rb, Cs.

Кроме перечисленных элементов в концентрате сульфидных минералов Бельтау установлены также Pt, Pd, Ro в количестве до единиц г/т концентрата.

Для темноцветных компонентов пород Бельтау характерно в целом низкое содержание железа, что находит свое отражение в составе акцессорных минералов (широко развит ильменит и почти отсутствует магнетит).

Титан на начальных этапах кристаллизации входит в решетку титанавгита, затем в амфибол и в конце процесса в сфен и ильменит.

Таблица I

Компонент	Роговообманковое габбро, II ан.	Титанавгитовое габбро, 4 ан.	Габбронорит, 7 ан.	Анортозит, 3 ан.	Лейкогаббро, I ан.	Кварцевый диорит, I ан.
SiO_2	5I,26	46,80	50,98	48,26	50,04	59,08
TiO_2	I,2I	0,86	I,II	0,33	I,02	I,60
Al_2O_3	I6,77	I6,63	I6,52	26,44	25,52	I6,5I
Fe_2O_3	0,96	0,67	I,09	0,35	0,50	I,00
FeO	6,55	5,88	7,00	2,52	6,58	6,07
MnO	0,II	0,08	0,II	0,02	0,06	0,I4
MgO	6,93	6,25	7,96	2,57	0,85	4,00
CaO	9,45	I7,I7	I0,3I	I5,03	II,20	6,00
Na_2O	2,63	I,48	2,29	2,49	2,05	2,06
K_2O	I,I6	I,I0	0,50	0,50	0,78	2,03
P_2O_5	0,2I	0,I9	0,I0	0,06	0,09	0,06
H_2O^-	0,26	0,20	0,25	0,I0	I,02	0,I2
H_2O^+	I,99	0,00	I,27	0,6I		I,20
CO_2	0,4I	0,69	0,27	0,46	Н/опр.	Н/опр.
SO_3	0,0I	0,0I	0,09	0,03	"	"
S	0,02	0,00	0,09	0,0I	0,I5	0,06
Cu	0,0I3	Сл.	0,0I3	Н/опр.	Н/опр.	Н/опр.
Ni	0,04I	0,035	0,I2	0,004	0,008	0,002
Co	0,0027	0,0029	0,0074	0,00I	0,002	0,002
Cr	0,008	0,025	0,04	0,008	0,I0	0,002
V	0,0I	0,03	0,035	0,0I6	0,03	0,006
Li	0,0025	0,00I8	0,006	Н/опр.	Н/опр.	0,0025
Rb	0,0053	0,0046	0,00I3	"	"	0,0093
Cs	0,0006	0,00I2	сл.	"	"	0,0022
П.п.п.	-	2,22	-	-	-	-
Сумма	99,93	I00,23	99,94	99,77	99,86	99,84

Продолжение табл. I

Компонент	Лерцолит, 6 ан.	Плагиолерцолит, 3 ан.	Троктолит, I ан.	Микрогаббро (жильное), 3 ан.	Микроклинизированное роговообманковое габбро, 2 ан.	Габбро среднезвеш. по массиву
SiO_2	42,87	45,27	4I,00	50,67	56,79	49,27
TiO_2	0,5I	0,72	сл.	I,I4	I,06	I,08
Al_2O_3	8,5I	I2,38	I0,73	I7,50	I7,20	I6,68
Fe_2O_3	2,35	I,68	5,98	I,54	0,62	0,88
FeO	8,95	8,8I	7,4I	6,58	5,I8	6,32
MnO	0,I6	0,06	0,I7	0,I3	0,I0	0,I0
MgO	25,I9	I7,54	24,55	6,54	4,82	6,8I
CaO	4,5I	I0,03	4,30	9,20	5,92	I2,92
Na_2O	I,02	I,03	0,43	2,24	2,93	2,I0
K_2O	0,50	0,34	0,35	0,85	2,I0	I,09
P_2O_5	0,07	0,I5	Н/опр.	0,I3	0,09	0,I8
H_2O^-	0,53	-	0,88	0,5I	0,43	0,24
H_2O^+	3,55	I,39	3,92	2,70	2,25	I,67
CO_2	0,47	Н/опр.	Н/опр.	0,39	0,4I	0,52
SO_3	0,02	"	"	Н/обн.	Н/обн.	0,02
S	0,I3	0,27	"	0,20	Н/опр.	0,02
Cu	0,0I	Н/опр.	Н/опр.	0,007	"	0,I0
Ni	0,089		0,08	0,04I	"	0,0456
Co	0,0084		0,0I2	0,0048	"	0,0033
Cr	0,0I2	0,045	0,025	0,024	"	0,0I9I
V	0,006	0,0I5	0,006	0,020	"	0,0I83
Li	0,00I2	Н/опр.	Н/обн.	0,0025	"	0,002I
Rb	0,0026	"	0,0007	0,0034	"	0,0047
Cs	Н/обн.	"	0,0006	0,00I2	"	0,0008
С у м м а	99,35	99,67	99,72	I00,32	99,90	I00,00

Химический состав биотита (9884-I) и титанавгита (9884-2) из титанавгитового габбро Бельтау приведен в табл. 2 .

Таблица 2

Обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
9884-I	37,74	I,4I	2I,84	0,0I	3,24	0,02	2I,95	4,40
9884-2	44,35	I,79	8,2I	I,53	I,87	Сл.	I4,60	26,80

Продолжение табл. 2

Обр.	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	H_2O^+	Ni	Co	Cr	Сумма
9884-I	0,39	6,8I	Н/обн.	0,0	0,94	-	-	-	99,75
9884-2	0,I0	0,I3	-	-	0,60	0,008	Сл.	0,05	I00,04

Состав редких земель в апатите(9504), цирконе (9505) и сфене (9506) из габброидов Бельтау приведен в табл. 3.

Таблица 3

Обр.	La_2O_3	CeO_2	Pr_6O_{II}	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Y_2O_3
9504	I5,4	32,6	4,5	I8,2	4,5	6,2	I5,9	
9505	4,8	I2,4	I,6	4,3	I,5	2,8	49,0	
9506	8,5	33,3	5,0	2I,3	3,5	3,5	-	-

Продолжение табл. 3

Обр.	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tu_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	$Yb_2O_3+Y_2O_3$	ΣTR_2O_3
9504	2,4	0,2	0,4	0,I	0,2		-	I00,02
9505	3,7	2,3	6,7	0,7	9,5	0,5	-	99,8
9506	I,4	I,6	I,0	-	-	-	2I,8	99,9

Примечание. Содержание суммы редких земель в образцах - I = I,I8; 2 = 0,272; 3 = 0,27%.

Основными концентраторами никеля являются пирротин, пирит, пентландит и другие менее распространенные сульфиды. Наибольшее содержание сульфидов приходится на ультрамафиты (до 0,3% на породу для не вскрытых эрозией тел). Среди неизмененных габброидов максимальное содержание *Ni*, так же как и сульфидных минералов, приходятся на графитизированные габбро и графитовые тела (до 0,5% и более). Для породообразующих минералов наиболее существенна примесь никеля в оливине.

Содержание *Ni* и Co (вес.%) в некоторых сульфидах Бельтау приведено в табл. 4.

Таблица 4

Минерал	Кол-во определ.	*Ni*	Co
Пирротин	7	1,4-2,2	0,013-0,076
Пирит	7	0,12-2,54	0,004-0,026
Виоларит	2	7,6-11,05	0,00
Марказит	1	2,16	0,07
Арсенопирит	1	1,17	0,60

Примечание. Максимальное содержание Ni и Co в пирротине из ультрамафитов и пирите из зон графитизации.

Химический состав ильменита Бельтау (обр. 9504) следующий: SiO_2 = 2,91; TiO_2 = 50,30; Fe_2O_3 = 10,10; FeO = = 32,14; MnO = 0,22; CaO = 2,00; MgO = 2,00, Сумма =99,77. Проанализированная проба на 8,83% состоит из сфена.

Содержание акцессорных минералов (г/т) в породах Бельтауского массива приведено в табл.5. Кроме перечисленных акцессорных минералов в ультрамафитах и в титанавгитовом габбро в шлифах установлена также зеленая шпинель (единичные находки). Перовскит характерен для небольшого тела карбонатитов, пространственно связанного с крупным телом пегматоидного титанавгитового габбро. В состав сульфидов Бельтау, по К.М.Кромской, входят - пирит, халькопирит, пент-

ландит, миллерит, герсдорфит, виоларит и спорадически появляются марказит, галенит, сфалерит, молибденит, вазсит. При этом пирротин, пирит, халькопирит и пентландит характерны для малоизмененных пород; герсдорфит, никелин, вазсит - для зон графитизации.

Для массива характерно широкое развитие контактово-метаморфизованных пород. Мраморизация развивается в карбонатных вмещающих породах и распространяется на несколько сотен метров. Максимально выражен этот процесс в пределах 7-15 м от контакта с габбро, где наблюдаются зоны гигантокристаллического кальцита, а часть карбонатов переотлагается по трещинам.

Графитизация развивается в зоне контакта габброидов с известняками. Графит присутствует обычно в виде мелкой вкрапленности в зонах крупнозернистых мраморов, в переотложенных жилах карбонатов и изредка формирует небольшие "карманы" почти мономинерального состава. В габбро эндоконтактовой зоны графит замещает преимущественно темноцветные минералы, и лишь вблизи непосредственного контакта порода замещается целиком. Мощность графитовых тел достигает нескольких десятков метров, простирание - сотен метров, разведанные запасы достигают нескольких десятков миллионов тонн и могут быть значительно увеличены. Графит развит не только по внешнему контакту массива с вмещающими, но и внутри массива по контакту габбро с ксенолитами карбонатных пород.

Скарнирование отмечается преимущественно по контакту титанавгитового габбро с карбонатными вмещающими породами. Скарны развиты в основном в центральной части массива, где обнажаются в виде прерывистой полосы мощностью до 10 м и длиной до 500 м, вытянутой в субмеридиональном направлении. По составу скарны могут быть подразделены на гранат-волластонитовые, гранат-пироксеновые и магнезиальные. Скарнированию подвержены вмещающие карбонаты и эндоконтактовое габбро. Отмечены случаи наложения графитизации на скарны.

Изменения, связанные с более поздней интрузией гранитоидов, наблюдаются в габбро юго-восточной части массива, где развиты многочисленные мелкие дайки и штоки гранитоидов, про-

рывающих габбро. Эти изменения выражаются в микроклинизации и частичном окварцевании габбро по контакту его с гранитоидами. Минералогически это изменение выражается в появлении существенных количеств микроклина и кварца, замещающих салические компоненты габбро.

Таблица 5

Порода	№ проб	Ильменит	Сфен	Апатит	Циркон	Рутил	Гранат	Пирротин	Магнетит	Прочие сульфиды
Титанавгитовое габбро	9506	291	986	29	44	25	-	Ед.зн.	Ед.зн.	Ед.зн.
Роговообманковое габбро	9504	10300	87	187	437	-	-	Ед. г/т	Р.з.	Ед.зн.
Анортозит	9527	Ед.г/т	-	4	-	-	Ед. зн.	р.з.	38	969
Дарцолит	9505	190	12	47	19	-	-	50	270	34
Микрогаббро жильное	9507	1117	Ед. зн.	188	2	-	-	67	3	13
Пироксеново-волластонитовый скарн	9522	Р.з.	581	-	53	-	Главн.	-	121	Ед.зн.
Гранат-пироксеновый скарн	9524	Ед. г/т	252	681	Ед. зн.	-	Главн.	-	32	Р.з.

Существует мнение, что процессы графитизации и скарнирования генетически связаны не с габбро, а с гранитоидной интрузией. Наиболее широко развитая минерализация, имеющая в настоящее время практическое значение, связана с отложением графита. Наряду с главным полезным компонентом, графитовые тела часто содержат существенную примесь сульфидов (до 0,5%

и выше). Это позволяет предполагать генетическую связь графитизации с габбро и рассматривать графитовые тела как комплексное сырье. Кроме концентрации никельсодержащих и никелевых сульфидов в графитовых телах отмечена вкрапленность этих минералов в габбро-норитах и ультрамафитах более глубоких горизонтов массива, которая в настоящее время не имеет практического значения. Скарны также можно рассматривать в качестве возможного сырья на волластонит.

Плотность (σ), магнитная восприимчивость (χ) и остаточная намагниченность (J_r) некоторых пород Бельтауского массива (Сургутанов, I967) приведены в табл. 6.

Таблица 6

Порода	σ г/см^3			$\chi \cdot 10^6$ СГСМ			$J_r \cdot 10^6$ СГСМ			Кол-во образ.
	min	max	вероятное значение	min	max	вероятное значение	min	max	вероятное значение	
Диориты и габбро-диориты	2,97	3,07	3,03	0	I00	50	0	50	20	24
Габбро крупнозернистое	2,7I	3,2I	2,86	0	500	50	0	I400	30	I2I
Габбро среднезернистое	2,74	3,24	2,88	0	500	70	0	500	30	98
Габбро мелкозернистое	2,75	3,30	2,90	0	I000	I80	0	500	45	I35
Габбро измененное (графитизированное; хлоритизированное, серицитизированное)	2,20	3,50	-	I0	700	200	I0	3000	60	86
Ультраосновные породы	2,92	3,30	3,04	70	I200	870	20	3000	365	28
Скарны	2,79	3,37	-	0	250	20	0	90	30	9I
Графитовая руда	2,I0	2,52	-	0	30	6	0	90	-	8

По данным реконструкции стратиграфического разреза, глубина становления массива была не больше 2,5 км. Глубина эрозионного среза не превышает, по-видимому, 0,8 км. Предположительно массив относится к габбро-граносиенитовой формации.

Составил Г.Г.Лихойдов.

66. Серпентинитовые тела Зирабулак-Кульджуктауского пояса располагаются в юго-восточной части обнажения киттармайской свиты к югу от золоторудного проявления Кара-Кутан, среди песчано-сланцевых метаморфизованных отложений и зеленокаменных пород (О?). Перекрыты пролювиально-делювиальными современными отложениями, обнаружены по геофизическим данным, а затем вскрыты канавными работами.

Предполагается докарбоновый возраст серпентинитов. Они приурочены к Зирабулак-Кульджуктаускому поясу основных и ультраосновных пород Узбекистана. Определена близкая к линзообразной форма отдельных тел, которые располагаются цепочкой, вытянутой в субширотном направлении.

В поле породы определены как ожелезненные и карбонатизированные серпентиниты.

Предположительно серпентиниты отнесены к габбро-перидотитовой формации ранних этапов развития геосинклинали района.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам В.Т.Выжимова, В.В. Баранова и др., 1968.

67. Шайдаразский габброидный интрузив расположен в южных Кызылкумах-срединной части гор Кульджуктау. Он размещается преимущественно среди пород таушанской свиты ($Д_3$+С), в которую входят (снизу вверх): сланцы хлорит-серицитовые, кремнистые, часто с андалузитом, мелкие линзы и прослои карбонатных пород; конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями сланцев в низах; метаморфизованные песчаники, глины, алевриты с прослоями карбонатных пород. Лишь северная и северо-западная час-

ти интрузива контактируют с тонкослоистыми, окремненными и глинистыми известняками ($Д_2$-С) и кристаллическими сланцами с пропластками карбонатных пород ($С_2$-$Д_1$) соответственно.

Массив перекрыт пролювиально-делювиальными современными отложениями. На основании сходства с близлежащим Бельтауским интрузивом время внедрения определяется как $С_2$.

Интрузив вытянут в северо-западном направлении на 9 км при ширине I,0-I,2 км. Контактовые зоны характеризуются многочисленными апофизами и ксенолитами вмещающих пород в габбро. Много ксенолитов также и во внутренних частях массива. Ксенолиты имеют различные размеры и обычно вытянуты субпараллельно внешним контактам массива. Массив, судя по характеру внешних контактов, представляет собой корытообразное тело с овальным поперечным сечением. После консолидации массив не принимал участия в складчатости и лишен следов регионального метаморфизма.

В Шайдаразском массиве не известны ультраосновные разности пород и совершенно не характерны жильные габброиды (известна всего лишь одна жила микродиоритов). Выделено 4 типа габброидов Шайдараза.

Роговообманковое габбро: плагиоклаз $Ан_{62-87}$ (58-65), амфибол (25-30), реликты орто- и клинопироксенов (до 6), биотит (до 5), кварц (I,5-5), рудный (до 2%), хлорит, серицит. Менее развиты соссюрит, пренит, ильменит, апатит, рутил, циркон, сульфидные минералы, графит и магнетит. Габбро подразделяется на 2 разновидности; с большим количеством реликтов пироксенов (центральные части интрузива) и с единичными зернами (тяготеют к периферии тела). Преобладающая структура офитовая, реже габброфитовая и пойкилитовая. Текстура такситовая. Роговообманковое габбро резко преобладает количественно над всеми другими разновидностями габброидов и вмещает последние. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами. Наиболее распространенные изменения - хлоритизация, серицитизация, окварцевание и графитизация по контакту с вмещающими песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями.

Пироксеновое габбро: плагиоклаз $Ан_{45-55}$ (55-60), клинопироксен (I2-I5), амфибол (7-I0), кварц (до 4), рудный

(до 3%); хлорит, серицит; местами появляется существенное количество пелитизированного калишпата (как правило вторичный) и сфена. Габбро образует два изометричных выхода в юго-восточной части массива. Структура породы офитовая, текстура такситовая.

Габбро-нориты: плагиоклаз $Ан_{76-80}$ (57-60), ортопироксен (9-18), клинопироксен (5-10), амфибол (7-10), биотит (до 2), рудный (до 3), кварц (до 3%), вторичные минералы те же, что и в роговообманковом габбро, но порода изменена значительно меньше. Структура офитовая, реже габбровая.

Нориты: плагиоклаз $Ан_{75-81}$ (50), ортопироксен (26), клинопироксен (до 4), амфибол (6), биотит (2%), редкие зерна рудного минерала и кварца. Структура панидиоморфнозернистая, реже габбровая. Обычно порода изменена слабо, но встречаются участки нацело перерожденные в соссюрит-хлоритовый агрегат. Наиболее основные разности пород приурочены к центральным, а более кислые к периферическим частям массива. Химический состав пород и геохимическая характеристика массива отражены в таблице.

Темноцветные минералы характеризуются сравнительно низким содержанием железа, что также отражается на акцессорной минерализации - преимущественно развит ильменит и почти отсутствует магнетит. В отличие от Бельтау совершенно нехарактерен сфен, что объясняется, по-видимому, различием вмещающей среды. Для Шайдаразского интрузива четко выражена тенденция накопления железа к конечным этапам кристаллизации пород. Эта тенденция в итоге находит свое отражение в образовании резко обогащенного ильменитом габбро. Никель находится, по-видимому, преимущественно в сульфидной форме.

Содержание акцессорных минералов (г/т) по данным обработки проб-протолочек приведено для роговообманкового габбро ниже:

Минерал	Пр.9580	Пр.9581
Ильменит	885	25160
Апатит	369	1277
Циркон	59	73
Рутил	42	Р.з.
Магнетит	Ед.зн.	Ед.зн.
Сульфиды	Ед.зн.	9

Компонент	Рого-вооб-ман-ковое габбро, 3 ан.	Нориты, I ан.	Габбро-нориты, I ан.	Габбро, I ан.	Эндокон-тактовое рогово-обманковое габбро, 2 ан.	Рого-вооб-ман-ковое габбро, I ан.	Габбро-норит, I ан.	Габбро, I ан.	Эндокон-тактовое рогово-обманковое габбро, I ан.
SiO_2	50,9I	48,36	49,59	49,92	53,46	47,0I	45,7I	48,58	52,9I
TiO_2	0,50	0,40	0,60	I,00	0,6I	2,95	5,00	2,40	2,45
Al_2O_3	I8,48	I8,63	I7,82	I7,46	I7,99	I6,73	I5,66	I8,72	I6,II
Fe_2O_3	I,0I	0,42	0,72	I,05	0,3I	2,26	3,8I	I,50	0,I0
FeO	4,90	5,53	6,75	7,55	5,74	II,74	8,54	I0,24	8,94
MnO	0,07	0,I0	0,08	0,I5	0,07	0,I4	0,II	0,I8	0,I0
MgO	8,02	9,42	8,I6	7,55	6,34	4,28	6,45	2,75	4,03
CaO	9,24	I0,44	I0,37	I0,39	8,70	8,34	I0,I6	8,64	7,43
Na_2O	2,I8	I,52	I,9I	2,04	2,49	2,0I	I,60	2,83	2,54
K_2O	0,6I	0,I4	0,40	0,58	0,98	0,49	0,40	0,66	I,8I
P_2O_5	0,I3	0,09	0,I5	0,II	0,I4	0,30	0,34	0,76	0,I9
H_2O^-	0,20	0,34	0,34	0,30	0,I4	0,I7	0,20	-	0,06
CO_2	0,5I	I,37	0,II	-	0,38	0,08	0,I6	0,60	0,44
SO_3	0,09	0,I2	0,07	-	0,05	0,04	0,06	0,I6	0,II
S	0,02	0,0I	0,00I	-	0,0I	0,02	0,02	-	0,02
Ni	0,0I	0,0I	0,0I	-	0,03	0,0I	0,0I	-	0,04
Co	0,003	0,003	0,004	-	0,003	0,005	0,007	-	0,003
Cr_2O_3	0,07	0,09	0,02	-	0,03	0,0I	0,0I	-	0,0I
V	0,02	0,0I	0,04	-	0,02	0,03	0,0I	-	0,0I
П.п.п.	3,29	4,52	3,00	I,56	2,60	3,32	2,70	2,08	2,90
Сумма	I00,26	I0I,5I	I00,I5	99,56	I00,02	99,94	I00,32	I00,I0	I00,20

Состав редких земель (при ΣTR_2O_3 I00%) в апатите из роговообманкового габбро Шайдараза приведен ниже:

Окисел	Обр. № 958I
La_2O_3	I2,6
CeO_2	29,0
Pr_6O_{II}	3,4
Nd_2O_3	20,4
Sm_2O_3	4,8
Gd_2O_3	6,0
Tb_2O_3+ $_2O_3$	I6,5
Dy_2O_3	4,8
Ho_2O_3	0,5
Er_2O_3	I,I
Tu_2O_3	0,I
Yb_2O_3+Y_2O_3	0,7
ΣTR_2O_3	99,7

Содержание ΣTR_2O_3 в анатите - 0,52% (ИТЕМ АН СССР).

Для массива характерно широкое развитие контактово-метаморфизованных пород. Наиболее распространенным изменением является ороговикование вмещающих песчано-сланцевых пород. Менее развиты андалузитовые сланцы, генезис которых спорен и может быть связан как с габброидной, так и с гранитной интрузией. Мраморизация развивается по контакту прослоев карбонатных пород с габбро. Графитизация наблюдается исключительно по контакту габбро с карбонатными породами и не пользуется широким развитием. Мощность графитовых тел достигает нескольких метров, простирания - до первых десятков метров. Графит представлен здесь небогатой вкрапленностью и сплошных скоплений не образует.

Скарнирование наблюдается по контакту габброидов и известняков довольно часто, но не достигает размеров Бельтауского. Наиболее крупное тело пироксен-гранат-волластонитовых скарнов обнажается в юго-восточной части массива. Мощность этого тела в раздувах достигает 5-6 м, простирание 25-30 м.

Наиболее распространенное эндоконтактовое изменение габброидов - соссюритизация и хлоритизация, менее развито окварцевание. Кроме того, местами габброиды скарнируются и графитизируются.

Изменения габброидов Шайдараза, связанные с более поздней интрузией гранитов, выражены в микроклинизации и окварцевании габбро преимущественно в юго-восточной части массива. Изредка в габбро по контакту с гранитами наблюдается турмалинизация.

Вопрос о возможной сульфидной минерализации на глубине Шайдаразского массива не решен из-за отсутствия бурения, а данные по содержанию никеля в поверхностных обнажениях явно занижены.

По данным реконструкции стратиграфического разреза, глубина становления массива не превышает 2,5 км. Северо-западная половина массива эродирована глубже, чем юго-восточная. Предположительно массив относится к габбро-граносиенитовой формации.

Составил Г.Г.Лихойдов

68. Тамдынский массив мафитов и ультрамафитов (Центральные Кызылкумы) находится в северо-западной части Тамдынского гранитоидного массива и образует, Тескудук-Ченгельдинское, Учкудук-Тюменьбайское и Ажриктинское тела.

Массив размещается среди песчано-сланцевых, кремнистых и эффузивных пород кынгырской ($S_2 \ell d$) и балпантауской ($S_2 + Д_I$) свит. Покрывающие породы - четвертичные отложения. Обломки ультрамафитов найдены в отложениях карбона.

Геологический возраст, по аналогии с Нуратинскими ультрамафитами, условно отнесен к $C_I + C_2$, а радиологический (по данным К-Ar метода) составляет для ультрамафитов (по клинопироксену) 312 млн. лет (низы C_2), а для мафитов (по роговой обманке)-308 млн.лет (верхи C_2).

Массив размещается вдоль региональной тектонической зоны северо-западного простирания и является составной частью Тамдынско-Центрально-Кызылкумского ультрамафитового

пояса. Вмещающие массив породы образуют синклиналь второго порядка (часть Кызылкумского синклинория). С юга район граничит с Северо-Нуратинским антиклинорием.

Массив имеет форму согласного межформационного интрузивного тела. Контакт его с вмещающими породами пассивный. Выделяются следующие разновидности пород.

Ультрамафиты: апоперидотитовые и апопироксенитовые серпентиниты и пироксениты (преобладают), лерцолиты, верлиты, спорадически-дуниты.

Мафиты: роговообманковое, реже пироксеновое и кварцевое габбро и габбро-амфиболиты.

Дуниты выделены по сохранившимся реликтам оливина и продуктам его изменения (хризотил), по формам выделения вторичного магнетита (Меренков, 1957). Из акцессорных минералов встречается хромит (0,6-0,7%). Структура породы решетчатая и петельчатая.

Лерцолит-верлиты слагают небольшие по размерам тела среди серпентинитов. По своему количественно-минералогическому составу(моноклинный пироксен-60%, хризотил с реликтами оливина и редко моноклинного пироксена-35, ромбический пироксен и бастит - 2,5, магнетит - 1,5-2%, редкие зерна хромита) они находятся между лерцолитами и верлитами. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Пироксениты представляют собой среднезернистые, иногда крупнозернистые породы зеленого и темно-зеленого цветов.

Основные породообразующие минералы породы - диопсид (96-97%), прочие представлены антигоритом, тремолитом и вторичным магнетитом. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Серпентиниты возникли в результате автометаморфических и частично аллометаморфических изменений ультрамафитов. Выделено 5 разновидностей серпентинитов: антигоритовые, хризотил-серпофитовые, хризотил-антигоритовые (наиболее распространенная группа),хризотил-баститовые, хризотиловые и антигоритовые.

Хризотиловые серпентиниты обнаружены только в пределах асбестовых зон и вблизи хромитовых тел в виде небольших уча-

стков в области лежачего бока ультрамафитов. Макроскопически-это скрытокристаллические, плотные породы. Окраска темно-зеленая, структура петельчатая. Хризотиловые серпентиниты состоят главным образом из хризотила (75-85), антигорита (5-6), серпофита (2-3), вторичного магнетита (2-6), хромита (5-6%).

Хризотил-серпофитовые серпентиниты слагают значительную площадь в центральной и южной частях Тескудук-Ченгельдынского ультрамафитового массива. Макроскопически они аналогичны хризотиловым серпентинитам и различаются лишь под микроскопом. Основные минералы этой разновидности - хризотил и серпофит. Обычно в сторону лежачего контакта ультрамафитов содержание серпофита в породе возрастает. Структура породы решетчатая.

Хризотил-антигоритовые серпентиниты образуют сетчатые и редко пластинчато-листоватые разности. Последние обычно тяготеют к эндоконтакту ультрамафитов с гранитоидами и вместе с антигоритовыми серпентинитами являются вмещающей породой на асбест. Структура породы решетчатая и пластинчато-листоватая.

Хризотил-баститовые серпентиниты - темно-зеленые породы с фенокристаллами бастита. Состоят из коротко-призматического и пластинчатого бастита (60-65%), хризотила (20-25), мелких листочков антигорита (I5-20) и вторичного магнетита (I-I,5%).

Антигоритовые серпентиниты встречены почти во всех выходах ультрамафитов Тамды. В Тескудук-Ченгельдынской полосе ими сложена эндоконтактовая часть ультрамафитов с гранитоидами и габброидами. Главная часть площади на участках Учкудук-Тюменьбай и Ажрыкты также сложена антигоритовыми серпентинитами которые в пределах асбестовых зон наложены на хризотиловые и хризотил-антигоритовые серпентиниты. Они протягиваются узкой полосой мощностью I,5-3 м вдоль контакта с гранитоидными дайками и выходами габброидов. Основная часть проявления хризотил-асбеста приурочена к этой разновидности серпентинитов. Структура породы - листоватая и микролистоватая.

Пироксеновое габбро и его кварцевая разновидность распространены в пределах асбестовых зон, где ими сложены отдельные сопки и возвышенные части рельефа. Обычно пироксеновые габбро находятся в тесной пространственной связи с гранитоидами. Структура породы очковая и редко габбровая. Состав его следующий:

амфиболизированный диопсид (35-60), амфибол (20-40), цоизит (30-40%). Часто можно наблюдать образование розового (марганцовистого) цоизита-туллита. Последний обычно тяготеет к контакту гранитоидов.

В эндоконтакте с гранитоидами в составе пироксенового габбро появляется также и кварц (2-3%) и тогда порода по составу приближается к кварцевому габбро.

Роговообманковое габбро развито преимущественно в пределах Тескудук-Ченгельдынского выхода. Структура породы пойкилоофитовая, офитовая. Габбро слагается плагиоклазом $Ан_{70-90}$ (47-70%), магнезиальной роговой обманкой (30-60%), а также актинолитом, цоизитом, соссюритом, ильменитом, цирконом, лейкоксеном, сфеном и апатитом. В более темной разновидности габбро присутствует пирротин, халькопирит и пентландит.

Химический состав и геохимическая характеристика пород (вес.%) приведены в табл. I,2.

Таблица I

Компонент	Перидотит, 3 ан.	Пироксенит, 2 ан.	Серпентинит, 7 ан.	Габбро, 4 ан.	Роговообманковое габбро, 4 ан.	Жильный габбро-диабаз, 4 ан.
I	2	3	4	5	6	7
SiO_2	44,6I	46,I3	38,78	48,27	46,36	47,7I
TiO_2	0,09	0,20	0,06	0,36	0,9I	I,64
Al_2O_3	2,22	3,88	I,43	I7,0I	II,57	I7,I7
Fe_2O_3	5,37	4,9	5,92	0,96	I0,77	I,80
FeO	3,33	6,25	3,42	6,74	7,74	8,43
MnO	0,06	0,I8	0,I8	0,I3	0,I3	0,II
MgO	26,56	20,4I	36,25	I0,I0	6,76	6,42

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6	7
CaO	I0,64	I3,57	I,29	8;35	II,5I	7,76
K_2O	0,02	0,06	0,02	I,22	I,38	I,4I
Na_2O	0,07	0,I6	0,09	2,86	I,II	3,I6
H_2O^-	0,27	0,I3	0,24	0,I3	0,6	0,I0
P_2O_5	0,02	0,02	0,03	0,09	0,0I	0,29
CO_2	0,04	I,2I	0,74	0,I3	-	-
Cr_2O_3	0,23	0,I7	0,4I	0,08	0,004	-
CoO	0,0I	0,003	0,007	0,002	-	-
NiO	0,07	0,08	0,07	0,02	-	-
SO_3	0,04	0,I3	0,06	0,04	0,II	-
П.п.п.	6,42	2,77	I0,9I	3,46	I,42	3,52
Сумма	I00,08	I00,24	99,95	99,95	I00,28	99,52

Таблица 2

Элемент	Серпентиниты, 92 ан.	Перидотиты, 2 ан.	Пироксениты, 32 ан.	Габбро, I3 ан.
I	2	3	4	5
Cr	0,000I-0,I00	0,I00-0,500	0,005-I,000	0,0I0-0,050
	0,3I	0,30	0,20	0,030
Ni	0,00I-I,00	0,050-0,500	0,00I-0,500	0,00I-0,I00
	0,I9	0,I88	0,06	0,020
Co	0,00I-0,050	0,00I-0,0I	0,00I-0,050	0,00I-0,050
	0,0I8	0,0052	0,020	0,02I
Ti	0,00-0,500	0,005-0,I00	0,00I-0,500	0,I00-0,500
	0,0I6	0,036	0,067	0,30
V	0,000-0,050	0,000-0,050	0,00I-0,050	0,0I0-0,050
	0,007	0,0I5	0,02I	0,03
Mn	0,I00-0,500	0,050-0,I00	0,05-I,000	0,0I0-0,500
	0,I29	0,075	0,233	0,266
Cu	0,00I-0,050	0,00I-0,050	0,00I-0,050	0,00I-0,050
	0,004	0,0I6	0,0I0	0,006

Продолжение табл. 2

I	2	3	4	5
Zn	0,000-0,050	0,0I0-0,050	0,00-0,050	0,00-0,050
	0,023	0,030	0,0I9	0,0I8
Be	0,00-0,00I	----	0,00-0,00I	0,00-0,00I
	0,0003		0,0006	0,0008
Ba	0,000-0,500	0,00I-0,005	0,00-0,005	0,00-0,050
	0,003	0,003	0,02	0,028
Sr	0,000-0,050	0,00I-0,005	0,00-0,050	0,0I0-0,050
	0,006	0,003	0,009	0,03
Sc	0,000-0,005	-----	0,00-0,005	0,00-0,005
	0,000I		0,00I6	0,0023
La	0,000-0,005	------	0,00-0,005	0,00I-0,005
	0,00007		0,00I2	0,003

Примечание. В числителе - пределы колебаний содержания (вес.%), в знаменателе - среднее содержание.

Содержание некоторых элементов в мафитах и ультрамафитах Тамды по данным химических анализов приведено в табл.3.

Таблица 3

Порода	Содержание,%			Содержание, г/т		
	Cr	Ni	Co	Pt	Pd	Rh
Серпентиниты	0,42	0,I5	0,0I35	0,034	0,052	0,006
	29	84	84	32	3I	42
Пироксениты	Не опр.	0,05	Не опр.	0,03	0,03	0,003
		I4		32	3I	2
Габбро	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02	-	0,00I2
				I		I

Примечание. В числителе - среднее содержание, в знаменателе - количество определений.

В ультрамафитах платиноиды установлены пробирно спектральным анализом в количестве 0,06-0,5 г/т. При этом Pt = =0,04 г/т, Pd =0,45 г/т, Rh =0,05 г/т. По данным активационного анализа в мономинеральных хромшпинелидах были установлены Pt около 2 г/т, Pd =0,I г/т и Zr =0,0I г/т.

Результаты спектрального анализа (вес.%) минералов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Порода	Минерал	К-во анализов	Ni	Co	Cu	Ti	V	Cr
Серпентинит	Серпентин	8	0,06	0,002	0,00I	0,005	0,00I	0,02
	Амфибол	2	0,06	0,006	0,003	0,I	0,0I	0,07
	Пироксен	2	0,02	0,003	0,0002	0,I5	0,0I5	0,5
	Хлорит	I	0,I	0,00I	0,0004	0,8	0,05	0,06
	Кеммерерит	I	0,07	0,003	0,0002	0,2	0,008	I
	Сфен	2	-	-	0,0003	I	0,005	-
	Хромит	I6	0,07	0,063	Сл.-0,00I	0,027	0,0I	I
	Магнетит	2	0,05	0,0I	0,0007	0,03	0,025	0,4
	Пирит	I	0,0006	-	0,0009	-	-	-
Пироксенит	Пироксен	3	0,02	0,003	0,003	0,I	0,0II	0,26
Габбро	Пироксен	2	0,003	0,003	0,00I	0,I	0,0I	0,2
	Амфибол	6	0,002	0,002	0,002	0,39	0,02	0,032
	Плагиоклаз	3	0,03	0,0006	0,004	0,03	0,00I	0,005
	Апатит	I	-	-	0,007	0,003	0,002	-
	Магнетит	2	0,002	0,00I	0,I5	0,2	0,0I5	3
	Пирротит	4	0,006	0,04	0,007	0,05	0,003	0,5

Высокотемпературное контактовое изменение пород, вмещающих ультрамафиты, отсутствует. Отмечается только хлоритизация и ороговикование мощностью I5-20 м. По составу роговики серицит-кварцевые. Связь ороговикования с ультрамафитами не совсем ясна. Не исключено, что это продукт воздействия гранитной интрузии.

Аллометаморфические, включая контактовые, изменения ультрамафитов выражаются в их антигоритизации, тремолитизации, отальковании и асбестизации серпентинитов. В результате образуются новые разновидности антигоритовых, тремолит-антигоритовых, тальково-карбонатных и тальковых пород. Иногда хризотил-антигоритовых серпентинитов.

Мощность антигоритизации и асбестизации - 2-3 м, тремолитизации - 1-1,5 м, отальковання - 7-10 м.

Габброиды подвергнуты амфиболитизации, хлоритизации, поизитизации и карбонатизации.

Минерализация, связанная с ультрамафитами: хромит, платиноиды, хризотил-асбест и тальк.

С мафитами пространственно связана сульфидная минерализация (пирротин, халькопирит, пирит, пентландит). Руды вкрапленные с содержанием сульфидов до 10%. Мощность сульфидной минерализации до 20-30 м.

Данные о глубинах формирования тел и их эрозионного среза отсутствуют.

Принадлежат к габбро-перидотитовой формации.

Составил А.Мусаев по материалам А.С.Осипова, И.Х.Хамрабаева, В.В.Баранова, А.Мусаева и др.

70. Тебинбулакский габбро-пироксенитовый, горнблендитовый массив располагается в западной оконечности хребта Султануиздаг среди метаморфизованных терригенных и эффузивно-пирокластических пород нижнедевонского возраста. Массив в северной части перекрыт пролювиально-делювиальными и эоловыми отложениями четвертичного периода. Невысокая степень метаморфизма, соотношение со структурами района и наличие ксенолитов, близких по составу породам Тебинбулакского массива, в Актауском гранитоидном интрузиве позволяют считать, что внедрение Тебинбулакского массива произошло после образования серпентинитов и амфиболизированных габбро Ащенынтау, но до внедрения Актауского массива. Среднее из 4 определений радиологического возраста К-Ar методом (в лаборатории ВСЕГЕИ и ИГиГ АН УзССР) по валовой пробе габбро Тебинбулакского массива составляет 313±8 млн.лет (C_{I-2}).

Массив занимает центральные части сложной синклинальной структуры и после консолидации не принимал участия в складчатости района.

На эрозионном срезе массив представляет собой удлиненный в меридиональном направлении овал, вытянутый более

чем на 4 км при средней ширине 2 км. Западный, юго-западный и южный контакты интрузива падают под интрузив (65-85°). На юге и юго-западе массива, в месте замыкания синклинальной структуры, углы падения более пологие - 40-50°. Восточный контакт имеет более сложную морфологию и наряду с вертикальным имеет место крутое падение контакта.

Главные разновидности пород подразделяются на 3 группы, внедрявшиеся друг за другом. Первая и наиболее распространенная: горнблендиты, пироксениты, вермикулитовые пироксениты, перидотиты и мелкие жилы пироксенит-горнбледитового состава. Вторая - габброиды, в составе которых можно отметить габбро роговообманковое, эссекситовое, габбро-монциониты, кварцевые габбро-монциониты, жилы габбро-диоритов и габбро пегматитов. Третья - наиболее молодые дайки сиенитов и лейкосиенитов, в составе которых часто не совсем верно описываются альбититы.

I группа перидотиты (шрисгеймиты и кортландиты) - оливин Fa_{25} (40,3-65,6, в том числе антигорит по оливину 17-37), амфибол (30,6-15,5), клинопироксен диопсид-салитового состава (22,4-10,5), магнетит (6,7-8,4%). Кроме того, в числе второстепенных и акцессорных минералов имеются биотит, боулингит, тремолит, ильменит и пирит. Структура породы от пойкилитовой (оливин включен в другие минералы) до панидиоморфнозернистой. Текстура массивная. Наиболее развитым автометаморфическим изменением является серпентинизация.

Пироксениты - диопсид-салит (до 100%); второстепенные и акцессорные: роговая обманка, эпидот, ильменит, биотит и т.п. Структура породы аллотриоморфнозернистая. Текстура массивная.

Горнблендиты - роговая обманка (до 95%), рудный (5% и выше); второстепенные и акцессорные: реликты клинопироксена, эпидот, биотит, сфен, апатит, хлорит. Структура аллотриоморфнозернистая. Текстура массивная.

Два последние анхимономинеральные породы встречаются редко, особенно пироксенит. Широко развиты переходные разности, состоящие из клинопироксена и роговой обманки в раз-

личных соотношениях. Как правило, наблюдаются 2 типа амфибола: первичный магматический и вторичный по пироксену. Наиболее характерной структурой переходного типа пород является пойкилитовая (пироксен включен в роговую обманку). Текстура такситовая. Вдоль западного контакта массива расположены подобные роговообманковые пироксениты с богатой вкрапленностью титаномагнетита вплоть до появления косьвитов и сплошных рудных тел.

Вермикулитовые пироксениты - клинопироксен (49), вермикулит (34,7), титаномагнетит (6,3%), вторичные и акцессорные не изучены. Структура аллотриоморфнозернистая, текстура массивная. Встречаются гигантозернистые разновидности.

II группа - габбро роговообманковая: плагиоклаз (44,5), роговая обманка (43,I, в том числе вторичная до 24,3), клинопироксен (4,0), титаномагнетит и ильменит (5,5), апатит (до 2), сфен (до I%), эпидот, хлорит, кварц, микроклин, биотит, мусковит, циркон, рутил. Структура габбровая, текстура массивная. Периферические части более крупных тел габбро и более мелкие тела целиком сложены эссекситовым габбро и лейкогаббро, часто с существенным количеством кварца (до 5%). В отдельных телах содержание микроклина достигает I8% и выше, порода приобретает характерную монцонитовую структуру и трахитоидность. Эти разновидности отвечают уже субщелочным основным породам.

Наиболее распространенные изменения пород группы габбро - амфиболизация, соссюритизация, серицитизация, эпидотизация и хлоритизация.

III группа - жильные породы преимущественно (исключая дайки, связанные с другими группами пород) имеют состав лейкосиенитов: плагиоклаз+микроклин (69,9), серицит (I0,4), эпидот (9,8), хлорит (3,6), сфен (2,2), биотит (0,8), мусковит (0,5%), магнетит, ильменит. Характерна бостонитовая структура. Текстура массивная. Химический состав пород дан в табл. I. При геохимической характеристике пород массива в табл. 2 приводятся результаты (в г/т) 57 пробирно-спектральных анализов, а также I9 анализов (вес.%) мономинералов из них (табл. 3).

Таблица I

Компонент	Перидотит, 3 ан.	Пироксенит, 3 ан.	Пироксенит с вермикулитом, 2 ан.	Роговообманковый пироксенит, 2 ан.	Лейкократовый амфиболизированный пироксенит, I ан.	Горнблендит, 3 ан.
SiO_2	45,34	49,44	42,80	45,25	57,I2	37,3I
TiO_2	0,33	0,63	I,2I	I,3I	0,54	I,99
Al_2O_3	2,39	5,23	5,52	5,3I	7,60	9,74
Cr_2O_3	0,I2	0,I3	-	0,02I	0,I9	0,08
Fe_2O_3	4,I9	4,37	I2,II	6,64	I,I0	I2,20
FeO	3,52	3,46	4,32	6,87	3,88	9,63
MnO	0,I0	0,I2	0,08	0,I8	0,09	0,I2
MgO	25,6I	I4,09	I3,37	I3,02	I2,48	II,34
CaO	I2,54	I7,68	I7,25	20,3I	I2,88	I4,76
Na_2O	0,I7	I,34	I,22	0,46	I,65	I,29
K_2O	0,I2	0,75	I,00	0,07	0,79	0,I0
H_2O^-	0,40	0,23	0,49	-	-	0,I3
P_2O_5	0,04	0,28	0,II	0,05	0,I0	0,30
CO_2	0,I5	0,55	0,22	0,03	0,66	0,22
SO_3	0,0I	0,09	-	0,0I	0,0I	0,06
NiO	0,0I5	0,0I	-	0,005	0,0I	0,0I
CoO	0,004	0,003	-	0,002	0,002	0,00I
V_2O_5	-	0,05	-	-	-	-
п.п.п.	5,23	I,94	I,08	0,60	I,09	I,I3
Сумма	I00,28	I00,39	I00,78	I00,I4	I00,I9	I00,4I

По данным химических анализов, габбро массива содержит Co в количестве 0,005 (среднее из 4 анализов), пироксениты и горнблендиты – 0,007 (56 анализов), серпентинизированный перидотит – 0,006% (4 ан.).

Продолжение табл. I

Компонент	Габбро, 7 ан.	Эссекситовое габбро, 3 ан.	Субщелочные породы, 3 ан.	Лейкократовые субщелочные породы, I ан.	Жильные лейкоксениты, 3 ан.
SiO_2	43,48	5I,II	56,90	62,I7	59,60
TiO_2	I,40	0,99	0,56	0,30	0,I3
Al_2O_3	I8,65	I8,46	I9,46	I8,44	23,42
Cr_2O_3	0,006	-	0,00I	-	-
Fe_2O_3	6,98	2,92	3,I8	2,76	2,78
FeO	5,05	4,72	2,03	I,03	0,50
MnO	0,I6	0,I2	0,I2	0,06	Сл.
MgO	4,77	3,2I	I,90	I,99	0,64
CaO	I2,85	9,22	5,87	4,60	I,76
Na_2O	3,42	4,05	4,65	3,I2	4,3I
K_2O	0,80	2,63	3,48	3,54	4,43
H_2O^-	0,23	0,I2	0,2I	0,56	0,49
P_2O_5	0,59	0,43	0,I0	-	-
CO_2	0,4I	0,22	0,69	I,00	-
SO_3	0,03	0,02	0,0I	-	-
NiO	0,0I	-	-	-	-
CoO	0,002	0,002	-	-	-
П.п.п.	I,88	I,64	I,46	0,00	I,3I
Сумма	I00,72	99,88	I00,62	99,57	99,37

Таблица 2

Порода	Pt	Pd	Ro
Габбро	0,00 / 3	0,02 / 3	0,00 / 3
Пироксенит	0,0I2 / I5	0,02 / I5	0,0005 / I5
Серпентинизированный перидотит	0,03 / I	0,00 / I	0,003 / I

Примечание. В числителе - пределы содержания элементов, в знаменателе - количество анализов.

Таблица 3

Порода	Минерал	Кол-во анализов	вес.% Cr	Ni	Co	Cu	V
Габбро	Амфибол	I	-	0,002	0,003	0,003	0,03
	Плагиоклаз	2	-	-	-	0,0012	0,003
	Сфен	I	-	-	-	0,001	0,04
	Магнетит	I	0,02	0,004	0,002	0,005	0,05
Пироксенит	Пироксен	3	0,04	0,005	0,007	0,0007	0,013
	Амфибол	2	0,016	0,0034	0,004	0,0031	0,003
	Плагиоклаз	2	0,001	-	-	0,0003	0,003
	Хлорит	I	0,03	0,004	0,004	0,0007	0,01
	Циркон	I	-	-	-	0,0003	-
	Сфен	I	0,1	-	-	0,0004	0,05
	Апатит	I	-	-	-	0,006	0,004
	Магнетит	I	0,008	0,002	0,002	0,006	0,06
Серпентинизированный перидотит	Пироксен	I	-	0,004	0,005	0,005	0,05
	Магнетит	I	1,0	0,03	0,01	0,6	0,02

Данные о плотности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности главных разновидностей пород массива и зон его экзоконтактов приведены в табл. 5.

Данные по содержанию главных акцессорных минералов в породах интрузива, полученные при обработке проб-протолочек и изучении шлифов, приведены в табл. 6.

Экзоконтактовые изменения, связанные с массивом, выражены преимущественно в ороговиковании вмещающих пород. Мощность роговиковой зоны колеблется от 50 м в западном до 300 м в восточном и юго-восточном экзоконтактах массива. По составу роговики отвечают массивным, иногда реликтово-полосчатым, существенно кварцевым и кварц-слюдистым разностям. Местами они подвергаются дроблению и интенсивной метасоматической обработке, часто сопровождаемой образованием

жил кварца. К зонам экзоконтактовых пород приурочены проявления бирюзы в пределах западного и родонита в пределах восточного экзоконтактов массива.

Состав руд и отдельных минералов Тебинбулакского массива дан в табл. 4.

Таблица 4

Компонент	Сплошные руды титано-магнетита	Вкрапленные руды титано-магнетита	Родонит	Полионит	Пирокссен из пирокссенита	Пироксен из лерцолита	Амфибол из габбро	Оливин из перидотита
SiO_2	2,40	23,60	47,30	I3,08	5I,64	49,20	40,72	38,02
TiO_2	4,75	2,38	Сл.	0,00	0,48	0,40	2,I3	0,00
Al_2O_3	4,70	5,58	0,60	I,33	2,I2	2,70	I3,07	0,92
Cr_2O_3	0,08	0,025	-	-	-	-	-	-
Fe_2O_3	52,94	30,45	0,27	I,06	2,05	0,8I	4,0I	0,00
FeO	30,53	I6,67	I,33	-	2,48	5,76	I0,80	20,08
MnO	0,25	0,22	46,90	9,20	0,00	0,00	0,00	0,28
MnO_2	-	-	-	69,54	-	-	-	-
CaO	0,45	I0,38	3,00	-	24,00	22,50	I5,50	5,20
MgO	3,62	8,70	0,30	0,I0	I6,77	I8,02	I0,60	35,05
BaO	-	-	-	I,33	-	-	-	-
Na_2O	0,07	0,26	0,02	-	0,I2	0,36	I,34	0,20
K_2O	0,06	0,30	0,04	-	0,I8	0,04	I,20	0,07
H_2O^-	-	-	-	0,64	-	-	-	-
P_2O_5	0,I2	0,08	-	-	-	-	-	-
SO_3общ	0,I0	0,00	-	2,20	Н/об	Н/об	Н/об	Н/об
NiO	0,I0	0,00	-	-	-	-	-	-
CoO	0,03	0,0I4	-	-	-	-	-	-
V_2O_5	0,I2	0,29	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	0,08	-	-	-	-	-	-
Cu	-	0,08	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	I,I4	-	-	-	-	-	-
Сумма	-	-	99,76	99,28	99,84	99,79	99,73	99,82

Редкие линзы мраморов среди кремнисто-эффузивных толщ восточного экзоконтакта мраморизованы, а в непосредственном контакте с породами массива превращены в эпидот-гранатовые и гранатовые скарны.

Эндоконтактовые явления малохарактерны и выражены преимущественно в изменении зернистости пород и амфиболизации пироксенитов.

Таблица 5

Порода	$\varkappa$ 10^6СГСМ	$\mathcal{J}_r$ 10^6СГСМ	σ г/см^3	$V_{пр}$ м/сек
Роговики	5,7 (15)	4,3 (15)	2,51 (12)	5760 (5)
Габбро	841 (10)	1682 (10)	2,93 (10)	5030 (6)
Пироксениты и горнблендиты	10500 (32)	1430 (31)	3,36 (31)	4450 (12)

Примечание. В скобках приводится количество определений параметра.

Таблица 6

Порода	Магнетит	Ильменит	Апатит	Сфен	Циркон	Ортит	Пирит	Халькопирит
Перидотит	5184	209	-	-	-	-	6	-
Пироксенит+горнблендит	До 10%	?	+	+	+	-	?	Ед.зн.
Вермикулитовый пироксенит	До 6%	?	До 2%	?	?	?	?	?
Габбро	250	60	До 2%	До 1%	+	+	?	?
Лейкосиенит	100	13	+	+	+	+	?	?

Примечание. Ед.зн. - единичные знаки,
? - сведения отсутствуют,
+ - минерал присутствует.

Изменения пород массива, связанные с наложенными процессами, почти не изучались. По мнению А.Ф.Свириденко, к ним можно отнести лейкократизацию и калишпатизацию габбро по контакту с более поздними жилами щелочного состава.

Наиболее важным типом минерализации, связанным с массивом, является титаномагнетитовое оруденение, обнаруженное и описанное в 1927 г. Я.С.Висьневским.

Оруденение наблюдается в виде участков и полос вдоль западного эндоконтакта интрузива при ширине 300-400 м и общей длине 2-2,5 км. В северной части массива полоса приобретает субширотное простирание и скрывается под наносами. По данным магнитометрии, полоса имеет продолжение также и на юг в виде нескольких разобщенных участков (аномалии до 2000 гамм и более). Общая площадь оценивается в 1-1,5 км^2 и имеет благоприятные прогнозы на глубину. Оруденение преимущественно вкрапленное (сплошные линзы достигают 0,2-2 м мощности и до 20-25 м длины) титаномагнетитовое с редкими пирротином и халькопиритом.

Другим типом минерализации, открытым также Я.С.Висьневским и представляющим пока лишь минералогический интерес, является Карачангильское проявление родонита, расширенное за счет новых находок А.Ф.Свириденко и др. в 1962 г. Оруденение локализовано вдоль восточного экзоконтакта массива в виде сравнительно немногочисленных линз (длиной 2,5-12 м и мощностью до 1,5 м). Марганцевое оруденение в жилах представляет собой новообразования родонита, пиролюзита и полианита, химический состав которых приведен в табл. 4. Существует мнение о метасоматическом переотложении марганца из эффузивных толщ под воздействием внедрившегося интрузива (А.Ф.Свириденко, А.А.Кустарникова и др.).

Проявление бирюзы вдоль западного контакта приурочено к кварцевым жилам зон дробления и, по-видимому, связано с аналогичными процессами.

Физико-механические свойства ряда пород массива позволяют, по мнению Л.Б. Когана, использовать их в качестве поделочного и облицовочного материала.

Глубина формирования массива не известна.

Тебинбулакский массив сложен преимущественно породами пироксенит-горнблендитовой и габброидной, относимой И.Х. Хамрабаевым и другими к нижне- среднекарбоновому комплексу основных и ультраосновных пород.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам А.Ф.Свириденко, В.В.Баранова и др., I966.

7I. С у л т а н у и з д а г с к и е т е л а а м ф и б о л и з и р о в а н н о г о г а б б р о и г а б б р о - а м ф и б о л и т о в. Четыре крупных и значительное число более мелких тел названных пород обнажается преимущественно в северных частях восточной и западной половин хребта Султануиздаг. Меньшее число тел этих пород располагается южнее - в междуречье Султанбобосая и Кызылсая в районе тальковых месторождений. Несколько измененных тел габброидного состава обнаружено в зоне Урусайского разлома к северо-востоку от киш. Актау и среди серпентинитов Ахимбетдынгсая.

Тела амфиболизированного габбро и габбро-амфиболитов пространственно тяготеют к местам проявления серпентинитов и развитых в пределах главного (северного) и южного поясов основных и ультраосновных пород. В пределах первой полосы в Ащенынтау амфиболизированные габбро залегают среди зеленокаменно измененных пород джамансайской свиты. ($D_1 ds_{1-2}$), в восточной половине хребта габбро-амфиболиты размещаются среди пород той же свиты, но прошедших стадию амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Тела амфиболитов южной полосы, так же как и серпентиниты, образуют межформационные тела по контакту эффузивно-осадочной джамансайской и метаморфизованных терригенно-осадочных пород коксайской (D_{1-2}^{KS}) свит. Мелкие тела амфиболизированных габбро известны и среди наиболее древних метаморфизованных пород султануиздагской свиты (S -?) в зоне Урусайского разлома.

Самые молодые породы, прорываемые габбро-амфиболитами, - горизонты коксайской свиты. Верхний возрастной предел неизвестен.

Высокая степень регионального метаморфизма, субсогласное размещение тел амфиболитов среди вмещающих пород свидетельствуют о том, что эти породы прошли стадию складчатости. Отмечены случаи прорывания амфиболизированными габбро и габбро-амфиболитами серпентинитов. Они, по-видимому, внедрились после серпентинитов, но до пироксенитов Тебинбулакского массива, которые не подвергались региональному метаморфизму, и до гранитоидов Актауского массива. Не исключено наличие амфиболитов нескольких возрастов и, возможно, различной формационной принадлежности, хотя все они допироксенитовые и догранитоидные.

Удлиненные линзо- и дайкообразные тела в большинстве случаев располагаются конкордантно в отношении вмещающих их пород. В отдельных случаях (Кохралсай) крупные тела амфиболитов контактируют с вмещающими породами по разломам. Часто тела амфиболизированного габбро имеют межформационный характер (Ащенынтау и др.). Все тела амфиболизированного габбро и габбро-амфиболитов вместе с вмещающими их породами несут признаки смятия и катаклаза.

Общая площадь выходов амфиболизированных габбро и габбро-амфиболитов составляет 22 км^2. Преимущественным развитием пользуется линзообразная форма тел. Наиболее крупные массивы имеют размеры 2,6 х 0,I км^2 (Ащенынтау), 4 х 0,6 км^2 (Кохралсай), 7 х I км^2 (междуречье саев Кызыл и Султанбобо). Для Бешмазарского участка и зоны Урусайского разлома характерны небольшие тела этих пород площадью от 4–5 до 25–30 м^2. Габброиды часто используют для внедрения плоскости контакта серпентинитов и вмещающих их пород (Ащенынтау, междуречье Кызыл и Султанбобо, Казгантау и др.). При этом часто амфиболизированные габбро содержат ксенолиты серпентинитов и вмещающих пород (Ащенынтау, Бешмазар и др.). По составу выделяются 4 типа пород – амфиболизированное габбро (развито преимущественно в Ащенынтау), лейкократовые, мезократовые и меланократовые амфиболиты.

Амфиболизированное габбро состоит из амфибола (роговой обманки с Ng =I,649 до I,662, Np=I,623 до I,637 и более поздних тремолита и актинолита), плагиоклаза An_{35-59}.

Вторичные и акцессорные минералы: соссюрит, клиноцоизит, кальцит, сфен, апатит, магнетит. Структура породы реликтовая габбровая.

Лейкократовые амфиболиты состоят из плагиоклаза, клиноцоизита, эпидота, хлорита, карбоната. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит. По преобладающему минералу разделены на 4 разновидности. Плагиоклазовые амфиболиты сложены главным образом лабрадором и тремолитом (не более 7-8%); карбонат образует крупные неправильной формы пойкилобластические зерна. В плагиоклаз-амфиболовых разновидностях количество амфибола достигает 20-25%, остальной объем занят гранулированным, альбитизированным плагиоклазом и мелко-чешуйчатым хлоритом. Клиноцоизит-амфиболовые амфиболиты сложены преимущественно агрегатом мелких зерен клиноцоизита и подчиненного количества амфибола. Плагиоклаз (альбит, реже более основной) занимает до I5% породы. Эпидозиты довольно редки и состоят из клиноцоизита (85-90%), тремолита, альбита, хлорита.

Структура породы гранобластовая. Лейкократовые амфиболиты имеют незначительное развитие среди пород рассматриваемого комплекса и связаны с другими типами постепенными переходами. Предполагается, что исходными породами для этого типа амфиболитов послужили лейкогаббро.

Мезократовые габбро-амфиболиты состоят из амфибола (преимущественно магнезиальная роговая обманка с N_g=I,66I, N_p=I,643, реже актинолит -N_g =I,644, N_p=I,627), до 50%, плагиоклаза (альбитизированного лабрадора (?), часто соссюритизированного), клиноцоизита, хлорита, карбоната. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит. Структура породы гранобластовая, местами по периферии тел наблюдается полосчатость. Этот тип породы количественно преобладает над всеми другими.

Меланократовые габбро-амфиболиты состоят главным образом из железистого амфибола (N_g=I,683, N_p=I,665, $f_{об.}$ до 80%). Прочие особенности состава и структурно-текстурные признаки пород аналогичны описанным для предыдущего типа. Как и лейкократовые амфиболиты, эти породы пользуются не-

значительным развитием, постепенно переходят в мезократовые типы, среди которых формируют небольшие шлиры. В отличие от А.Ф.Свириденко и др., Я.С.Висьневский (1940) считает меланократовые амфиболиты не апогаббровыми, а переродженными пироксенитами.

Содержание Ni в габбро-амфиболитах составляет 0,09 (1 ан.), а Co - 0,005% (23 ан.). По данным пробирно-спектрального анализа (ЦХЛ МГ УзССР) в двух пробах амфиболитов присутствуют элементы группы платины вплоть до тысячных долей процента.

В контактовых зонах габбро-амфиболитов местами наблюдается дробление вмещающих пород, и контактовые части тел иногда содержат их ксенолиты.

Продукты изменения габброидов развиты в Султануиздаге весьма широко. Габброиды в той или иной степени подверглись региональному метаморфизму (амфиболитовая стадия) и представлены амфиболизированным габбро и габбро-амфиболитами. Последние, в свою очередь, подвергаются изменениям с новообразованием ромбического амфибола(антофиллита и жедрита), кальцита, доломита, турмалина (количество последнего достигает иногда 16% породы). Все изменения установлены Я.С.Висьневским, А.Ф.Свириденко и другими для Ащенынтау. В районе тальковых месторождений Кызылсай,Зинельбулак и Казгантау амфиболиты, так же как и серпентиниты, подвергаются оталькованию. Кроме того, на месторождении Зинельбулак известны лиственить, происшедшие, по-видимому, за счет преобразования габбро-амфиболитов. Незначительно развиты также амфибол-гранитовые и антофиллитовые породы и жилы антофиллит-асбеста,развитые скорее всего по габбро-амфиболитам (бассейн нижней части Кохралысая).

До настоящего времени не известна какая-либо полезная минерализация, связанная с амфиболизированным габбро и габбро-амфиболитами. Сами амфиболиты и развитые по ним лиственить могут быть использованы в качестве поделочного камня.

Амфиболизированные габбриоды и амфиболиты относятся преимущественно к габбро-перидотитовой формации ранних этапов развития геосинклинали.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам А.Ф.Свириденко, В.В.Баранова и др., I960.

72. С у л т а н у и з д а г с к и е у л ь т р а м а ф и т ы . Десять крупных и значительное число мелких линзообразных тел серпентинитов обнажается преимущественно в северных частях западной и восточной половины хребта Султануиздаг. Значительно меньший объем ультрамафитов обнажается в среднем течении саев Кохралы,Султан-бобо, Узунбулак, Казган. Несколько мелких будинированных тел обнаружено в южной части выхода палеозойских пород в зоне Урусайского разлома.

Главная масса серпентинитов располагается в Султануиздаге в виде двух полос. Первая объединяет подавляющий объем ультрамафитов и прослеживается в северной части хребта.Серпентиниты этой полосы залегают главным образом среди основных эффузивов джамансайской свиты ($D_1 ds_{1-2}$). Иногда они контактируют с амфиболизированными габбро или габбро-амфиболитами. При этом для ультрамафитов Ащенынтау вмещающими породами являются эффузивы зеленокаменной стадии перерождения и амфиболизированное габбро.

Вторая полоса располагается несколько южнее первой и объединяет значительно меньший объем ультрамафитов. Эти тела образуют межформационные линзы по контакту терригенно-осадочных пород коксайской ($D_{1-2} ks$) и осадочно-эффузивных пород джамансайской свит. Ряд мелких тел серпентинитов известен и среди древних (S?) метаморфизованных терригенных пород района.

Наиболее молодые породы, вмещающие серпентиниты,- отложения Коксайской свиты ($D_{1-2} ks$). На основании более высокой степени метаморфизма ультрамафитов, их субсогласного положения в структурах района (вместе с вмещающими породами ультрамафиты обнаруживают признаки смятия и катаклаза, т.е. участвовали в складчатости) можно предположить, что интрузия ультрамафитов имела место до внедрения всех других (начиная с Тебинбулакского) крупных интрузивных массивов Султануиздага. Лишь в одном случае (район горы Менажат)

ртмечено срезание линий напластования пород подковообразным телом серпентинитов. Ультрамафиты размещаются в средних частях сложных синклинальных структур (Ащенынтау) и на крыльях антиклиналей (верховья саев Казган, Узунбулак, Султанбобо) или синклиналей (южная полоса, включая месторождение Зинельбулак). Наиболее характерна приуроченность тел к зонам разломов, пересекающих под небольшим углом пликативные структуры района.

Общая площадь тел ультрамафитов, вскрытых эрозией, достигает 22 км^2. Тела серпентинитов, за редкими исключениями, вытянуты субсогласно вмещающим породам и образуют линзы (до 3,5-9 х 0,5-0,6 км, Ащенынтау), ленты мощностью 0,3-0,4 км, длиной до 20 км и более, реже неправильные (Казгантау) тела. Контакты преимущественно тектонические, согласные с напластованием вмещающих пород. В отдельных случаях встречены также и типичные интрузивные контакты (главная полоса в восточной части Султануиздага).

Ультрамафиты характеризуются довольно монотонным составом и представлены серпентинитами. Ничтожным развитием пользуются дуниты (оливиниты ?), перидотиты и пироксениты; все они встречаются в виде шлиров в серпентинитах.

Серпентиниты обычно представлены почти мономинеральным антигоритом (N_g =1,565; N_p=1,558). В числе второстепенных и акцессорных минералов серпентинитов отмечаются хризотил, тремолит, хлорит, бастит, тальк, карбонат, магнетит, ильменит, хромит. Сравнительно редки хризотил-антигоритовые разности, развитые вблизи наименее серпентинизированных ультрамафитов. Для антигоритовых серпентинитов характерна листоватая структура, но встречается и листовато-лучистая, волокнисто-лучистая, лучистая, чешуйчатая. Для хризотил-антигоритовых разностей характерны петельчатая и чешуйчато-жилковая структура в сочетании с одной из перечисленных выше. Для тремолитовых серпентинитов обычна пятнистая структура. Реже в зонах разломов серпентиниты переходят в серпофит волокнистой и спутано-чешуйчатой структуры. Наиболее характерны сталькование, тремолитизация, карбонатизация серпентинитов.

Серпентинизированные дуниты состоят из реликтов оливина Fa_{15}, серпентина (по оливину), иногда клинопироксена (до 8%). Второстепенные и акцессорные минералы: тремолит, хлорит, магнетит, ильменит, хромит (?). Характерна петельчатая структура. Преимущественно развита серпентинизация дунитов.

Перидотиты встречаются обычно вблизи дунитов и состоят из оливина Fa_{38-40} (7,3), серпентина (по оливину) (66,3), клинопироксена диопсид-салитового состава (I2,3), магнетита, ильменита, хромита (в сумме 7,2), хлорита (7,0%), реже встречается тремолит-асбест. Структура реликтовая гипидиоморфнозернистая, а в серпентинизированных участках листоватая и решетчатая. Характерна серпентинизация перидотитов.

Пироксениты встречаются вместе с дунитами и перидотитами и реже образуют самостоятельные мелкие тела. Состоят преимущественно из диопсид-салита, до 5% приходится на оливин, амфибол, магнетит, серпентин и тремолит. Структура аллотриоморфнозернистая. Наиболее характерны амфиболизация и серпентинизация пироксенитов. Не исключено, что все эти породы - более поздние отщепления магмы или продукты метасоматоза ультрамафитов.

Химический состав ультрамафитов дан в табл. I. В табл.2 приведены (вес.%) содержания элементов-примесей в серпентинитах и некоторых главных и акцессорных минералах.

Состав магнетит-хромитовой руды из Ащенынтау и содержание элементов группы Pt в двух типах ультрамафитов района даны в табл. 3,4.

Содержание главных акцессорных минералов в некоторых типах ультрамафитов дано в табл. 5.

В большинстве случаев контакт между ультрамафитами и вмещающими их породами носит тектонический характер.

Процессы изменения гипербазитов в связи с наложенными явлениями проявились в Султануиздаге весьма широко. Особенно развит процесс отальковання. Новообразования талька встречаются практически по всем телам серпентинитов. В центральной части Султануиздага располагаются 3 крупных месторождения талька. Менее развиты поздние процессы ожелезнения, выразив-

Таблица I

Компонент	Серпентинит из Ащенынтау, 4 ан.	Серпентинизированный перидотит из Ащенынтау, I ан.	Серпофит из Ащенынтау, I ан.	Тремолитизированный серпентинит, I ан.	Серпентинит антигоритовый. Плато, I ан.	Серпентинит средний по Султануиздагу, 8 ан.	Нонтронитопобная порода, I ан.
SiO_2	36,58	38,32	30,8I	36,79	37,92	37,46	47,80
TiO_2	0,I8	0,I5	0,04	0,I7	0,I0	0,I6	0,23
Al_2O_3	3,35	5,20	0,63	4,97	0,27	2,84	8,22
Cr_2O_3	0,03	-	-	0,06	0,07	0,25	I,45
Fe_2O_3	6,68	3,46	I,87	5,72	7,I0	6,85	I6,00
FeO	2,95	4,85	0,I2	3,82	2,67	3,94	-
MnO	0,03	0,I7	0,3I	0,06	0,00	0,04	0,0I
MgO	34,73	33,74	3I,27	34,38	39,28	35,23	3,22
CaO	2,73	3,60	I5,20	2,05	I,35	2,08	0,68
Na_2O	0,08	0,00	Сл.	0,II	0,00	0,04	3,00
K_2O	0,00	0,00	Сл.	Сл.	0,00	0,04	0,06
H_2O^+	-	I0,20	-	-	-	-	-
H_2O^-	0,36	0,20	-	0,23	0,32	0,3I	-
P_2O_5	0,00	0,00	0,03	Сл.	-	0,04	0,09
SO_3	-	-	-	-	-	-	0,06
NiO	0,32	-	-	-	0,I8	0,2I	0,4I
CoO	-	-	-	-	-	0,08	0,0I
V_2O_5	-	-	-	-	-	-	0,05
П.п.п.	I2,73	0,20	20,08	II,7I	II,26	I0,50	I8,30
Сумма	I00,75	I00,09	I00,36	I00,07	I00,52	I00,07	99,73

шиеся в образовании магнетитовых желваков в центральной части Султануиздага и в замещении (по мнению А.Ф.Свириденко и др., I962) магнетитом сегрегаций хромита в районе северных склонов Ащенынтау.

Значительно меньшим развитием пользуются изменения серпентинитов, сопровождающиеся образованием хризотил- и амфибол-асбеста, антофиллита, тремолита, турмалина, развитые в районах центральной и северо-западной частей хребта.

Таблица 2

Серпентинит	К-во анализов	Cr	Ni	Co	Cu	V
Серпентин	6	0,2	0,02	0,004	0,002	0,00I
Оливин	I	0,06	0,07	0,003	0,00I	-
Пироксен	3	0,02	0,009	0,0008	0,002	0,007
Амфибол	4	0,03	0,003	0,004	0,005	0,03
Тремолит	2	0,008	0,006	0,0002	0,008	0,0003
Циркон	I	-	-	-	0,0003	-
Апатит	I	-	-	-	0,0003	0,0I
Гранат	2	-	-	-	0,000I	0,0I
Хромит	4	3,0	0,I	0,007	0,0006	0,02
Магнетит	I5	0,5	0,03	0,00I	0,00I	0,02
Пирит	3	-	0,02	0,004	0,004	0,002
Пентландит	I	0,0I	3,0	3,0	0,03	-

Примечание. Анализы выполнены в ЦЛ МГ УзССР.

Таблица 3

Окисел	Пр. I342	Пр. 7II	Пр. I329	Пр. I334
SiO_2	5,I0	I,78	5,68	6,52
TiO_2	I,44	0,90	I,44	I,03
Cr_2O_3	I0,I0	5,75	I2,00	II,45
Fe_2O_3	5I,34	65,56	50,9I	47,39
FeO	22,26	22,35	I8,26	20,6I
MgO	6,77	3,42	8,00	8,44
CaO	I,20	Сл.	I,60	2,50
H_2O	I,87	0,37	2,3I	2,49
Сумма	I00,08	I00,I3	I00,2	I00,43

Содержание элементов группы Pt в серпентините и перидотите по данным пробирно-спектрального анализа (ЦЛ МГ УзССР).

Таблица 4

	Pt	Pd	Rh
Серпентинит	0,02 / 9	0,02 / 9	0,002 / 9
Перидотит	0,02 / 2	0,0025 / 2	0,0035 / 2

Примечание. В числителе содержание в г/т, в знаменателе - число анализов.

Содержание отдельных элементов в ультрамафитах (вес.%) приведено ниже (в знаменателе количество анализов).

Порода	Ni	Co
Серпентинит тремолитизированный	0,23 / 6	0,02 / 6
Серпентинит	0,I5 / 260	0,008 / 224
Пироксенит	0,I2 / 7	0,0I4 / 6
Перидотит	0,I3 / 5	0,0I / 4
Тальк-карбонатная порода	0,I9 / 5	0,006 / 5
Серпентинит нонтронитизированный	0,2I / 4	0,026 / 4
Серпентинит выветрелый (нонтронитизированный)	0,44 / I	0,02 / I
Бирбирит	0,09 / 4	0,0I3 / 4
Серпентинит со скоплениями хромита	0,22 / 5	0,04 / 5

Состав талькового камня по данным химанализа в ЦЛ МГ УзССР (вес.%) указан ниже: SiO_2= 27,2 -47,96; Al_2O_3= 2,2-9,8; Fe_2O_3 =5,6 - 7,6; CaO = 0,30-II,82; MgO = 23,22-34,74; нерастворимый остаток = 48,40 - 77,64.

Магнитная восприимчивость (χ), остаточная намагниченность (J_r), плотность (σ) и скорость поперечных сейсм. волн ($V_\perp$) в серпентините из Ащенынтау (Узгеофизтрест МГ УзССР) следующие:

χ 10^6СГСМ	J_r 10^6СГСМ	σ г/см^3	$V_\perp$ м/сек.
5657	3384	2,67	6516
I4	I4	I4	8

В знаменателе приведено число определений.

Содержание главных акцессорных минералов в некоторых типах ультрамафитов (г/т).

Таблица 5

Порода	Магнетит	Ильменит	Хромит
Дунит (Кохралсай)	68I-4600	Ед.зн. - II	Ед.зн.
Перидотит (Ащенынтау)	3I005	43005	Ед.зн.
Пироксенит (Ащенынтау)	20670	?	?

Широким распространением пользуются гипергенные изменения серпентинитов, выраженные в образовании по ним коры выветривания. Наиболее крупные участки коры выветривания известны в пределах плато Бешмазар и верховьев сая Ахимбетдынг. Другие продукты наложенных процессов изучены слабо.

С ультрамафитами Султануиздага связано Менажатское эндогенное проявление железа, изученное Л.Б.Коганом. Это участки небольших скоплений магнетитовых желваков (до I5 см в поперечнике) в серпантинитах вблизи г. Менажат и в других участках Султануиздага. Содержание железа в этих проявлениях находится в пределах I,3-I0,5%, и промышленного интереса не представляет.

Ащенынтауское проявление хромистого железняка открыто И.Х.Хамрабаевым, А.Ф.Свириденко и В.В.Барановым в 1968 г. Хромистый железняк обнаружен в верховьях сая Ащебулак и восточнее кладбища Бешмазар. Хромистый железняк образует вкрапленность в будинах, а иногда слагает их целиком в зонах будинажа серпентинитов. Мощность этих зон достигает 250-300 м. Описанное проявление может служить поисковым признаком более богатых скоплений того же рода.

Главное полезное ископаемое Султануиздага - тальк, месторождения которого открыты в 1927 г. Я.С.Висьневским. В центральной части хребта расположено 3 месторождения талька. Наиболее разведанное - Зинельбулакское представляет собой огромное (2х2 км^2) рудное тело, сложенное тальк-карбонатными породами. Л.Б.Коганом подсчитаны запасы месторождения по категориям $B+C_1+C_2$ в количестве 22,5 млн.т. В геологическом отношении месторождение представляет собой блок отальк ованных и лиственитизированных апосерпентинитовых и апоамфиболитовых пород в окружении кварц-биотитовых сланцев, гнейсов, мраморов.

Кзылсайское месторождение талька (в верховьях одноименного сая) представляет собой линзы серпентинитов, превращенные в тальк-хлоритовые, тальк-тремолитовые, тальк-карбонатные и другие породы. Наиболее широко процесс изменения серпентинитов развит по контакту их с гнейсами. В отличие от Зинельбулакского месторождения здесь широко представлены почти мономинеральные талькиты и стеатит.

Казгантауское месторождение включает в себя 8 рудных тел, расположенных по контакту серпентинитов и амфиболитов с гнейсами. Главный полезный компонент, так же как и в Зинельбулаке, - тальк-карбонатные породы. Впервые подсчитанные Я.С.Висьневским (1940), 446 млн.т, перспективные запасы талькового камня по названным месторождениям Султануиздага выдвигают район на одно из видных мест в стране.

Специальные работы по установлению перспектив рутилового оруденения в пределах рассмотренных месторождений талька позволили установить, что содержание двуокиси титана в зонах отальк ования месторождений Кызылсай и Казгантау нахо-

дится в пределах 0,05-I,05%, составляя в среднем 0,2I и 0,I9% для каждого из месторождений соответственно. Для месторождения Зинельбулак содержание двуокиси титана еще ниже.

Проявления амфибол-асбеста известны (Шахмайкин, I957) в 4 км к северу и в 5 км к северо-западу от мавзолея Султанбобо. Мощность продольно- и косоволокнистых прожилков достигает I0-I5 см и имеет длину 0,2-0,5 м. Испытания, проведенные трестом Химгеолнеруд, показали низкое качество асбеста. Поперечно-волокнистый, ломкий хризотил-асбест известен в районе Ащенынтау и плато Бешмазар (по керну). Он образует сетку микротрещин (мощность отдельных из них не превышает 3 мм) в серпентинитах. Качество и количество хризотил-асбеста характеризуют эти проявления как промышленно малоперспективные.

Проявления силикатного никеля известны в настоящее время в районе Ахимбетдынг и на плато Бешмазар. Никель концентрируется здесь в пределах зоны нонтронитовой коры выветривания по серпентинитам. Работами Л.Б.Когана (I964) установлен непромышленный характер проявления по Ахимбетдынгсаю. Кора выветривания в пределах Бешмазарского плато скрыта плащом мезокайнозойских пород мощностью от 5-I0 до 50-70 м. Содержание *Ni* и Co в нонтронитоподобных и обохренных породах соответственно 0,3-0,5% и 0,02-0,04%. В прочих разностях пород не более 0,3% *Ni* и 0,02% Co. Мощность коры выветривания в пределах этого участка достигает 2-3 м.

Испытания, проведенные по серпентинитам Казгантау и тальковому камню, позволяют рассматривать их как хороший облицовочный материал.

Рассмотренные ультрамафиты относятся к габбро-перидотитовой формации ранних этапов развития геосинклинали, по номенклатуре ВСЕГЕИ, или к ультрамафитовой формации нижне - среднекарбонового мафит-ультрамафитового магматического комплекса, по И.Х.Хамрабаеву, А.А.Кустарниковой и Ф.А.Аскарову.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам А.Ф.Свиреденко, В.В.Баранова и др., I960.

73. П р и а р а л ь с к и й г а б б р о и д н ы й ш т о к (закрытые территории) расположен в Бельтауской зоне дробления. Он, вероятно, контактирует с осадочными образованиями P_{z_1} и Приаральским гранитоидным интрузивом. Габбро встречено в одной скважине (I4п, интервал 96I,7 - 963 м). Из жильных пород основного состава установлены долериты (скважина I5п, интервал 8I9,7-824 м).

Лейкократовое габбро - крупнокристаллическая порода, состоящая из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена (диаллага) и неправильных зерен рудного минерала. Акцессорные минералы (г/т): апатит (III,8), циркон (90,7), пирит (2,I), магнетит и титаномагнетит (35056,9), галенит и халькопирит в единичных знаках. Структура породы габбровая, келифитовая.

Долериты состоят из равных количеств плагиоклаза и пироксена. Акцессорные минералы представлены (г/т) апатитом (50,3), цирконом (50,2), хромомагнетитом (374,3), магнетитом и титаномагнетитом (I0098,0), пиритом, галенитом, антимонитом в нескольких знаках. Структура породы офитовая, местами субофитовая. Химический состав долеритов (%): SiO_2=58,02; TiO_2=0,48; Al_2O_3=I5,35; Fe_2O_3=4,55; FeO=0,23; MnO=0,08; MgO =3,04; CaO =5,20; Na_2O=2,28; K_2O =0,70 ; H_2O=5,56; P_2O_5= 0,I3; CO_2 =2,09; п.п.п. = 2,0I; сумма =99,68.

Долериты характеризуются следующим содержанием редких элементов (%): лития - 0,00I4; рубидия - 0,0069; цезия - 0,0002.

Магнетит из лейкократового габбро характеризуется содержанием следующих элементов-примесей (%): магния = около I,0, титана = 0,5-I,0, марганца=0,I-0,5, ванадия =0,0I-0,05, меди, никеля и кобальта = 0,00I-0,005.

Магнетит (или хромомагнетит) из долеритов характеризуется содержанием следующих элементов-примесей (%): хрома (I), марганца, титана (0,I-0,5), ванадия (0,0I-0,05), меди, галлия (0,00I-0,005).

Из постмагматических изменений характерны серицитизация по плагиоклазам и уралитизация по пироксенам.

В долеритах наблюдается замещение ромбического пироксена баститом и асфиболом, а вокруг титаномагнетитовых зерен развивается кайма изумрудно-зеленого цвета, напоминающая фуксит. Фация глубинности - гипабиссальная. Породы могут быть отнесены к габбро-перидотитовому ряду формаций.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам И.Х.Хамрабаева, 1970; Х.Р.Рахматуллаева, 1973.

МАССИВЫ ГРАНИТОИДОВ

74. Бокалинский интрузив располагается в северо-западной части гор Букан-тау, в ядре мелкой антиклинальной складки, среди песчано-алевролитовой, песчано-глинистой, известково-глинистой и глинистой толщ, переслаивающихся с туфами дацитового и дацито-андезитового состава, доломитовыми известняками, гравелитами и реже конгломератами карбона.

Площадь массива - 176 км^2; он вытянут с СВ на ЮЗ на 27 км при ширине 6,0-6,5 км. Падение контактов интрузива в сторону вмещающих пород под углами от 60° до 75-80°, редко 40-45°.

Радиологический возраст массива (калий-аргоновый метод, по биотиту, 2 пробы) - 260 млн.лет, что соответствует нижней перми *.

В составе пород массива установлены габбро-амфиболиты, габбро-диориты, диориты, тоналиты, трондьемиты, плагиограниты, жильные граниты, аплиты, пегматиты, тоналит-порфиры, плагиогранит-порфиры, трондьемит-порфиры, гранодиорит-порфиры, вогезито-минетты и спессартиты. Минеральный состав их приводится в табл. I.

Габбро-амфиболиты и габбро-диориты отмечены только в виде ксенолитов и блоков размером от 0,4 х 0,8 м до 35 х 50 м. Встречаются они обычно среди зоны эндоконтактов гранитоидов. Структура габбро-амфиболитов и габбро-диоритов - порфиробластовая, гранобластовая, панидиоморфнозернистая и призматически - зернистая.

* По данным З.А.Юдалевича, Г.Г.Сандомирского и Г.К.Ляшенко (1971), возраст Бокалинского массива - $\mathcal{C}_2 m_2$ (?).

Таблица I

Минеральный состав пород, об.%
(по Юдалевичу и др., 1971)

Компонент	Плагиоклаз	Щелочной полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Акцессорные минералы
Габбро-амфиболиты (5 ан.)	59,7	2,42	0,70	0,71	30,73	1,8	2,14
Габбро-диориты (4 ан.)	69,26	1,81	6,08	8,79	12,53	-	1,53
Тоналиты эндоконт. зоны (3 ан.)	73,8	3,0	5,4	1,1	4,3	11,2	1,2
Тоналиты (14 ан.)	70,13	2,72	15,72	6,34	3,69	0,1	1,24
Лейкократовые гранодиориты эндоконт. зоны	44,93	26,35	19,33	-	4,69	3,51	1,19
Трондьемиты (21 ан.)	60,77	4,89	23,99	8,6	0,84	-	0,87
Трондьемиты (7 ан.)	61,32	5,7	22,55	6,93	2,44	-	1,09
Лейкократовые гранодиориты (2 ан.)	48,93	9,20	31,62	8,69	0,6	-	0,98
Плагиогранит порфиры (4 ан.)	60,69	7,17	15,59	9,61	1,1	-	3,84
Гранодиориты (12 ан.)	38,0	26,6	19,5	9,5	5,3	-	1,1

Примечание. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом (N_o=1,637-1,638, N_e=1,631-1,634, 4 замера светопреломления), цирконом (N_o=1,945, N_e=1,963, 1 замер светопреломления), ортитом, магнетитом, пиритом, шеелитом и др.

Тоналиты приурочены к эндоконтактовым зонам интрузива, в основном к ЮЗ его окончанию. Ксенолиты тоналитов размером 50 х 25 м встречаются и среди гранитоидов. Тоналиты имеют гнейсовидную текстуру, особенно вблизи контактов, где встречаются линзовидной формы ксенолиты ороговикованных осадочных пород с хорошо сохранившейся слоистостью. Ориентировка этих ксенолитов параллельна гнейсовидности тоналитов. Структура пород - призматически-зернистая.

Трондьемиты занимают около 95% площади Бокалинского массива. Структура пород - гипидиоморфнозернистая, в комбинации с призматически-зернистой и лепидогранобластовой. Часты пегматоидные и гранофировые срастания зерен.

Трондьемиты и плагиограниты наиболее широко развиты в центральной части массива, слагая в нем пологопадающие, редко крутопадающие тела мощностью от I0-I5 м до 250-300 и протяженностью от первых десятков метров до I км и более.

Плагиоклаз * в тоналитах, гранодиоритах и трондьемитах представлен зональным олигоклаз-андезином с 28-35% Ан. 2V варьирует от -80 до +80°. Оптика плагиоклазов - низкотемпературная, редко переходная. Δ = 0,8-I. Двойкование по $\perp(0I0)$ и $\frac{\perp[I00]}{(0I0)}$. Светопреломление плагиоклаз (5 замеров): N_g = I,547-I,55I, N_m =I,543-I,545, N_p=I,538-I,540. В плагиогранитах плагиоклаз отвечает олигоклазу с 27-30% Ан; - 2V=76-88°, оптика низкотемпературная, Δ =0,9-I.

К-Na полевой шпат близок к высокому криптопертитовому ортоклазу. -2V =58-60°, $\angle N_m : P\perp[00I]$ = 7-9°. Обычно присутствует в небольших количествах (2-9%) и лишь в лейкогранодиоритах содержание щелочного полевого шпата достигает 26-27%. Светопреломление ортоклазов, замеренное в 4 обр.: N_g =I,524-I,525; N_m=I,52I-I,524; N_p=I,5I8-I,5I9. Приближенный состав по оптике (в миналах): $Or_{8I}Ab_{I8}An_{I}$. В редких случаях в гранитоидах встречаются зерна антипертита.

---

* Оптические константы породообразующих и акцессорных минералов приведены по данным З.А.Юдалевича и др.(I97I).

Биотит характеризуется резким плеохроизмом в коричневато-зеленых тонах: $Ng \approx Nm$ -темно-коричневый, темно-зеленый, Np=зеленовато-коричневый, светло-коричневый. Химический анализ (f =47-62%, в дайках - 44-52%) и замеры светопреломления (f =40-48%, по диаграмме В.С.Соболева, 1950), выявили существенное различие между величинами железистости слюд. По оптике слюды интрузива отвечают маложелезистому лепидомелану. Отношения аннит : флогопит = (45-60) : (55-40), истонит : сидерофиллит = (30-10) : (70-90). По своему химизму слюды интрузива занимают промежуточное положение между истонит-сидерофиллитовой и аннит-флогопитовой сериями.

Роговая обманка (обыкновенная, зеленая) характеризуется $C : Ng$=18-21°, $-2V$=78-86°. По мере покисления пород светопреломление и величина общей железистости роговых обманок повышается: в тоналитах Ng=1,664; Nm=1,657; Np=1,645 (f =34%); в трондьемитах и плагиогранитах Ng=1,668; Nm= =1,661; Np=1,649 (f= 30-38%), в дайках монцонит-порфиров Ng=1,671; Nm=1,662; Np=1,649 (f =41). По оптическим свойствам амфиболы близки к группе роговых обманок (по Диру и др., 1965) либо занимают промежуточное положение между роговой обманкой и актинолитом (Трегер, 1968). В роговой обманке из габбро и габбро-амфиболитов встречены реликты клинопироксена с $c : Ng$=41-46°, $+2V$ =60°.

Химический состав биотитов и роговых обманок из пород Бокалинского интрузива приведен в табл. 2,3.

Распределение элементов-примесей (г/т) в гранитоидах Бокалинского интрузива (по данным Юдалевича и др., 1971; Рахматуллаева, 1961-1973; Подпориной, 1970): Be=1-3, до 7,5; Sr=170-800, до 1395; Ba=400-836; B=31-65; F=100-380, до 1200; V =50-93; Co=8-10, до 20; Ni =5-20; $\sum TR_2O_3$=30-90, до 290; Zr =10-80, до 125; Nb=24-70; Ta=2,4; Th =10-30, чаще 22,5; U =6,1 - 10; Mo=0,5-0,7, до 2,6; W=1,3-6,3, до 13,5; Pb=6-10, иногда до 20; Zn =45-60; Cu=16-70; Ga=10-20, чаще 19; Sn =2,8-5; Au =0,028-0,0033, чаще 0,0075; Li = до 65; Tl =0,5.

Таблица 2

Химический состав биотитов, вес.%
(по Юдалевичу и др., I97I)

Окисел	Габбро-амфиболит	Трондьемит		Плагиогранит	Трондьемит-порфир	Тоналит-порфир	Гранодиорит-порфир	
SiO_2	37,86	36,70	36,88	37,95	35,90	36,76	36,82	36,82
TiO_2	3,I0	2,95	3,00	3,85	3,20	2,95	3,20	2,73
Al_2O_3	I4,24	I5,02	I4,83	I3,83	I5,85	I4,50	I4,86	I4,90
Fe_2O_3	3,06	3,78	3,45	I,96	4,89	4,73	3,77	3,36
FeO	I4,22	I3,07	I3,22	I7,56	I3,36	I3,50	I2,79	I2,00
MnO	0,I6	0,42	0,39	0,20	0,22	0,39	0,35	0,26
MgO	I3,5I	I3,82	I3,80	II,74	I3,00	I3,7I	I3,92	I5,52
CaO	0,56	0,84	0,30	0,98	0,30	0,30	0,82	0,56
Na_2O	0,2I	0,I0	0,I3	0,28	0,I9	0,I3	0,I8	0,I7
K_2O	7,48	8,30	8,76	9,00	8,00	8,66	7,62	8,32
п.п.п.	4,38	4,44	4,7I	I,78	4,99	3,98	5,09	5,32
Сумма	99,4I	99,50	99,47	99,I3	99,40	99,6I	99,40	I00,56
f общ.мол.%	4I,5	40	40	48	43,5	42	39,6	35

Таблица 3

Химический состав амфиболов, вес.%
(по Юдалевичу и др.,I97I)

Окисел	Габбро-амфиболит	Тоналит	Трондьемит		Плагиогранит	Гранотоналит	Тоналит-порфир
SiO_2	48,85	49,04	46,97	47,94	48,87	49,82	43,94
TiO_2	0,90	0,90	0,80	0,82	0,97	0,80	I,98
Al_2O_3	6,97	7,23	8,40	8,I9	6,66	7,03	9,66
Fe_2O_3	2,6I	3,I7	3,60	4,24	3,48	3,4I	4,88
FeO	9,88	I0,42	9,63	9,27	8,48	8,I5	II,64
MnO	0,I8	0,30	0,44	0,40	0,25	0,I7	0,20
MgO	I5,0I	I4,5I	I4,50	I4,37	I5,62	I4,92	I0,88

Продолжение табл. 3

Окисел	Габбро-амфиболит	Тоналит	Трондьемит		Плагиогранит	Гранотоналит	Тоналит-порфир
CaO	II,2I	9,53	I0,37	9,8I	I0,37	I0,37	I0,09
Na_2O	0,90	0,86	I,08	0,95	0,90	0,97	I,4I
K_2O	0,75	I,06	I,II	I,3I	I,06	I,06	I,80
п.п.п.	2,70	2,84	2,44	2,I8	2,58	2,08	2,80
С у м м а	99,96	99,86	99,34	99,48	99,24	99,78	99,3I
f общ.мол.%	3I,5	34	33,5	34	29,5	29,8	45

Данные Х.Р.Рахматуллаева по распределению некоторых элементов-примесей в трондьемитах закрытых территорий (г/т) : Au=0,0I6, Li =9, Cs=0,9, R_B=380, P_B=2I, Th =9, U=I,3; в диоритовых порфиритах содержится : Li=I2, R_B=I30, Cs=0,9, U =I,9. Тип акцессорной минерализации - ортит-оранжит - шеелит-ильменитовый.

Экзоконтактовое изменение вмещающих пород по всей окружности Бокалинского массива проявлено одинаково и могут быть выделены следующие типы (при удалении от контакта).

Непосредственно приконтактовые плагиоклаз-роговообманковые, плагиоклаз-пироксен-роговообманковые и эпидот-биотит-роговообманковые гнейсы мощностью от I0 до I2 м.

Непосредственно приконтактовые эпидот-диопсид-гранатовые и частично пироксен-везувиановые скарны и известково-силикатные роговики, развивающиеся по известнякам в Ю3 части массива. Мощность скарновых жил - до 35 м, форма - линзообразная, протяженность - до 50 м, общая протяженность - до 2 км. Они чередуются с прослоями известково-силикатных роговиков (табл. 4).

Далее от контакта переслаивающиеся скаполит-биотит-роговообманково-пироксеновые, скаполит-роговообманково-эпидот-пироксеновые (с кварцем, плагиоклазом и щелочным полевым шпатом), кварц-скаполит-пироксеновые, роговообманково-пироксеновые, пироксен-роговообманково-скаполитовые роговики. Ширина полосы - от I00-I50 м на Ю3 до 400 на севере и 580-600 м на юге.

Таблица 4

Средний химический состав пород Бокалинского массива, вес.% (по Юдалевичу и др., I97I)

Окисел	Габбро-амфиболит	Габбро-диорит (3 ан.)	Тоналит (6 ан)	Трондьемит (2 ан.)	Трондьемит (6 ан.)	Плагиогранит (4 ан.)
SiO_2	47,0I	55,93	62,95	68,43	67,62	68,46
TiO_2	2,I4	0,84	0,54	0,27	0,33	0,29
Al_2O_3	I5,54	I7,78	I7,05	I6,I7	I6,I6	I6,8I
Fe_2O_3	2,08	I,56	0,86	0,53	0,79	0,68
FeO	6,60	4,I4	2,88	I,87	I,93	I,29
MnO	0,I3	0,08	0,05	0,03	0,04	0,02
MgO	6,93	4,83	2,83	I,I3	I,40	I,00
CaO	8,2I	7,20	5,84	3,89	3,80	3,95
Na_2O	3,8I	4,55	4,24	4,22	4,43	4,83
K_2O	I,II	I,35	2,02	2,I9	I,32	I,57
п.п.п.	5,42	I,43	0,93	0,89	0,6I	0,76
Сумма	98,98	99,69	I00,I9	99,60	99,58	I00,09

Продолжение табл. 4

Окисел	Плагиогранит-порфир (2 ан.)	Трондьемит-порфир (7 ан.)	Диорит-порфирит (9 ан.)	Аплит-пегматит (4 ан.)	Плагиогранит-порфир. (5 ан.)	Закрытые территории: трондьемит	Закрытые территории: диорито-вый порфирит
SiO_2	68,20	65,90	66,45	75,34	67,72	70,70	65,54
TiO_2	0,28	0,35	0,36	0,06	0,30	0,25	0,25
Al_2O_3	I5,I0	I6,97	I6,73	I4,09	I6,46	I6,I8	I8,99
Fe_2O_3	0,69	0,74	0,92	0,22	I,02	0,46	0,57
FeO	I,75	I,59	I,9I	0,60	I,72	I,73	2,I6
MnO	0,02	0,04	0,04	0,09	0,03	0,04	0,06
MgO	I,39	I,74	I,67	0,52	I,34	I,4I	2,I7
CaO	3,78	4,55	4,05	I,24	3,87	3,50	4,70
Na_2O	4,35	4,48	4,50	4,49	4,4I	2,75	3,03
K_2O	I,69	I,85	I,63	2,75	I,87	2,34	I,59
п.п.п.	0,83	0,76	I,02	0,44	0,77	0,87	I,0I
Сумма	99,09	99,I9	99,28	99,84	99,43	I00,23	I00,29

Слабо метаморфизованные полимиктовые песчаники, глинистые и известково-глинистые сланцы с прослоями гравеллитов, туфопесчаников и туффитов. В этой серии пород развита карбонатизация и биотитизация, местами скаполит.

Пегматитовые проявления наблюдаются очень часто в приконтактовой полосе гранитоидов с осадочно-метаморфическими породами, в основном в ЮВ части массива. Обычно это маломощные (до 15-20 см), короткие (от 4 до 10 м) жилы и линзообразные тела. Сложены кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, турмалином, реже биотитом. Из акцессориев известны апатит, сфен, магнетит.

В пределах массива из постмагматических процессов проявлена альбитизация, турмалинизация, биотитизация, хлоритизация и карбонатизация пород. Эти процессы, главным образом турмалинизация, развиваются в тоналитах, трондьемитах и гранодиорит-порфирах. Турмалин иногда полностью замещает крупные листочки биотита с периферии к их центру. Окварцевание пород более интенсивно проявлено на ЮЗ и Ю массива, в эндо- и экзоконтактовых его частях и скарновых телах, где наблюдается медная и молибденовая минерализация.

Процесс биотитизации, главным образом проявляется во вмещающих породах массива, а кальцитизация - как в последних, так и в интрузивных породах.

Фациальность интрузива - гипабиссальная. Массив может быть отнесен к тоналит-трондьемитовому (плагиогранитовый) ряду формаций.

Составили И.В.Белов, Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Х.Урманова и др. (1953,1954), Х.Р.Рахматуллаева (1961, 1964, 1970,1973), З.А.Юдалевича, Г.Г.Сандомирского, Г.К.Ляшенко, Н.В.Логинова, Л.Петрова и И.А.Зайко (1971).

75. Алтынтауский интрузив расположен в Южно-Букантауской структурно-фациальной зоне Центральных Кызылкумов, в горах Букантау (басс. рр.Джангалыксай, Джилан-сай, Дербез-сай).

Вмещающие породы представлены кремнистыми яшмовидными образованиями, слюдисто-кварцевыми песчаниками, алевролита-

ми и слюдисто-кремнистыми сланцами докембрия и верхнего силура. Радиологический возраст пород массива - 257-280 млн. лет, среднее 264,8 ± 9,4 млн.лет (определено кали-аргоновым методом, по породе биотиту и мусковиту, 9 опр. ИГиГ АН УзССР), что соответствует нижней перми.

Интрузив имеет близкую к изометричной (13 х 11 км) форму с площадью выходов на эрозионный срез около 150 км^2 (с учетом перекрытой меловыми осадками южной части интрузива - более 700 км^2).

Восточный и юго-восточный контакты падают под углами 45-55^0 в сторону вмещающих пород. В целом интрузив контролируется ядром Алтынтауской антиклинали.

Большая часть интрузива сложена средне- и крупнозернистыми, часто порфировидными биотитовыми и двуслюдяными гранодиоритами, адамеллитами и гранитами. В северной части интрузива обнажаются мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные гранодиориты. Наиболее глубоко эродированная центральная часть интрузива представлена серыми двуслюдяными порфировидными гранитами (площадь выходов - около 25 км^2) и плагиогранитами. В апикальных выступах интрузива обнажаются грейзены и альбитизированные разности гранитоидов.

Структура гранитоидов - гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, в сочетании с гранобластовой и мирмекитовой. В мелкозернистых разностях структура - аллотриоморфнозернистая и мирмекитовая; текстура пород - массивная, порфировидная ; отдельность - глыбовая и плитчатая.

Жильные породы, связанные с гранитами Алтынтауского интрузива, представлены пегматитами, аплитами, двуслюдяными мелкозернистыми гранитами, фельзитами и лампрофирами.

Пегматитовые жилы количественно резко (в 5-6 раз) преобладают над аплитами и концентрируются преимущественно в апикальных и краевых участках интрузива. Здесь же развиты и редкие кварцевые жилы; встречаются дайковые и линзовидные тела аляскитов мощностью до 5-7 м, реже мелкие штоки аляскитовых гранитов площадью до 0,06 км^2.

Пегматиты преимущественно развиты в восточной части интрузива у контакта с осадочно-метаморфической толщей. Пред-

ставлены фазовыми, фациальными и постмагматическими разновидностями. Первые генетически связаны с серыми гранитами, имеют форму жил и шлировых гнезд мощностью до I м. Содержат микроклин, плагиоклаз (с 8-34% Ан), мусковит, циркон, гранат. Фациальные и постмагматические типы представлены редкометальными пегматитами, связанными с красными гранитами. Залегают в виде крутопадающих (до 80°) жил мощностью до I м и протяженностью I0-70 м и более, нередко среди метаморфических сланцев в экзоконтактовой зоне интрузива. В этих пегматитовых телах развиты процессы альбитизации (альбит с 8% Ан), грейзенизации (мусковитизация), микроклинизации, окварцевания и серицитизации.

Из акцессорных минералов в пегматитах присутствуют колумбит, касситерит, берилл, гранат, апатит, эпидот, сфен, лепидолит, циркон, магнетит, топаз, бертрандит. Радиологический возраст пегматитов (K-Ar метод по мусковиту) - 265,6 млн. лет.

Количественно-минералогический состав (об.%) пород Алтынтауского интрузива приведен ниже:

Минерал	Лейкогранодиориты, адамеллиты (26 ан.)	Биотитовые граниты (23 ан.)	Двуслюдяные граниты (2I ан.)
Плагиоклаз	40,4-54,6	24,9-47,3	30-38,2
K-Na полевой шпат	9,3-24,8	I3,9-38,9	24-40
Кварц	26,4-3I,8	26,7-3I,8	25-30,7
Биотит	5,6-I0,8	3,8-I2,I	4,8-6,4
Мусковит	0,7-I,9	-	I,9-2,3
Акцессорные	0,3-0,9	0,I-0,3	0,I-0,2

Плагиоклаз в гранодиоритах - незональный, либо слабо зональный. Состав варьирует от I8% Ан до 28-35 ; - 2V =86-88°, двойники обычно по ⊥(0I0), Δ =I. Для гранитов наиболее характерен незональный олигоклаз с I0-24% Ан, чаще всего I6-20. Величина 2V отрицательна и варьирует в пределах 70-84°. В аляскитоидных гранитах присутствует альбит-олигоклаз с 8-I8% Ан; -2V =86°.

К-Na полевой шпат повсеместно представлен максимальным решетчатым и крипторешетчатым микроклин-пертитом с $-2V = 78-82^{\circ}$; $\angle Nm : PI\ [001] = 10-12^{\circ}$; $\Delta p = 0,5-1$, чаще 0,8-1 (5 опр. Юдалевича и др., 1971). Содержание пертита, по данным рентгенограмм, - 22-57%, чаще 22-29,8. Светопреломления (7 опр.) : $Ng = 1,524-1,526$; $Nm = 1,521-1,523$; $Np = 1,516-1,519$.

Кварц - ксеноморфные зерна, нередко мирмекитовые, червеобразные вростки на контакте плагиоклаза и микроклина. Угасание зерен - перебегающе-волнистое.

Биотит присутствует в виде чешуек, отчетливо плеохроирующих в зеленовато-коричневых тонах. По данным З.А. Юдалевича и др. (1971), светопреломление слюд варьирует в пределах: $Ng = Nm = 1,642-1,663$, чаще $1,656-1,658$; $Np = 1,590-1,605$, чаще $1,593-1,601$. Общая железистость слюд (по диаграмме В.С.Соболева, 1950) - 47-63%, чаще 58-62. По оптическим свойствам - лепидомелан с отношением аннит:флогопит = 60+ 40. Часто содержит зерна сагенита.

Мусковит в двуслюдяных гранитоидах характеризуется : $Ng = 1,598-1,609$; $Nm = 1,593-1,604$; $Np = 1,557-1,560$. Большей частью бесцветный; $-2V = 40-42^{\circ}$. Соотношение мусковит:ферримусковит: фенгит = (65-80%) - : (5-17%) : (15-28%). Участками наблюдается развитие мусковита по биотиту.

В гранитоидах присутствуют апатит ($No = 1,636-1,638$, $Ne = 1,630-1,632$), циркон, гранат ($N = 1,810$), монацит ($Ng = 1,850-1,854$, $Nm = 1,796$, $Np = 1,789-1,790$), ксенотим, сфен, рутил, барит, небольшое количество магнетита.

Химический состав пород Алтынтауского интрузива (вес.%) приведен в таблице.

Окисел	Гранодиориты (4 ан.)	Биотитовые граниты, адамеллиты (16 ан.)	Двуслюдяные граниты (32 ан.)	Аплиты (3 ан.)
1	2	3	4	5
SiO_2	65,97	69,01-72,38	72,80-74,35	74,17-74,84
TiO_2	0,62	0,20-0,43	0,14-0,24	0,05-0,06

I	2	3	4	5
Al_2O_3	I5,99	I4,44-I5,43	I3,66-I4,50	I4,I5-I4,53
Fe_2O_3	0,08	0,I7-0,53	0,I5-I,22	0,I0-0,40
FeO	3,I9	I,30-2,52	0,84-I,72	0,57-0,80
MnO	0,07	0,02-0,05	0,0I-0,08	0,04
MgO	I,6I	0,40-I,02	0,42-0,70	0,30-0,45
CaO	3,36	I,75-2,94	I,26-I,89	0,82-0,94
Na_2O	3,95	3,63-4,55	3,65-3,97	3,65-3,83
K_2O	3,26	2,82-4,I3	3,53-4,24	4,25-4,5I

Распределение элементов-примесей в гранитоидах Алтынтауского интрузива (по данным З.А.Юдалевича и др., I97I; Х.Р.Рахматуллаева, I970, I97I; Р.И.Павловой и др., I969; 3-I8 определений по каждому элементу, г/т) : Li =I4-94, чаще 23-47; R в=I20-230, чаще I82-230; Cs =4 (по Р.И.Павловой и др., I969, - до 24-33), Te =3; Nb=24-40; Ta=II-27; Be=2-7; B=I86; Ba500; Sn=4-I5, редко до 30; Cu=3-8; Zn=58-6I; Pв=28-38; Th =24; U=4,4-8; У в=I4; Y =I5-33; Ga=I5-29; Zr =92; Sr=I20; Co=3-I3; V=6-40; в мусковитах: Be=2-I6 г/т (8 ан., Е.К.Подпорина, I970).

Эндоконтактовая зона интрузива на расстоянии I5-25 м (иногда до 50 м) от вмещающих пород представлена мелкозернистыми гранодиоритами, постепенно переходящими в среднезернистые порфировидные биотитовые граниты. В эндоконтакте интрузива повышается содержание плагиоклаза, биотита, появляются редкие зерна роговой обманки.

В экзоконтактовой зоне вмещающие интрузив слюдистые сланцы и песчаники перекристаллизованы в гнейсы и роговики с ассоциацией олигоклаз + амфибол + кварц, биотит (хлорит)+ +кордиерит, гранат+биотит, биотит+графит+микроклин+кварц, в удалении развиты хлорит+мусковит+(гранат). Во вмещающих интрузив темно-серых яшмовидных кварцитах осветление и перекристаллизация прослеживаются на удалении I5-60 м от контакта с интрузивом.

К числу постмагматических изменений пород Алтынтауского интрузива относятся альбитизация, микроклинизация, грейзенизация, серицитизация, окварцевание пород. Последнее проявляется в развитии двух типов монокварцевых жил: с вкрапленностью шеелита и с занорышевым пьезокварцем.

Алтынтауский интрузив формировался в условиях абиссальной фации, на глубине 6-8 км. Глубина эрозионного среза - 2-2,5 км. Интрузив относится к гранодиорит-адамеллит-гранитовому ряду формаций.

Составили И.В.Белов, Х.Р.Рахматуллаев, В.И.Айзенштат по материалам К.Л.Бабаева (I960), Х.Р.Рахматуллаева (I964, I970, I97I), З.А.Юдалевича и др. (I969, I97I), Р.И.Павловой и др. (I969), И.К.Лазарева и др. (I96I).

76. К о к п а т а с с к и й ш т о к и д а й к о в о е п о л е расположены в средней части гор Алтынтау. Шток имеет общую площадь выходов более 300 км^2 и вытянут в субмеридиональном направлении. Вскрыта лишь северная часть массива (I,5 км^2), залегающая среди песчано-сланцевой толщи кокпатасской свиты (R). Абсолютный возраст интрузива (К-Ar метод по биотиту) - 260 млн.лет.

Дайковые полосы или пучки размещены в метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных породах верхней части докембрийского этажа (Pt_{I-2},) и карбонатных отложениях (C_1^V).

В пределах дайкового поля можно выделить три комплекса интрузивных пород: ордовик-силурийский, верхнекарбон-нижнепермский и пермский.

К образованиям первого комплекса относятся интрузивные тела перидотитов, пироксенитов и габбро, габбро-диабазов, аподиабазов, амфиболитов, а также кислых пород, представленных кварцевыми порфирами, плагиогранит-порфирами и альбитофирами. Нижний возрастной предел этих образований определяется прорывом докембрийской осадочной толщи. Верхняя граница относится условно к ордовик-силурийскому возрасту. Это подтверждается данными радиологического определения по апоперидотитовому серпентиниту - 4I4 млн.лет (определение Ф.Аскарова).

Породы штока несут признаки регионального метаморфизма, с которым связано их сильное рассланцевание и глубокое метасоматическое перерождение. Установлены многочисленные пересечения их породами комплекса даек и жильными образованиями гранитоидов.

Ультраосновные и основные породы слагают в центральной части дайкового поля ряд небольших дайкоподобных тел, размеры которых не превышают первых сотен метров. Они залегают в терригенных породах докембрия и пространственно тяготеют к зонам продольных и поперечных разломов, ограничивающих ядро крупной антиклинали, сложенное известняками визе. Контакт их с последними, - тектонический.

Кварцевые порфиры, плагиогранит-порфиры и альбитофиры образуют дайки (от 2-3 до 20 м и более) и небольшие тела дайко- и штокообразной формы (от 5 х 20 до 250-600 м), размещение которых на площади дайкового поля контролируется зоной крупного разлома северо-западного направления. Характерная особенность пород - широкое развитие линзовых сланцеватых и очковых текстур.

Как правило, кварцевые порфиры и альбитофиры чрезвычайно изменены, катаклизированы и рассланцованы. В порфировых выделениях преобладают зерна кварца (15-20%), в подчиненном количестве - плагиоклаз и калишпат. Основная масса - микролепидогранобластовая, состоящая из дробленных зерен кварца, полевого шпата, серицита, хлорита, карбоната, гидроокислов железа и пелита.

Кокпатасский шток сложен роговообманково-биотитовыми гранодиоритами до кварцсодержащих диоритов и плагиогранитов (I фаза). С ними связаны дайки порфировидных гранитов.

Гранодиориты массива прорваны штоками и дайкообразными телами розовых биотитовых гранитов (II фаза), дайками аляскитов (III фаза), пегматитов, аплитов, диоритовых порфиритов и спессартитов.

Минеральный состав пород Кокпатасского массива (об.%) приведен ниже:

Порода	Плагиоклаз	Амфибол (амфибол+пироксен)	Биотит	Кварц	Калиевый полевой шпат
Гранодиориты	45-50	(5-8)	I5	I5	20
Плагиограниты	42-54	3-I5	3-I0	I5-30	I2-20
Порфировидные граниты	20-55	2-5	2-7	20-30	2-45
Гранодиориты (закрытая часть массива)	30-35	-	I6-I8	22	26

Химический состав гранитоидов Кокпатасского массива (вес.%) дан в табл. I.

Таблица I

Окисел	Биотитовые гранодиориты	Биотитовые гранодиориты (по закрытой части массива)	Биотит-роговообманковые диориты	Адамеллиты	Граниты	Гранит-порфиры	Аплиты
SiO_2	66,75	68,I4	62,70	7I,70	78,99	69,90	75,40
TiO_2	0,47	0,44	0,55	0,30	0,20	0,40	0,05
Al_2O_3	I5,85	I7,72	I5,96	I3,67	I4,27	I5,30	I2,I3
Fe_2O_3	0,0I	0,72	-	0,I7	-	I,48	-
FeO	3,32	I,32	4,24	2,46	I,80	I,46	2,26
MnO	0,09	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04
MgO	I,3	I,45	3,30	0,75	0,50	0,90	0,30
CaO	3,32	3,50	3,45	2,80	I,05	0,98	0,69
Na_2O	3,80	I,99	3,75	3,63	3,58	3,07	2,98
K_2O	2,20	2,82	5,I8	2,30	4,79	3,98	5,60
H_2O	I,34	0,74	0,I0	0,I4	0,I6	0,06	-
P_2O_5	0,I6	0,I3	0,28	0,I3	0,I3	0,I6	0,06
CO_2	I,3	-	0,20	0,80	0,20	0,55	0,I0
SO_3	0,I5	-	0,03	0,09	0,03	0,2I	0,04
п.п.п.	2,28	0,50	0,65	2,36	0,40	I,76	0,I6
Сумма	99,7I	99,50	99,99	I00,40	99,79	99,85	99,7I

В гранодиоритах массива установлены следующие акцессории (г/т): циркон – до 440, сфен – до I00, ильменит – до I00, апатит – до 60, пирит. В единичных знаках отмечаются магнетит, монацит, рутил, анатаз, барит, киноварь. В апатите установлены церий (0,n%), иттрий и иттербий (0,00n-0,0n), в цирконе – иттрий и иттербий (0,n), церий (0,0 %). В кварц-полевошпатовом концентрате гранитоидной породы массива ртуть установлена в количестве 0,000I-0,0003%, в биотите отсутствует.

По единичным определениям в гранитоидах содержится (г/т) Li = I4 , Rb = I20, Cs = 4, Pв=28, U =4,4-8, Th=24.

Вблизи контакта гранитоидные породы содержат обильные ксенолиты вмещающих сланцев, за счет ассимиляции которых иногда приобретают гибридный облик.

Контактовое воздействие массива выражено в ороговиковании вмещающих пород мощностью до 500 м. По составу роговики кварц-графитовые и кварц-слюдистые.

С Кокпатасским штоком пространственно связано золото-мышьяковое с вольфрамом и сурьмяно-серебряное с золотом оруденение в зонах окварцевания и лиственитизации.

К наиболее позднему пермскому комплексу магматических образований относится серия даек, для которых не установлена пространственная связь с гранитоидным массивом. В пределах дайкового поля и прилегающих территорий эти дайки группируются в пучки, положение которых контролируется тектоническими зонами и разломами субширотного направления, приуроченными к зоне Кокпатасского глубинного разлома. Некоторые дайковые пучки по простиранию прослеживаются от I до 7 км при ширине до I км и более. Данное поле занимает площадь более 200 км^2. В составе пучков наиболее широко распространены дайки керсантитов, спессартитов, диоритов, диоритовых порфиритов и малхитов. Значительно меньше распространены породы повышенной щелочности: плагиогранит-порфиры, сиенито-диоритовые порфириты, сиенит-порфиры и вогезиты. Еще меньше распространены пироксеновые керсантиты, камптонито-спессартиты и мончекито-спессартиты.

Наибольшей мощностью (I5-20 м) характеризуются дайки диоритов. Длина их обычно не превышает I км и зачастую из-

меряется первыми сотнями метров. Мощности даек керсантитов, плагиогранит-порфиров и вогезитов колеблются от 5-6 до I м и менее, в среднем 2-3 м. Спессартиты обычно слагают дайки небольшой мощности (0,5-I,5 м). Самые поздние пироксеновые керсантиты, камптонито-спессартиты и мончекито-спессартиты слагают дайки мощностью 0,7-I0 м и по простиранию прослеживаются на 50-80 м; падение их северное, под $\angle$ 80-85°.

Пространственное размещение их различное: дайки гранодиорит-порфиров обладают в основном северо-западным простиранием, диоритовые порфириты - северо-восточным, а лампрофировые дайки - субширотным.

По данным радиологических исследований, возраст гранодиорит-порфиров - 249 млн.лет, диоритовых порфиритов - 243, керсантитов - 252 ± I8 млн.лет.

Минералогический состав дайковых образований приведен в табл. 2, а их химический состав - в табл. 3. Завершающими продуктами дайкового комплекса, по-видимому, являются дайки пироксенового керсантита, камптонито-спессартита и мончикито-спессартита. От остальных дайковых образований рассматриваемого комплекса они отличаются повышенной меланократостью и наличием оливина.

Плагиоклазы в камптонито-спессартитах содержат альбитизированный андезин (40-42% Ан), амфибол с Ng=I,675, Np=I,659, $C : Ng$=5-I2°; - 2V =65-78°.

Из акцессорных минералов в спессартитах отмечены апатит (до I3 г/т), магнетит (до 25), единичные знаки сфена, циркона, а из автометасоматических или постмагматических установлены пирит - (более 50 кг/т), сфалерит (до I5 г/т), антимонит (до 5 г/т), единичные знаки барита, халькопирита, ромеита, много гематита и гетита (по Х.Р.Рахматуллаеву, I96I).

Дайки кварцевых порфиров и альбитофиров характеризуются наличием закаленных краевых фаций и слабым контактовым воздействием на вмещающие породы.

В поздних дайках встречаются включения жильного кварца (возможно, каледонского) с мелкими вкрапленниками арсенопирита и пирита.

Таблица 2

Порода	Плагиоклаз	Амфибол	Биотит	Кварц	Калиевый полевой шпат	Пироксен	Оливин
Гранит-порфиры:							
порфировые выделения	2-6	Ед.зн.	0-I	I-8	Ед.зн.	-	-
основная масса	20-55	I-5	2-7	20-30	2-45	-	-
Микродиориты	65-75	I7-20	I-8	до 5	До 3	До 5	-
Керсантиты	55-70	3-I0	20-35	до 5	-	-	-
Вогезиты	34-84	I0-20	I-8	I-5	5-45	I-5	-
Диоритовые порфириты:							
порфировые выделения	5-20	3-I0	до 3	-	-	-	-
основная масса	48-84	0-20	0-8	0-22	-	-	-
Сиенит-порфиры:							
порфировые выделения	45	0-8	-	-	45	-	-
основная масса	49	-	0-2	-	49	-	-
Малхиты:							
порфировые выделения		I-7	3-5	-	-	3-5	-
основная масса	48-80	3-23	6-20	I-5	I-3	2-3	-
Одиниты	55-60	До 30	0,5	до 20	-	-	-
Спессартиты	60-80	I5-25	5-I5	до 3	-	до 5	-
Камптонито-спессартиты:							
порфировые выделения	-	-	-	-	-	До 8	До 7
основная масса	45	44,5	-	-	-	-	-

Таблица 3

Окисел	Габбро-диабаз	Кварцевый порфир (2 пр.)	Гранит - порфир	Керсантит (2 пр.)
SiO_2	48,79	73,68	70,64	47,23
TiO_2	0,63	0,27	0,50	I,00
Al_2O_3	I9,8I	I2,94	I3,75	I3,93
Fe_2O_3	I,08	I,45	0,77	2,46
FeO	8,40	0,95	2,23	6,38
MnO	0,09	0,02	Сл.	0,I5
MgO	2,80	0,4I	I,00	8,33
CaO	5,60	0,69	I,68	8,I7
Na_2O	4,00	3,62	4,00	I,96
K_2O	2,43	3,90	2,54	3,09
P_2O_5	-	0,02	-	0,47
SO_3	0,34	0,20	0,I6	-
п.п.п.	5,70	I,44	2,04	6,67
С у м м а	99,67	99,57	99,3I	99,84

Ультраосновные породы повсеместно преобразованы в серпентиниты и тальково-карбонатные образования. Кроме того, они и основные породы интенсивно лиственитизированы. Серпентиниты (2 ан.) и лиственить (2 ан.) характеризуются следующим химическим составом (соответственно в вес.%): SiO_2 =36,90 - 49,95; TiO_2=0,04-0 ; Al_2O_3= I,23-I,69; Fe_2O_3=5,50 -2,56; FeO=I,20-2,40; MnO =0 - 0,I3; MgO=30,82-I6,24; CaO=6,72-9,6I; Na_2O=0,I4-0,06; K_2O=0 -0,05.

На древний возраст лиственитов указывает абсолютный возраст фуксита из пород дайкового поля, соответствующий среднему девону - 350 млн.лет (определено в ИМГРЭ).

Субвулканические дайки кварцевых порфиров, плагиогранит-порфиров и альбитофиров подвергнуты сильной серицитизации с появлением в них новообразований кварца и тонкочешуйчатого биотита, а также окварцеванию и сульфидизации (золото-колчеданная формация).

С породами ранних фаз дайкового комплекса связана, вероятно, главная масса проявления кварц-серицитовых метасоматитов дайкового поля и последующие продукты сурьмяно-серебряной с золотом и мышьяково-золоторудной с вольфрамом формаций.

Интрузивные мафиты и ультрамафиты первого комплекса относятся к гипабиссальной фации , а дайки кварцевых порфиров, альбитофиров - к субвулканической. Второй комплекс (Кокпатасский шток) - гипабиссальный . Дайки среднего и субщелочного состава на некоторых участках, возможно, формировались в условиях субвулканической фации.

Ультраосновные и основные породы I комплекса можно отнести к габбро-перидотитовому ряду формаций, дайковые породы кислого состава - к андезит-альбитофировому; породы Кокпатасского штока - к гранодиорит-гранитовому ряду формаций, а поздние дайковые породы - к ряду формации щелочных гранитов-нефелиновых сиенитов.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Р.Рахматуллаева (I960,I96I,I964 а,б,в, I967, I968,I97I,I972), Д.А. Дорофеева, Х.Х.Лайпанова (I97I); Ю.А.Аверина, Ю.А.Майкова, Д.А.Дорофеева, В.В.Овечкина, А.Д.Швецова, В.В.Цоя (I968).

77. Турбай и Саутбайские гранитоидные интрузивы расположены на юго-восточном окончании гор Букантау (Центральные Кызылкумы). Они прорывают осадочно-вулканогенную метаморфическую толщу докембрия.

На поверхности палеозойского фундамента обнажаются лишь небольшие (от 4,7 км^2 - Саутбайский и до I2 км^2 - Турбайский) неправильные выходы, являющиеся апикальной частью крупного (не вскрытого эрозией) Турбай-Саутбайского массива. Последний по геофизическим данным обладает большими размерами (более 400 км^2). Выходы вытянуты с северо-запада на юго-восток. Выходы сложены: Турбайский-адамеллитами, биотитовыми гранитами, а Саутбайский - адамеллитами, гранитами, переходящими в эндоконтактовой зоне в гранодиориты и сиениты. Жильные породы - аляскит, гранит-аплит, гранит-

порфир, диоритовый порфирит, кварцевый диоритовый порфир, микродиорит, спессартит, керсантит и их переходные разности.

Петрографические разновидности пород массива - габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, биотитовые граниты и сиениты.

Граниты состоят (%) из кварца (30), микроклин-пертита (30), олигоклаза (27), биотита (I0) и амфибола (3), представленного обыкновенной роговой обманкой ($c:Ng = 20^{\circ}$ - $2V = 76^{\circ}$).

Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен и рудный минерал.

Химический состав пород (вес.%) приводится в таблице.

Окисел	Габбродиориты: 5 пр:	Диориты: 6 пр:	Кварцевые диориты: 5 пр.	Гранодиориты: 4 пр:	Адамеллиты: I6 пр	Граниты: I3 пр.	Аляскиты: 3 пр:	Гранит-порфиры: 2 пр:	Одиниты: 2 пр	Вогезито-спессартиты 2 пр
SiO_2	5I,22	57,23	62,88	6I,6I	68,08	70,99	76,54	76,84	5I,70	5I,89
TiO_2	0,82	0,68	0,58	0,56	0,38	0,3I	0,I5	0,08	0,6I	0,70
Al_2O_3	I5,I2	I4,24	I5,2I	I5,0I	I4,8I	I3,9I	I2,09	I2,00	I4,58	I5,I0
Fe_2O_3	I,77	I,58	I,27	I,23	0,8I	0,93	0,54	0,54	2,77	2,36
FeO	5,68	4,82	3,05	4,09	2,45	I,77	0,97	I,I5	4,64	5,00
MnO	0,I4	0,09	0,09	0,06	0,04	0,05	0,0I	0,03	0,I3	0,I2
MgO	7,26	6,33	3,74	3,37	I,30	I,I9	0,50	0,30	7,75	8,65
CaO	6,54	4,62	2,60	4,53	2,30	I,54	0,70	I,I2	5,53	5,30
Na_2O	2,88	3,I0	3,I9	3,82	3,76	3,9I	3,40	3,86	2,I0	3,00
K_2O	I,84	2,07	3,97	2,I0	3,39	3,54	4,50	3,40	2,I3	2,35
$-H_2O$	0,23	0,24	0,29	0,I6	0,I0	0,I2	0,I3	0,04	0,33	0,80
P_2O_5	0,34	0,3I	0,20	0,24	0,I7	0,I0	0,07	0,04	0,30	0,40
CO_2	I,5I	I,I7	0,57	I,28	0,7I	0,39	0,I0	0,I0	2,46	0,20
SO_3	0,58	0,I2	0,II	0,I0	0,II	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0
п.п.п.	4,60	3,90	3,I0	2,64	2,32	I,58	0,67	0,23	5,70	4,55
Сумма	I00,53	I00,50	I00,85	I00,80	I00,73	I00,4I	I00,47	99,83	I00,84	I00,52

Структура породы - гипидиоморфнозернистая. Вмещающие породы массивов в контактовой зоне интрузивов подвергнуты ороговикованию. Постмагматические изменения пород выражаются в хлоритизации, серицитизации и мусковитизации породообразующих минералов.

В пределах интрузивов и вмещающих пород широко развито гидротермальное окварцевание с сульфидной (пирит, халькопирит) и золотой минерализацией.

Фациальность интрузивов - гипабиссальная. Гранитоидные породы массивов можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формаций.

Составили Х.Р.Рахматуллаев, А.А.Шапкин, Б.Р.Махмудов по материалам Л.А.Быкова, С.И.Ибадуллаева, Е.И.Мезенцевой, Т.Н.Алиевой, Б.Р.Махмудова, В.Б.Петрова, Р.Г.Тукшаитовой (1970), К.К.Пяткова, И.А.Пяновской, А.К.Бухарина, Ю.К.Быковского (1968).

78. Т у л я н т а ш с к и й м а с с и в расположен в северной части Центральных Кызылкумов, юго-западнее Алтынтауского гранитоидного массива. В районе возвышенностей Тулянташ и Тамдыкудук обнажаются небольшие разобщенные тела гранитоидов - часть крупного интрузива, основное тело которого скрыто под покровом мезокайнозойских отложений. По данным геофизических и буровых работ на поверхности домезозойского фундамента оконтуриваются три овальных штока размерами 17 х 7 км, 22,2 х 17, 15 х 10, общей площадью более 600 км^2. Вмещающие породы этого массива - сланцы и кварциты докембрия (?).

Абсолютный возраст пород массива (К-Ar метод, по породе) - 250 - 254 млн.лет.

Массив сложен гнейсированными двуслюдяными, биотитовыми и турмалинизированными гранитами. Переходы между разновидностями пород постепенные ; с ними связаны редкие жилы аплитов и пегматитов.

Мусковитизированные и турмалинизированные граниты состоят из микроклина (45%), кварца (25), олигоклаза (14-26% An) (20), мусковита (8), турмалина (N_o =1,669 ± 0,002) (до 2%).

Из акцессорных минералов установлены (г/т): циркон (I), апатит (до I), магнетит (до I), гранат (5I0), пирит (40), молибденит (I-6), шеелит (до I), касситерит, галенит, флюорит, монацит, сфен, топаз (от ед.зн. до част. зн.).

Структура породы - гипидиоморфнозернистая.

Химический состав гранитоидов Тулянташского массива (%): SiO_2 = 74,80; TiO_2= 0,I2; Al_2O_3 =I5,85; Fe_2O_3=0,3I; FeO = 0,70; MnO= 0,0I; MgO = 0,07; CaO = 0,60; Na_2O = 2,2; K_2O= 4,0I; H_2O =0,67; P_2O_5 = 0,I8; п.п.п. = 0,73; Сумма = I00,08.

В гранитах из редких элементов установлены (г/т): Sn = до 50, U =2,7, Li =44-79, Rb=270-290, Cs =22-42. В биотите отмечены (%): Sn и Be (до 0,00I); в турмалине - Be (до 0,00I) и Zn (до 0,5).

Из постмагматических изменений в породах массива отмечаются турмалинизация, мусковитизация, серицитизация и слабое окварцевание.

В мусковитизированных гранитах встречены единичные листочки светлого мусковита, близкого к лепидолиту.

Фациальность массива - гипабиссальная. Породы данного массива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева (I970), И.Х.Хамрабаева, Х.Р.Рахматуллаева, Р.А.Магдиева (I972), Х.Р.Рахматуллаева (I973).

79. Тамдынский интрузив расположен в северо-западной части Тамдынских гор. Общая площадь выходов - около 20 км^2; вытянут в северо-восточном направлении. По данным геофизических и буровых работ (Ахмеджанов и др., I964; Фузайлов, I965), Тамдынский массив продолжается под мезокайнозойским покровом на север и северо-восток на I5-20 км и полого погружается в восточном и северо-восточном направлениях, образуя выступы на участках Ажрыкты и Тамдыбулак. На востоке интрузив контактирует с известняками актауской свиты (S_2), в юго-западной и южной части - с

биотитами, кварц-хлорит-серицитовыми роговиками S_2- $Д_I$ (R_I-R_2?) и ультрамафитами. В закрытой части (с запада) установлен контакт массива с амфиболитами и кристаллическими сланцами протерозоя; остальная часть интрузива перекрыта меловыми отложениями.

Геологический возраст массива - C_3-P_I. Радиологический возраст колеблется от 257 до 280 млн.лет (среднее из 17 опр. К-Ar методом по биотиту и валовым пробам - 270,9± ± 7,4 млн.лет, ИГиГ АН УзССР, аналитики Ф.А.Аскаров, А.Р. Бигаева), что указывает на достоверный нижнепермский возраст.

В Тамдынском массиве выделяются роговообманково-биотитовые диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, мелкозернистые лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты.

В закрытой части массива по данным керна скважин установлены диориты, биотитовые и лейкократовые граниты, а из дайковых образований - кварцевые диоритовые порфириты, гранофиры и гранит-порфиры.

Внутри массива, особенно в его северной и северо-восточной частях, развиты дайки аплитов, лейкократовых и двуслюдяных гранитов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, микродиоритов и лампрофиров. Все дайки - субширотного или меридионального направления, круто-, реже пологопадающие. Мощность их - 0,5-2 м, редко до 10 м, протяженность - 1-5 км. Среди аплитов различаются гранит- и гранодиорит-аплиты, характеризующиеся мелкозернистым, иногда слабопорфировидным (за счет плагиоклаза) строением. В некоторых жилах аплитов слабо проявлена гнейсовидность, содержатся включения турмалина, апатита, циркона.

Около южного и восточного контактов интрузива (басс.р. Тескудуксай) встречено три линзовидных тела пегматитов субмеридионального простирания мощностью 0,3-0,5 м и протяженностью 75 м. Пегматиты крупнозернистые, кварц-полевошпатовые, с мечевидными зернами биотита, турмалином, ортитом, цирконом, изредка флюоритом.

Диоритами и кварцевыми диоритами сложены штоки, дайки, линзовидные тела в средней части р. Тескудуксай, среди известняков Актау, у дороги Тамды-Чарыкты, в междуречье рр. Тескудук и Атансай. Тела диоритов приурочены к восточной и северной частям интрузива, тяготеют к участкам его контакта с известняками. Отдельные апофизы вскрыты на удалении I,8-2 км от интрузива. Выходы диоритов (5 х I0 м, I2 х 75 м, I00 х I50 м) являются сателлитами более крупного, полого падающего на юго-восток интрузива. Диориты, кварцевые диориты - среднезернистые, у контактов - мелкозернистые, иногда порфировидные породы с гипидиоморфнозернистой (штоки) или офитовой (апофизы) структурой. Текстура массивная или такситовая. В контактовых частях тел и дайках структура основной массы диоритовых порфиритов - микропегматитовая, микрогранофировая, реже микрогранитовая.

Гранодиориты слагают значительную часть выходов интрузива (8,8 км^2). Их штоки и штокообразные тела расположены в юго-западной части Тамдынского интрузива. Гранодиориты прорывают диориты и кварцевые диориты, образуя на контакте характерные зоны "закалки", обогащенные биотитом. Структура пород - гипидиоморфнозернистая.

В юго-восточной, центральной и северной частях интрузива развиты крупно- и среднезернистые слабо порфировидные роговообманково-биотитовые и биотитовые (закрытая часть массива) граниты, слагающие небольшие штокообразные тела. Структура этих пород - гранитовая, нередко графическая.

Мелкозернистые лейкократовые и двуслюдяные граниты образуют несколько широтно вытянутых дайкообразных тел среди гранитов в северо-восточной и северной частях интрузива (восточнее устья р.Тескудук). Протяженность интрузивов достигает 0,3-I км, мощность - 40-50 м. Структура пород - гранитовая, графическая, часто неравномерно-зернистая.

В Тамдынском интрузиве широко распространены ксенолиты роговиков, песчаников, реже известняков и серпентинитов, а в закрытой части, кроме того, кварцевых кератофиров и др. Размер глыб и обломков достигает 0,5-2 м. Ксенолиты не несут следов оплавления.

Количественно-минералогический состав пород Тамдынского массива (об.%) приведен ниже:

Порода	Плагиоклаз	К-Na полевой шпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка, клинопироксен	Акцессорные минералы
Диориты, кварцевые диориты	50-70	2-5	0-10	15-20	20-30	до 0,1
Гранодиориты	35-38	8-25	20-25	3-8	7-8	до 0,1
Гранодиорит-аплиты	30-35	20-25	25-30	4-5	-	-
Граниты	13-21,5	37-41	35-38	6-7	до 1	-
Лейкократовые граниты	20-30	40-60	30-40	1-3	-	-
Пегматиты	21,4	37	35,7	5,7	-	0,2

Плагиоклаз в диоритах и кварцевых диоритах зональный: по периферии содержит 20-30% Ан, в ядре - до 50-53% Ан, чаще отвечает андезину с 38-48% Ан, двойникование по $\perp(010)$, $\frac{\perp[100]}{(010)}$; 2V варьирует от -75° до $+85$, чаще от -86 до $+80^{\circ}$. В гранодиоритах плагиоклаз иногда зонален, с 18-25% Ан, иногда до 34% Ан (ядра); $-2V=76-88^{\circ}$; $\Delta=0,8-1$; оптика - низкотемпературная; двойники - по $\perp(010)$, $\frac{\perp[100]}{(010)}$ редко по $\frac{[001]}{(010)}$. В гранитах и лейкогранитах, аплитах и пегматитовых телах обычно присутствует альбит-олигоклаз с 4-17% Ан, чаще 8-13% Ан; оптика - низкотемпературная, $\Delta=1$. $+2V=75-80^{\circ}$; двойники по $\perp(010)$, $\frac{\perp[100]}{(010)}$. Плагиоклаз из ксенолитов диоритового состава в гранитах содержит включения игольчатых кристаллов апатита, иногда идиоморфные зерна циркона и ильменита.

К-Na полевой шпат в гранодиоритах и кварцевых диоритах нередко сдвойникован по $\frac{[001]}{(010)}$. Отвечает крипто- и микропертитовому ортоклазу и нерешетчатому микроклину с $-2V=66-78^{\circ}$, $\angle Nm : P\perp[001]=10^{\circ}$. Пертитизация слабая (до 10-15% шнуровидного и жилковатого пертита распада), приурочивается к двум системам трещин спайности. В гранитах, аплитах и пегматитах обычно присутствует пелитизированный крип-

торешетчатый и максимальный микроклин-пертит с $-2V=80-83^{\circ}$; $\angle N_m$: $P\perp[001] = 15^{\circ}$. В юго-восточном эндоконтакте интрузива проявляется пертит замещения (пятна, сдвойникованные участки альбита в микроклине), возникший в результате альбитизации калишпата.

Биотит по своему химизму (табл.I) отвечает аннит-флогопитовой серии с преобладанием аннита (более 75-80%). Плеохроизм биотитов резкий: N_g - буровато-красный, чаще зеленовато-бурый, грязно-зеленый; N_p - желто-зеленый, соломенно-желтый, светло-коричневый. Светопреломление слюд из гранодиоритов $N_g = N_m = 1,686-1,687$; $N_p = 1,656-1,663$; из биотитовых гранитов $N_g = N_m = 1,683-1,689$; $N_p = 1,660$; из биотит-роговообманковых гранитов $N_g = N_m = 1,672$; $N_p = 1,644$; из лейкократовых гранитов $N_g = N_m = 1,687-1,704$; $N_p = 1,650-1,660$.

Таблица I

Химический состав биотитов из гранитоидов Тамдынского массива (вес.%)

Окисел	Гранодиорит (пр.№ 2)	Гранит (пр.№ 3)	Биотитовый гранит (пр.№ 4)	Лейкократовый гранит (пр. № 5)
SiO_2	44,20	34,36	35,82	35,94
Al_2O_3	12,00	11,74	13,04	12,66
Fe_2O_3	5,63	4,83	8,33	9,23
FeO	20,88	25,92	24,94	25,40
MgO	3,61	6,60	2,50	2,80
CaO	6,30	5,00	1,40	1,40
Na_2O	1,19	0,21	0,36	0,27
K_2O	2,92	3,46	5,64	5,47
H_2O	1,08	3,19	3,39	3,12
TiO_2	2,76	4,32	3,47	3,12
MnO	0,34	0,34	0,33	0,32
P_2O_5	-	0,08	-	-
Сумма	100,91	100,05	99,22	99,73
Железистость,%	80,1	72,00	88,0	87,2
Титанистость,%	6,97	8,40	7,75	6,70
Щелочность,%	40	34	50	50

Общая железистость слюд, по данным светопреломления, варьирует в пределах 83-100%, лишь изредка опускаясь до 74% (Соболев, 1950). По оптическим свойствам слюды обычно соответствуют анниту (Трегер, 1968). Нередко биотиты содержат мелкие пойкилитовые включения зерен циркона (?) и рудных минералов.

Роговая обманка присутствует в виде идиоморфных длиннопризматических кристаллов в большей части гранитоидов Тамдынского интрузива. Под микроскопом отчетливо плеохроирует : N_g - травянисто-зеленый, N_m -зеленый, N_p - светло-желто-зеленый, до почти бесцветного; $C:N_g$=18-25°, в гранодиоритах иногда до 27°; $-2V$=68-88°, чаще 72-82°. Светопреломление амфиболов в диоритах N_g =1,680; в гранодиоритах N_g =1,683-1,695; N_m=1,670-1,677; N_p=1,666; в гранитах и гранит-порфирах N_g=1,670-1,680; N_p=1,654-1,664. Общая железистость (по В.С.Соболеву, 1950) составляет в гранитах 40-50%, в гранодиоритах - 54-74. По оптическим свойствам амфибол соответствует обыкновенной роговой обманке. Иногда по трещинам спайности амфибол в гранодиоритах замещается листочками биотита. В роговой обманке из диоритов встречаются реликты моноклинного пироксена.

Вторичный амфибол, замещающий плагиоклазы и биотит, образует в диоритах и гранодиоритах листоватые агрегаты со слабым плеохроизмом в синевато-зеленых и бледно-зеленых тонах; $C:N_g$ =10-12°. Вторичные амфиболы из альбитизированных гранодиоритов (1200 м к северо-востоку от Чарыкты) соответствуют актинолиту. Кроме того, среди вторичных амфиболов интрузива описана разновидность, близкая к рибекиту (Азимов и др., 1970).

Клинопироксены встречены в диоритах и кварцевых диоритах. Характеризуются - $C:N_g$=30-45°, чаще 35-38°; $+2V$= =60°; $N_g - N_p$=0,027.

В гранодиоритах описан (Азимов и др., 1970) эгирин (?) со светло-желтовато-зеленым, темно-зеленым плеохроизмом и совершенной спайностью; $C:N_g$ =0°. Нередко замещается по спайности биотитом.

Акцессорные минералы (г/т) в гранитоидах Тамдынского интрузива представлены по данным изучения 16 протолочных проб (Р.А.Магдиева, И.Х.Хамрабаева, 1964) ортитом (N_g=1,734-1,742, N_p=1,702-1,712) =ед.зн.-670, до 916; флюоритом (N=1,430-1,435)=0-900, до 2610, чаще 114-480; магнетитом-обычно 0-10, в единичных пробах 250-476; цирконом =0-480, чаще отсутствует; монацитом = 0-3,84; сфеном =0-100, чаще отсутствует; хромитом (N>1,78)= до 296-400; пиритом = до 170-200, чаще отсутствует; гранатом = 0-138, чаще отсутствует; галенитом = до 9-37; бастнезитом = до 30; гематитом = =0-580, чаще отсутствует; шеелитом = до 37,3. В единичных знаках встречаются анатаз, ильменит, топаз. Из перечисленных акцессорных минералов флюорит, шеелит, галенит и гематит приурочены к более измененным породам. Бастнезит установлен главным образом в закрытой части массива и определяется рентгеноструктурным анализом (табл. 2). В нем содержится 10,91% ΣTR_2O_3.

Ортит из среднезернистых гранитов содержит (%) : Ce= =13,4; La=6,7; Pr =1,3; Nd =7; Sm=0,3; Eu =0,5; Dy=0,05.

В хромите из биотит-амфиболовых гранитов (по И.Х.Хамрабаеву и Т.Саттаровой) содержится (%) : Cr , Mg > 1, Fe=1, Al=1, Ca=0,n, Mn=0,n, Ti =0,n, Ni =0,0n, Co=0n, V =0,0n, W=1. Рассматривается как результат контаминации материалом хромитсодержащих ультрамафитов Тескудук-Ченгельдинского массива.

Химический состав гранитоидов Тамдынского интрузива приводится в табл. 3 и 4.

Распределение элементов-примесей в гранодиоритах Тамдынского интрузива иллюстрирует табл. 5.

Диориты в эндоконтакте (0,7-6 м и более) переходят в мелкозернистые диориты и диоритовые порфириты с такситовой структурой; в гранитах в эндоконтакте с известняками увеличивается содержание плагиоклаза, биотита и кали-натрового полевого шпата. В пределах биотитовых гранитов проявляются единичные тела фазовых пегматитов.

В экзоконтактовой полосе шириной 50-600 м вмещающие породы превращены в кварцево-биотитовые, кордиеритовые,

Таблица 2

Рентгенограмма бастнезита, № 227 (режим съемки : Fe - антикатод, J =I2 ма, V = 30 в, экспозиция = 3 ч, $Д_{кам.}$=57,3 мм) (по Х.Р.Рахматуллаеву)

Обр. № 4I45/ч-2		Эталон Макеева - 432 бастнезит	
J	$\frac{d}{n}$ a	J	$\frac{d}{n}$ a
3	4,73	2	4,94
2	(3,80)	3	(3,90)
8	3,49	8	3,54
3	(3,I0)	4	(3,I6)
I0	2,83	I0	2,87
4	2,4I	3	2,43
4	(2,25)	4	(2,26)
9	2,03	9	2,05
8	2,00	9	2,00
9	I,883	I0	I,884
3	I,77I	4	I,773
6	I,668	6	I,667
5	I,57I	5	I,568
5	I,483	5	I,477
4	(I,432)	4	(I,433)
3	I,346	4	I.347
7	I,293	9	I,293
2	I,272	5	I,272
I	I,2I9	I	I,2I9
3	I,204	3	I,I99
5	I,I79	7	I,I75
5	I,I56	7	I,I49
		3	I,I30
		2	I,I06
		2	I,083
		5	I,064
		4	I,047
		5	I,030

Таблица 3

Химический состав гранитоидов Тамдынского массива (вес.%)

Окисел	Открытая часть							Закрытая часть
	Кварцевый диорит		Лейкократовый гранит	биотитовый гранит	Гранит-порфир	Лампрофир		биотитовый гранит (6 пр.)
SiO_2	54,40	54,I0	55,7I	75,I3	7I,43	74,04	56,I3	7I,47
Al_2O_3	I4,39	I6,89	I7,8I	I3,I4	I5,08	I3,4I	I7,3I	I5,I3
Fe_2O_3	0,87	3,40	0,6I	0,9I	0,92	I,I5	0,92	I,23
FeO	7,32	6,32	6,37	0,9I	2,00	I,09	5,29	0,93
MgO	6,20	3,45	5,98	0,43	2,00	0,87	4,49	0,6I
CaO	6,I5	5,80	7,90	2,80	I,70	0,80	7,I0	2,6
Na_2O	2,57	3,0I	2,34	2,32	2,64	3,00	2,54	2,38
K_2O	2,35	2,57	I,86	4,54	3,72	4,90	2,97	4,2
H_2O	2,24	I,20	I,30	2,32	0,70	0,68	I,44	0,34
TiO_2	I,I0	0,45	0,30	0,I4	0,I8	0,I3	0,36	0,25
MnO	0,I4	0,I4	0,II	-	-	-	0,I3	-
P_2O_5	0,2I	-	-	-	-	-	-	0,0I
CO_2	2,I0	2,76	0,32	-	-	-	0,92	I,03
Сумма	I00,04	I00,00	I00,5I	I00,32	I00,37	I00,07	99,60	99,82

Таблица 4

Средний химический состав пород Тамдынского интрузива по фазам (вес.%)

Окисел	Диориты, гранодиориты	Амфибол-биотитовые граниты (откр. часть)	Биотитовые граниты (закр.часть)	Лейкократовые граниты
I	2	3	4	5
SiO_2	56,9I	72,32	7I,47	75,46
TiO_2	I,I0	0,29	0,25	0,09
Al_2O_3	I4,39	I4,29	I5,I3	I3,08
Fe_2O_3	0,87	0,80	I,23	0,56

Продолжение табл. 4

I	2	3	4	5
FeO	8,32	I,98	0,93	I,32
MnO	0,I4	-	Сл.	-
MgO	7,20	0,47	0,6I	0,I5
CaO	6,I5	I,69	2,60	0,69
Na_2O	2,57	3,I8	2,38	3,3I
K_2O	2,35	4,98	4,20	5,34
п.п.п.	-	-	I,38	-
С у м м а	I00,00	I00,00	99,82	I00,00

эпидотовые роговики и мраморы. В непосредственном контакте гранитоидов с мраморами проявляются небольшие тела скарнов.

Таблица 5

Среднее содержание элементов-примесей в различных породах Тамдынского массива (4-57 определений по каждому элементу, г/т)

Порода	Li	Rb	Cs	Pb	Zn	Cu	Ta
Диорит	25	80	-	-	-	-	-
Гранодиорит	35	220	I8	65	II2	225	I8
Гранодиорит-порфир	57	308	24	I00	-	85	30
Гранит (откр.часть)	I9	278	I8,6	43	85	I75	I8
Гранит (закр.часть)	27	I80	I6	25	-	-	-
Гранит-порфир	24	305	20	20	I00	-	-
Мелкозернистые лейкограниты	I3	285	22	90	I25	50	-
Аплиты	I6,2	368	25,2	-	-	-	-

Продолжение табл. 5

Порода	Nв	Ge	Au	W	Mo	Sn	Be
Диорит	-	-	-	-	-	-	-
Гранодиорит	23	0,6	-	I,2	I	2,4-8	-
Гранодиорит-порфир	-	0,55	-	-	-	-	-
Гранит (откр. часть)	20	0,6	-	I,5	-	-	2
Гранит (закр. часть)	-	-	0,02I	-	-	-	-
Гранит-порфир	-	-	-	-	-	-	-
Мелкозернистые лейкограниты	-	I,3	-	-	-	28-40	-
Аплиты	-	-	-	-	-	-	-

Содержание урана и тория (%) по фракциям гранитоидных пород Тамдынского массива (по Магдиеву, I964) приведено в табл. 6.

Таблица 6

Фракция	U	Th
Кварц-полевошпатовая (уд. вес 2,9)	34,0 - 82,0 / 55	40,5 - 85,2 / 59,2
Тяжелая (уд. вес 2,9)	I5,0 - 62,0 / 42,5	20,0 - 56,0 / 38,8
Амфиболовая	4,7 - 22,6 / I3,6	2,6 - 5,6 / 4,I
Биотитовая	5,I - 25,0 / I3,I	3,I - I4,5 / 9,5
Ортитовая	5,0 - 25,0 / I4,2	50,0 - 72,0 / 6I,5
Цирконовая	27,0 - 68,0 / 43,7	I3,0 - 27,5 / 20,3

Примечание. В числителе разброс содержаний, в знаменателе среднее арифметическое содержание.

Содержание радиоактивных элементов (%) в различных типах пород (по Магдиеву, 1964) дано в табл. 7.

Таблица 7

Порода	Кол-во анал.	$U \cdot 10^{-4}$	$Th \cdot 10^{-3}$	Th/U
Диоритовые порфириты	4	(2,01-2,80) /2,40	(0,43-0,90) /0,66	2,75
Гранодиориты	9	(2,75-7,17) /5,24	(0,73-5,32) /2,11	4,02
Биотит-амфиболовые граниты	10	(2,50-9,18) /6,14	(1,20-3,69) /2,30	3,74
Лейкократовые граниты	7	(6,95-14,00) /10,39	(1,50-3,09) /2,32	2,32
Граниты (закр.терр.)	7	(1,1-3,7) /2,5	(0,9-2,8) /1,9	7,6

Из автометасоматических и гидротермальных изменений в гранитах отмечаются биотитизация, альбитизация, хлоритизация, жильбертитизация, окварцевание и сульфидизация. Кроме того, по плагиоклазам развивается клиноцоизит, калиевый полевой шпат, серицит и каолин.

Интрузив формировался в условиях гипабиссальной фации (на глубине около 2 км). Глубина эрозионного среза интрузива достигает 0,6-0,7 км. Интрузив относится к диорит-гранодиорит-гранитовому формационному ряду.

Составили И.В.Белов, Х.Р.Рахматуллаев по материалам П.Т.Азимова и др. (1970), И.Х.Хамрабаева (1951,1952,1958, 1964, 1969), Ш.Ш.Сабдюшева, Р.Р.Усманова (1970), Р.Магдиева (1964), К.К.Пяткова, А.К.Бухарина (1958), М.А.Ахмеджанова и др. (1964), И.А.Фузайлова (1965), Х.Р.Рахматуллаева.

80. Джаманкынгырский массив находится в горах Тамдытау. Он расположен среди метаморфических пород докембрия и нижнего палеозоя.

В плане массив имеет вид неправильного эллипса, вытянутого в субмеридиональном направлении. Общая площадь выхода массива - 4-5 км^2.

Породы массива сформированы в две интрузивные фазы: I – габбро, II – гранодиориты и плагиограниты (преобладают).

Массив считается апофизой Тамдынского гранитоидного интрузива, следовательно, его возраст аналогичен последнему (C_3-P_I).

Плагиограниты состоят из кварца (20%), плагиоклаза (60) и амфибола (20%). В качестве акцессорных минералов содержатся ильменит, халькопирит, пирротин. Структура пород – гипидиоморфнозернистая. Породы массива подвержены эпидотизации, хлоритизации, мусковитизации.

Фациальность интрузива – предположительно гипабиссальная.

Породы массива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Химический состав пород массива следующий:

Окисел	Гранодиориты (ср.по 3 пр.)
SiO_2	63,03
TiO_2	0,35
Al_2O_3	14,16
Fe_2O_3	0,21
FeO	3,51
MnO	0,09
MgO	3,32
CaO	5,60
Na_2O	3,12
K_2O	1,37
H_2O^-	0,01
P_2O_5	0,11
CO_2	2,97
SO_3	0,14
п.п.п.	1,30
С у м м а	99,29

Составили: Х.Р.Рахматуллаев, Б.М.Махмудов по материалам М.Л.Рывкина, А.С.Стародубцевой, С.Э.Эргашевой, Н.В.Питинова (1956), И.Х.Хамрабаева, А.А.Кустарниковой, А.М.Мусаева (1964).

8I. Казахтауский (Аяккудукский) гранитоидный массив, представляющий штокообразное тело неправильной формы, расположен в СВ- части Центральных Кызылкумов в районе Сангрунтау. Массив сложен диоритами, порфировидными гранодиоритами, а также габбро-диоритами и габбро с постепенными переходами между ними. Из жильных образований установлены кварцевые сиенито-диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты. Интрузив контактирует с карбонатными породами $Д_3$ и $С_I$. Общая площадь массива - 72 км^2.

Преобладающие породы массива - диориты и гранодиориты.

Диориты состоят из плагиоклаза, биотита, роговой обманки и кварца. Акцессорные минералы - сфен, магнетит, апатит. Структура породы - диоритовая.

Порфировидные гранодиориты состоят из кварца (20-25%), калишпата (20), плагиоклаза (20), амфибола (I0%) и биотита. Акцессорные минералы - апатит, циркон.

Структура породы - порфировидная с гипидиоморфнозернистой (от мелко- до крупнозернистой) главной массой.

Контактовые изменения во вмещающих породах представлены роговиками и скарнами. Гранитоиды эндоконтакта участками подвержены постмагматическим изменениям (эпидотизация, альбитизация, окварцевание).

Гранитоиды характеризуются повышенным содержанием W, Мо и Sn. Содержание Cu в измененных гранодиоритах и диоритах достигает (%) 0,I, Zn =0,0I-0,05, Pв = 0,00I-0,0I, Ag = 0,00I-0,0I.

В зоне контакта гранитоидных пород с карбонатными отложениями развиты гранат-пироксеновые скарны с магнетитом. Оруденелые зоны сложены в основном массивными тонкозернистым магнетитом и гематитом с мелкой вкрапленностью халькопирита, пирита, борнита, марказита, шеелита. Содержание меди в скарновой зоне (%) - 0,47, в слабо измененном гранодиорите - 0,0I-0,04. В интенсивно измененных (окварцованные и альбитизированные) гранодиоритах концентрация меди доходит до 0,84. В магнетитовых рудах количество висмута колеблется от 0,048 до 0,II6%. Отмечено наличие кобальта (эритрин).

Фациальность интрузива - гипабиссальная.

Гранитоидные породы интрузива можно отнести к плагиогранитовой (?) формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам И.Х.Хамрабаева (1958), И.М.Голованова (1971).

82. Аристантауский, Западно-Аристантауский и Шарыктынский гранитоидные тела (открытые и закрытые территории) приурочены к средней части северо-западного окончания Ауминза-Бельтауской структурно-фациальной полосы и являются частями единого массива.

Аристантауское тело размещается в юго-западной части выхода домезозойского фундамента гор Аристантау и контактирует с карбонатными образованиями девона. Юго-западная, основная часть массива располагается под покровом мезо-кайнозоя. Общая площадь его - 10 км^2, сложен порфировидными гранодиоритами.

Западно-Аристантауский и Шарыктынский интрузивы, состоящие из двух не вскрытых эрозией тел площадью соответственно 80 км^2 и 25 км^2, оконтурены по данным геофизических работ. Они располагаются на северной предгорной части Аристантау. Шарыктынский интрузив на рельефе домезозойского фундамента представлен двумя изолированными выходами среди песчано-сланцевых метаморфических ($\mathcal{L}\,Cm$) и карбонатных (Д) пород. Биотитовые граниты Шарыктынского массива вскрыты скважинами на глубине 75-80 м.

Абсолютный возраст массивов (К-Ar метод по породе) - 258 млн.лет, что соответствует нижней перми.

Порфировидные биотитовые граниты Шарыктынского массива состоят (%) из калишпата (38), плагиоклаза (19), кварца (до 25) и биотита (до 18). Фенокристы (до 16,7 мм) слагаются калишпатом с микропертитовыми вростками альбита. Из акцессорных минералов встречен циркон. Структура породы - порфировидная, с гранитовой главной массой. Химический состав (вес.%): SiO_2 =67,08 ; TiO_2= 0,51; Al_2O_3=16,77, Fe_2O_3= =0,31; FeO =2,97; MnO=0,02; MgO=1,44; CaO =4,40; Na_2O=2,37;

K_2O= 3,13; H_2O^- =0,08; P_2O_5= Сл.; CO_2= 0,70; Сумма =99,78.

Мелкозернистые биотитовые граниты Шарыкты состоят (%) из калишпата (38), плагиоклаза (20), кварца (до 25) и биотита (до 18). Из акцессорных минералов встречены (г/т) циркон (73,1), апатит (ед.зн.), магнетит (1,8), пирит (26,1), шеелит (13,0), кассетерит (13,0). Структура породы - гранитовая. Химический состав (вес.%) : SiO_2 =68,00; TiO_2=0,47; Al_2O_3=14,93; Fe_2O_3=0,82; FeO =1,97; MnO =0,00, MgO=1,13; CaO =4,50; Na_2O =2,72; K_2O=3,68; H_2O^-=0,10; P_2O_5 = Сл.; CO_2= 0,99; п.п.п. = 0,15; сумма = 99,46.

В пределах эндоконтакта Аристантауского гранитоидного интрузива наблюдаются зоны милонитизации пород, а породы экзоконтакта подвергнуты слабому скарнированию. Скарны - гранатового и пироксен-гранатового составов.

Постмагматическая минерализация в породах Шарыктынского массива представлена хлоритизацией, кальцитизацией, цритизацией и жильным кварцем с редкой вкрапленностью шеелита и молибденита. В окварцованных гранитах Шарыкты устанавливаются 0,08% W; 0,001 Mo, Sn; 0,006 Zn , 0,004 Cu, Pb; 0,0006% Be.

Процессы окварцевания и пиритизации отмечены по кернам скважин и во вмещающих интрузив породах - филлитах и кварц-серицитовых сланцах, местами обогащенных углистым веществом

Фациальность интрузива - гипабиссальная.

Гранитоидные породы интрузива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева (1970); Х.Р.Рахматуллаева, Ф.Аскарова (1971), Х.Р.Рахматуллаева (1973).

83. Бесапан-Сугралинский дайковый пояс находится в южной части гор Тамдытау (Центральные Кызылкумы), в осадочно-метаморфических породах верхней половины архей-нижнепротерозойского, рифей-вендского, а также нижне- и средне-палеозойского возрастов. Вмещающие породы образуют крупную Тасказганскую антиклиналь

широтного простирания. Она осложнена серией разрывных субширотных и северо-восточных нарушений.

В пределах дайкового пояса выделены следующие три группы пород: I - субвулканические дайки диабазовых порфиритов (включены условно), кварцевых альбитофиров и плагиоклазовых порфиров ($O-S$); II - дайко-и штокообразные тела габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов (C_3-P_1); III - дайки кислого, среднего и субщелочного состава (P_{1-2}).

Дайки первой группы приурочены к породам докембрия и развиты в западной части пояса. Они простираются в широтном направлении, протяженность их - в пределах первых сотен метров, мощность - до 30 м. Единичные дайки кислого состава в пределах месторождения Мурунтау сильно катаклазированы и рассланцованы.

Породы второго комплекса образуют единичные дайкообразные тела диоритового (род.Куджумды) и габбро-диоритового (ЮЗ Верблюд-горы) состава и три небольших по размерам (150 х 30, 20 х 20, 30 х 15 м^2) тела гранодиоритов субширотного простирания, расположенных юго-восточнее месторождения Мурунтау. Они считаются апофизами невскрытого Мурунтауского интрузива.

Дайковые образования третьей группы развиты исключительно широко и прорывают докембрийские и ордовик-силурийские метаморфические породы, редко карбонатные отложения девона и карбона. Они слагают более 20 четко выраженных пучков субширотного, реже северо-восточного направлений. Длина их колеблется от первых десятков метров до 1 км, мощность - от 1-3 до 10 м. Дайки представлены преимущественно гранит-порфирами, сферолит-порфирами, сиенит-порфирами, сиенито-диоритовыми порфиритами, лампрофирами и редко монцонит-порфирами.

Гранит-порфиры и плагиоклазовые порфиры нередко тяготеют к крупным широтным разломам и имеют параллельную им ориентировку. Более меланократовые дайки размещаются непосредственно в плоскостях крупных широтных разломов.

Лампрофировые дайки наиболее распространены среди жильных пород дайкового пояса. Протяженность их достигает 2 км, мощность - 1,5-8 м. Особенно широко развиты они в западной

части пояса и совершенно исчезают в районе рудного поля Мурунтау. Лампрофиры совместно с сиенито-диоритовыми порфиритами сгруппированы в самостоятельные дайковые пучки протяженностью от 4 до 17 км.

Названные дайковые комплексы пространственно разобщены, поэтому относительный возраст даек устанавливается по взаимоотношению с постмагматическими образованиями. Сиенит-порфиры и плагиогранит-порфиры повсеместно пересекают жилы и прожилки крупнозернистого кварца каледонского возраста и вблизи пересечений включают кварцевые ксенолиты. Сульфидные, кварц-сульфидные и кварц-турмалиновые прожилки отчетливо пересекают все выявленные разновидности даек. Установлены также пересечения даек прожилками самого позднего шестоватого и "розетчатого" кварца, а даек кварцевых альбитофиров - прожилками крупнозернистого кварца. В связи с этим достаточно четко разграничиваются дайки догерцинские и герцинские. Абсолютный возраст герцинских даек сиенит-порфиров - 266 ± 11 млн.лет (биотитизированных разностей - 246 ± 10 млн.лет), сиенито-диоритовых порфиритов - 261,2 ± 5 млн.лет, что соответствует нижней перми.

Характеристика минералогического состава и структуры дайковых образований пояса приводится в порядке возрастной последовательности.

Диабазовые порфириты состоят из плагиоклаза (50-60%), пироксена (25-35), основная масса полностью разложена и замещена агрегатом хлорита и карбоната. Акцессорные - сфен и рудный минерал. Структура пород - офитовая.

Кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры состоят из фенокристаллов и полнокристаллической основной массы. Фенокристаллы представлены альбитом, олигоклазом (7-12% Ан), кварцем и редко калишпатом. Основная масса также сложена кварцем, альбитом и редкими листочками мусковита и биотита. Из акцессориев отмечены апатит, циркон, сфен и пирит. Структура этих пород - порфировая с микроаллотриоморфнозернистой и сферолитовой основной массой.

Габбро-диориты состоят из плагиоклаза, пироксена, амфибола, биотита и незначительного количества кварца. Акцессорные - апатит и рудный минерал.

Спессартиты по минералогическому составу (табл.I) и структуре очень близки к группе сиенито-диоритовых порфиритов и часто связаны с последними постепенными переходами.

Таблица I

Минералогический состав дайковых пород Бесапан-Сугралинского пояса (вес.%) (данные И.П.Заревич, А.Т. Бенлика, Х.Р.Рахматуллаева и др.)

Порода	Плагиоклаз	Амфибол	Биотит	Кварц	Калиевый полевой шпат	Пироксен
Кварцевый альбитофир	65–70	–	До I0	I5–20	До I0	–
Габбро-диориты	62,4	I4,3	4,2	I,8	–	I6,2
Диориты	73–80	7–2I	3–7	I–4		Ед.зер.
Гранодиориты	40–50	5–I0	5–I0	20–25	I5–20	–
Гранит-порфиры	25–45	–	До I0	20–35	25–45	–
Плагио-порфиры	45–55	–	5–25	I0–20	25–35	–
Плагиопорфиры (пересчет по хим. анализу лейкократовой разности)	5I	–	8	I8	33	–
Сферолит-порфиры	I0–I5	–	I5	До 20	50–60	–
Сиенито-диоритовые порфириты	30–40	25–30	До I0	До I0	I0–25	–
Керсантиты	52	6	3I	–	–	5
Спессартиты	30–40	35–50	5–I0	–	I0–20	До I0 (редко)
Спессартиты-вогезиты	I0–I5	50–60	До I0	До I0	30–40	–

На западе пояса развиты главным образом спессартиты, а к востоку возрастает количество даек сиенито-диоритовых порфиритов, сиенит-порфиров, сферолит-порфиров, альбит-порфиров, гранит-порфиров и плагиопорфиров.

Для дайковых пород пояса характерна резкая зональность плагиоклаза: ядерные и периферические части зерен имеют различную оптическую ориентировку и по составу отличаются друг от друга на 25–35% Ан. В дайках плагиоклаз присутствует в двух генерациях.

Химический состав даек (вес.%) Бесапан-Сугралинского пояса (вес.%) (данные Х.Р.Рахматуллаева, А.Т.Бендика и др.) приведен в табл. 2.

Таблица 2

Окисел	Кварцевый порфир (2 пр.)	Габбро-диорит	Диорит	Гранодиорит	Гранит-порфир (7 пр.)
SiO_2	74,73	47,0	54,I0	66,II	7I,45
TiO_2	0,09	0,32	0,45	0,3I	0,23
Al_2O_3	I3,34	I5,89	I6,80	I8,89	I3,7I
Fe_2O_3	I,I2	2,34	3,4	I,I4	I,5I
FeO	0,28	8,69	6,23	0,29	I,74
MnO	–	–	0,I4	–	0,02
MgO	0,54	6,75	3,45	I,79	0,62
CaO	I,40	7,I0	5,80	2,40	I,07
Na_2O	3,35	3,25	3,0I	3,82	4,0I
K_2O	4,53	I,75	2,57	3,59	4,64
$-H_2O$	0,II	0,06	I,20	0,3	0,I5
P_2O_5	Сл.	0,35	Сл.	0,24	0,04
CO_2	0,22	–	2,76	0,44	0,30
SO_3	–	–	Сл.	Сл.	0,44
п.п.п.	0,9	0,84	0,0I	0,6I	I,26
Сумма	99,83	95,34	I00,0I	I00,0	I0I,I8

Продолжение табл. 2

Окисел	Плагио-порфир (5 пр.)	Сферолит-порфир (I0 пр.)	Сиенито-диорито-вый порфирит (I0 пр)	Монцонит-порфир	Лампрофир (2 пр.)	Сиенит-порфир (4 пр.)
SiO_2	67,60	72,62	55,77	55,93	54,55	70,86
TiO_2	0,29	0,2I	0,85	I,29	0,93	0,20

Al_2O_3	I6,57	I3,62	I5,32	I7,40	I7,I5	I3,8I
Fe_2O_3	0,84	0,98	I,33	4,65	2,26	I,30
FeO	I,77	I,53	6,03	2,86	5,58	I,24
MnO	0,02	0,02	0,I0	0,04	0,I0	0,0I
MgO	0,7I	0,45	3,48	2,00	4,75	0,32
CaO	I,80	0,63	4,73	2,75	0,82	0,56
Na_2O	4,25	3,52	3,66	3,75	4,05	7,63
K_2O	4,70	4,84	2,76	4,00	2,0I	0,34
$-H_2O$	0,I4	0,09	0,I6	0,56	0,I3	0,05
P_2O_5	0,I0	0,08	0,32	0,23	0,25	0,06
CO_2	0,33	0,30	2,07	0,20	0,70	0,37
SO_3	0,8I	0,50	0,I6	0,I0	0,I0	2,92
п.п.п.	I,43	I,06	4,34	3,74	3,50	I,00
Сумма	I0I,36	I00,45	I0I,08	99,50	96,88	I00,67

Распределение элементов-примесей в дайковых образованиях Бесапан-Сугралинского дайкового пояса (по Х.Р.Рахматуллаеву, А.Т.Бендику) отражены в табл. 3.

Таблица 3

Порода Ш магматического комплекса	*Li*	Pb	*Cs*	*Au*	*U*
Гранит-порфир (4 пр.)	8	223	3	0,006	9,6
Плагио-порфир (5 пр.)	7	I3I	2	0,0I9	7,8
Сферолит-порфир (I0 пр.)	II	20I	3,5	0,009	6,3
Сиенито-диоритовый порфирит (I0 пр.)	32	69	2,3	0,00I	5,9
Монцонит-порфир	42	I29	3	0,005	9,5
Лампрофир (2 пр.)	26	33	2	-	3,I
Сиенит-порфир (4 пр.)	3	I3	I,2	0,0I5	I0,7

Характерные особенности плагиоклаза из дайковых образований II и III групп приведены ниже (по И.П.Заревич и В.И. Ушакову, 1965):

Порода	% Ан	Закон двойникования
Габбро-диорит	70-74	$\frac{I[100]}{(010)}$, I (010)
Гранит-порфир	29-35	$\frac{I[100]}{(010)}$, I (010)
Плагио-порфир	36-40	$\frac{I[100]}{(010)}$, $\frac{I[100]}{(001)}$ I(010) I[001]
Лампрофир	40-52	$\frac{I[100]}{(010)}$, [100]

Биотит в порфировых разностях располагается преимущественно в основной массе и кристаллизуется одним из последних.

Докембрийские и ордовик-силурийские осадочные образования в пределах дайкового пояса подвергнуты региональному метаморфизму низких ступеней. Наложенные на них более поздние контактовые и постмагматические изменения пород отмечаются лишь в районе рудного поля Мурунтау. При этих изменениях за счет хлорито-серицитового агрегата алевролитов формируется мелкочешуйчатый биотит, а за счет обогащенных карбонатом пород - актинолит и пироксен. Порода приобретает облик роговика с полосчатой текстурой. Абсолютный возраст новообразованных биотитов из роговиков - 267 млн.лет.

Значительный интерес представляют данные о составе новообразованных пироксенов. На небольшой глубине они относятся к диопсиду, на глубине 150-200 м - к салиту и на глубине свыше 400 м - к клиноэнстатиту. Таким образом, с глубиной у пироксенов увеличивается железистость и магнезиальность.

Вторичные процессы в дайковых породах пояса (альбитизация, биотитизация) связаны с автометаморфизмом и гидротермальным метаморфизмом. Интенсивное проявление альбити-

зации установлено в каледонских дайковых образованиях кислого состава. Эти породы на 65-70% состоят из новообразованных микроклина, альбита, кварца и биотита с реликтами порфировых выделений плагиоклаза и калишпата. Слабая альбитизация отмечена и в гранодиоритах (8-9% Ан).

Более интенсивно альбитизация и биотитизация проявляются в дайках Ш группы. Альбитизация характерна исключительно для гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Некоторые дайки настолько сильно альбитизированы, что по составу приближаются к альбититам.

Из наложенных гидротермальных процессов в дайках и во вмещающих породах отмечены микроклинизация, альбитизация, окварцевание и карбонатизация. Проявление этих процессов по времени можно подразделить на два этапа. Первый - появление кварц-микроклиновых метасоматитов. Они проявляются самостоятельно или сопровождают широко распространенные на рудном поле прожилки биотита, амфибола и пироксена, пересекающие древние (каледонские) кварцевые жилы. Мощность этих прожилков - I-I,5 см, протяженность - первые метры. С ними связано выделение шеелита.

Преобразование второго этапа начинается с образования кварц-альбитовых (до 40-50% альбита) с шеелитом, сульфидами и золотом метасоматитов, которые приурочены к жилам и прожилкам кварца поздних генераций. Эти метасоматиты развиваются как непосредственно по биотитизированным или актинолизированным породам, так и по кварцево-микроклиновым метасоматитам.

Дайки I группы - кварцевые порфиры, альбитофиры и плагиофиры, вероятно, относятся к субвулканической фации; П группы - габбро-диориты и гранитоиды - к гипабиссальной; Ш группы - кислого, среднего и субщелочного состава - к гипабиссальной, участками, возможно, субвулканической.

Дайковые породы I группы можно отнести к андезит-альбитофировому, П и часть Ш групп - к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составили

А.Т.Бендик, Х.Р.Рахматуллаев по материалам И.Х.Хамрабаева (I958), Х.Р.Рахматуллаева (I964), П.Н.Подкопаева, А.П.Суз-

дальского и др. (1965), И.П.Заревича, В.Н.Ушакова (1965), Г.В.Касавченко, А.Т.Бендика, Ф.Г.Бруханского (1969), А.Т. Бендика (1969), А.Т.Бендика, Ю.Г.Зарембо, Г.В.Касавченко (1969), Х.Р.Рахматуллаева, С.Д.Шера (1969), Л.З.Палея, С.Д. Шера (1970).

84. Южно-Ауминзинский (закрытые территории) гранитоидный массив расположен в пределах межгорной впадины Ауминза-Кульджуктау. Интрузив оконтурен по геофизическим данным, имеет неправильную форму. В результате поздних тектонических движений интрузив разбит на несколько блоков. Он размещается среди докембрийских и нижнепадеозойских (ордовик, силур) вулканогенно-осадочных метаморфических образований. Общая площадь интрузива - несколько сот квадратных километров.

Единичными скважинами вскрыта лишь северная часть интрузива, сложенная порфировидными биотитовыми гранитами.

Радиологический возраст интрузива (К-Ar метод по породе) - 260 млн.лет, что соответствует P_I.

По Х.Р.Рахматуллаеву, граниты из кернов скважин состоят из фенокристов и основной массы. Фенокристы представлены кислым плагиоклазом и микроклином (I,2 x 3 см). Основная масса породы сложена зональным плагиоклазом (25-28%), микроклином (30-32), кварцем (25-30), биотитом (до I5%). Присутствуют (г/т) циркон (I6,2), апатит (I89), сфен (280), магнетит, турмалин (ед.зн.), пирит (242,7), молибденит (5,4), бастнезит (5,4), шеелит (8,I), антимонит (I0,8), халькопирит и арсенопирит (ед.зн.). Структура породы - порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Химический состав порфировидных биотитовых гранитов (ср. по 2 пр., вес.%) : SiO_2 =68,8I; TiO_2=0,56; Al_2O_3 = =I5,72; FeO = 3,4I; MnO =0,04; MgO =I,72; CaO = 2,00 ; Na_2O =2,06; K_2O=3,94; H_2O =0,74; P_2O_5= 2,I; п.п.п.=0,39; Сумма - 99,60.

Фенокристы решетчатого микроклина-пертита ($-2V=78-79^o$) - идиоморфны, размером I,2 x 3 см. Характерно наличие в них таблитчатых включений плагиоклаза, реже пластинок биотита и ксеноморфных зерен кварца.

Содержание (г/т) малых и редких элементов в порфировидных биотитовых гранитах следующее: *Li* = 25-55; *Rb*=200-210 *Cs* =10-17; Pв=34-35; *U* =1,6-1,8; *Th* - 18-25.

Судя по высокому содержанию (242,7 г/т) пирита в породе можно заключить, что граниты сульфидизированы. Пиритизация в породе сопровождается появлением спорадических зерен шеелита, касситерита, молибденита, арсенопирита, халькопирита, антимонита и киновари.

Фациальность интрузива - гипабиссальная. Гранитоидные породы интрузива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева, (1970), Х.Р.Рахматуллаева, Ф.Аскарова (1971), И.Х.Хамрабаева, Х.Р.Рахматуллаева, Р.А.Магдиева (1972), Х.Р.Рахматуллаева (1973).

84 а. А у м и н з и н с к и й гранитоидный массив приурочен к южному краю юго-западного окончания Ауминза-Бельтауской структурно-фациальной полосы в ю-з части гор Ауминзатау. Он прорывает вулканогенно-осадочные метаморфические породы докембрия и слагает ядерную часть сложной Ауминзинской антиклинали.

В плане Ауминзинский интрузив имеет неправильно-удлиненную форму, вытянут в субширотном направлении, почти параллельно напластованию вмещающих пород. Площадь выхода интрузива на дневную поверхность - около 65 км^2, а с учетом перекрытой мезокайнозойскими образованиями части - 256 км^2.

В окрестности интрузива отмечено несколько небольших (до 2 км^2) штокообразных сателлитов. Как и интрузив, они сложены главным образом слабо порфировидными светло-серыми биотитовыми гранитами.

Жильные образования массива - порфировидные кварцевые диориты, микродиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и аплиты.

Возраст интрузива по аналогии с соседними условно определен как верхнекарбон-нижнепермский.

В пределах интрузива насчитывается пока всего две петрографические разновидности пород: биотитовые граниты и гра-

нодиориты. Они состоят из фенокристов и главной массы.

Фенокристы представлены плагиоклазом и микроклином. Длина кристаллов - 0,5-2 см. Главная масса пород сложена зональным плагиоклазом (до 40%), микроклином (до 35), кварцем (17-20), биотитом и амфиболом (10-12%). Из акцессориев встречаются циркон, апатит и рудный минерал.

Структура пород - порфировидная с гипидиоморфнозернистой главной массой.

Химический состав пород массива следующий:

Окисел	Биотитовые граниты	Гранит-порфиры
SiO_2	66,57	69,11
TiO_2	0,40	0,24
Al_2O_3	15,32	15,80
Fe_2O_3	1,35	1,35
FeO	1,64	0,84
MnO	0,04	Сл.
MgO	1,52	0,55
CaO	4,50	4,80
Na_2O	3,14	3,35
K_2O	3,30	2,39
H_2O	0,29	0,20
P_2O_5	0,47	0,32
CO_2	0,77	0,60
SO_3	-	-
п.п.п.	0,34	-
С у м м а	99,66	99,71

В юго-восточной и южной эндоконтактовых частях биотитовые граниты сменяются более мелкозернистыми серовато-розовыми порфировидными гранодиоритами. Вблизи южной зоны надвига породы массива превращены в катаклазиты и милониты.

Постмагматические процессы выражаются в серицитизации, окварцевании магматических и вмещающих пород и сопровождаются золотой и медной минерализацией. Частично проявляется графитизация сланцев.

Фация глубинности - гипабиссальная.

Гранитоидные породы массива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам И.Х.Хамрабаева, Х.Р.Рахматуллаева (1964).

85. К а р а к а т и н с к и й (закрытые территории) гранитоидный интрузив располагается в пределах межгорной впадины Ауминза-Кульджуктау в Центральных Кызылкумах, оконтурен по геофизическим данным и результатам бурения. Имеет неправильную форму, вытянутую в северо-восточном направлении; размещается среди докембрийских и нижнепалеозойских (ордовик) вулканогенно-осадочных метаморфических образований. Общая площадь его - 46 км^2.

Интрузив вскрыт двумя скважинами (№ 2,9); сложен порфировидными гранодиоритами и биотитовыми гранитами.

Абсолютный возраст интрузива определяется в 243,5 (по гранодиориту) - 256,8 (по граниту) млн.лет.

Порфировидные биотитовые гранодиориты состоят из фенокристаллов плагиоклаза (размером до I,I x 2 см) и главной массы. В целом порода состоит из доминирующего количества (%) плагиоклаза (40-45), несколько меньшего количества калишпата (20), кварца (2I), биотита (до I8) и амфибола (до I)

Структура - порфировая с гипидиоморфнозернистой главной массой.

Порфировидные биотитовые граниты состоят из 30% порфировых выделений калишпата (размеры 0,5 x I - 2,5 x 6,5 см) и главной массы. Последняя сложена (%) идиоморфными кристаллами калишпата (28) и плагиоклаза (28), ксеноморфными образованиями кварца (30) и биотитом (I4). Размеры зерен полевых шпатов - до 0,3 x 0,6 см. Из акцессориев встречаются (г/т) ортит (I5-20), апатит (3I,4), циркон (48,2), сфен (200), магнетит (5), пирит (I0,5), бастнезит (73,3), турмалин, касситерит, молибденит, халькопирит, арсенопирит (в частых и единичных знаках).

Структура породы - порфировая с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Химический состав порфировидного биотитового гранита (вес.%): SiO_2 =72,79; TiO_2= 0,32; Al_2O_3=I4,83; FeO=2,I7; MnO =0,06; MgO =I,23; CaO=2,I0; Na_2O =2,63; K_2O = 3,69; P_2O_5 = 0,II; CO_2 = 0,56; SO_3 =0,0I; Сумма =I00,45.

Содержание элементов примесей в порфировидных биотитовых гранитах следующее (г/т): Li =I4; Rb = 20; Cs=24; Pb=4I; U =2,8-I4,7; Th =29; Au =0,0I3.

В породах интрузива развиты альбитизация, серицитизация, каолинизация, хлоритизация, пиритизация и бастнезитизация.

Пиритизация в породе сопровождается касситеритом, молибденитом, арсенопиритом , халькопиритом.

Бастнезит диагностирован по результатам рентгеноструктурного анализа (таблица). Однако его наличие не согласуется с относительно малым (I0,9I%) содержанием в нем ΣTR_2O_3 (как правило, у бастнезитов она не менее 55%).

Рентгенограмма бастнезита № 3I3
(режим съемки Fe - антикатод, J =I2 ма; V =30в,
экспозиция = 3 час., $Д_{кам}$ =57,3, $Д_{обр.}$ =0,5)

Обр. № 9/Ау-2		Эталон бастнезита из Калифорнии	
J	$\frac{d}{n} \cdot a$	J	$\frac{d}{n} \cdot a$
2	4,83		
2	4,47	42	4,88
2	3,84		
I0	3,5I	7I	3,56
2	3,35		
2	3,06		
I0	2,89	I00	2,87
I0	2,47	9	2,44
I	2,42		
3	(2,26)	3	2,27
3	2,20	3	2,23
I0	2,05	42	2,05
3	2,0I	42	2,0I

Продолжение таблицы

Обр. № 9/Ау-2		Эталон бастнезита из Калифорнии	
J	$\frac{d}{n}$ a	J	$\frac{d}{n}$ a
5	I,928	42	I,898
7	I,877		
2	I,778	9	I,783
5	I,672	2I	I,674
	I,668		
2	I,573	2I	I,573
2	I,542		
2	I,476	9	I,48I
2	I,399		
5	I,342	7	I,347
7	I,287	7	I,277
Зш	I,I76		
Зш	I,I58		

Минерал имеет форму табличек, характерных для ортита (возможно, это продукт изменения ортита). Цвет - от белого до кремово-желтого, блеск - от шелковисто-фарфорового до матово-землистого. Мягкий, некоторые плотные и твердые разновидности хрупкие, легко дробятся.

Примечательная особенность минерала - содержание прожилковых образований черного цвета с металлическим блеском. Кроме того, имеются включения правильных кристаллов биотита и циркона (?).

Фациальность интрузива - гипабиссальная.

Гранитоидные породы интрузива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева (I970), Х.Р.Рахматуллаева, Ф.Аскарова (I97I), И.Х.Хамрабаева, Х.Р.Рахматуллаева, Р.А.Магдиева (I972), Х.Р.Рахматуллаева (I973).

86. Тозбулакский массив расположен в центральной части Кульджуктау (юго-западные Кызылкумы).

Вмещающие породы массива - известняки, доломиты и терригенные с эффузивами породы. В разрезе преобладают карбонатные отложения.

Геологический возраст массива определяется как послениже-карбоновый - домеловой. Радиологический возраст гранитоидов - 260-275 млн.лет, среднее из 4 определений - 267 млн.лет, что соответствует нижней перми (К-Ar метод).

Массив расположен в ядре крупной антиклинальной структуры, вытянутой в северо-западном (300°) направлении. Углы залегания северной полосы известняков и доломитов более крутые (до 90°), а южной и юго-восточной - пологие (10-15°).

Общая площадь выходов массива на эрозионный срез - 55 км^2. В составе интрузива принимают участие диориты, граниты, биотитовые гранодиориты, нефелиновые сиениты и мелкозернистые лейкократовые граниты.

Диориты - наиболее древние породы с общей площадью выхода 4 км^2; в северо-восточной и юго-западной краевых частях массива образуют штоки. Многочисленные ксенолиты диоритов содержатся в биотитовых гранитах и щелочных породах. Структура диоритов отличается от гранитной тем, что плагиоклаз более идиоморфен, чем цветные минералы. Среди диоритов есть гранитизированные и фенитизированные разности.

Биотитовые граниты и гранодиориты составляют почти 70% (40 км^2) общей площади массива. Они прорывают вмещающие породы и диориты. Порфировидные биотитовые граниты слагают самостоятельные штоки среди карбонатных толщ, диоритов и крупнозернитых гранитов в южной и восточной частях массива.

Нефелиновые сиениты в виде небольших (до 450 х 200 м) штокообразных тел распространены в южной и юго-восточной частях массива. Выходы их составляют 1,5 км^2. Главная часть сравнительно крупных тел состоит из нефелиновых сиенитов с широким развитием щелочных биотитовых сиенитов в эндоконтактовом ореоле.

Мелкозернистые граниты прорывают все описанные выше породы и образуют мелкие штоки в центральных, реже краевых частях массива общей площадью 7,5 км^2.

Жильные отщепления - гранит-аплиты и пегматиты, нефелиновые сиенит-пегматиты и щелочные аплиты, кварцевые диорит-порфириты и спессартиты - самые молодые образования в массиве.

Крупнозернистые биотитовые граниты имеют массивную, равномернозернистую текстуру и гипидиоморфнозернистую структуру.

Порфировидные биотитовые граниты имеют мелкозернистую главную массу.

Нефелиновые сиениты массивные, иногда трахитоидные или равномернозернистые (от мелко- до тонкозернистых) породы с гранитовой структурой.

Мелкозернистые граниты - мелко-неравномернозернистые, слабо порфировидные породы. В гранодиоритах и гранитах нередко фиксируются мирмекиты.

Петрографическая характеристика пород приведена в табл.I.

Калинатровый полевой шпат повсеместно представлен решетчатым, реже нерешетчатым микроклин-пертитом. По данным 7 определений методом Федорова (Мусаев,1969) он характеризуется -2 V=82-88°, Ng = I,523-I,526, Np = I,5I6-I,5I9 (7 опр.). Нормативный состав: Or_{70-90} Ab_{10-30}.

Кварц в виде фенокристаллов встречается в порфировидных и мелкозернистых гранитах и кварцевых диоритовых порфиритах.

Нефелин образует идиоморфные короткопризматические кристаллы: С :Ng=0°; No =I,534, Ne =I,53I.

Биотит характеризуется резким плеохроизмом: Ng -коричневато-бурый, зеленовато-бурый, до темно-зеленого; Np - желтовато-бурый, светло-зеленый. Различаются (по Каюмову,I968, Мусаеву, I969) лепидомеланы с $Ng = Nm$ =I,634-I,647 (f =4I-53%) и более железистые слюды с высоким содержанием TiO_2 (распространены преимущественно в гранитах). В последних $Ng = Nm$ =I,653-I,658 (f =56-6I%), до I,678-I,686 (f=78-86%).

Таблица I

Петрографическая характеристика пород
(по А.Каюмову, 1968)

Порода	Микроклин-пертит, %	Кварц, %	Плагиоклаз, %	Нефелин, %	Амфибол, %
Диориты	0-5	I-I0	5I-7I (33-55% Ан)	-	I8-35
Крупнозернистые биотитовые граниты и гранодиориты	20-50	20-35	I8-4I (22-33% Ан)	-	0-5
Нефелиновые сиениты	55-60	-	I0 (5-25% Ан)	25-30	5-8 феррогастингсит, эгерин-авгит
Мелкозернистые граниты	29-34	28-33	26-35 (I5-23% Ан)	-	-

Продолжение табл. I

Порода	Слюда	Акцессорные	Вторичные
Диориты	2-I2	Ильменит, сфен, апатит, циркон, пирит, халькопирит, флюорит	Серицит, хлорит, эпидот, кальцит, лейкоксен, биотит, микроклин, кварц
Крупнозернистые биотитовые граниты и гранодиориты	2-8	Циркон, апатит, монацит, ксенотим, торит, ортит, сфен, ильменит	Серицит, мусковит, хлорит, каолинит, эпидот, кальцит
Нефелиновые сиениты	-	Магнетит, апатит, циркон	Биотит (0-6%), канкринит (0-9%), корунд, кальцит
Мелкозернистые граниты	5-9 мусковит-I,7	Турмалин (0-II%), апатит, циркон, флюорит, монацит, касситерит	Серицит, хлорит, эпидот, каолинит, кальцит, магнетит

Химический состав породообразующих минералов Тозбу

Окисел	Роговая обманка из диорита	Биотит биотитового гранита	Биотит из биотитового гранита	Биотит из биотитового гранита	Мусковит из грейзенизированного гранита	Биотит из биотитового гранита (порфировидный)
SiO_2	47,94	34,36	31,80	34,36	45,80	37,28
TiO_2	1,36	2,40	3,43	2,72	-	3,73
Al_2O_3	5,92	12,41	7,57	17,70	36,18	16,00
Fe_2O_3	2,36	10,27	14,90	5,29	2,55	4,92
FeO	15,99	22,13	20,23	24,34	0,72	19,88
MnO	0,14	0,41	0,32	0,55	0,11	0,38
MgO	10,94	4,99	7,24	6,88	1,71	7,45
CaO	12,40	4,20	5,90	3,20	0,60	3,00
Na_2O	0,19	0,18	0,20	0,11	0,40	0,16
K_2O	0,35	4,57	4,94	4,34	9,79	4,87
P_2O_5	0,17	-	-	0,23	0,21	0,49
H_2O	-	0,25	0,40	-	-	-
п.п.п.	1,18	2,31	1,59	0,14	3,88	1,78
Сумма	99,24	99,55	99,93	99,86	100,80	99,95
Железистость, мол.%	46	75	68	68	-	62

Роговая обманка из гранитоидов имеет (по А.Каримову, 1968) $C:Ng=12-20^{\circ}$; $-2V=61-70^{\circ}$; $Ng=1,666-1,676$; $Np=1,550-1,558$ ($f=36-46\%$). Характеризуется отчетливым плеохроизмом в зеленых тонах. В нефелиновых сиенитах присутствует феррогастингсит с $C:Ng=21^{\circ}$; $Ng=1,712$; $Np=1,701$ ($f=82\%$).

Моноклинный пироксен (по Ал.Мусаеву, 1969) в сиенито-диоритах характеризуется $+2V=82-86^{\circ}$, $Ng=1,736-1,761$, $Nm=1,722-1,729$, $Np=1,707-1,739$.

Таблица 2

лакского массива, вес.% (по Каюмову, 1968)

Амфибол из нефелинового сиенита	Нефелин из нефелинового сиенита	Биотит из мелкозернистого гранита	Спессартин из гранит-аплита	Турмалин из гранит-аплита	Плагиоклаз из кварцевого диорит-порфирита	Гроссуляр из скарна
39,12	45,04	33,34	37,30	36,30	59,92	39,02
0,77	0,00	3,00	0,23	0,36	-	0,77
8,63	33,40	22,04	27,99	31,99	26,32	16,57
16,23	0,60	12,34	16,25	13,49	0,48	2,01
19,08	-	6,45	6,84	0,80	-	2,88
1,00	-	0,28	3,55	.-	-	0,05
0,87	0,37	13,34	5,44	2,62	0,27	1,48
9,20	1,60	5,20	1,50	2,50	3,60	35,70
2,79	12,09	0,10	0,07	0,20	6,26	1,06
2,00	5,27	2,98	0,15	0,43	2,36	0,05
-	-	0,68	0,19	0,07	-	-
0,34	1,48	-	-	0,77	0,66	0,20
-	-	-	-	10,88	-	-
100,09	99,85	100,25	99,81	99,81	99,87	99,80
94	-	33	-	-	-	-

Нормативный состав: $Эг_{38-49}$ $Гед_{13-20}$ $Ди_{31-42}$. В нефелиновых сиенитах характеризуется - $2V=63-88^{\circ}$; N_g = 1,770-1,788; N_m=1,757-1,774; N_p=1,738-1,764. Близок к эгиринавгиту. Нормативный состав: $Эг_{45-83}$ $Гед_{8-36}$ $Ди_{5-12}$.

Нефелин образует идиоморфные короткопризматические кристаллы: $C:N_g=0^{\circ}$, N_o=1,534; N_e=1,531. Химический состав породообразующих минералов Тозбулакского массива дан в табл. 2.

Химический состав пород (вес.%) приведен в табл. 3,4.

Таблица 3

Окисел	Диорит (5 ан)	Биотит. гранит, крупнозерн. (8 ан.)	Биотит. гранит порфир (2 ан.)	Нефелин. сиенит (3 ан)	Турмал. гранит (4 ан)	Гранит аплит (2 ан.)	Гранит аплит	Кварц. диорит. порфирит (2 ан.)
SiO_2	53,67	72,09	7I,78	55,I5	69,28	7I,67	74,50	63,00
TiO_2	I,35	0,I9	0,I8	0,08	0,29	Сл.	-	0,3I
Al_2O_3	I7,7I	I4,40	I5,49	23,74	I6,25	I4,87	I3,06	I5,I9
Fe_2O_3	I,6I	0,62	0,74	2,29	0,46	0,24	0,24	0,93
FeO	6,46	I,50	0,73	I,77	I,74	0,78	0,90	3,4I
MnO	0,I0	Сл.	Сл.	0,07	Сл.	0,04	Сл.	0,09
MgO	5,07	0,66	0,70	0,92	I,38	0,95	0,85	4,67
CaO	8,29	2,80	2,50	4,00	2,70	4,05	3,20	5,80
Na_2O	2,80	2,59	2,64	6,6I	2,35	2,76	2,77	3,64
K_2O	I,I6	4,69	4,49	5,00	4,39	4,25	4,02	3,40
CO_2	Сл.	0,24	0,I2	0,I5	0,29	0,23	0,46	0,47
P_2O_5	0,I4	0,07	0,05	0,03	0,03	-	-	0,23
H_2O	0,30	0,07	-	0,09	0,38	0,I8	-	0,40
п.п.п.	I,34	0,08	0,68	0,I0	0,73	-	-	0,56
Сумма	I00,0	I00,0	I00,0	I00,0	I00,0	I00,0	I00,0	I00,00

Таблица 4

Средний химический состав пород по фазам, вес.%

Окисел	Диориты и кварц. диориты (8 ан.)	Биотит. граниты (I2 ан.)	Нефелин. сиениты (3 ан.)	Мелкозерн. турмал. граниты (5 ан.)	Средневзв. состав (28 ан.)
SiO_2	62,29	7I,I8	55,00	70,30	67,40
TiO_2	0,II	0,I8	0,09	0,30	0,I7
Al_2O_3	I5,80	I4,96	24,30	I6,00	I8,76
Fe_2O_3	4,I0	0,6I	I,48	0,20	0,80
FeO	3,00	I,28	I,72	I,30	I,33
MnO	0,I0	-	-	-	-
MgO	3,30	0,6I	I,26	I,30	0,86
CaO	5,20	3,70	5,20	2,20	3,39
Na_2O	2,60	2,45	7,60	2,70	2,47
K_2O	2,00	4,7I	3,I0	5,05	4,82
п.п.п.	I,50	0,32	0,40	0,20	-
Сумма	I00,0	I00,0	I00,00	I00,0	I00,00

Содержание акцессорных минералов в породах (г/т): диориты -магнетит (0-0,8), ильменит (800-4006), сфен (9-I25), апатит (292-387), циркон (82-44I), ортит (0-I); биотитовые граниты - магнетит (0-0,6), ильменит (2-8I), сфен (0-90), апатит (2-43), циркон (0,7-I92), монацит (0,3-2I), ксенотим (0-5), морит (0-49), ортит (0-53),флюорит (0-0,5); щелочные породы - магнетит (I3-I2I0I), апатит (0-45), корунд (0,I-I44); мелкозернистые граниты - апатит (44), циркон (4),касситерит (0,9), турмалин с N_o =I,658-I,660; N_e =I,628-I,630 (55I), флюорит (25); гранит-аплиты, пегматиты - апатит (8,I-8,5), пирит (0-0,I), циркон (0-0,9), монацит (0-I,3), торит (0-I,5), ортит (0-0,I), касситерит (0-0,7), спессартин (0-I4208), флюорит (0-0,7).

Распределение элементов-примесей (в г/т) в породах и минералах Тозбулакского массива (по Каюмову, I968) приведено в табл. 5 и 6.

Таблица 5

Среднее содержание элементов-примесей в породах Тозбулакского массива

Порода	Li	Rb	Cs	Tl	Be	Ta
Диорит	25	70	I0	2	2	До I0
Биотитовый гранит	29	260	II	I,2	4	До I0
Нефелиновый сиенит	I3I	477	33	I	5	-
Мелкозернистый гранит с турмалином	69	25I	33	I	II	До I0
Жильные породы	52	II0	20	I,5	3	До I0

Продолжение табл. 5

Порода	U	Sc	W	Zr	B
Диорит	I0	I0	7,4	II6	I5,5
Биотитовый гранит	I4	7	9,5	I40	24,I
Нефелиновый сиенит	6,9	4	II,5	98	I5,5
Мелкозернистый гранит с турмалином	I2	4	2I	I24	I7,7
Жильные породы	20	2	II	255	26

Таблица 6

Среднее содержание элементов-примесей в минералах Тозбулакского массива

Минерал	Cu	Rb	Zn	Nb	Ta
Роговая обманка	80	–	490	8I	–
Феррогастингсит	I60	–	I960	46	–
Гастингсит	84	–	II30	I00	–
Биотит	73	250	29I	I9I	I2
Мусковит	26	30	558	70	–
Спессартин	4	50	I0	I40	–
Полевой шпат	4,5	40	33	30	До 2
Нефелин	9,5	–	43,7	–	–
Плагиоклаз	3	50	I2,6	–	–

Продолжение табл. 6

Минерал	Be	Tl	Sc	Cr	V
Роговая обманка	2,3	I,3	75	I9	49
Феррогастингсит	3,5	0,5	I50	25	530
Гастингсит	2,2	0,2	43	3I	40
Биотит	5	I,I	80	I27	503
Мусковит	I2,5	I	59	36	I50
Спессартин	I	–	24	56	56
Полевой шпат	I,3	I,5	7,2	20	27
Нефелин	2	I	7,5	–	–
Плагиоклаз	I,5	I	3,4	23	I3

В массиве широко развиты гранодиориты, сиенито-диориты, сиениты, кварцевые сиениты, лейкократовые граниты и др. Гранодиориты и сиенито-диориты проявляются за счет повышения основности и щелочности магмы в результате развития ассимиляционных явлений между гранитоидной магмой и вмещающими известняками. Лейкократизация состава пород наблюдается в западной и восточной частях интрузива, где вмещающими толщами являются песчано-сланцевые отложения. Проме-

жуточные типы реакционных пород, развитых между нефелиновыми сиенитами и вмещающими их биотитовыми гранитами - кварцевые и щелочные сиениты, - продукт фенитизации биотитовых гранитов.

В экзоконтактовых северных и северо-западных участках интрузива отмечены небольшие зоны скарнирования известняков, а по песчано-сланцевой вмещающей толще развивается довольно четко выраженное контактовое ороговикование.

Гранитоиды массива подвержены частично амфиболизации, биотитизации, микроклинизации, альбитизации, мусковитизации, турмалинизации и хлоритизации. Процесс амфиболизации (актинолитизация) характерен для кварцевых диоритов и контаминированных пород повышенной основности. Биотитизация проявляется в связи с фенитизированными биотитовыми гранитами вокруг выходов нефелиновых сиенитов. Микроклинизированные породы отмечены вблизи контактов биотитовых гранитов с карбонатными отложениями вмещающей толщи, особенно около крупных блок-ксенолитов - остатков обрушенной кровли интрузива. Площадная альбитизация гранитоидов более интенсивно развивается по приконтактовым частям интрузива. Мусковитизации же подвергнуты центральные участки интрузива. Процесс турмалинизации присущ в основном мелкозернистым двуслюдяным гранитам, развитым в виде штокообразного тела в центральной части интрузива. Для нефелиновых сиенитов характерно развитие процесса конкренитизации и карбонатизации. К продуктам постмагматических процессов можно отнести небольшие поля грейзенизации, развитие пегматитовых и кварцевых жил. В Тозбулакском интрузиве широко развит своеобразный тип изменения гранитоидов - процесс их почернения, что обусловленно присутствием в этих породах мелкорассеянного органического углерода (0,03-1,49%, по 9 ан.; А.Мусаев, 1969).

Интрузив формировался в условиях мезоабиссальной фации на глубине 2,5-3,5 км. Глубина эрозионного среза - 0,6-0,8 км. Диорит-гранодиорит-гранит-нифелинсиенитовый формационный ряд.

Составили Ал.Мусаев и И.В.Белов по материалам Ф.А.Аскарова, А.Каюмова, Р.А.Магдиева, А.Мусаева, И.Х.Хамрабаева и С.Юлдашева (1970).

87. Таушанский, Актостинский, Шайдаразский и Кынгыртауский интрузивы. Таушанский интрузив расположен на северных склонах центральной части гор Кульджуктау. Площадь выхода массива - около 14 км^2. В северной части он сложен габбро, габбро-диоритами, в южной - биотитовыми гранитами. Интрузив залегает преимущественно среди песчано-сланцевой толщи $Д_3$-$С_1$. На юге и юго-западе он перекрыт мезокайнозойскими отложениями. Массив несколько вытянут в широтном направлении. Контакты массива с вмещающими породами крутые - 60-80°. Биотитовые граниты (около 50% площади выхода) в северной части интрузива прорывают габбро и габбро-диориты.

В пределах массива много крупных ксенолитов кровли (сланцы, известняки). Их количество составляет до 30% площади выхода гранитоидов.

Актостинский интрузив - штокообразное тело, расположенное в 1-2 км западнее Таушанского интрузива. Он несколько вытянут в северо-западном направлении. Площадь выхода - около 9 км^2. Интрузив залегает среди песчано-сланцевой толщи $Д_3$-$С_1$, а на северо-востоке перекрывается меловыми отложениями. Контакты массива с вмещающими породами - крутые. Массив сложен на 95% биотитовыми гранитами, аналогичными таковым Таушанского и Тозбулакского интрузивов. Незначительное развитие в виде мелких дайкообразных тел имеют лейкократовые мелкозернистые граниты. В периферических частях массив содержит многочисленные ксенолиты габбро и габбро-диоритов Шайдаразского интрузива.

Шайдаразский гранитоидный шток расположен на северных склонах гор Кульджуктау. От одноименного интрузива основных пород среднекарбонового возраста массив отделен узкой полосой силурийских известняков, среди которых он и залегает. Лишь в юго-западной части интрузив контактирует с углистыми, песчано-сланцевыми отложениями ($Д_3$-$С_1$). Площадь выхода интрузива - не более 1 км^2. Он несколько вытянут в широтном направлении. Массив сложен средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, на некоторых участках переходящими

в метасоматические, аплитовидные лейкократовые, аляскитовые разности (распространены незначительно, по площади развития не превышают 2-3% общей площади выхода гранитоидов).

Кынгыртауские интрузивы образуют два самостоятельных выхода, расположенных на южных склонах гор Кульджуктау, среди обособленной гряды Кынгыртау.

Восточный Кынгыртауский шток залегает среди песчано-сланцевых отложений $Д_3$-$С_1$. С юга перекрыт меловыми отложениями. Массив вытянут в широтном направлении, площадь выхода - около 5 км^2. Контакты с вмещающими породами крутые, почти вертикальные, извилистые с многочисленными апофизами. Массив сложен средне- и мелкозернистыми гранодиоритами, в центральной части массива переходящими в нормальные граниты, а в периферических частях - в кварцевые диориты и диориты.

Западный Кынгыртауский шток имеет несколько меньшие размеры, площадь выхода его не превышает 3 км^2. Залегает он среди верхне-силурийских доломитов, срезая их по простиранию. Интрузив сложен преимущественно биотитовыми гранитами, аналогичными таковым Таушанского и Актостинского интрузивов.

В северной части интрузива развиты гибридные породы типа кварцевых диоритов, возникшие за счет контаминации гранитоидной магмы доломитовым материалом.

Гранодиориты и кварцевые диориты Таушанского массива, возникшие за счет лейкократизации габброидов и контаминации гранитоидной магмы известковистым материалом вмещающих пород, представляют серые, светло-серые, зеленовато-серые, часто слабо порфировидные массивные породы. Структура пород - порфировидная, гипидиоморфнозернистая. Фенокристы размером до 4-5 мм представлены калиевым полевым шпатом. В кварцевых диоритах, развитых в основном в эндоконтактовых зонах, относительно увеличивается количество и основность плагиоклаза, возрастает содержание биотита, в составе породы появляется значительное количество обыкновенной роговой обманки.

Биотитовые граниты, занимающие основную часть Таушанского интрузива, почти весь Шайдаразский и Актостинский инт-

рузивы, а также значительную часть Западно-Кынгыртауского штока, представляют массивные, среднезернистые, местами крупнозернистые, розовые, иногда кирпично-красные, светло-серые, серые, слабо порфировидные породы. Фенокристы представлены зернами калиевого полевого шпата размером 5–8 мм.

Микроклин в этих породах несколько преобладает над плагиоклазом, но имеются и обратные соотношения. Структура гранитов – гипидиоморфнозернистая, иногда присутствуют мирмекитовые вростки кварца (сев.часть Шайдаразского интрузива, редки – в Таушанском массиве). Текстура массивная, переходящая на отдельных участках эндоконтакта в гнейсовидную.

Минеральный состав гранитоидов (об.% дан в табл. I.

Таблица I

Минерал	Восточно-Кынгыртауский				Запад.-Кынгыртауский	Таушанский	
	мелкозернистый гранит, I шл.	порфировидный гранодиорит, 3 шл.	кварцевый диорит, 7 шл.	порфировидный гранодиорит, 4 шл.	биотитовый гранит, мусковитизированный графитизированный I шл.	биотитовый гранит, II шл.	гранодиорит, I0 шл.
Плагиоклаз	25	35-45	60-65	35-45	29,0	20-23	45-55
% Ан в плагиоклазе	20-22	30-32	40-45	30-36	20-26	20-25	30-35
Калишпат	40,5	20-25	8-I0	20-25	42,0	30-45	I5-25
Кварц	28,0	20-25	3-5	20-25	2I,3	20-30	20-25
Биотит	3,5	I2-I5	I-3	I2-I5	8,0	4-5	5-7
Амфибол	-	-	20-25	-0,8	-	0,5	4-5
Пироксен	-	-	-	-	-	-	-
Мусковит	2,0	-	-	0,2	I0	3,0	Ед. зн.
Акцессорные	0,8	I,2	4-5	I-2	I-I,2	0,5	0,8
Кол-во измерений	I	3	7	4	I	II	I0

Содержание акцессорных минералов, г/т (по Юлдашеву, 1970) в интрузивах приводится в табл. 2.

Таблица 2

Минерал	Кынгыртауские интрузивы				Таушанский интрузив
	кварцевые диориты	порфировидные гранодиориты	биотитовые граниты	западный шток, лейкокр. граниты	биотитовые граниты
Сфен	5047	212	2323	-	1,7
Циркон	26	101	226	235	До 712
Апатит	До 160	96	370	Ед. зн.	1,5-94,3
Ортит	-	-	-	-	88,6
Монацит	-	-	-	-	0,37
Рутил	-	Ед. зн.	-	-	-
Магнетит	-	Ед. зн.	-	-	До 0,86
Мартит	467	-	-	-	-
Шеелит	Ед. зн.	-	-	Ед. зн.	-
Гранат	-	-	-	96	Ед. зн.
Халькопирит	Ед. зн.	-	-	-	Ед. зн.
Пирротин	-	-	-	-	Ед. зн.
Графит	-	-	-	-	230
Турмалин	-	-	-	23,5	193

По данным Р.И.Павловой и др. (1969), в двуслюдяных гранитах Актостинского и Шайдаразского интрузивов содержатся (г/т); колумбит-танталит (4,53), касситерит (0,47), циркон (1,7), ильменит (131), сподумен (0,08), апатит (234,36), турмалин (4000), топаз (8,18), ксенотим (4,53), монацит (6,36), рутил (0,02), анатаз (1,81), лейкоксен (0,02), гранат (0,02).

Радиологический возраст, определенный калий-аргоновым методом (Ф.А.Аскаров, ИГиГ АН УзССР), для Таушанского интрузива равен 248-252 млн.лет, в среднем 249,6 $\pm$ 2,8 млн.лет (3 ан.), что соответствует P_1-P_2, для Шайдаразского - 261,6-270 млн.лет, в среднем 265,8 $\pm$ 6 млн.лет (2 ан.) - P_1.

Химический состав (вес.%) биотита и амфибола из гранитоидов Таушанского и Кынгырского интрузивов (по Юлдашеву, Магдиеву, 1967) приведен в табл. 3.

Таблица 3

Окисел	Биотит			Роговая обманка	
	8222	8637	8095	3	4
SiO_2	34,74	43,02	38,80	47,52	47,20
TiO_2	2,16	1,72	2,67	1,08	2,70
Al_2O_3	16,18	16,63	18,10	8,48	6,62
Fe_2O_3	6,28	5,39	2,00	3,18	5,02
FeO	23,90	10,10	13,70	11,37	9,36
MnO	0,26	0,15	0,20	0,24	0,18
MgO	4,22	10,10	10,88	14,56	14,84
CaO	3,30	3,60	3,40	11,20	12,40
Na_2O	0,40	0,47	0,40	0,88	0,44
K_2O	7,07	6,02	6,78	0,44	0,24
H_2O	0,06	0,18	2,00	0,16	0,20
п.п.п.	1,50	2,54	0,80	0,80	0,78
Сумма	100,07	99,92	99,73	99,91	99,98
$f_{хим}$	80	45,5	44,4	35,4	34,3
$Ng \approx Nm$	1,680-1,676	1,641-1,652	1,641	-	-
$f_{опт}$	77-80	47-57	47	-	-

Примечание. Пр. 8222, 4 - Таушанский интрузив. Пр. 8637 (несколько измененный биотит), 8095,3 - Кынгыртауский интрузив.

Распределение некоторых элементов-примесей в гранитоидах Таушанского массива (г/т) дано ниже:

Элементы	Диориты	Гранодиориты	Биотитовые граниты	Лейкократовые и двуслюдяные граниты
Sn	-	-	-	9
Li	14,4	22	14	7

Элементы	Диориты	Гранидиориты	Биотитовые граниты	Лейкократовые и двуслюдяные граниты
Rb	82	I02	229	366
Cs	7	-	I6	47
Pb	-	-	I00	-
Zn	-	I00	I50	-
Tl	-	0,5	I	-
Nb	22	I0,8	68	I2-I6
Ta	I4	85	45	I,3-7
U	I,0	I,4	I,8	3,5

Калинатровый полевой шпат в биотитовых гранитах Таушанского интрузива представлен микроклином с отчетливо выраженной двойниковой решеткой. -2V =76-82°, Ng=I,522, Np=I,5I6-I,5I8. Амфибол характеризуется - 2V =68-70°; C:Ng=от I6-I8°, до 20-22°. Амфибол и биотит содержат включения циркона, апатита, сфена, ильменита. Амфибол из биотитовых гранитов Кынгыртауского и Таушанского интрузивов содержит (г/т) Nb =43-I70, Cu=I00, Zn=I00-200, Pb =200-300, биотит-Zn =600-700, Nb=67-I50, Cu =I00, Pb=I00-600 г/т.

Во вмещающих породах вблизи контакта интрузива образовались кварц-биотитовые и биотит-андалузитовые (хиастолитовые) узловатые роговики. Повсеместно развиты высокотемпературные процессы скарнирования, грейзенизации, графитизации и турмалинизации пород.

В эндоконтактовых частях массивов отмечается увеличение количества акцессорных минералов, в частности апатита и сфена. В центральных частях содержание апатита и сфена постепенно уменьшается, а циркона и ортита увеличивается. Формирование описываемых интрузивов происходило в условиях мезоабиссальной фации (менее глубинная субфация): Шайдаразского на глубине 2,7-3,5 км (глубина эрозионного среза до 0,5 км), Таушанского - 2,2-2,5 км, Кынгырских - около 3 км.

Составили А.Мусаев и И.В.Белов по материалам И.Х.Хамрабаева (I969), С.Юлдашева, Р.Магдиева (I967), Р.И.Павлова и др. (I969); Ф.А.Аскарова и др. (I970), Я.Б.Айсанова и др.

Химический состав пород вес.% приведен в табл. 4 (по С.Юлдашеву, 1967).

Таблица 4

Окисел	Таушанский интрузив					Актостинский шток		
	габбро-диорит	био-тит.-гра-нит графи-тизи-рован.	габб-ро	биоти-товый гранит	графит.-мусковит. гра-нит	гра-нит	м/з биоти-товый гранит	грано-диорит
SiO_2	52,60	72,92	48,68	69,50	71,70	70,04	73,90	64,94
TiO_2	0,78	0,13	0,73	Сл.	-	0,29	0,40	0,60
Al_2O_3	16,55	12,54	17,60	15,35	13,65	14,47	11,67	16,32
Fe_2O_3	0,70	0,51	1,68	1,61	1,20	0,79	0,68	0,88
FeO	5,54	1,16	4,97	0,64	-	1,85	2,00	3,17
MnO	0,11	Сл.	0,08	-	Сл.	0,05	0,06.	0,03
MgO	6,95	0,45	8,31	0,88	0,21	1,50	1,50	1,90
CaO	8,26	0,70	13,75	1,40	1,55	1,68	2,29	2,65
Na_2O	2,74	2,88	1,45	3,80	2,72	2,23	1,48	3,14
K_2O	3,55	4,79	0,62	5,12	4,72	5,18	4,67	3,78
P_2O_5	0,12	0,03	-	-	-	0,20	0,23	-
CO_2	0,72	-	-	-	2,38	1,60	-	-
SO_3	0,03	-	-	-	-	0,08	-	-
$-H_2O$	0,02	-	-	-	-	0,10	0,10	0,24
п.п.п.	2,40	3,36	2,30	2,08	2,26	1,60	1,80	2,68
Сумма	100,35	99,47	100,11	100,38	100,39	100,06	100,53	100,33

Продолжение табл. 4

Окисел	Шайдаразский шток			Кынгыртауский штоки					
	гранит мусковитизированный и хлоритизированный	двуслюдяной гранит	гранит лейкократовый	порфировидный гранодиорит	кварцевый диорит	порфировидный гранодиорит	порфировидный гранодиорит	биотитовый гранит	биотитовый гранит
SiO_2	73,08	70,52	69,80	60,98	6I,34	63,52	72,40	69,46	70,7I
TiO_2	Сл.	0,23	0,I5	0,55	0,53	0,42	Сл.	0,23	Сл.
Al_2O_3	I3,65	I4,40	I3,37	I4,44	I5,06	I4,96	I4,75	I4,70	I5,79
Fe_2O_3	0,33	0,I9	0,70	0,53	I,98	I,48	0,68	0,06	0,80
FeO	0,79	2,08	0,77	4,I6	4,70	2,8I	I,0I	2,38	I,26
MnO	Сл.	0,06	0,05	0,05	0,06	0,07	Сл.	0,05	0,0I
MgO	0,42	I,I0	I,60	3,40	5,I4	2,60	0,57	I,45	0,54
CaO	I,50	I,6I	2,59	4,I3	4,40	4,85	2,I5	2,3I	0,35
Na_2O	3,35	2,96	2,86	2,43	2,89	2,93	2,45	3,93	3,20
K_2O	4,92	4,80	4,94	4,63	I,20	5,I4	5,54	3,42	5,3I
P_2O_5	-	0,20	0,07	0,2I	-	-	-	0,07	-
H_2O^-	0,08	0,I0	0,08	0,I0	-	-	0,20	0,I4	0,24
п.п.п.	I,30	I,60	0,80	4,00	2,40	0,82	0,42	I,40	2,68
Сумма	99,43	99,94	99,55	99,6I	99,70	99,60	I00,I7	99,60	I00,03

88. Актауский интрузив (Султануиздагский). Под Актауским гранитоидным массивом подразумеваются выходы собственно Актауского и Дарбазинского (в районе т.н."гранатной фабрики") интрузивов, а также все закрытые отложениями мезо-кайнозоя поля между этими выходами. Интрузив расположен в Центральной части хребта Султануиздаг. Общая площадь массива - 100 км^2, а площади двух выходов: Актауского - 14 км^2 и Дарбазинского - 6 км^2, т.е. бо́льшая часть интрузива находится под чехлом мезо-кайнозоя.

Массив приурочен к месту резкого перегиба осадочных и вулканогенных метаморфических пород Султануиздага с широтного простирания на востоке до почти меридионального на западе и залегает в ядре антиклинали. Северные контакты массива имеют вертикальное падение.

Дарбазинский выход представляет апикальные части интрузива; он менее однороден по вещественному составу и текстурно-структурным особенностям.

Массив сложен породами трех формаций: гранодиоритов, биотитовых двуслюдяных и лейкократовых гранитов. Гранодиориты - главная составляющая характеризуемого интрузива. Остальные разновидности пород развиваются в гранодиоритах в виде штоков и дайкообразных тел.

Каждая формация пород сопровождается своей серией жильных образований: гранодиориты - порфировидными гранодиорит-аплитами, гранит-аплитами, а также диоритовыми порфиритами и лампрофирами; биотитовые и двуслюдяные граниты - мусковитизированными биотитовыми гранитами, а лейкократовые граниты - главным образом пегматитами.

Абсолютный возраст пород массива - 260 ± 7 млн.лет (К-Ar метод, ср. по 6 опр.), что соответствует нижней перми.

Петрографический состав пород массива довольно пестрый и представлен порфировидными гранодиоритами, биотитовыми, двуслюдяными и лейкократовыми гранитами.

Минералогический состав пород приведен в табл. I.

Таблица I

Минералогический состав пород массива, об.%
(по И.Х.Хамрабаеву, В.Я.Казакевичу)

Порода	Плагиоклаз	Амфибол	Биотит	Кварц	Калиевый полевой шпат	Мусковит
Порфировидные биотитовые гранодиориты	50-60	>I	I3-I5	20-30	До 5	-
Биотитовые граниты	До 35	-	4-8	35-40	25-30	-
Двуслюдяные граниты	30-35	-	До I0	35-40	25-30	I-2
Лейкократовые граниты	До 35		2-3	До 40	До 40	-

Химический состав пород Актауского массива (вес.%) дан ниже:

Окисел	Гранодиориты (5 пр.)	Гранит-аплиты
SiO_2	63,9I	70,25
TiO_2	0,57	0,24
Al_2O_3	I9,24	I7,40
Fe_2O_3	0,95	-
FeO	I,90	I,63
MnO	0,02	0,04
MgO	2,29	I,00
CaO	4,97	2,80
Na_2O	3,47	2,99
K_2O	I,74	2,48
$-H_2O$	0,05	-
P_2O_5	0,26	0,29
CO_2	-	-
SO_3	-	-
п.п.п.	0,78	0,88
С у м м а	I00,I5	I00,00

Состав акцессорных минералов пород массива (г/т) (по И.Х.Хамрабаеву, В.Я.Казакевичу) дан в табл. 2.

Таблица 2

Минерал	Порфировидные биотитовые грано-диориты	Биотитовые граниты	Двуслюдяные граниты (Дар-базатау)	Лейкократовые граниты
Апатит	350	70	70-85,5	<I
Циркон	90	4	4-4,5	<I
Гранат	-	-	зн.	I20
Турмалин	-	-	зн.	0,5
Рутил	-	-	зн.	2
Сфен	7000	-	зн.	-
Магнетит	2	-	0-I0	-
Пирит	60	I40	I40	-
Гематит	60	I40	I40	-
Ильменит	-	-	0-9,6	-
Цинкит	-	-	0-I	-
Галенит	-	-	зн.	-

Распределение элементов-примесей в породах Актауского массива (г/т) дано в табл. 3.

Таблица 3

Порода	Li	Rb	Cs	Be	Zr	V	Cu	Pb	Ga
Ксенолиты габброидных пород	I2	35-50	6	I0	73	250	I40	20	I8
Гранодиориты	I4	250-400	5-6	I0	I50	I20	50	I3	I7
Биотитовые граниты	I6	II0-600	Сл.	I0	220	I20	30	22-30	Сл.-I7
Лейкократовые граниты	I8	640-I060	I2-I8	I0-30	200	57	40	22-30	Сл.-I7

В пределах Актауского массива отмечены многочисленные ксенолиты габброидных пород *, вероятно, среднекарбонового возраста. Размеры наиболее крупных блоков - 2 км^2. В пределах этих ксенолитов гранодиориты имеют несколько иной состав. Эти гибридные породы близки по составу к биотитово-роговообманковым кварцевым диоритам, но с избытком кварца. Содержат плагиоклаз с 32-35% Ан (до 70%), кварц (до 20), биотит (до 15%), а также непостоянное количество роговой обманки, иногда и единичные зерна пироксена. Из акцессорных минералов резко возрастает количество апатита и сфена.

В гранодиоритах наблюдается гнейсовидная текстура, совпадающая с простиранием интрузивного тела.

Контактовое воздействие интрузива проявилось в образовании широкого (до 500 м) ореола контактовых биотитовых роговиков, пятнистых гранатовых, гранат-андалузитовых, графитовых, углистых сланцев и крупнозернистых мраморов с обособлением углеродистого вещества в виде мелкой вкрапленности.

Автометасоматические и постмагматические преобразования пород проявляются особенно широко в связи с лейкократовыми гранитами. Отдельные участки массива интрудированы большим количеством аплитовых, пегматитовых и кварцевых жил.

К числу автометасоматических изменений относятся мусковитизация и грейзенизация пород, особенно широко развитые по биотитовым и лейкократовым гранитам. Широко развиты альбитизация и турмалинизация гранитоидов.

Пегматиты массива - двух генетических типов: магматические и постмагматические. Магматические пегматиты связаны с гранодиоритами, биотитовыми гранитами и лейкократовыми гранитами. Постмагматические редкометальные пегматиты территориально приурочены исключительно к участку преимущественного развития лейкократовых гранитов, т.е. к восточной части массива. Радиологический возраст этих пегматитов по мусковиту - 255 млн.лет, что соответствует нижней перми.

---

* По А.А.Кулешу и др. (1974), это - ксенолиты более древних осадочно-эффузивных пород.

В северо-западной части массива развиты зоны альбитизации с подчиненным количеством мусковита и турмалина. Кварц-турмалиновые прожилки в одной из зон альбитизации несут акцессорную бериллиевую минерализацию. С золотоносными кварцевыми жилами частично ассоциируют лиственитовые тела с фукситом и пиритом.

Фациальность интрузива - гипабиссальная.

Гранитоидные породы массива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам А.Ф.Свириденко (1964), И.Х.Хамрабаева, В.Я.Казакевича (1970), А.А.Кулеш (1974).

89. Массив Зенгебобо расположен западнее гряды Актау (Султануиздаг), вдоль контакта среднедевонских порфиритов и кварцевых альбитофиров с хлорит-эпидотовыми, хлорит-эпидот-роговообманковыми и хлорит-альбитовыми апоэффузивными сланцами шейхджейлинской свиты. Он представлен несколькими выходами, вытянутыми в меридиональном направлении; наиболее крупный из них имеет площадь 0,6 км^2. Интрузивные породы обнажаются лишь в промоинах саев и на склонах холмов.

Петрографический состав массива довольно пестрый, меняется от гранодиоритов и кварцевых диоритов до диоритовых порфиритов и габбро-порфиритов. По мнению А.А.Кустарниковой (1971), А.А.Кулеша и др. (1974), они представляют субвулканические аналоги девонских эффузивов шейхджейлинской свиты.

Главнейшие составные части наименее гибридизированных разностей представлены плагиоклазом с 30-35 % Ан (40-60%), биотитом (до 20), роговой обманкой (до 12), кварцем (до 3-12%). Акцессорные минералы - сфен (521 г/т), магнетит (0,8) пирит (0,4 г/т) (данные В.Я.Казакевича). Структура породы - гипидиоморфнозернистая.

Химический состав кварцевого диорита (%): SiO_2=55,00; TiO_2=0,22; Al_2O_3 =16,37; Fe_2O_3=7,25; FeO=4,82; MnO=0,14;

MgO =4,08; CaO =7,20; Na_2O =3,I6; K_2O=0,7I; п.п.п.= I,6I; Сумма =I00,35.

В породах массива установлены следующие элементы-примеси (по В.Я.Казакевичу, г/т) Li =I8; Rb =I80- I50; Zr=200; V =I60; Cu=40; Pb =I3 и Ga =I7.

В кварцевых диоритах присутствуют (пр.У, по данным А.А.Кулеша, I974, г/т): магнетит -6400; сфен - 534,9; апатит - 0,37; циркон - 56; гетит (по пириту) - 89,I5; флюорит - 0,2I; галенит - 0,2; рутил - 0,I8; анатаз - 0,I8; барит - 0,22.

В значительной части выходов породы массива ороговикованы и катаклазированы. Ороговикованию подвергнуты также вмещающие породы в экзоконтактовой зоне.

В породах массива отмечаются следующие типы постмагматических изменений: альбитизация, соссюритизация и карбонатизация (развиваются по плагиоклазу), биотитизация (по роговой обманке), мусковитизация (по биотиту).

Фациальность массива - гипабиссальная.

Породы массива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам А.А.Кустарниковой (I97I), И.Х.Хамрабаева, В.Я.Казакевича (I970), А.А. Кулеша (I974)

90. К у б а т а у с к и й м а с с и в расположен на левом берегу Амударьи, в крайнем западном окончании хребта Султануиздаг. Массив имеет согласный контакт с метаморфизованными глинисто-карбонатными породами нижнего палеозоя. Выход гранитоидного массива на современный эрозионный срез весьма незначительный. Общая площадь массива с учетом закрытых его частей - около 780 км^2.

В обнаженной части массив сложен гранитами, а в закрытой, по данным единичных скважин (№ 3 и II7), - диоритами и плагиогранитами.

Радиологический возраст пород массива (К-А τ метод, по породе) - 225 $\pm$ 8 млн.лет (скв. II7), что соответствует нижнему триасу.

Среди пород массива преобладают среднезернистые граниты. Несколько меньше крупнозернистых буровато-розовых пегматоидных и мелкозернистых (аплитовидных) гранитов. Иногда отмечаются участки слабо гнейсированных пород. Все они характеризуются незначительным содержанием биотита и преобладанием микроклина над плагиоклазом. Из акцессорных минералов присутствуют сфен и апатит.

Диориты закрытой части интрузива (скв. II7, глубина 357 м) состоят из плагиоклаза (50-80%), роговой обманки (I0-40), кварца (до 5), биотита (2-7%), рудных (гематит, магнетит, лейкоксен) и акцессорных (апатит, циркон, гранат, сфен) минералов. Структура породы - гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз представлен зернами разной формы (от идиоморфных таблитчатых до ксеноморфных) и величины (от 0,08 до 2 мм, при среднем значении 0,4-0,8 мм). Плагиоклаз обладает следующими оптическими свойствами: + $2V = 72-75^{\circ}$, двойникование по $\perp$ (0I0), [00I] . Состав 42-46% Ан.

Обыкновенная роговая обманка представлена слабо вытянутыми и короткопризматическими кристаллами, величиной 0,5-0,6 мм, в отдельных случаях до I,5 мм. Оптические свойства: $c : Ng = 22-23^{\circ}$, $-2V = 60-70^{\circ}$, плеохроизм от светло-желтого, иногда почти бесцветного (Np), до зеленого и буровато-зеленого (Ng).

Биотит образует ориентированные чешуйки до 0,5 мм при средней величине 0,I-0,2 мм.

Кварц присутствует в виде ксеноморфных зерен размером 0,2-0,4 мм; обычно выполняет интерстиции между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки.

Порода довольно трещиноватая, катаклазированная. По трещинам развиваются вторичные минералы - кальцит, хлорит, пирит, кварц, эпидот и др.

Плагиоклаз часто интенсивно серицитизирован, иногда слабо кальцитизирован, причем кальцит располагается по трещинам не выходя за пределы зерна. В отдельных случаях отмечена эпидотизация плагиоклазов; эпидот вместе с кальцитом, хлоритом, серицитом располагается отдельными участками в одном зерне плагиоклаза или пересекает несколько соседних зерен.

По краям или вдоль трещин в некоторых кристаллах роговая обманка переходит в хлорит, эпидот, кальцит.

Биотит замещается пеннином, иногда целиком в меньшей степени эпидотом и рудными минералами - магнетитом и лейкоксеном.

Фация глубинности интрузива - гипабиссальная.

Гранитоидные породы массива можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формаций (?).

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам В.С.Князева, А.М.Чарыгина, О.А.Шнипа (1962), А.Я.Крылова, Ю.И.Силина, А.Ф.Свириденко (1964), Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева (1970), А.А.Кустарниковой (1964).

9I. Приаральская группа гранитоидных интрузивов (Кошкупырский, Приаральский, закрытые территории), расположена в Бельтауской зоне дробления. Судя по геофизическим данным, они контактируют с осадочными и вулканогенными породами верхнего протерозоя (?) и палеозоя. Интрузивные тела вытянуты в меридиональном направлении и общая площадь их, перекрытая плащом $M_{\text{Ч}}$ и $K_{\text{Ч}}$ отложений, - более 1000 км^2.

Интрузивные породы вскрыты лишь единичными скважинами (№ I5п, 20п, 2Iп) на глубине от 600 до 850 м и представлены гранодиоритами, гранитами, а из жильных пород (диоритовые порфириты) подсечены скважиной № 24п в интервале 696,7 - 698,2 м.

Радиологический возраст интрузивов - 240-285 млн.лет (К-Ар метод, ИГиГ АН УзССР), что соответствует верхнему карбону - низам перми, а возраст диоритового порфирита - 340 млн.лет, C_I-$Д_3$.

В рассматриваемой группе тел установлены гранодиориты (скв. I5п и 2Iп), адамеллиты (V -2I-63, V -2Iб-63) и граниты (скв. № 20п).

Минералогический состав гранитоидных пород Приаралья (вес.%) приведен ниже:

Порода	Плагиоклаз	Амфибол	Биотит	Кварц	К-Na полевой шпат
Гранодиориты (скв. I5п)	До 60	До 9	До I0	До I2	До I5
Гранодиориты (скв. 2Iп)	48	5	6.	I5	27
Адамеллиты (скв. 2Iб-63)	35-40	8-I0	5-7	25-30	20-25
Граниты (скв. 20п)	20-40	-	До 5	35-40	30-40

Акцессорные минералы (г/т) - апатит (56-70), циркон (93-I27), сфен (> 5), магнетит (до 7498), гранат (до 674) и пирит (до I4I).

Структура породы - гипидиоморфнозернистая, местами пойкилитовая.

Химический состав гранодиоритов (скв. № I5п, интервал 824-825 м): SiO_2=60,90%; TiO_2=0,48; Al_2O_3 = I8,0; Fe_2O_3 =2,20; FeO =2,48; MnO =0,II; MgO =I,92; CaO =6,00; Na_2O = 2,50; K_2O =2,42; H_2O^-= 0,66; P_2O_5 = 0,I6;п.п.п.=2,50; Сумма = I00,33 (по Х.Р.Рахматуллаеву, I970).

Порфировидные граниты состоят из плагиоклаза, микроклина, микроклин-микропертита, кварца и биотита. Порфиробласты сложены главным образом плагиоклазами и микроклинпертитом, реже кварцем.

Жильные породы представлены диоритовыми порфиритами. Порфировые выделения в них слагаются амфиболом (I-2 мм), плагиоклазом и биотитом. Структура породы - порфировая с паналлотриоморфнозернистой основной массой.

По данным радиоактивационного анализа, гранодиориты из скв. № I5п содержат Au -0,0072 г/т.

Из постмагматических изменений в описываемых породах сильно проявлены процессы альбитизации и серицитизации полевых шпатов, биотитизация, эпидотизация амфиболов, хлоритизация и карбонатизация биотитов.

Кроме того, отмечено окварцевание вмещающих пород. Мощность кварцевых прожилков достигает 0,8 см.

Количественно-спектральным анализом выявлена зараженность кальцитизированных и слабо сульфидизированных хлорит-альбитовых пород (скв. 24п) полиметаллами (Zn=0.5-0.I%, Cu и Pb - 0,005).

Фация глубинности - гипабиссальная.

Гранитоиды охарактеризованных интрузивов можно отнести к гранодиорит-гранитовому и частично - габбро-плагиогранитному ряду формаций.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам В.С.Князева, А.М.Чарыгина, О.А.Шнипа (I962), В.С.Князева, А.Я.Крылова, Ю.И.Силина, О.А.Шнипа (I963), Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева (I970), Х.Р.Рахматуллаева, Ф.Аскарова (I97I).

92. З а п а д н о - К а с к ы р т а у с к и й ш т о к (закрытые территории) гранитоидный шток расположен в западном предгорье Каскыртау, между Букантауским и Алтынтауским массивами, среди сланцев докембрия.

Он не зафиксирован геофизическими методами, но подсечен скважиной № 9, вскрывающей контакт окварцованных сланцев с монолитным порфировидным биотитовым гранитом.

Шток сложен порфировидными биотитовыми гранитами, в которых фенокристаллы представлены плагиоклазом (0,7xI,5 см), микроклином (2V= -88-89°), кварцем (30%), биотитом и мусковитом (I,5%). Из акцессорных минералов обнаружены (г/т) апатит (3I6,5), циркон (8), магнетит (200), пирит (8), монацит, ксенотим, арсенопирит (ед.зн.).

Структура породы - порфировидная с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой основной массой.

Химический состав породы (вес.%):
SiO_2 = 73,30; TiO_2 =0,24; Al_2O_3 = I4,24; Fe_2O_3= 0,00 ; FeO =I,44; MgO =0,20; CaO=2,I6; Na_2O = 3,58; K_2O =3,82; H_2O^-=0,34; сумма = 99,32.

Содержание элементов-примесей в порфировидных биотитовых гранитах следующее (г/т): P_B=29 ; Th =27 Li =46; Rb=I40 ; Cs = 3.

В порфировидных биотитовых гранитах отмечены альбитизация по микроклину, хлоритизация по биотиту, серицитизация по плагиоклазу и т.д.

В приконтактовых окварцованных сланцах установлено высокое содержание цинка (0,05-0,1%) и небольшое меди и свинца (0,005).

Фация глубинности интрузива - гипабиссальная. Шток можно отнести к гранодиорит-гранитовому ряду формации.

Составил Х.Р.Рахматуллаев по материалам Х.Р.Рахматуллаева, И.Х.Хамрабаева (1970,1972), Р.А.Магдиева (1972), Х.Р. Рахматуллаева (1973).

Ж. ГИССАРСКИЙ ХРЕБЕТ И ЕГО ЮГО-ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ

Массивы мафитов и ультрамафитов

93. Кундаджуваэский массив расположен в юго-западном крыле Мачитлинской антиклинали, прослеживается вдоль одноименного разлома. Интрузив обнажается в виде отдельных выходов по двум протокам р.Кундаджуваз - вдоль речек Воджак и Чинар (Южный склон Гиссарского хребта).

С северо-востока на интрузив надвинуты карбонатно-песчано-сланцевые отложения C_I^{v-n}, с юго-запада массив тектонически контактирует с эффузивно-осадочной толщей C_2^b, в составе которой выделяются конгломераты, туфы кварцевых порфиров, туфобрекчии, лавы, андезитовые и диабазовые порфириты.

Геологический возраст считается (И.М.Исамухамедов и др., 1962-1973) послениижнекарбоновым, так как в габброидах массива отмечены ксенолиты осадочно-вулканической толщи C_I^{v-n}, а гальки серпентинитов, по данным Д.А.Рубанова, Г.Х.Исхакова, встречаются в конгломератах $C_2^{b_2-m}$.

В плане массив имеет вид слегка изогнутого, сильно вытянутого с северо-запада на юго-восток дайкообразного тела, длиной 4 км, шириной - до 300-350 м. Падение массива восточное под крутыми углами 60-70°. В бассейне Душак-сая отдельные его выходы имеют юго-западное падение под теми же углами. В юго-западном контакте серпентинитов обнажается штокообразное тело габбро. В верховьях Яккатут-сая (левый составляющий р.Ваджак) габбро прорывают серпентиниты и содержат их ксенолиты.

Преобладающую часть массива слагают серпентиниты. Несколько уступают им по площади развития габбро-диабазы, представляющие следующую фазу внедрения. Серпентиниты темно-зеленые или почти черные. По минералогическому составу они делятся (Султанов,1967) на хризотиловые (слагают почти весь массив), хризотил-антигоритовые (встречаются в юго-восточной и восточной частях) и антигоритовые (отдельные участки

в центре и на юго-востоке массива). Хризотиловые серпентиниты темно-зеленые, трещиноватые. Они состоят их хризотиловой разности серпентина, реже присутствуют зерна пироксена, реликты оливина, бастита, серпофита, хромита и магнетита. Редко встречаются прожилки асбеста и кальцита. Для хризотилового серпентинита характерна типичная петельчатая структура. Количественные соотношения минералов этой разности серпентинитов значительно варьируют (табл. I).

Таблица I

Количественно-минералогический состав серпентинитов (по М.С.Султанову, 1967)

Номер шлифа	Серпентин-хризотил	Пироксен	Реликты оливина	Бастит	Серпофит	Рудные минералы
2I	64,9	I0,9	3,9	3,0	2,8	I4,5
55	50,4	27,6	3,0	6,7	2,0	I0,3
46	34,I	32,5	3,2	I0,0	4,2	I6,0
Среднее	49,8	23,7	3,3	6,6	3,0	I3,6

Хризотил представлен двумя, реже тремя генерациями. Хризотил ранней генерации слагает ячейки петельчатой структуры, отличается зеленоватой окраской и сплошным строением. Хризотил более поздней генерации встречается в виде вытянутых линзочек и прожилков, секущих раннюю генерацию хризотила и бастита. Поздняя генерация хризотила представлена тонкими (0,I-0,2 мм) прожилками хризотил-асбеста с типичным поперечно-волокнистым строением.

Оливин почти полностью серпентизирован, изредка встречаются его реликты в серпентине.

Пироксен представлен авгитом ($C : N_g = 39\text{-}46^\circ$; $2V = 54\text{-}60^\circ$; $N_g - N_p = 0{,}024\text{-}0{,}028$; из 5 замеров) в виде мелких неправильных зерен (0,2-0,3 мм). По сравнению с оливином он более устойчив в отношении серпентинизации, поэтому на фоне измененных и замещенных серпентином мелких реликтов оливина крупные зерна пироксена создают впечатление порфировидной структуры породы.

Бастит развивается по пироксену. Его ксеноморфные зерна (0,2 - I,5 мм) иногда пересекаются прожилками бесцветного серпентина.

Серпофиты - плотные эмалевидные серпентины с нерезко выраженным строением. Встречаются в виде неправильно удлиненных зерен (до 2 мм).

Магнетит присутствует в виде изометричных зерен (до 0,5 мм). Образовался в процессе серпентинизации оливина и пироксена. Зерна магнетита располагаются цепочками вдоль трещин оливина, а в пироксене рудный минерал распределяется равномерно, редко по трещинам спайности.

Хромит в шлифе красный, полупрозрачный и представлен округлыми или октаэдрическими зернами размером до I,5 мм.

Шпинель присутствует в виде ксеноморфных бурых зерен, иногда окруженных каймой хлорита.

Хризотило-антигоритовые серпентиниты сложены хризотиловыми, антигоритовыми и баститовыми разностями серпентина; кроме того, присутствуют пироксен, хромит, магнетит и жилки кальцита с асбестом. Структура петельчатая с веерообразным строением антигорита. Хризотил образует тонкие волокнистые агрегаты желтовато-белого, реже зеленоватого цвета с восковым блеском.

Антигорит выполняет микротрещины в породе , реже наблюдаются скопления чешуек и веерообразные агрегаты.

Пироксен изменен и представлен мелкими ксеноморфными зернами авгита. Бастит и хромит представлены мелкими зернами. Магнетит развит в трещинах серпентина. Асбест отмечен в виде прожилки до I см. По окраске различаются светло-коричневая и светлая разности.

Антигоритовые серпентиниты сходны с хризотиловым и хризотило-антигоритовым серпентинитами, отличаются только по минералогическому составу и структуре. Для них характерны веерообразное и чешуйчатое строения. Основную массу слагает антигорит с редкими прожилками и скоплениями карбонатов. Антигорит встречается в виде сплошных чешуек (до 0,2 мм), веерообразных и волокнистых агрегатов.

Габбро обнажаются на левом склоне р.Ваджак и имеют форму вытянутого штока (I0 х 4 м). Сильно брекчированы, местами

на контакте с серпентинитами (юг, юго-западная часть тела) они частично серпентинизированы и имеют среднезернистое сложение, темно-зеленую окраску. Вблизи контакта (северо-восточная часть выхода) с карбонатно-песчанистыми отложениями C_I^{v-n} габбро приобретают мелкозернистый облик. Главные минералы габбро - плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, биотит; акцессорные - магнетит, апатит; вторичные - серпентин, скаполит, альбит, хлорит, эпидот. Структура породы - габбровая, в контактовой зоне - габбро-офитовая.

В некотором удалении от габбро-серпентинитовых тел (северо-восточнее) расположен крупный Мачитлинский гранитоидный массив. Многочисленные апофизы его прорывают габбро и серпентиниты. В связи с контактовым метаморфизмом под влиянием гранитоидов габбро имеют изменчивый минералогический состав (табл. 2).

Таблица 2

Количественно-минералогический состав габбро
(по М.С.Султанову, 1967; П.Д.Купченко, 1973)

№ шлифа	Плагиоклаз	Пироксен	Роговая обманка	Хлорит	Акцессорные
86	54,7	15,9	24,6	1,0	3,8
86/1	56,3	14,2	26,0	-	4,5
86/1	59,0	15,0	21,0	-	4,4
1038	53,9	16,1	25,3	-	4,7
1038б	56,0	14,8	24,9	-	4,3
1038в	57,7	13,9	21,3	2,1	3,7

Плагиоклаз (основной андезин - лабрадор; 42-58% Ан, $2V = -70 \div +86^0$; из 10 замеров) образует таблички (до 0,5 мм). Он интенсивно соссюритизирован, нередко по краям наблюдается альбитовая каемка.

Роговая обманка представлена обыкновенной и базальтической разностями (табл.3). Обыкновенная роговая обманка образует удлиненно-призматические кристаллы (до 3-5 мм) с ясной призматической спайностью. Она развивается по пироксену и затем замещается актинолитом и хлоритом; при этом образу-

ется и магнетит. Базальтическая роговая обманка обнаруживается в приконтактовой зоне габбро с серпентинитами; часто встречается в ассоциации с магнетитом.

Таблица 3

Результаты замеров оптических констант роговых обманок на федоровском столике (по М.С.Султанову, 1967; П.Д.Купченко, 1973)

№ шлифа	Угол $C:N_g$, град	$2V$, град	Плеохроизм, светопреломление			Двупреломление		Железистость	Примечание
			N_g	N_m	N_p				
3	18	-78	Зеленый	Желто-зелен.	Светло-зелен.				Обыкн. рогов. обманка
23а	20	-76	"	"	"				"
23д	22	-80	"	"	"				"
I	10	-52	Красно-коричн.	Коричн.	Коричнево-желтый				Базальтич. рог. обманка
II	9	-50	"	"	"				"
III	12	-54	"	"	"				"
253в	20	-76	Темно-зелен.	Зеленый	Светло-зелен.	0,022	50		Обыкн. рог. обманка
			1,683	1,673	1,661				
255г	16	-76	Темно-зелен.	Зеленый	Светло-зелен.				"
1038	21	-78	Темно-зелен.	Зеленый	Светло-зелен.	0,023	52		"
			1,686	1,673	1,663				
1038а	23	-80	Темно-зелен.	Зеленый	Светло-зелен.	0,024	51		"
			1,685	1,674	1,661				
1037б	20	-78	Темно-зелен.	Зеленый	Светло-зелен.	0,024	50		"
			1,683	1,670	1,659				

Пироксен представлен мелкими зернами диопсида, геденбергита и диопсид-геденбергита (табл.4); нередко по краям замещается роговой обманкой.

Таблица 4

Результаты замеров оптических констант пироксенов на федоровском столике (Купченко, 1973)

№ шлифа	C:N_g	2V, град.	Коэффициент преломления			N_g-N_p	Пироксен
			N_g	N_m	N_p		
253в	38	+56	I,694	I,672	I,663	0,03I	Диопсид
I037а	38	+65	I,694	I,67I	I,664	0,030	"
I038а	45	+58	I,709	I,706	I,682	0,027	Диопсид-геденбергит
I037а	47	+60	I,755	I,742	I,737	0,0I8	Геденбергит
I037б	48	+60	I,757	I,745	I,739	0,0I8	"
I038б	48	+60	I,758	I,747	I,740	0,0I8	"

Биотит в габбро присутствует в виде редких мелких чешуек и развивается по роговой обманке. Из вторичных минералов развиты хлорит и эпидот.

Сфен в габбро наблюдается в виде неправильных зерен, а апатит - редких игольчатых кристаллов.

По химическому составу серпентиниты Кундаджуваского массива (табл.5) относительно близки к гарцбургитам или являются промежуточными между ними и лерцолитами (по Р.О. Дэли, I936). Для серпентинитов характерно малое содержание щелочей (натрий - 0,II%, калий - 0,02), глинозема (2,7I), титана (0,I7), высокое - магния (35,6I), трехокиси железа (6,30%).

Габбро интрузива очень близки к кварцевому габбро (по Р.О.Дэли) и отличаются большим содержанием фемических минералов, щелочных алюмосиликатов и меньшим - анортитовой молекулы.

По данным Ш.Э.Эргашева, в серпентинитах присутствуют никель (0,2%), кобальт (0,0I) и хром (0,3%). Отмечена примесь бария, стронция, скандия, галлия, бериллия, циркония, иттрия, иттербия и др.

Таблица 5

Усредненный химический состав главных типов пород массива (по Султанову, 1967; Купченко, 1973)

Порода, кол-во анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Серпентиниты (ср. из 11 проб)	38,15	0,17	2,71	6,30	2,66	0,02	35,61
Габбро (1 проба)	50,08	2,45	14,48	3,64	8,58	0,24	4,75

Продолжение табл. 5

Порода, кол-во анализов	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Ппп	S	Сумма
Серпентиниты (ср. из 11 проб)	1,47	0,11	0,02	0,01	12,76	0,01	100,00
Габбро (1 проба)	6,65	4,30	0,82	0,06	3,28	0,06	99,39

Титан в серпентинитах образует самостоятельные минералы (титаномагнетит, лейкоксен, сфен, рутил) и входит как примесь в пироксены и хромит, изоморфно замещая железо и хром.

Хром в основной массе связан с хромитом, а в незначительных количествах (как изоморфная примесь) входит в состав пироксенов, серпентина и магнетита.

Никель в серпентинитах присутствует в виде самостоятельного минерала - миллерита и в виде изоморфной примеси в пирите, оливине, пироксенах и серпентине. Самостоятельных минералов кобальта в породе не установлено. Как и никель, он входит в состав пирита и железо-магнезиальных силикатов.

Медь связана с сульфидными компонентами породы.

Контактовое изменение пород выражено в том, что в северной части Кундаджувазского интрузива, вблизи габбро-диабазов, в серпентинитах, вместо хромита, шпинели и хромпикотита развиты магнетит, титаномагнетит и сфен. Ассоциация этих минералов показывает, что такие серпентиниты образовались в

процессе серпентинизации габбро-диабазов. В контакте с нижнекарбоновыми образованиями габброиды переходят в тонкозернистые разности - габбро-диабазы. Апофизы Мачитлинского гранитоидного массива прорывают габбро-серпентинитовые тела Кундаджувазского массива. В результате основные породы подвергались контактовому метаморфизму и местами превратились в более кислые породы, соответствующие до некоторой степени кварцевому габбро.

Серпентиниты Кундаджувазского массива асбестоносные. Скопления его, которые могли бы иметь практическое значение, впервые отмечены в 1947 г. С.Е.Прянишниковым и Е.А. Рейман.

По Б.Ф.Василевскому (1963), в пределах зоны асбестизации массива расположено проявление сульфидного никеля.

Миллерит, основной минерал никеля, в серпентинитах встречается в виде тонких игловидных кристаллов (0,01 мм и мельче) и редко пластинчатых выделений (0,01 мм). Он образует редкую вкрапленность в шнуровидных прожилках серпентина, серпофите, в котором иногда наблюдаются прожилковидные выделения.

Никелин тесно ассоциирует с миллеритом и представляет мельчайшую (до 0,002 мм) вкрапленность зерен. В зоне развития миллеритовой минерализации содержание никеля не превышает 0,2%. Б.Ф.Василевский считает, что минерализация связана с гидротермальной обработкой серпентинита и никель мобилизован из самих серпентинитов. Масштабы минерализации незначительны и представляют лишь минералогический интерес.

Пирит встречается в отальцованных разностях серпентинитов и образует густую вкрапленность неправильных (до 1 мм), иногда идиоморфных зерен (0,2 мм).

Хромит представлен наиболее распространенным минералом и составляет 2-3% от всей массы породы. Он образует вкрапленность неправильных, часто корродированных реликтовых зерен (0,2-0,3 мм). Часто хромит встречается вместе с бурой шпинелью.

Магнетит в серпентинитах представлен магматогенным и гидротермальным генетическими типами. Наиболее часто встре-

чается первая генетическая разновидность, образующая равномерную вкрапленность мелких неправильных зерен. Распространенность примерно такая же, как и у хромита. Второй тип представлен тонкими прожилками, секущими серпентиниты.

Гематит присутствует в серпентинитах в виде неправильных зерен, равномерно рассеянных в породе. Редко образует тонкие жилкообразные выделения. В оталькованных серпентинитах и тальке встречаются мельчайшие изометричные его выделения.

Темно-коричневая и красновато-бурая шпинель встречается сравнительно редко и образует вкрапленность (0,I-0,0I мм) как в серпентините, так и в хромите.

Геофизики Джизакской экспедиции обнаружили несколько магнитных аномалий на площади массива. Они интерпретированы как залежи пирротиновых руд на глубине порядка 30 м.

Глубины формирования и эррозионного среза массива не известны.

Массив относится к габбро-гипербазитовой формации.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М.Исамухамедова, Б.Ф.Василевского, П.Д.Купченко, М.С.Султанова, В.В.Баранова и др.

Массивы гранитоидов

94. Гиссарский плутон расположен в осевой части Гиссарского хребта и простирается в широтном направлении от бассейна р.Танхаз, Тамшуш до района поселка Комсомолабад (ТаджССР). Восточная часть плутона находится на территории Таджикской ССР и детально охарактеризована в работах А.Т.Тарасенко (I946-I959), Р.Б.Баратова (I946-I970), А.Х.Хасанова (I960-I968) и др. Западная часть изучена недостаточно и описана разными исследователями под различным названием. Так, Е.М.Головин на территории плутона выделял Шатрутский, Тамшушский и другие массивы, в которых породы сгруппированы по типам и названы по месту развития. Г.С.Чикрызов западную оконечность плутона назвал Танхазыдарьинским массивом и описал породы по комплексам, а П.Н. Подкопаев, И.М.Исамухамедов и др. - по фазам интрузивной деятельности.

Вмещающие породы плутона - образования докембрийского метаморфического комплекса, силура, среднего палеозоя, нижнего и среднего карбона.

Послесреднекарбоновый геологический возраст плутона определяется прорыванием гранитоидами метаморфического комплекса докембрия, отложений силура, среднего палеозоя и осадочно-вулканогенных образований среднего карбона.

Абсолютный возраст массива варьирует от 274 ± 10 млн. лет до 323 млн.лет (табл.I), что соответствует интервалу времени от C_2 до P_1.

Длина его почти 200 км, наибольшая ширина 40 км.

Породы Гиссарского плутона сформировались в четыре последовательные фазы герцинского магматического цикла, в которые образовались габбро, кварцевые диориты, граниты и аляскиты. По данным Т.Н.Далимова и В.И.Айзенштата (1971), в басс. р.Сутушар и Тамшуш установлена следующая последовательность образования пород: габбро, габбродиориты (I фаза), кварцевые диориты (II), гнейсированные гранодиориты (III), порфировидные биотит-роговообманковые граниты (IУ), граносиениты, порфировидные (У), аплитовидные граниты (УI фаза).

Вероятно, самостоятельными образованиями являются пироксениты, обнажающиеся в среднем течении р.Тумшуш.

Габбро (I фаза) встречается в виде многочисленных блок-ксенолитов в кварцевых диоритах, реже - в форме небольших даек и штоков в осадочно-метаморфической толще (верховья р. Танхазыдарья, правые притоки р.Туподанг, Шатрут, Тамшуш и др.). Г.С.Чикрызов, П.Н.Подкопаев и др. принимали их за метаморфизованные сланцевые ксенолиты. Однако в ряде случаев отмечен интрузивный контакт этих пород со сланцами. По р.Гава (левый приток р.Тамшуш) ряд дайкообразных тел габбро прорывает отложения среднего палеозоя и метаморфическую толщу докембрия (рр.Туподанг, Шатрут, Тамшуш).

Вещественный состав габброидов еще недостаточно изучен. По данным И.М.Исамухамедова (1962, 1965), они имеют темно-серую окраску, равномернозернистую структуру. В ксенолитах и краевых частях крупных блоков появляется биотит, кварц

Таблица I

Результаты определения абсолютного возраста пород и минералов Гиссарского плутона

№ пробы	Порода и минерал	Место взятия пробы	Возраст млн. лет	Соответст. индексы по шк. 1964г.	Автор
I	2	3	4	5	6
786	Биотит из кварцевого диорита	р.Варзоб, сай	310±10	C_2	Р.Б.Баратов, 1966, лаб.ИГ АН ТаджССР
870	Биотит из кварцевого диорита	р.Зидды, Ходжа, Санг-Хок	301±9	C_{2-3}	"
110	Валовая проба из биотит-роговообманковых гранитов	р.Варзоб, сай Кулон	283±6	C_3	"
111	Биотит из биотит-роговообманковых гранитов	р.Варзоб, сай Гушары	275±12	C_3-P_I	"
790а	- " -	р.Варзоб, сай, верхнее течение	274±10	C_3-P_I	"
637	- " -	р.Кафирниган, сай Явроз	290±9	C_3	"
750	- " -	р.Кафирниган, Явроз, скв.9, интервал 88-88,5 м	300±9	C_{2-3}	"
2034	Биотит из биотитовых гранитов	р.Туполанг	312	C_2	И.М.Иса-мухамедов, П.Д. Купченко, 1965
501	Биотит из порфировидных биотитовых гранитов	р.Варзоб, среднее течение	311±2	C_2	Р.Б.Баратов, 1965
757	- " -	р.Варзоб (Такоб), скв.204, инт.29, 33-83,95 м.	315-9	C_2	"

Продолжение табл. I

I	2	3	4	5	6
793	Биотит из порфировидных биотитовых гранитов	скв.297, инт. 209-250	3I5±9	C_2	Р.Б.Баратов, I965
240	Микроклин из аплитовидн.биотитов.гранитов	р.Варзоб (Такоб), низовья	283±8	C_3-P_I	"
	Валовая проба из порфировидных гранитов	Гиссарский батолит	3II	C_2	И.М.Исамухамедов, П.Д.Купченко, I965
	- " -	"	3I2	C_2	"
	- " -	"	323	C_2	"

и калишпат. Центральные части крупных ксенолитов габбро по составу близки к роговообманковым габбро, а краевые - к диоритам и кварцевым диоритам.

Состав габброидов непостоянный. Содержание плагиоклаза I2-36%; пироксена и роговой обманки I2,0-60,0; биотита 2,I-37,7; калишпата до 6,6; кварца I,I%. Акцессорные - апатит, циркон, сфен, титаномагнетит, магнетит. Вторичные - хлорит, эпидот, кальцит и скаполит. Структура породы габбровая.

Плагиоклазы сильно разложены, корродированы, нередко включены в роговую обманку. По составу они, по данным замеров П.Д.Купченко и И.М.Исамухамедова на федоровском столике, соответствуют лабрадору (50-58% Ан).

Роговая обманка обыкновенная ($C:N_g=2I^o$, $2V=+84^o$, шл.309), плеохроирует в зеленых тонах, с краев и по трещинам частично замещена хлоритом и биотитом. Встречаются зерна уралитовой роговой обманки с реликтами пироксена. Местами наблюдается волокнистый актинолит.

Кварцевые диориты постепенно переходят в плагиогранить. Наиболее контаминированные (обломками сланцев и амфиболитов) их разности отвечают кварцевым диоритам, менее гибридизированные - плагиогранитам.

Пространственно породы тяготеют к краевой части плутона и располагаются в виде ряда обособленных выходов в породах последующих интрузивных фаз по р.Туполанг и ее притокам.

Количественно-минералогический состав кварцевых диоритов также изменчив: плагиоклаз 45,3-6I,0%; пироксен и роговая обманка 26,2-3I,0; кварц 8,3-I4,7; калишпат до 0,5; биотит до II,4%. Акцессорные - апатит, циркон, сфен, магнетит, титаномагнетит, вторичные - хлорит, эпидот. Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз зонален, по составу близок к основному андезину (46-50% Ан). Роговая обманка обыкновенная, иногда вторичная по пироксену, нередко частично замещена лучистым актинолитом, биотитом и хлоритом.

Промежуточные между кварцевыми диоритами и плагиогранитами породы, развитые по левобережью Адтушгар (приток р. Туполанг), были названы Н.П.Подкопаевым тоналитами.

По составу плагиоклазы (50% Ан) в тоналитах соответствуют андезину - лабрадору.

Роговая обманка в тоналитах обыкновенная, зеленая. Отмечается уралитовая роговая обманка с реликтами пироксена.

Тоналиты, вследствие гибридного происхождения, содержат значительное количество кварца (Исамухамедов, I965).

Плагиограниты и переходные к гранодиоритам разности слагают значительную часть Гиссарского плутона. По Р.Б.Баратову, И.В.Мушкину (I966), в восточной части массива плагиограниты относятся к C_I (габбро-плагиогранитная формация). По И.М.Исамухамедову, они тяготеют к участкам с относительно меньшим количеством габбровых и сланцевых ксенолитов.

Плагиограниты состоят из плагиоклаза (38,5-52,6%), кварца (32,5-44,5), биотита (2,2-II,5), роговой обманки (9,0 - I2,6), калишпата (до 3%). Акцессорные - апатит, циркон, сфен, ильменит, титаномагнетит, магнетит.

Структура - гипидиоморфнозернистая, местами катакластическая.

Плагиоклазы интенсивно изменены и по составу отвечают андезину (37-43% Ан). Роговая обманка обыкновенная, замещена биотитом, хлоритом. Биотит сильно хлоритизирован.

Граниты наиболее распространены и слагают около 70% площади плутона. Они представлены крупнозернистыми порфировидными биотитовыми разностями, переходящими в зонах закалки в мелкозернистые граниты, а в контакте со сланцами и породами предыдущих фаз - в гранодиориты. Граниты имеют рвущие контакты со сланцами и содержат многочисленные их ксенолиты (по рр. Туполанг, Шатрут, Тамшуш, Ойбексу).

На севере и юге плутона порфировидные граниты и гранодиориты прорывают метаморфическую толщу верхнего силура и среднего палеозоя. Местами (по притокам рр.Шатрут, Газнова и Чашма-Хайдороз) граниты образуют апофизы в метаморфической толще, сложенные кварцевыми и роговообманковыми сиенитами. В центральной части плутона, где почти отсутствуют ксенолиты боковых пород, граниты переходят в лейкограниты и аляскиты. Гранитоиды состоят из плагиоклаза, калишпата, кварца, биотита, роговой обманки, акцессорных - апатита, циркона, магнетита, сфена, титаномагнетита, вторичных - хлорита, минералов группы эпидота, кальцита и мусковита. Структура гранитоидов - гипидиоморфнозернистая, в контакте с вмещающими породами - аллотриоморфнозернистая.

Полевые шпаты сильно разложены и представлены микроклин-пертитом, олигоклаз-альбитом и альбитом (6-13% Ан). Биотит интенсивно хлоритизирован и на отдельных участках замещен мусковитом. Роговая обманка встречается либо вблизи контакта с кварцевыми диоритами, либо в апофизах гранитов. Результаты химических анализов породообразующих минералов приведены в табл.2.

Аляскиты встречаются повсеместно, а в западной части плутона в бассейнах р.Туполанг и Танхазы-дарьи присутствуют в виде крутопадающих даек (мощность от нескольких до десятков метров) и небольших штоков (площадь в несколько сот кв. метров, иногда в несколько километров). Эти тела сложены тонкозернистыми (аплитовидные) гранитами, переходящими в наиболее глубоко эродированных участках в аляскиты. В них встречаются ксенолиты предыдущей интрузивной фазы, обломки слюдяных сланцев, вблизи которых граниты переходят в гранодиориты.

Таблица 2

Средний химический состав породообразующих минералов гранитоидов бассейна р.Сутушар - западной части Гиссарского плутона (по Далимову, 1972)

Компонент	Минералы и кол-во анализов				
	пироксен: из диоритов (1)	амфиболы: из гранодиоритов (6)	биотиты: из гранитов (II)	калинатровые полевые шпаты: из гранитов (6)	магнетиты из гранитов (2)
SiO_2	46,00	42,30	34,01	62,48	0,38
TiO_2	1,18	1,42	2,51	Не обн.	Не обн.
Al_2O_3	5,82	13,42	18,12	21,27	0,95
Fe_2O_3	3,56	7,28	8,87	0,21	67,90
FeO	7,92	16,14	16,63	0,21	24,27
MnO	0,15	0,31	0,24	Не обн.	Не обн.
MgO	13,60	8,24	6,07	0,32	0,41
CaO	20,44	10,52	2,45	3,85	1,65
Na_2O	0,90	1,20	0,77	4,71	0,39
K_2O	Не обн.	0,79	5,70	5,34	0,09
P_2O_5	-"-	0,01	0,04	0,01	Не обн.
CO_2	-"-	Не обн.	0,24	Не обн.	-"-
H_2O	0,10	0,38	0,41	-"-	-"-
п.п.п.	Не обн.	1,33	2,37	-"-	-"-
F	0,165	0,07	0,13	Не опр.	Не опр.
f	46,04	73,97	80,77	56,75	99,55
m	54,40	33,79	26,74	60,37	1,66
t	4,60	5,44	9,86	0,0	0,0

По количественно-минералогическому составу породы отвечают гранитам и аляскитам. В них плагиоклаза 16,7-25,0%; калишпата 42,4-55,4; кварца 20,8-30,0; биотита 2,6-6,6; мусковита 0,5%. Акцессорные - апатит, циркон, магнетит и вторичные - альбит, хлорит, мусковит. Структура породы - гипидиоморфнозернистая, в зонах закалки-аллотриоморфная.

По составу плагиоклазы соответствуют альбиту, по краям и трещинам замещаются мусковитом. Биотит хлоритизирован и мусковитизирован.

Химический состав основных типов пород представлен в табл. 3.

Таблица 3

Химический состав пород Гиссарского плутона (по Подкопаеву,1949; Исамухамедову,Купченко,1964,1965)

Компонент	Габбро (1)	Габбро-диорит (1)	Гибридизир. диорит (1)	Кварцевые диориты (2)	Грано-диориты (2)	Граниты (3)	Аляскитоидный гранит (2)	Гибридизированные аляскиты (1)
SiO_2	41,95	58,50	52,60	59,28	66,74	70,12	73,07	73,52
TiO	1,20	0,48	0,62	0,68	0,74	0,33	0,18	0,10
Al_2O_3	15,64	14,79	24,04	16,52	15,51	13,72	13,55	13,93
Fe_2O_3	2,51	3,09	2,84	2,28	3,27	1,65	0,78	1,30
FeO	6,75	6,89	3,97	6,10	2,48	2,05	1,02	1,00
MnO	0,19	0,07	0,08	0,11	0,04	0,06	0,07	0,05
MgO	10,05	4,54	2,90	3,25	1,55	1,03	0,33	0,70
CaO	11,95	7,40	7,00	5,25	3,36	2,18	1,10	2,10
Na_2O	1,25	1,80	3,82	2,79	3,47	4,40	3,57	3,97
K_2O	2,27	0,67	3,64	1,81	2,07	3,45	5,42	2,98
P_2O_5	0,23	0,61	0,27	0,10	0,01	0,31	0,05	0,02
SO_3	0,22	0,22	0,02	0,08	0,02	0,07	-	0,02
H_2O	2,99	-	-	0,09	0,03	-	0,08	-
п.п.п.	3,33	-	1,10	1,68	0,28	0,28	0,68	-
Сумма	100,53	100,65	101,06	100,02	99,54	99,68	99,-	100,18

Примечание. В скобках - количество анализов.

По полуколичественным спектральным данным (Исамухамедов и др., 1964), в габброидах плутона встречаются барий, стронций, марганец, ванадий, титан, хром, медь, свинец,цинк, никель, кобальт, бериллий, иттрий, иттербий, цирконий, галлий, скандий.

По И.М.Исамухамедову (1962,1965), в эндоконтакте гранитоидов со сланцами отмечена полоса гибридных пород, представленных диоритами, габбродиоритами, сменяющимися к центру

более кислыми разностями. По данным Т.Н.Далимова (1971), эндоконтактовые изменения выражаются в образовании широкой зоны (200-250 м) гнейсированных пород и в процессах калишпатизации.

Пространственно и близко по возрасту с Гиссарским плутоном ассоциируют месторождения и проявления скарново-редкометальной и грейзеновой формаций.

Породы плутона сформировались в условиях мезоабиссальной фации.

Образования плутона относятся к диорит-гранитной формации.

Составили Т.Т.Шарипов, Т.Н.Далимов по материалам И.М. Исамухамедова, П.Д.Купченко, Т.А.Карасевой, Р.Б.Баратова, Т.Н.Далимова.

95. О б и з а р а н г с к и й м а с с и в расположен в истоках р.Обизаранг, вблизи восточной границы Узбекистана с Таджикистаном и объединяет два интрузивных выхода. Первый расположен в верховье правого составляющего р. Обизаранг (площадь 0,6 км^2), второй обнажается в 400 м ниже первого (площадь около 2 км^2).

Возраст массива условно верхнекарбоновый.

В составе пород массива установлены амфиболо-биотитовые кварцевые диориты, биотитовые граниты, аляскиты.

Амфибол-биотитовые кварцевые диориты состоят из плагиоклаза (35-43%), амфибола (13-15), биотита (4-10), кварца (17-21), микроклина (5-10). Акцессорные (1-2%) - апатит, магнетит и сфен; вторичные - хлорит, минералы группы эпидота, альбит и лейкоксен.

Биотитовые граниты слагают бо́льшую часть массива и представлены брекчированными и милонитизированными лейкократовыми крупнозернистыми гранитами.

Они состоят из плагиоклаза (21-24%), микроклин-пертита (34-38), биотита (0,4-1,1%). Акцессорные - апатит, циркон, магнетит и вторичные - хлорит, мусковит и окислы железа. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, местами милонитовая.

Аляскиты представлены мелкозернистыми породами, образующими в крупнозернистых гранитах дайкообразное тело северо-западного простирания, мощностью в 130 м. С северо-востока оно прорывает диабазы, с юго-запада имеет интрузивный контакт с крупнозернистыми гранитами. В дайке аляскитовых гранитов встречаются ксенолиты крупнозернистых гранит и редкие метаморфизованные обломки диабазов. Аляскиты состоят из плагиоклаза (27-35%), микроклин-пертит (27-33), кварца (32-34), биотита (2-2,3%). Акцессорные - циркон, апатит и вторичные - мусковит и хлорит. Структура аляскитов - гипидиоморфнозернистая.

Химический состав пород (П.Д.Купченко, В.Е.Головин)

Окисел	Вес. %		
	кварц. диорит (2 ан.)	биотит. гранит (2ан.)	аляскит (2 ан.)
SiO_2	37,59	74,81	75,20
TiO_2	2,0	0,14	0,12
Al_2O_3	12,66	12,63	13,16
Fe_2O_3	4,57	0,59	0,58
FeO	20,98	0,75	1,59
MnO	0,45		0,04
MgO	6,05	0,44	0,27
CaO	7,99	1,37	0,84
Na_2O	1,81	3,66	3,29
K_2O	1,6	3,54	3,68
H_2O	1,76	0,62	0,04
P_2O_5	0,32	0,22	0,02
п.п.п.	1,0	—	—
CO_2	1,25	—	—
F	0,06		—
S	0,09	—	—
С у м м а	100,10	100,29	99,60

Пегматиты Обизарангского массива крупнозернистые (до 2 см), состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола, обогащены сфеном, монацитом, пиритом и халькопиритом.

Плагиоклаз - зональный - в кварцевых диоритах (8 замеров) представлен андезином (47-28% Ан), $-2V = 76-84^{\circ}$; $\Delta = 0{,}25-1$; в гранитах (7 замеров) альбитом (2-6% Ан), $2V$ от $+76$ до -84°; $\Delta = 0{,}25-0{,}5$; в аляскитах (8 замеров) альбитом (1-3% Ан); $2V =$ от -80° до $+86^{\circ}$; $\Delta = 0{,}5-0{,}75$ (Купченко, 1973).

Калишпат в диоритах представлен решетчатым и нерешетчатым микроклин-пертитом и характеризуется следующими оптическими свойствами: $\angle Nm : P1\ [001] = 5-16^{\circ}$, $-2V = 60-72$ (29 замеров).

В гранитах присутствует ортоклаз и микроклин с $\angle Nm : P1[001] = 3-15^{\circ}$, чаще $8-12^{\circ}$; $-2V = 62-84^{\circ}$, чаще $62-70^{\circ}$ (8 замеров).

Амфибол представлен бурой (?) роговой обманкой: $c : Ng = 16-23^{\circ}$; $-2V = 72-78^{\circ}$; $Ng = 1{,}677-1{,}686$; $Nm = 1{,}667-1{,}676$; $Np = 1{,}642-1{,}662$; $f_{опт} = 44-53\%$ (Купченко, 1973).

Биотит плеохроирует в бурых тонах, часто развит по амфиболу. $Ng = 1{,}668$, $f_{опт} = 70\%$. Принадлежит к флогопит-аннитовому ряду.

Химический состав биотита из кварцевых диоритов (вес.%): $SiO_2 = 33{,}4$; $TiO_2 = 3{,}5$; $Al_2O_3 = 15{,}3$; $Fe_2O_3 = 5{,}6$; $FeO = 21{,}27$; $MnO = 0{,}4$; $MgO = 5{,}74$; $CaO = 4{,}35$; $Na_2O = 0{,}42$; $K_2O = 3$; $H_2O = 1{,}96$; $P_2O_5 = 0{,}14$; п.п.п. $= 5{,}02$, *сумма* $= 99{,}10$ (Купченко, 1973).

Массив относится к кварцдиорит-гранит-аляскитовой формации.

Составила Ф.И.Садыкова по материалам П.Д.Купченко, И.М. Исамухамедова, Б.Ф.Василевского, В.Е.Головина.

96. Мачитлинский интрузив расположен в центральной части Мачитлинских гор (южный склон Гиссарского хребта). Он вытянут в широтном направлении, параллельно осевой части хребта, на 18 км при ширине 5-6 км. Площадь выходов массива на современном эрозионном срезе -

97 км^2. Приурочен к ядру одноименной антиклинали и прорывает отложения условно докембрия и нижнего палеозоя. Верхний возрастной предел массива не установлен.

Радиологический возраст пород - верхнекарбоновый (калий - аргоновый метод по биотитам , 2 опр. ИГЕМ, И.М.Исамухамедов, 1965) : 287 ± 27 млн.лет.

В пределах массива установлены кварцевые диориты, гранодиориты и граниты (преобладают).

Кварцевые диориты * присутствуют в виде ксенолитов в биотитовых гранитах (контактовая зона).

Они состоят из плагиоклаза (51,2-69,3%), кварца (2,9-17,6), калишпата (0,8-1,6), биотита (2,4-17,6), амфибола (6,2-21,2), апатита, циркона и рудных минералов (0,2-0,8%).

Гранодиориты - средне- и крупнозернистые, с порфировидной структурой. В фенокристаллах - плагиоклаз и микроклин-пертит. Количественно-минералогический состав пород: плагиоклаз 30-50%, калишпат 24, кварц 25, биотит 10, акцессорные 1%

Граниты - средне- и крупнозернистые, с гипидиоморфной, местами порфировидной, структурой. Состоят из кварца (28,1%), плагиоклаза (44), калишпата (20,6), биотита (4,4), роговой обманки (5,2%). Акцессорные минералы - апатит (0,1%),циркон (0,3), рутил (0,1); рудные и вторичные (0,6%).

Жильные породы представлены аплитами и пегматитами.

Количественно-минералогический состав аплитов (%):плагиоклаз 24,9-30,4 ; калишпат 32,5-36,4; кварц 30-67,1; биотит 1,4-1,8. Акцессорные (0,1-0,2) - апатит, циркон, сфен, пирит и магнетит. Структура их - гипидиоморфнозернистая, порфировидная.

Пегматиты в интрузиве встречаются редко, образуют маломощные жилы и линзы; сложены полевым шпатом,кварцем,биотитом, мусковитом, апатитом, цирконом, реже ортитом. Маломощные жилы пегматита однородны, в более мощных телах и раздувах зональны.

Химический состав пород массива меняется от аляскитов до кварцевых диоритов (таблица).

---

* Габброиды массива здесь не описаны.

Результаты химического анализа пород Мачитлинского интрузива

Окисел	Кварц. диорит (6 ан.)	Гранит (5 ан.)	Гранодиорит (4 ан.)	Гранит-аплит (3 ан.)	Сиенит (3 ан)	Аплитовидный гранит (2 ан.)
SiO_2	61,20	70,0	64,50	75,80	62,96	73,90
TiO_2	0,43	0,50	0,36	0,02	0,28	0,17
Al_2O_3	18,07	15,20	16,30	13,10	15,05	12,70
Fe_2O_3	2,24	0,80	2,34	0,20	1,06	0,94
FeO	2,80	2,10	2,60	0,44	2,65	1,57
MnO	0,05	0,05	0,07	0,45	0,35	0,69
MgO	2,38	2,60	1,20	0,52	1,12	1,40
CaO	5,18	4,30	5,00	4,1	3,88	4,16
Na_2O	3,12	3,00	3,50	5,3	7,00	2,34
K_2O	1,64	0,30	2,70	-	-	1,20
H_2O	0,76	0,30	-	0,2	0,08	0,42
п.п.п.	0,35	0,80	0,20	0,2	1,88	1,00
P_2O_5	0,45	0,20	1,30	-	-	-
CO_2	0,51	сл.	-	0,03	0,03	0,01
Сумма	100,23	100,70	100	100,36	96,34	100,50

Средний состав пород близок к гранитам и по мере увеличения контаминированности повышается содержание CaO, K_2O, Al_2O_3, отчасти Fe_2O_3, FeO, MgO и значительно уменьшается количество Na_2O, SiO_2.

Плагиоклаз. Зонален лишь в апикальных и приконтактовых частях. Состав и оптические свойства: 0-8% Ан, $+2V=70-80^{\circ}$, $\Delta=0-1$. Двойники по $I(010)$ и [001]. В гибридных породах основность плагиоклаза достигает 23-43% Ан. В средних частях массива и его глубинных срезах $\Delta=0,75-1$, а в эндоконтактовых зонах $\Delta=0,25-0,5$; $-2V=72-80^{\circ}$.

Калишпат - решетчатый и нерешетчатый микроклин-пертит, реже ортоклаз. Состав: $Or_{70}Ab_{30}$; $\angle Nm : P\perp[001]=7-17^{\circ}$, $-2V=60-80^{\circ}$, чаще $72-80^{\circ}$. В ортоклазах 0-20%Ав, $-2V=60-70^{\circ}$,

Δ_p= 0,5. Промежуточный ортоклаз встречается обычно в эндоконтактовых и апикальных частях массива.

Биотит плеохроирует в бурых тонах, относится к аннит-флогопитовому ряду (аннита - от 53% до 75-78). N_g =I,648-I,670; $f_{опт}$ = 54-7I%.

Роговая обманка встречается в виде призматических и таблитчатых кристаллов иногда с реликтами пироксена (диопсид-геденбергит): $C: N_g$ =I5-I8°, $-2V$ =64°. Плеохроизм темно-зеленый (N_g) до светло-зеленого (N_m) и желтовато-зеленого (N_p). Содержание роговой обманки возрастает от 2,4% в порфировидных гранитах(вес.%,пр. III, данные Купченко, I973) до 6,2% в гранодиоритах. Химический состав роговой обманки приведен ниже.

SiO_2 = 37,62, TiO_2=2,4, Al_2O_3= I2,27
Fe_2O_3 = 6,89, FeO = I5,59, MnO = 0,43
MgO =I0,I0 CaO = 7,0I, Na_2O=I,22,
K_2O =I,08, H_2O = I,78, P_2O_5= 0,37,
п.п.п. =2,I8, CO_2 = I,59, SO_3 =0,07,
сумма =I00,53, f = 50,9.

Светоопределение по N_g варьирует в пределах I,698-I,7.

Среднее содержание акцессорных минералов в породах Мачитлинского интрузива из кварц-диорит-гранитовой формации (3 пробы) следующее (г/т): апатит 20-I20, циркон 5I, сфен I4-I8, анатаз I0, ортит 64-262, магнетит II4I-4464, пирит 2,3-2,4.

Гранодиорит-гранитовая формация содержит (среднее из 7 проб, г/т): апатит I0-II2, циркон 50-408, сфен 0-8, анатаз 0-3, рутил 0-4, гранат 0-44, ортит I9,4-84, магнетит 478-768 (Купченко, I973).

В эндоконтактовых зонах граниты переходят в гранодиориты с обилием ксенолитов сланцев. Структура пород у контактов мелкозернистая, текстура гнейсовидная.

При внедрении гранитоидов вмещающие породы сильно деформировались, смялись в складки; при этом образовались кварц-роговообманковые и кварц-эпидотовые роговики.

Автометаморфические изменения выразились в альбитизации, серицитизации, хлоритизации, частичной мусковитизации .

Становление интрузива происходило на глубине 3-3,5 км.

Массив относится к гранодиорит-гранит-аляскитовой формации.

Составила Ф.Садыкова по материалам П.Д.Купченко, М.С. Султанова, И.М.Исамухамедова, Б.Ф.Василевского.

97. Туполангский и Маляндский интрузивы. Туполангский гранитоидный интрузив расположен на южном склоне Гиссарского хребта в среднем течении р.Туполанг и устье его притоков Кштут и Чош, а относящийся к нему Маляндский - в верховьях одноименной реки и отделен от него отложениями мезо-кайнозоя.

Вмещающие породы представлены кварц-полевошпатовыми слюдяными, амфиболовыми филлитовидными сланцами нижнего палеозоя мощностью 1090 м и мраморизованными известняками и диабазами верхненамюрского возраста. Абсолютный возраст пород, определенный по биотиту калий-аргоновым методом (в лаборатории абсолютного возраста ВСЕГЕИ, г.Ленинград и ИГЕМ, г.Москва), равен 317-323±10 млн.лет.

Туполангский интрузив расположен в южном крыле раннегерцинской Центрально-Гиссарской антиклинали широтного простирания.

В плане он имеет неправильную форму и вытянут в широтном направлении, согласно основной тектонической структуре района. Общая площадь - около 115 км^2. Контакт с вмещающими породами интрузивный. Северная плоскость контакта (с крутыми углами падения 75-90°) направлена в сторону боковых пород, южная - пологая, с зонами гранитизации и мигматизации.

В пределах массива установлены гранитоиды двух фаз герцинского магматического цикла. По И.М.Исамухамедову и др. (1964,1967), они соответствуют продуктам третьей и четвертой фаз интрузии.

Породы третьей фазы представлены порфировидными крупнозернистыми гранитами, гранодиоритами. Они состоят из плагиоклаза (I0% Ан) - 30-40%, кварца - 25-40, калишпата ($Ор_{60-70}$, $Аб_{30-40}$) - 24-40, коричневого биотита ($N_g = N_m = 1,67$; $f = 63\%$) - 3-I0%, акцессорных - апатита, циркона, монацита, ильменита, сфена, рутила, лейкоксена, ортита. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Четвертая фаза - мелко- и среднезернистые граниты с аллотриоморфной и гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят из плагиоклаза (7-8% Ан) - 40-50%, кварца - 20-35, калишпата ($Ор_{70-80}$ $Аб_{20-30}$) - I5-20, бурого и коричневого биотита ($N_g = N_m = 1,64$; $f = 58\%$) - 5-7%, акцессорных минералов (0,5-0,7%) - апатита, циркона, сфена, лейкоксена, ильменорутила, пирита. Химический состав слюд из гранитоидов приведен в таблице.

С каждой фазой генетически связаны дайки аплитов и пегматитов. Встречены единичные дайки лампрофиров (керсантиты), диабазовых порфиритов.

Химический состав пород массива колеблется от аляскитов до кварцевых диоритов в зависимости от степени контаминации магмы материалом вмещающих пород. Средний (из 9 ан.) состав крупнозернистых порфировидных гранитов, близок к гранитам всех периодов Р.Дэли. Отличается в основном пересыщенностью глиноземом и значительным избытком кремнезема.

Средний состав пород формации мелкозернистых аплитовидных гранитов из четырех анализов промежуточный между аляскитами и гранитами (по Р.Дэли). По содержанию фемических компонентов они ближе к аляскитам, а по количеству щелочных алюмосиликатов и извести - к гранитам всех периодов.

В контакте с боковыми породами гранитоиды претерпели различные изменения, выразившиеся в образовании зон закалки, повышении основности пород, появлении гнейсовидной текстуры. Ширина эндоконтактового ореола составляет 300-500 м, местами доходит до I-I,5 км.

Вмещающие породы при внедрении гранитоидов сильно деформировались, сминались в складки, изменялись под воздействием гранитизирующих растворов.

Химические анализы биотитов из гранитоь Туполанг-ского интрузива (по Карасевой, 1970)

Окисел	р. Чош 1067	р.Ту-поланг 293	р. Китут 281	р.Ту-поланг в 1074	р. Китут 263	р.Ми-зоп 1010	р. Шат-рут 2034	р.Ту-поланг 1074	р. Китут 2006
SiO_2	33,80	34,16	35,66	34,64	35,16	32,04	38,24	35,04	35,25
TiO_2	3,28	3,68	4,05	3,72	4,05	2,76	3,53	3,06	3,60
Al_2O_3	21,62	18,73	20,76	20,34	18,84	21,04	18,59	22,60	23,20
Fe_2O_3	1,64	-	-	4,82	1,23	13,60	1,82	-	-
FeO	17,28	23,52	22,68	17,28	21,60	10,80	14,04	18,72	16,56
MnO	0,50	0,39	0,29	0,34	0,51	0,50	0,28	0,34	сл.
MgO	7,02	7,69	5,08	7,16	6,50	7,16	9,86	7,53	8,49
CaO	3,40	2,10	1,90	2,40	2,20	1,40	2,90	2,10	4,00
Na_2O	0,30	0,50	0,30	0,47	0,43	0,50	0,47	0,47	0,30
K_2O	4,76	5,13	6,50	5,06	7,83	1,60	6,63	6,33	2,65
H_2O^+	6,10	3,84	2,70	3,60	1,60	8,66	3,40	3,63	6,03
F	0,30	0,20	0,40	0,40	0,40	0,30	0,30	0,20	0,20
С у м м а									
F_2-O	99,57	99,66	99,75	99,66	99,78	99,93	99,63	99,74	100,00

В пределах экзоконтактового ореола, по направлению к интрузиву, можно выделить несколько фаций прогрессивного контактового метаморфизма: 1) альбит-эпидот-роговиковая, 2) роговообманково-роговиковая, 3) пироксеновых роговиков.

Автометаморфические изменения выразились в альбитизации, серицитизации полевых шпатов, хлоритизации, частичной мусковитизации биотита. Широко распространено явление метасоматического замещения плагиоклаза микроклином.

Пространственно к интрузиву тяготеют редкометальная и колчеданно-полиметаллическая минерализации.

По характерным минеральным ассоциациям экзоконтактово-измененных пород и другим косвенным признакам (Карасева, 1967) глубина формирования интрузива составляет 2,5-3 км, а по данным Т.Н.Далимова, В.И.Айзенштата (1972) - 3-3,5 км.

Составила Т.А.Карасева по собственным материалам

98. Хурсантагский массив расположен в верховьях р.Сангардак, вблизи горы Хурсантаг, и приурочен к ядру одноименной складки. Он прорывает осадочно-вулканогенные породы нижнего карбона, метаморфическую толщу докембрия, мраморы девона и трансгрессивно перекрывается нижнеюрскими отложениями.

Площадь массива 40 км^2, в плане имеет неправильные контуры. Геологический возраст пород массива определяется как C_2-C_3.

Абсолютный возраст кварцевых диоритов Хурсантагского массива, определенный калий-аргоновым методом по амфиболу - 302±10 млн. лет - C_{2-3} (опр. в ИГиГ АН УзССР, Ф.Аскаров), биотиты из диоритов - 309±12 млн.лет - C_{2-3}(ИГиГ АН УзССР, Ф.Аскаров), биотиты из биотитовых гранитов 286±10 млн.лет - C_3-P_I (ИГиГ АН УзССР, Купченко,1973).

Интрузив сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами, гранодиоритами, аляскитами, габбро-диоритами,кварцевыми диоритами (табл. I).

Крупнозернистые биотитовые граниты и связанные с ними гибридные гранитоиды слагают примерно 80-85% площади всего массива. Состоят они из плагиоклаза (25-33%), состав - 12-14% Ан, $-2V$ =62-80°; Δ =0,8-0,9, микроклина (15-21%) состав - Or_{55} Ab_{45}, $-2V$ =76-88°, $\angle N_m : P_I [001]$ = 12-15°, кварца (48-33%), биотита (10-12%) с $N_g \approx N_m$ =1,653-1,675, f опт.= 57-76%, хлорита, мусковита, минералов группы эпидота, окислов железа и акцессорных - апатита, циркона, граната и ортита. Структура - гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, текстура - массивная.

Габбро состоит в основном из роговой обманки (56,4 - 62,11%) с $-2V$ =74-80°; N_g = 1,694-1,699, N_m=1,685-1,692, N_p =1,665-1,668; f =59,7%, плагиоклаза (32,0-33,5) содержащего 45-54% Ан, $-2V$ =74-86°, хлорита (2,2-10,4%) и акцессорных минералов (1,2-2,3%).

Гранодиориты приурочены главным образом к северо-восточной зоне контакта гранитов массива с мраморами, образуя ряд округлых или удлиненных тел размерами от 1,5 х 2 м до 30х40 м. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (30-40%) до

Таблица I

Результаты химических анализов пород
(по Купченко, 1973)

Окисел	Порода, место взятия, № пробы									
	гранодиориты басс. р. Хурсандарьи		граниты басс.рр.Тамдара, Чапдара					диориты басс.р.Токауйнар		
	70	70б	80	80а	87д	93	47	51а	51б	55а
SiO_2	70,78	68,48	78,86	71,72	72,76	72,56	73,20	51,58	51,88	55,00
TiO_2	0,30	0,30	0,12	0,14	0,10	0,10	0,18	1,65	1,03	0,90
Al_2O_3	15,25	15,18	13,52	14,49	13,30	14,20	13,08	17,59	17,53	17,47
Fe_2O_3	0,77	0,37	0,98	0,42	0,17	0,27	1,29	1,61	1,61	1,66
FeO	2,51	4,10	2,00	2,50	2,37	1,65	1,54	7,47	7,47	6,25
MnO	0,05	0,08	0,10	0,06	0,05	0,03	-	0,22	0,19	0,16
MgO	0,80	1,00	0,25	0,40	0,55	0,50	0,75	4,80	4,50	3,85
CaO	2,38	2,90	0,95	1,40	0,84	0,63	0,70	6,51	6,44	6,47
Na_2O	2,90	3,43	3,54	3,47	3,78	4,23	3,68	2,68	2,34	2,69
K_2O	3,77	2,82	4,30	4,32	4,09	4,32	4,56	2,72	2,86	2,42
H_2O	0,20	-	-	-	-	-	-	-	0,12	-
P_2O_5	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,16	0,15	-
п.п.п.	0,98	1,00	0,80	0,60	1,44	1,04	0,88	2,67	2,75	1,73
CO_2	0,17	0,25	0,10	0,20	0,36	0,22	0,21	0,51	0,29	0,33
S	0,05	0,06	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,05	0,03
Сумма	100,95	100,0	99,58	99,77	99,84	99,80	99,71	99,60	99,34	99,13

I4% Ан , - $2V$= 77-84°, Δ =0,8-0,9, двойники по [00I] и I(0I0); калиевого полевого шпата (II%) с $-2V$ =64-84°; двойники по [00I] (табл. 2); кварца (39-37%), биотита (I0-I3%) и роговой обманки (табл.3). Кроме того, в небольшом количестве встречаются магнетит, апатит, циркон и гранат.

Аляскиты слагают небольшой выход и состоят из плагиоклаза (20,9-37,4%) микроклина (30,2-4I,0), биотита (I,2-2,6), кварца (26,8-47,6), мусковита (I,3-3,4), хлорита (0,2-3,2) и акцессорных (0,I-0,5%)(табл. 4). Структура пород - гипидиоморфнозернистая, переходящая в непосредственном контакте с вмещающими породами в аллотриоморфнозернистую, а в жилах и апофизах - в порфировидную.

Элементы-примеси в апатитах: титан - 0,I-I,0%, медь 2,0-I0,0, лантан - 0,I г/т, иттрий-30-3000, гафний-0,4%, галлий - 0,7, гадолиний - 0,03%, цирконий - 60 г/т.

В цирконах установлены марганец (30 г/т), титан (0,I-I%), свинец (8-40 г/т), никель (30-50), бериллий (2-60 г/т), вольфрам (0,2-I%), иттербий (60-300 г/т), гафний (0,3-I%), торий (0,I%).

В магнетитах присутствуют марганец (0,04-0,2%), ванадий (I0-300 г/т), хром (80), титан (500), медь (40), свинец (6-30), цинк (80-400), никель (5-30), бериллий (I-0,3), иттрий (0,0I-0,3), иттербий (3-80), цирконий (60), скандий (20-40 г/т).

Таблица 2

Состав и степень рентгеновской триклинности пертитовых калинатровых полевых шпатов (по Купченко, I973)

№ проб	: $KAlSi_3O_8$	: $NaAlSi_3O_8$	: ΔP
93	54	46	0,5
94	63	37	0,5
85	68	32	0,6
29-н	67,5	32,5	0,2
3I-н	76,6	24	0,4
42-н	37,5	62,5	0,95
72	57,5	42,3	0,80
73	66,0	34	0,20
74	68,0	32	0,0
75	66,0	34	0,5

Таблица 3

Химический состав роговой обманки
(по Купченко, I973)

Окисел	Амфибол		
	из гранодиоритов пр. I	из гранодиоритов пр. 3	из диоритов пр.4
SiO_2	43,58	4I,8I	4I,5
TiO_2	2,0	2,38	2,32
Al_2O_3	I2,72	I3.88	I3,I6
Fe_2O_3	3,82	3,22	4,62
FeO	II,I6	I3,32	I4,76
MnO	0,28	0,34	0,32
MgO	II,47	I0,26	8,92
CaO	II,40	II,0	8,6
Na_2O	I,24	I,I3	I,02
K_2O	0,86	0,54	I,5I
H_2O	I,09	I,72	I,88
п.п.п.	-	-	I,00
F	0,09	0,02	0,05
Сумма	99,65	99,79	99,66

Таблица 4

Содержание акцессорных минералов (г/т) в формациях Хурсантагского массива (по Купченко, I973)

Минерал	Габбро-диоритовая (3 пр.)	Кварц-диорит-гранитовая (2 пр.)	Гранодиорит-гранитовая (I5 пр.)	Гранит-аляскитовая (3 пр.)
I	2	3	4	5
Апатит	II8-338	II4-24I	I8-I2I4	I8-20
Циркон	24-I22	60-I78	I84	25-76
Сфен	0-350	8-45	5	0-I5-20
Анатаз	0-I2	-	3	0,4
Рутил	-	-	2	4-8
Лейкоксен	-	0-2,2	2,0	I5

Продолжение табл. 4

I	2	3	4	5
Гранат	-	-	II-200	80-I642
Корунд	-	0-9	0-4	0,3-0,5
Монацит	-	-	0-9,2	-
Магнетит	5860-6860	244I-72I4	54-2262	500-640
Торит	0-3,0	8-22,0	-	-
Пирит	9-44	2-I99	0-I8-286	8-65
Галенит	0-2,8	-	I	4
Халькопирит	I,8-54,4	-	0-I5	-
Ортит	-	-	28,6	-
Барит	-	2,2-I0,0	-	I,0
Флюорит	-	-	0,2	-
Циртолит	-	-	I8	-

Гранитоиды массива на контакте с вмещающими породами (докембрийские сланцы, гнейсы и др.) претерпели различные изменения, на участках с бо́льшим количеством метаморфизованных сланцевых ксенолитов переходят в гранодиориты. Породы интрузива относятся к гранитоидной (габбро-гранитная) формации. Массив сформировался в условиях мезоабиссальной фации (Далимов, Айзенштат, I972).

Составила Ф.Садыкова по материалам П.Д.Купченко, И.М. Исамухамедова, Б.Ф.Василевского, Т.Н.Далимова, В.И.Айзенштата.

99. Харкушский массив расположен в хр. Чакчар и вытянут в меридиональном направлении на I,2 км при ширине его 0,5-0,6 км. Площадь выхода на современном эрозионном срезе - 0,7 км^2. Он прорывает метаморфическую толщу докембрия и содержит многочисленные ее ксенолиты. По геологическим данным, возраст массива соответствует среднему и верхнему карбону.

Абсолютный возраст Харкушского массива, определенный калий-аргоновым методом по амфиболу, 3I7 ± I2 млн.лет C_2- ИГиГ АН УзССР, аналитик Ф.Аскаров. По биотитам: 3II ± I0 млн. лет

C_2 - ИГЕМ АН СССР, по мусковиту : 304 ± 10 млн.лет C_{2-3} - ИГиГ АН УзССР, аналитик Ф.Аскаров (П.Д.Купченко, 1973).

Массив сложен гранитами, гранодиоритами и аляскитами.

Гранодиориты приурочиваются к контактовым участкам гранитоидов. Состоят из плагиоклаза (31,3-54,5%), калинатрового полевого шпата (3,8-36,1), кварца (16,2-30,4), биотита (11,2-29,5), мусковита (0-0,9) и акцессорных (0,3-1,1%).

Граниты состоят из биотита (11-29%), кварца (21-29), плагиоклаза (33-30), микроклина (7-36%). Акцессорные - апатит, циркон и вторичные - альбит и хлорит. Структура породы - гипидиоморфнозернистая.

Аляскиты представлены мелкозернистыми гранитами, слагающими небольшие дайки и штоки в метаморфической толще. Состоят из биотита (2,2-5,4%), плагиоклаза (32-24,0), кварца, микроклина (21,4-31,9%); акцессорные - апатит, циркон, гранат; вторичные - альбит и хлорит. Хлорит обычно развивается по биотиту и нередко замещается мусковитом, образуя двуслюдяные разности гранитов.

Плагиоклаз в гранитах представлен незональным альбитом (3-10% Ан) с $2V$ от $+80^0$ до $-76 \div 80^0$, Δ =0,25-1; двойники по I[001] и [001]. В эндоконтактовых зонах и апикальных частях массива степень упорядоченности плагиоклаза составляет 0,25-0,5. В аляскитах присутствует альбит с 0-8% Ан, Δ =0-1, $\pm 2V = 70^0-80^0$.

Калишпат - решетчатый и нерешетчатый микроклин, ассоциирующий с ортоклазом. Калинатровый полевой шпат содержит включения плагиоклаза, биотита, иногда кварца.

Оптические свойства следующие: $\angle N_m : P_1[001] = 11-20^0$, $-2V = 60-86^0$. Содержание Аб в криптопертитах от 30-35% до 60-70%, а в ортоклазах 0-20%.

В подавляющем большинстве случаев калишпаты из аляскитов относятся к промежуточному структурно-оптическому типу с $-2V = 60-80^0$ и лишь небольшой процент их составляет максимальный микроклин ($-2V = 81-85^0$). Состав криптопертитов - 40-60% Аб.

Биотит плеохроирует в бурых тонах, относится к аннит-флогопитовому ряду. N_g = I,649-I,659.

Химический состав пород Харкушского массива

Окисел	Гибридный кварц.диорит, пр. I07	Гибридный гранодиорит, пр.II2	Гранит пр. 36	Гранит пр.I35	Гранодиорит, пр.40
SiO_2	63,I8	69,82	74,50	7I,90	74,26
TiO_2	0,55	0,35	0,I7	0,I5	0,I7
Al_2O_3	I7,I3	I4,45	I2,49	I4,43	I2,42
Fe_2O_3	0,60	-	0,63	0,I5	0,27
FeO	5,23	4,46	2,77	2,39	2,73
MnO	0,06	0,06	0,03	0,03	0,02
MgO	I,70	0,75	0,50	0,50	0,95
CaO	2,52	I,96	0,63	0,70	0,42
Na_2O	3,62	3,29	2,69	3,26	2,34
K_2O	3,30	2,76	4,74	5,48	5,52
H_2O	-	-	0,24	-	-
P_2O_5	0,I7	0,II	0,06	0,22	0,06
п.п.п.	I,40	I,20	0,80	0,66	0,36
CO_2	0,50	0,34	0,I5	0,42	0,24
S	-	-	-	-	0,02
SO_3	-	-	-	-	-
Сумма	99,97	99,64	I00,47	I00,34	I00,28

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой. Плеохроирует от светло-зеленого (по N_p) до густо-зеленого (по N_g); $C:N_g$ =I4-20°, N_g =I,682-I,688. Химический состав амфибола (по Купченко, I973), вес.%: SiO_2 =42,76; TiO_2 = = I,32; AI_2O_3 = II,4I; Fe_2O_3=2,62; FeO = II,76; MnO =0,I5; MgO =I4,I5; CaO =I2,2; Na_2O=I,2; K_2O =I,02; H_2O=I,33; P_2O_5=0,I4; CO_2=0,96; F=0,03; SO_3=0,06; сумма I00,26, f=33,9%.

Акцессорные минералы в гранодиорит-гранитовой формации (г/т, 3 пробы): апатит 40-286, циркон 30-I80, ураноторит 0-2,

сфен - 3-30, анатаз 0,2-I, рутил 0-3, гранат 20-30, монацит 0-20, магнетит - 202-528, галенит - 9-5I0, флюорит 0-50; в гранит - аляскитовой формации (I проба): апатит - 38, циркон - I2, анатаз - 0,9, лейкоксен - 4, монацит - 54, гранат - I08, магнетит - I226, пирит - 223, халькопирит - 223.

Химический состав пород колеблется от аляскитов до гранодиоритов (таблица).

Содержание Pb в полевых шпатах из аляскитов - 700 г/т, из кварцевых диоритов - 415 (Головин, I969).

К массиву приурочено рудопроявление Харкуш, главные рудные минералы которого - галенит, сфалерит, пирит; встречаются также халькопирит и блеклые руды.

Интрузив относится к гранодиорит-гранитной формации и формируется в условиях мезоабиссальной фации (Далимов, Айзенштат, I972).

Составила Ф.Садыкова по материалам И.М.Исамухамедова, Б.Ф.Василевского, П.Д.Купченко, В.Е.Головина, Т.Н.Далимова, В.И.Айзенштата.

I00. А к с у й с к и й и н т р у з и в находится в верховьях р.Аксу - левого притока р.Кызыл-дарьи (Яккабагский хр.).

С севера и востока массив прорывает нижнекарбоновые осадочно-вулканогенные образования вахшиварской свиты (C_I), с юга и юго-запада - трансгрессивно перекрыт нижнеюрскими осадками, что позволяет определить его возраст как послениженекарбоновый.

Интрузив имеет форму штока с площадью выхода 0,2 км^2.

Представлен габбродиоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Минеральный состав пород приведен в табл.I. Структура - гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклазы (андезин, андезин-лабрадор) корродированы, серицитизированы (табл.2). Роговая обманка обыкновенная, содержит реликты клинопироксена, замещается по трещинам хлоритом. Плеохроизм - от желтовато-зеленого (N_p) до темно-зеленого (N_g); N_g =I,684 - I,702; N_m=I,675 - I,69I; N_p = I,653 - I,670; $-2V$=65 - 80°; $c : N_g$ = I5 - 20°; $f_{опт.}$ = 5I-69%.

Калинатровый полевой шпат представлен ортоклазом и микроклин-пертитом с $-2V = 64 - 82^{\circ}$.

Таблица I

Количественно-минералогический состав пород Аксуйского интрузива (по Купченко, 1973)

Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Пирроксен	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Акцессорные
Гранодиориты	40,4	21,1	14,9	-	14,2	8,1	-	1,3
Кв.диориты	55,2	6,6	5,5	-	12,1	14,2	-	1,0
Габбродиориты	48,4	-	0,2	11,4	27,2	-	11,8	1,7

Таблица 2

Результаты замеров плагиоклазов на федоровском столике (по Купченко, 1973)

№ № шлиф.	$2V$, град.	Закон двойникования	№ плагиоклаза по Никитину	№ плагиоклаза по Марфунину	Коэффициент упорядочения
		Гранодиориты			
1097	-84	$\perp\frac{[001]}{(010)}$	35	28	1,0
1097а	-80	$\perp\frac{(010)}{-}$	44	44	1,0
		Кв. диориты			
15	-82	$\perp\frac{[001]}{(010)}$	47	44	0,75
1097б	-80	$\perp\frac{[001]}{(010)}$	37	30	1,0
		Габбродиориты			
10	-84	$\perp\frac{[001]}{(010)}$	60	58	0,75
10б	-86	$\perp(010)$	52	51	1,0
1098	-82	$\perp(010)$	48	46	1,0
1099	-62	$\perp(010)$	56	55	1,0

В протолочках (2 пробы) из габбро-диоритов установлены (г/т): апатит (108-175), циркон (109-170), сфен (0-170), гранат (0-152), корунд (0-6), магнетит (1036-1984), пирит (6-17), галенит (2-15,2), халькопирит (частые знаки).

В гранитоидах установлены (Купченко, 1973), г/т: апатит (44-268), циртолит (0-35), циркон (24-380), сфен (12-88), гранат (0-90), монацит (0-35), корунд (0-1,2), торит (0-55), магнетит (2378-3532), пирит (6-188), галенит (0-7), халькопирит (0-129), шеелит (0-8,8). Величина отношения циркона к гафнию в цирконах из гранодиоритов равна 24,9.

Химический состав пород (табл. 3) изменяется с увеличением степени их гибридизма. Наиболее "чистые" разности пород близки к нормальному гранодиориту.

Массив сформировался в условиях мезоабиссальной фации. Породы относятся к диорит-гранодиоритовой формации.

Таблица 3

Химический состав гранитоидов Аксуйского массива (по Исамухамедову, Купченко, 1962, 1973)

Порода и минерал	Кол-во анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Гранодиорит	2	59,65	0,69	16,84	1,36	5,12	0,09	2,75
Кв.диорит	6	57,58	0,36	16,41	1,56	4,31	0,10	2,60

Порода и минерал	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	п.п.п	Сумма	F
Гранодиорит	4,55	2,70	4,21	0,26	0,02	1,32	99,54	0,26
Кв. диорит	5,67	2,75	4,15	0,28	0,03	2,49	98,29	0,36

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М.Исамухамедова, П.Д.Купченко, 1962, 1965, 1973.

101. Токауйнарский массив расположен в верховьях рр. Дегиконора, Токауйнара и Карадаран. Имеет неправильную форму с общей площадью выходов на эрозионный срез около 8 км^2. С северо-востока массив прорывает осадочно-вулканогенную толщу нижнего карбона, а с юга и запада трансгрессивно перекрывается юрскими отложениями.

Геологический возраст - среднекарбоновый.

Интрузив сложен роговообманковыми габбро, кварцевыми диоритами и крупнозернистыми гранитами. Кварцевые диориты имеют с габбро резкий интрузивный контакт.

Габброиды образуют сложное жилообразное тело с многочисленными ксенолитами и останцами вмещающих мраморов. Они состоят из обыкновенной роговой обманки (43-52%), плагиоклаза (32-36), калинатрового полевого шпата (1-3), сфена (1,7-3,2), апатита и хлорита (11-18%). Структура - гипидиоморфнозернистая.

Кварцевые диориты развиты в западной части Токауйнарского массива по правобережью р.Токауйнар. Общая площадь их распространения не превышает 0,8 км^2. Их состав - кварц (2-23%), биотит (11-8), плагиоклаз (45-62), роговая обманка (9-23), иногда микроклин (3-10%), а из вторичных - альбит, хлорит, минералы группы эпидота. Акцессорные - апатит, сфен и магнетит. Структура - гипидиоморфнозернистая, реже порфировидная, с аллотриоморфнозернистой основной массой.

Граниты слагают восточную часть Токауйнарского массива. Они состоят из плагиоклаза (32-29%), кварца (28-30), микроклина (30-38), биотита (2,5-7,5), апатита, циркона и хлорита (1,2), мусковита (5,5), альбита, кальцита и магнетита (1-0,2%).

Структура гранитов - гипидиоморфнозернистая, реже аллотриоморфнозернистая.

По составу плагиоклаз в габброидах отвечает лабрадору и андезину 42-54% Ан; $+2V = 82-76^0$. Двойники по $\perp(010)$. В кварцевых диоритах по составу отвечает андезину с 35-43% Ан, $-2V = 72-85^0$, двойники по $\perp\frac{[100]}{(010)}$ и $\perp(010)$. Плагиоклаз из гранитов соответствует альбиту с 3-8% Ан, $-2V = 68^0 - 86^0$. Двойники по $\perp(010)$ и [001].

Химический состав пород Токауйнарского массива, вес %

Окисел	Роговообм. габбро		Диориты				Гранит	Гибридная порода
	54-а	54-б	5I-а	5I-б	55-а	5I-в	47	48
SiO_2	43,96	45,40	5I,58	5I,58	55,00	55,I0	73,20	74,34
TiO_2	I,45	I,45	I,05	I,03	0,90	0,85	0,I8	0,I8
Al_2O_3	I7,I8	I6,49	I7,59	I7,53	I7,47	I7,I4	I3,08	I3,73
Fe_2O_3	2,49	I,99	I,6I	I,6I	I,66	I,27	I,29	0,6I
FeO	9,34	9,20	7,47	7,27	6,25	6,6I	2,54	2,I5
MnO	0,30	-	0,22	0,I9	0,I6	0,07	-	-
MgO	8,30	9,00	4,80	4,50	3,85	3,05	0,75	0,40
CaO	9,I0	9,73	6,5I	6,44	6,47	5,8I	0,70	0,3I
Na_2O	I,05	I,84	2,68	2,34	2,69	2,85	3,68	2,6I
K_2O	I,90	I,39	2,72	2,86	2,42	3,7I	4,56	3,04
H_2O	-	-	-	0,I2	-	-	-	0,24
п.п.п.	3,8I	2,89	2,67	2,75	I,73	2,I0	0,88	2,08
CO_2	0,I5	0,4I	0,5I	0,29	0,33	0,32	0,2I	0,20
S	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	0,I7	0,0I	0,02
P_2O_5	0,I0	0,07	0,I6	0,I5	0,I7	0,I6	0,02	0,02
BaO	-	-	-	0,43	-	0,79	0,I0	-
Сумма	99,I6	99,9I	99,60	99,64	99,I3	I00,0	99,8I	99,97

К - Na полевой шпат (микроклин) из кварцевых диоритов характеризуется $\angle N_m$: $P \perp [001] = 12^\circ - 17^\circ$, $-2V = 60-74^\circ$. Промежуточный микроклин из гранитов (3 опр.): $-2V = 76-88^\circ$, $\angle N_m$: $P \perp [001] = 12^\circ - 17^\circ$. Состав Or_{65} $Аб_{35}$, $\Delta_P = 0{,}6-0{,}7$.

Обыкновенная роговая обманка широко развита в габброидах, характеризуется $C : N_g = 20-25$; $-2V = 70-76^\circ$ (8 зам). Плеохроизм отчетливый: N_g - темно-зеленый, N_m - зеленый, N_p -светло-зеленый. Содержит реликты плагиоклаза.

Биотит ассоциирует с роговой обманкой, располагается по краям ее зерен, замещает их; при этом образуются выделения сфена и магнетита. Количество биотита увеличивается вблизи сланцевых ксенолитов.

Химический состав пород массива варьирует от габброидов до гранитов. Габбро Токауйнарского массива приближаются по химизму к среднему составу этих пород по Дэли, отличаясь от них повышенным содержанием железо-магнезиальных компонентов.

Кварцевые диориты в приконтактовых частях массива с габброидами имеют более основной состав и богаты полевошпатовой известью. С уменьшением контаминированности пород состав их становится промежуточным между диоритами и кварцевыми диоритами. По химическому составу граниты близки среднему типу гранитов по Дэли, отличаются от них несколько меньшим содержанием фемических минералов (таблица).

Ориентировочная глубина становления интрузии 3,6-4 км (Т.Н.Далимов, В.И.Айзенштат, 1972).

Составила Ф.Садыкова по материалам П.Д.Купченко, И.М. Исамухамедова, Б.Ф.Василевского, Т.Н.Далимова, В.И.Айзенштата (1972).

102. М а с с и в С и н а расположен в междуречье Киясу-Обидара-Ушор-Малянгур (хр.Сурхантау). Породы массива прорывают метаморфическую толщу докембрия, докарбоновые интрузии (Вахшиварский, Обинаврузский массивы), липаритовую формацию нижнего карбона. В свою очередь массив прорывается пермскими дайками малых порфировых интрузий. Таким образом,

геологический возраст массива средне-верхнекарбоновый. Данные абсолютного возраста (метод дисперсии двупреломления, по биотитам и плагиоклазам) из крупнозернистых, порфировидных гранитов и гранодиоритов показали колебание его от 305 до 315 млн.лет (Алиев, 1968).

Массив приурочен к восточному крылу антиклинали хр. Сурхантау и связан с Южно-Сурхантауским глубинным разломом (Далимов, 1972).

Массив образует дайкообразное тело (площадь 20-25 км^2), вытянутое в северо-восточном направлении, сложенное породами трех фаз магматической деятельности; габбро и габбродиоритами, гранитами и гранодиоритами, аплитовидными гранитами.

Габбро и габбродиориты образуют отдельные выходы по р.Малянгур. Структура их габбровая. Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, в единичных зернах - биотит, кварц; акцессорные - апатит, магнетит, сфен; вторичные - хлорит, альбит и минералы группы эпидота.

Крупнозернистые порфировидные граниты и гранодиориты слагают около 80-85% площади массива. Структура их - гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная, в краевой части интрузива - аллотриоморфнозернистая. Состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, биотита; акцессорные - апатит, циркон, гранат, ортит; вторичные - мусковит, хлорит, минералы группы эпидота.

Мелкозернистые аплитовидные граниты слагают мелкие штокообразные выходы среди порфировидных гранитов. Структура - гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз, калишпат, биотит, кварц; акцессорные - апатит, циркон, магнетит; вторичные - хлорит, серицит.

Габброиды и гранитоиды массива Сина охарактеризованы 16 силикатными анализами (вес.%):

Окисел	Габбро (4 ан.)	Крупнозернистые и порфировидные граниты (9 ан.)	Мелкозернистые аплитовидные граниты (3 ан.)
SiO_2	53,20	70,77	69,92
TiO_2	0,71	-	0,22

Al_2O_3	I8,67	I5,78	I7,07
Fe_2O_3	3,23	0,76	-
FeO	4,36	I,29	I,I4
MnO	0,08	0,02	сл.
MgO	4,I3	I,40	0,68
CaO	7,45	I,00	I,47
Na_2O	3,26	3,I6	3,0I
K_2O	3,25	4,23	3,78

На контакте с вмещающими породами (сланцы, гнейсы и др.) габброиды и гранитоиды подверглись различным изменениям. Вблизи слюдистых сланцев они обогатились кордиеритом и стали более меланократовыми. По мере приближения к интрузиву намечаются следующие фации контактового метаморфизма: альбит-эпидот-роговиковая, роговообманково-роговиковая, пироксеново-роговиковая. Все разности пород связаны между собой постепенными переходами.

С дайками гранодиорит-порфиров, рассекающих породы массива, пространственно и генетически связаны медная и свинцово-цинковая минерализация. Установлено I3 новых рудопроявлений меди, пространственно связанных с данным массивом (Хамрабаев и др. I967).

По характерным минеральным парагенезисам, данным определения содержания связанной воды и другим критериям фациальности магматических тел (Хамрабаев и др., I968; Далимов и др., I968, I972) глубина формирования интрузива Сина равна 2,5-3 км (при глубине эрозионного среза до 200 м) и соответствует мезоабиссальной фации.

Породы интрузива относятся к габбро-гранитному ряду формации.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам П.Д.Купченко, И.М.Исамухамедова (I958-I965); Э.Б.Алиева (I968); И.Х.Хамрабаева, Т.Н. Далимова и др.(I967-I972).

103. Поджурский интрузив находится на правобережье р. Сангардак хр. Сурхан-Тау, между притоками Наурангаль и Алиширмар.

Вмещающие интрузив образования - толщи докембрийского метаморфического комплекса.

Возраст - послениженекарбоновый благодаря наличию рвущего интрузивного контакта с нижнекарбоновыми известняками (Исамухамедов и др., 1962). Он приурочен к ядру одноименной антиклинальной складки и вытянут параллельно ее оси.

Интрузив сложен породами четырех фаз магматической деятельности: габбро, кварцевые диориты, граниты и аляскиты. Между представителями отмеченных четырех фаз Н.П.Холопов и П.Д.Купченко выделяют и другие переходные разности (габбро-сиенит, сиенито-диорит и др.).

Габбро распространены в западной части Поджурского массива. Все выходы габброидов принадлежат одному дайкообразному телу, разобщенному на отдельные блоки, глыбы и обломки благодаря внедрению в них последующей порции магмы. Породы состоят из плагиоклаза, калишпата, пироксена, кварца; акцессорных - апатита, сфена, магнетита, титано-магнетита и вторичных минералов - роговой обманки (уралит), биотита, хлорита, скаполита, минералов группы эпидота и альбита (табл. I).

Структура габбро-диоритов - гипидиоморфнозернистая, в отдельных участках переходящая в габбровую, либо в пойкилитовую.

Плагиоклазы сильно разложены, замещены скаполитом, соссюритом. По составу плагиоклазы близки андезину и лабрадору (табл. 2).

Пироксен представлен авгитом (С: N_g =44-55°, 2 =+60°) и образует короткостолбчатые кристаллы, замещенные амфиболом, биотитом, хлоритом.

Роговая обманка вторичная, по пироксену, широко развита в амфиболовых разностях габбро-диоритов (табл. I). Она плеохроирует от буро- и темно-зеленых по N_g до светло-зеленых по N_p; С: N_g =18-24°, $2V$=-74+80° (табл. 3). Обыч-

но она замещена биотитом и хлоритом, содержит реликты пироксена и пойкилитовые включения плагиоклазов.

Таблица I

Количественно-минералогический состав пород Поджурского массива (по Исамухамедову и др., 1962; Купченко, 1973)

№ № шлифа	Порода	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Пироксен	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Акцессорные
333а	Габбро-диорит	51,3	-	2,9	-	41,7	-	2;4	0,6
333д	"	45,4	2,1	0,8	14,2	15,7	-	6,1	8,9
335в/2	Диорит	64,8	-	-	-	14,5	9,8	9,9	1,0
332а	Сиенито-диорит	57,8	17,9	-	-	10,2	13,3	-	0,8
333	"	38,3	35,0	0,9	-	14,8	9,4	-	1,6
333б	"	57,1	11,6	1,1	-	14,9	14,4	-	0,9
335в	Кварцевый диорит	53,7	17,5	0,3	2,6	23,7	0,7	-	1,5
332в	Гранодиорит	41,2	26,4	11,8	-	-	16,7	-	0,9
	"	40,0	16,5	29,5	-	-	13,5	-	0,5
	Гранит	24;5±	23±	33±			5,5±		
					-	-		-	0,5
		-29,5	±3	±9,5			±9,5		

Кварцевые диориты представлены роговообманковой разностью (табл.I).

Плагиоклаз (табл. 2) разложен и представлен андезином (30% Ан).

Роговая обманка представлена обыкновенной разностью (табл.3), часто содержит включения плагиоклазов, иногда реликты пироксена. Количество амфибола в породах возрастает в направлении габбровых ксенолитов.

Биотит хлоритизирован, местами развивается по краям зерен роговой обманки.

Таблица 2

Результаты замеров плагиоклазов на федоровском столике (по Купченко, 1973)

№ № шлифа	Порода	Координаты двойниковой оси			-2V град.	Закон двойникования	% Ан		Δ
		Ng	Nm	Np			по Никитину	по Марфунину	
333а	Габбро-диорит	17	75,5	82	+86	⊥(010)	37	-	-
333д	"	65	32	70	+88	⊥(100) (010)	48	-	-
335е	"	78	26	67	-80	[001]	30	-	-
333	Сиенито-диорит	15,5	74,5	88	-74	⊥(010)	35	33	1,0
333б	"	13	78	86	+86	⊥(010)	33	34	1,0
335в	Кварцевый диорит	80	26	66	+80	[001]	30	25	0,5

Таблица 3

Результаты замеров оптических констант роговых обманок гранитоидов Поджурского массива (по Купченко, 1973)

№ № шлифа	Порода	C:Ng, град.	2V, град.	Плеохроизм		
				Ng	Nm	Np
332б	Габбро-диорит	22	-74	Темно-зеленый	Зеленый	Светло-зеленый
335в/г	Диорит	22	-76	"	"	"
333б	Кварцев. диорит	18	-80	"	"	"
332а	Сиенито-диорит	23	-74	"	"	"
333	"	24	-80	Буро-зеленый	"	"
335в	"	17	-78	Грязно-зеленый	"	Желто-зеленый

Кварц - ксеноморфный с волнистым погасанием; содержание его заметно увеличивается при уменьшении в породах количества цветных минералов, в связи с чем они переходят в гранодиориты и адамеллиты.

Граниты широко развиты и представлены биотитовыми, а на участках с постмагматическими изменениями - двуслюдяными разновидностями.

Состав и облик пород не постоянны в связи с наличием в них многочисленных сланцевых ксенолитов, сосредоточенных в краевой части массива. В наиболее глубоко эродированных местах без ксенолитов биотитовые граниты через лейкократовые разности переходят в аляскиты. Вблизи контакта с метаморфическими сланцами и их ксенолитами в результате ассимиляции граниты переходят в гранодиориты с гнейсовидной текстурой.

Состав гранита: плагиоклаз, калишпат, биотит, кварц и акцессорные (табл.I). Структура - гипидиоморфнозернистая. При непосредственном контакте гранитоидов с боковыми породами она становится аллотриоморфнозернистой. Плагиоклазы представлены альбитом (3-5% Ан) и олигоклаз-альбитом (II-I5% Ан). Калишпат представлен микроклином. Он пертитизирован и разложен. По микроклину развиты пойкилитовые включения ксенокристов, плагиоклаза, биотита и кварца. Кварц всегда ксеноморфен. Биотит сильно хлоритизирован и мусковитизирован.

Аляскиты прорывают породы всех предыдущих фаз. По составу аляскиты соответствуют гранитам (плагиоклаз - 28,2-29,5%; калишпат - 32,8-33,2; кварц - 29,2-30,3; биотит 4,0-6,4; мусковит - I,9-3,8; акцессорные - 0,4-0,6%). Отличие лишь в том, что плагиоклаз аляскитов альбит-олигоклазового (9-20% Ан) состава и содержание биотита несколько меньшее.

По химизму (табл.4) породы массива меняются от габбро, габбро-диоритов до диоритов, кварцевых диоритов, сиенито-диоритов. Гибридизированные их разности сходны с щелочноземельными сиенитами.

Таблица 4

Химический состав пород Поджурского массива
(по Холопову, 1962)

№ № пробы	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
333д	Габбро	48,71	0,95	17,30	3,29	7,04	0,18	6,10
335г	"	44,30	1,05	18,00	4,71	7,83	0,19	6,80
333е	Габбро-диорит	48,65	0,85	18,73	2,94	6,00	0,15	4,80
333	Сиенито-диорит	57,23	0,90	17,60	1,39	4,99	0,15	2,25
335в	"	51,79	0,70	17,77	2,99	5,60	0,16	4,55

№ № пробы	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	п.п.п.	CO_2	SO_3	BaO
333д	8,77	2,60	1,70	0,51	0,27	1,86	0,58	0,19	1,86
335г	7,12	2,55	2,40	.0,34	0,66	3,95	0,45	0,11	3,95
333е	6,90	4,75	1,80	0,38	0,32	3,62	0,55	0,10	3,62
333	2,28	4,0	5,40	0,39	0,30	2,50	0,35	0,11	-
335в	5,02	5,50	2,05	0,42	0,32	3,06	0,50	0,04	-

Глубина становления Поджурского интрузива не изучена. По аналогии с массивом Сина его относят к мезоабиссальной фации (Далимов и др., 1972).

Породы массива принадлежат к габбро-гранитному ряду формации.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М.Исамухамедова, П.Д.Купченко (1962,1965, 1973); Н.П.Холопова (1962).

104. Вахшиварский и Обинаврузский массивы расположены в бассейне одноименных рек в хр. Сурхантау (Юго-Западные отроги Гиссара).

Прорывают метаморфические породы докембрия (в районах рр. Вахшивар, Авган-сай, Киясу, Малянгур, Обинавруз и т. д.), представленные гранат-силлиманитовыми, кордиеритовыми (кинцигиты) и другими сланцами, гнейсами. По данным Т.Н.Далимова, в районе Хандизы отмечены постепенные переходы указанных массивов во вмещающие породы. Массивы перекрыты зойской (C_I^v) осадочно-вулканогенной свитой. Геологический возраст гранитоидов определяется как донижнекарбоновый. Радиологическое изучение (K-Ar метод) мусковита (2 пр.) из двуслюдяных гранитов Вахшиварского массива установило 360-362±15 млн. лет, что соответствует - $Д_{2-3}$, а мусковита (I пр.) из двуслюдяных грейзенизированных гранитов Обинаврузского тела - 340 млн.лет - $Д_3$, биотита (2 пр.) из двуслюдяных гранитов - 332±9 млн.лет - $Д_3$-C_I. Т.Н.Далимов (1972), исходя из фактов автохтонности интрузий и наличия постепенных переходов, считает возраст массивов докембрийским. Массивы приурочены к центральной части одноименных антиклинальных структур, нередко отмечается связь с мигматитовыми куполами. Площади выхода: Вахшиварский - 90 км^2, Обинаврузский - 150.

Оба массива сложены породами, сформировавшимися в следующей последовательности: 1) кварцевые диориты, 2) двуслюдяные граниты, 3) мелкозернистые аплитовидные граниты.

Кварцевые диориты (5% от общей площади) обнажаются по левому борту р.Сангардак, в бассейне р.Обинавруз (правый составляющий р. Сангардак). Встречаются также в виде многочисленных блок-ксенолитов с расплывчатыми контактами среди двуслюдяных гранитов в районах Вахшивар, Киясу и Обидара.

Кварцевые диориты обладают мелко- и крупнозернистым, часто гнейсовидным обликом. Состоят из плагиоклаза, биотита, амфибола, кварца, калишпата и акцессорных минералов.

Количественно-минералогический состав главных разновидностей пород (по Купченко, 1973) приводится ниже (%).

Вахшиварский массив. Тонкозернистые граниты (из 2 шл.): плагиоклаз - 31,4-33,2; калишпат - 25,3-35,3; кварц - 26,2-29,6; биотит - 3,1-4,4; мусковит - 3,1-7,0; акцессорные - 0,2-0,5. Среднезернистые граниты (из 4 шл.): плагиоклаз - 26,0-32,5; калишпат - 22,8-28,5; кварц - 29,2-35,5; биотит-2,5-5,0; мусковит - 4,0-12,0; акцессорные - 0,5-1,0. Гранодиориты (1 шл.): плагиоклаз - 33,5; калишпат - 29,8; кварц - 26,1; биотит - 8,7; мусковит - 1,8; акцессорные - 0,9.

Обинаврузский массив. Аляскиты (из 3 шл.): плагиоклаз - 22,9 - 32,4; калишпат - 33,5-38,1; кварц - 26,4 -30,3; биотит - 2,2-3,7; мусковит - 1,8-4,7; акцессорные - 0,4-0,8. Тонкозернистые граниты (из 3 шл.): плагиоклаз - 28,6-29,5; калишпат - 32,0-33,2; кварц - 29,1-29,4; биотит - 3,8-6,1; мусковит - 2,6-3,9; акцессорные - 0,4-0,7. Среднезернистые граниты (1 шл.): плагиоклаз - 23,0; калишпат - 33,0; кварц-33,0; биотит - 5,3; мусковит - 5,2; акцессорные - 0,5. Гранодириты (из 2 шл.): плагиоклаз - 24,4-26,4; калишпат - 14,5-30,8; кварц - 26,1-39,3; биотит - 9,2-12,5; мусковит - 3,7-8,6; акцессорные - 0,8-0,9.

Количественное содержание акцессорных минералов (г/т) в гранитоидах следующее.

Вахшиварский массив. Граниты (ср.из 3 пр.): апатит - 45-125; циркон - 24-62; сфен - 14; анатаз - 2,8; гранат - 14-15; монацит - 15; корунд - 4,8; магнетит - 910-1294; пирит - 17-91; халькопирит - 2,4; малахит - 4,2; турмалин - 2-3; пегматит (1 пр.): апатит - 123; циркон - 4,4; цирто-лит - 14; сфен - 34; рутил - 114; лейкоксен - 14; монацит - 4; магнетит - 920; пирит - 38; малахит - 3,7; золото - 0,1; фергусонит - 36,6; турмалин - 750.

Обинаврузский массив. Граниты (из 2 пр.): апатит - 44-56; циркон - 28-49; сфен - 48; рутил - 2,4-2,8;анатаз -2,3; лейкоксен - 25; гранат - 15-26; монацит - 4-26; корунд-2,4-2,8; магнетит - 1307-1480; пирит - 5-11; галенит - 5,8-7,2; халькопирит - 3,7; барит - 1,0.

Граниты обоих массивов имеют гипидиоморфнозернистую структуру, а в зонах эндоконтакта с докембрийской метаморфической толщей - гранобластовую.

Плагиоклазы из средне- и тонкозернистых гранитов - короткопризматические. Углы $2V$ колеблются от 78 до 86°. Состав - 0-5% Ан (64 замера), а в контаминированных разностях - 6-12% Ан (8 замеров). В среднезернистых гранитах Δ = 0,25 -0,75, в среднем для Вахшиварского массива 0,5 (12 опр.), для Обинаврузского - 0,75 (18 опр.). В тонкозернистых гранитах обоих массивов Δ от 0,5 до 1,0 (11 опр.).

Калинатровый полевой шпат содержит многочисленные реликты плагиоклаза, реже включения кварца, биотита и мусковита. Величины $-2V$ калишпатов из гранитоидов Вахшиварского (26 зам.) и Обинаврузского (32 зам.) массивов колеблются от 57° до 84°, чаще 73-77°. Калишпаты относятся к нерешетчатым промежуточным или максимальным микроклин-пертитам или криптопертитам ($A\delta$ =40-60%). Встречаются и ортоклаз-пертиты ($-2V$=40-60°), а в Обинаврузском массиве - максимальные микроклины ($-2V$=81-85°). Величина $\angle Nm : Pl$ (001) = 9-16°, иногда до 18°.

Кварц ксеноморфный, располагается в интерстициях между полевыми шпатами, частично корродируя их.

Биотит распределен неравномерно. Количество его возрастает в контакте с докембрийской метаморфической толщей и ее ксенолитами. Плеохроирует от желто-коричневого, желто-бурого (по N_p) до темно-бурого (по Ng).

Биотиты обеих массивов относятся к аннит-флогопитовому ряду аннита - 50-70%; $Ng \approx Nm$ =1,646-1,655 $f_{хим.}$ =50-58%.

Мусковит развит неравномерно, количество его увеличивается в приконтактовых частях интрузива. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, корунд, магнетит, пиртолит, турмалин, гранат, монацит, барит, пирит, галенит, халькопирит, киноварь, барит, лейкоксен, эпидот, анатаз, рутил.

Мелкозернистые аплитовидные граниты образуют небольшие штоки и дайки и обнажаются на водораздельной части междуречья Вахшивар и Киясу. Они состоят из микроклин-пертита (39,3%), альбит-олигоклаза (18,1), кварца (36), биотита (1,0), мусковита (4,9), акцессорных - апатита, циркона, сфена.

Химический состав гранитоидов обоих массивов охарактеризован I4 силикатными анализами (табл.I).

Таблица I

Химический состав гранитоидов (по Купченко, I973)

Окисел	Вахшиварский массив		Обинаврузский массив					
	аляскиты (2 пр.)	аляскитовый гранит (2 пр.)	кон-там. кварц-диориты (I пр.)	кон-там. кварц-диориты (3 пр.)	контам. гранодиориты (3 пр.)	гранониты (2пр.)	лейкократ. гранит (I пр.)	аляскиты (I пр.)
SiO_2	74,7I	73,54	72,74	68,95	70,04	70,06	74,07	73,79
TiO_2	0,07	0,I5	0,I4	0,28	0,2I	0,I8	-	0,05
Al_2O_3	I3,50	I4,08	I6,30	I8,09	I5,62	I4,69	I3,39	I4,50
Fe_2O_3	0,29	0,48	0,80	0,48	0,02	0,04	0,3I	0,02
FeO	0,78	0,97	I,I2	I,56	2,40	2,24	0,86	I,00
MnO	0,02	0,0I	0,02	0,03	-	0,02	-	-
MgO	0,32	0,32	0,70	I,02	0,83	0,65	0,I0	0,40
CaO	0,55	0,38	0,70	I,03	0,66	I,22	0,50	0,75
Na_2O	4,53	3,8I	3,94	4,05	3,07	2,89	3,25	4,40
K_2O	3,72	4,85	I,97	2,48	5,04	5,47	6,50	4,75
H_2O	0,20	0,I0	0,05	0,05	0,04	0,08	0,28	0,I0
P_2O_5	0,20	0,25	0,I8	0,I4	0,I6	0,20	0,08	0,05
п.п.п.	I,04	I,05	0,86	I,79	I,49	I,75	0,32	0,59
CO_2	0,27	0,I8	-	-	-	-	-	0,II
S	-	-	0,0I	0,0I	-	-	-	-
SO_3	0,07	-	-	-	0,0I	-	-	0,06
	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	I00,28	I00,I7	99,53	99,96	99,59	99,49	I00,29	I00,57

В наиболее измененных породах (альбитизация плагиоклаза, хлоритизация и мусковитизация биотита) возрастает количество молибдена, свинца, цинка, серебра, олова, бериллия и галлия, а в контаминированных сланцево-гнейсовым материа-

Средние содержания элементов-примесей (%) в полуколичественного спектрального анализа

Элемент	Вахшиварский			
	среднезернистые граниты		тонкозернистые граниты	
	пределы	средн.	пределы	средн.
	Биотиты (I2 ан.)		Биотиты (8 ан.)	
Ni	0,008-0,003	0,00I	0,006 - 0,0I	0,004
Co	0,0008-0,009	0,00I	0,0008-0,00I	0,0009
Ti	0,3-I,0	0,8	0,3 - 0,6	0,4
V	0,003 - 0,0I	0,005	0,003-0,006	0,004
Cr	0,003 - 0,0I	0,006	0,00 - 0,0I	0,005
Cu	0,0006 - 0,003	0,00I	0,0005-0,00I	0,003
Pb	0,002-0,03	0,0I	0,004-0,0I	0,007
Zn	0,03 - 0,I	0,02	0,0 - 0,05	0,04
Sc	0,00 - 0,00I	0,00I	0,00 - 0,00I	0,0002
Y	0,00 - 0,00I	0,0002	0,00 - 0,00I	0,0002
Yb	0,00 - 0,00I	0,0002	0,00 - 0,00I	0,0000I
	Мусковит (I0 ан.)		Полевой шпат (8 ан.)	
Ga	0,003 - 0,3	0,009	0,003 - 0,0I	0,006
Ba	-	-	0,03 - 0,03	0,03
Sr	-	-	0,0I - 0,0I	0,0I
Be	Кварц (I0 ан.)	-	0,00I - 0,00I	0,00I
Mo	0,000-0,00I	0,004	0,00 - 0,00I	0,0005

Таблица 2

породообразующих минералах по данным
(Купченко, 1973)

Обинаврузский			
среднезернистые граниты		тонкозернистые граниты	
пределы	: средн.	пределы	: средн.
Биотиты (10 ан.)		Биотиты (9 ан.)	
0,001 - 0,002	0,0013	0,001-0,003	0,002
0,0007-0,003	0,001	0,0008 - 0,003	0,002
0,02 - 1,0	0,5	0,4 - 1,0	0,6
0,001 - 0,01	0,005	0,003 - 0,006	0,004
0,000 - 0,01	0,006	0,004 - 0,006	0,005
0,0005 - 0,01	0,003	0,003 - 0,01	0,008
0,003 - 0,01	0,007	0,01 - 0,03	0,003
0,000 - 0,1	0,05	0,01 - 0,1	0,06
0,00 - 0,001	0,0006	0,00 - 0,01	0,004
0,00 - 0,01	0,002	0,00 - 0,003	0,001
0,00 - 0,001	0,0002	0,00 - 0,0003	0,00001
Мусковит (8 ан.)		Полевой шпат (9 ан.)	
0,006 - 0,01	0,007	0,003 - 0,01	0,006
-	-	0,01 - 0,1	0,05
-	-	0,01 - 0,03	0,02
Кварц (12 ан.)	-	0,001 - 0,001	0,001
		0,00 - 0,0001	0,0003
0,00 - 0,0007	0,0003	0,00 - 0,001	0,0003

лом породах - никеля, кобальта, хрома и титана.

Концентратором никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, меди, свинца, цинка, скандия, иттрия, иттербия является биотит; бериллия, галлия, стронция, бария - полевые шпаты, магния и серебра - полевые шпаты и кварц (табл.2).

Вблизи контакта гранитоидов с докембрийским метаморфическим комплексом граниты переходят в гранодиориты с полосовидными скоплениями и шлироподобными реликтами биотита, многочисленными ксенокристами кварца и полевых шпатов.

В экзоконтактовых зонах массивов фиксируется следующий парагенезис минералов: для Обинаврузского массива - пироксен + плагиоклаз + амфибол + корунд; для Вахшиварского - корунд + пироксен + биотит + андезин + кварц (Далимов, 1972).

Гранитоиды Вахшиварского и Обинаврузского массива принадлежат к абиссальной (глубина формирования 6-8 км) фации (Айзенштат, Далимов, 1972), формация двуслюдяных гранитов (Исамухамедов, Купченко и др. 1962-1973) или гранодиорит-гранитовая (Далимов, 1972).

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М.Исамухамедова, П.Д.Купченко (1958-1973); В.А.Хохлова (1970); Т.Н.Далимова (1972) и др.

105. С р е д н е у р у к л и н с к и й и В е р х н е к ы з ы л с а й с к и й м а с с и в ы. Среднеуруклинский массив находится в среднем течении р.Уруклы (правый приток р. Мочайдарьи, горы Чакчар, ЮЗ-отрога Гиссарского хр.), Верхнекызылсайский - в верховьях левого составляющего р. Кызылсай, в 10-12 км северо-восточнее Среднеуруклинского массива.

Вмещающие породы массивов - метаморфические образования (гнейсы, сланцы и др.) докембрия.

В.Е.Головин (1966) определил нижнюю возрастную границу гранитоидов массивов по пересечению ими пластовых тел ортоамфиболитов (670 ± 12 млн.лет, K-Ar метод), верхнюю - по пересечению высокоглиноземистых жильных дериватов опи-

сываемых гранитов кварцевыми диоритами Харкушского массива (310 млн.лет, Исамухамедов и др.,1965). Таким образом, возрастной интервал образования гранитоидов - протерозой - ранний карбон.

Среднеуруклинский и Верхнекызылсайский массивы приурочены к ядру опрокинутой брахиантиклинальной складки.

Характерная особенность строения этих массивов - отсутствие резких контактов с вмещающими породами метаморфического комплекса: переход от гранитов к кристаллическим сланцам происходит постепенно, через толщи инъекционных мигматитов и фельдшпатизированных (микроклинизированные) гнейсов.

Гранитоиды Среднеуруклинского массива образуют сложную систему ветвящихся тел - акмолитов, залегающих среди до - кембрийских метаморфических толщ. Иногда они имеют секущий характер. Мощность наиболее крупных из них - 100-150 м, длина - до 1 - 1,2 км. Местами эти тела, сливаясь друг с другом, образуют раздувы, мощностью до 0,3-0,5 км. Как правило, тела отделены друг от друга полосами мигматитов и фельдшпатизированных гнейсов. Общая площадь их выхода - 2-2,5 км.

Верхнекызылсайский массив сложен рядом кулисообразных секущих тел мощностью от 80 до 250 м. По простиранию прослеживаются на 600-1200 м.

С характеризуемыми гранитоидами ассоциируют маломощные (до 2-3 м) секущие тела жильных гранитов и зональных пегматитов.

Оба массива сложены среднезернистыми кордиеритовыми гранитами, содержащими ксенолиты вмещающих пород (размером от 1 мм до 10 м).

Структура гранитов порфиробластовая, гранобластовая и диабластовая. Состав главных породообразующих минералов гранитоидов приведен в табл. 1. Из акцессорных минералов установлены: апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит, гранат, флюорит, турмалин.

В жильных гранитах увеличивается содержание калишпата (60-63%, Or_{40-37} Ab_{60-63}, $\Delta_p = 0,2$, $-2V = 53-70^{\circ}$),

кварца (32-38) и уменьшается количество плагиоклаза с 2-8% Ан (25), биотита (4-6), кордиерита (2-3%), появляется силлиманит (3-4%), развивающийся по биотиту и микроклину.

Количественно-минералогический состав гранитов Среднеуруклинского массива (Головин, 1971) приведен ниже:

Минерал	Содержание, об.%
Плагиоклаз	16-32
Калишпат	3,6 - 36,6
Кварц	9 - 47,6
Биотит	1 - 15
Кордиерит	1 - 25
Силлиманит	0,0 - 3,5
Мусковит	0,0 - 3,5
Гранат	0,0 - 3,5
Прочие акцессории	0,0 - 1,0

Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом (8-14% Ан) размером 0,1-1,0 мм. Δ =0,6 - 0,9, оптика низкотемпературная.

Калинатровый полевой шпат присутствует в виде порфиробластов размером 0,3-1 мм. Содержит включения плагиоклаза, биотита, реже кварца. Отмечено межгранулярное развитие микроклина.

Пертитовый калишпат присутствует в кордиеритовых гранитах; в пегматитах и жильных гранитах наличие альбитовой фазы устанавливается рентгеновскими методами. Выделяются слабо триклинные ($Or_{62-79}\ Ab_{21-38}$), Δ_p= 0,1-0,5, $-2V$ = 50-70° и моноклинные ($Or_{62}\ Ab_{38}$; $\Delta_p = 0$; $-2V$ = 50-65°) ортоклазы (табл.I). К первым относятся ортоклазы кордиеритовых гранитов и пегматитов, ко вторым - жильных кордиеритовых гранитов. Согласно диаграмме А.С.Марфунина (1962), калишпаты кордиеритовых гранитов акмолитовых тел занимают поле промежуточного ортоклаза, а жильных кордиеритовых гранитов и пегматитов - поле высокого и промежуточного ортоклаза.

Таблица I

Оптическая и рентгеновская характеристики калинатровых полевых шпатов (по Головину, 1969)

Номер образца	Угол оптических осей, град. ($-2V$)	Степень рентгеновск. триклинности	Состав фаз пертитов
Биотит-кордиеритовый гранит			
42-I	62	0,30	$Or_{70}Ab_{30}$
39-I	70	0,20	$Or_{68}Ab_{32}$
I	60	0,20	$Or_{65}Ab_{35}$
42-2	52-62	0,10	$Or_{63}Ab_{37}$
Жильный кордиерит-биотитовый гранит			
48-4	54-60	0,00	$Or_{62}Ab_{38}$
4	52-62	0,00	$Or_{63}Ab_{37}$
Пегматит			
2048 а	50-70	0,30	$Or_{65}Ab_{35}$
2069	55-68	0,50	–
2026 Г-М	50-65	0,00	$Or_{75}Ab_{25}$

Кварц встречается в двух генерациях. Кварц I отмечен в форме изометричных и округлых зерен; обычно заключен в порфиробласты ортоклаза. Кварц II образует гнезда и прожилки, внутри которых часто наблюдаются реликты полевых шпатов, биотита и пинита по кордиериту.

Биотит имеет две генерации. Биотит I – мелкие резорбированные реликты внутри зерен кордиерита и калишпата с густой сеткой сагенита и пятнами лейкоксена. Реликты биотита часто встречаются в порфиробластах ортоклаза и зернах пинита. Биотит II (95% от общего объема биотитов) представляет собою те же реликты, но в форме узких полос, как бы окаймляющих зерна пинита, плагиоклаза и микроклина. Характерно кучное расположение мелких (0,3-0,5 мм) чешуек, плеохроирующих от бледно-коричневых до густых красно-коричневых тонов, $N_g \approx N_m = 1{,}664$.

Кордиерит гранитов акмолитовых тел присутствует в виде идиоморфных зерен. Во вмещающих породах встречается в виде порфиробластов.

Присутствие в гранитах (кордиерита, силлиманита, андалузита, турмалина и др. свидетельствуют о пересыщенности пород глиноземом и недостатке в них щелочей.

Химический состав высокоглиноземистых гранитов Среднеуруклинского массива следующий (%): SiO_2 - 69,14; Fe_2O_3 - 0,7; FeO -2,47; MgO -1,85; CaO - 1,7; $K_2O + Na_2O$ -6,05 (Далимов и др., 1972).

По В.Е.Головину, биотиты высокоглиноземистых гранитов Среднеуруклинского массива (табл.2) относятся к истонит - сидерофиллитовой серии.

Таблица 2

Химический состав и некоторые параметры биотитов из кордиеритовых гранитов Среднеуруклинского массива (Головин, 1967)

Окисел и некоторые параметры	Проба			
	42/1-1	42/1-3	48/4-1	48/4-2
SiO_2	35,00	35,65	35,84	36,00
TiO_2	2,95	3,10	2,40	2,70
Al_2O_3	19,40	19,15	19,42	20,00
Fe_2O_3	3,43	3,10	4,05	5,60
FeO	18,00	18,5	13,47	12,7
MnO	0,12	0,14	0,17	0,20
MgO	8,80	10,0	4,70	4,96
CaO	0,27	0,40	0,21	0,56
Na_2O	0,31	0,31	0,48	0,54
K_2O	5,57	7,45	7,84	6,76
H_2O	3,80	4,10	6,73	5,0
F	0,05	0,30	0,14	0,10
п.п.п	-	-	4,35	5,0
Сумма	99,70	100,90	99,80	100,60
Общая железистость, мол.%	57,4	54,4	67,0	66,8
Титанистость, мол.%	6,58	6,7	7,7	8,34
Щелочность, мол %	0,45	0,45	0,48	0,40
$N_g \simeq N_m$	1,637	1,640	1,645	1,650

Содержание (в числителе, $\frac{f}{m}$) и дисперсия (в знаменателе) редких и рассеянных элементов в кордиеритовых гранитах характеризуются следующими значениями (в скобках количество анализов):

литий $\frac{40}{0{,}00011}$ (25), рубидий $\frac{125\text{-}150}{0{,}004}$ (75), цезий $\frac{3}{4\cdot10^{-8}}$ (25)

свинец $\frac{41}{1{,}3\cdot10^{-8}}$ (15), цинк $\frac{90}{8\cdot10^{-8}}$ (12), уран $\frac{0{,}8}{6\cdot10^{-6}}$ (10), торий

$\frac{4}{2\cdot10^{-6}}$ (10), ниобий $\frac{9}{10\cdot10^{-7}}$ (8) (В.Е.Головин) *.

Результаты определения щелочных элементов в калишпатах из высокоглиноземистых гранитов и их жильных комагматов приведены в табл.3.

Таблица 3

Состав калишпатов, % (Головин, 1969)

Номер образца	K_2O	Na_2O	Rb_2O $n\cdot10^{-2}$	Альбит	Ортоклаз
		Кордиеритовый гранит			
42-1	10,5	2,54	2,2	26,7	73,3
39-1	9,77	2,35	1,8	27,0	73,0
		Жильные кордиеритовые граниты			
48-4	7,36	2,77	3,4	37,0	63,0
4	8,42	3,22	3,9	37,2	62,8
		Пегматиты			
762	12,10	3,04	3,3	27,6	72,4
2026 Г-М	9,75	1,75	8,1	21,0	79,0
2069	12,20	3,10	3,4	38,4	61,6
2048 а	13,5	2,50	8,8	22,0	78,0

* Согласно монографии Т.Н.Далимова и В.И.Айзенштата (1972).

В гранитах, мигматитах и вмещающих их гнейсах широко проявлены процессы щелочного (микроклинизация, альбитизация) и кислотного метасоматоза (кварц-силлиманитовое и кварц-мусковитовое выщелачивания). Процессы метасоматоза происходят после кордиеритизации. Интенсивное развитие калиевого метасоматоза вызвано действием остаточных поровых растворов и тесно смыкаются со стадией магматического замещения. Микроклинизация проявляется в тесной пространственной связи с гранитами или мигматитами.

Характерная особенность постмагматических процессов кордиеритовых гранитов и мигматитов - мирмекитизация, развивающаяся вслед за микроклинизацией.

Альбитизация развита в аплит-пегматитовых жилах и по трещинам в породах кровли. При этом таблитчатый альбит (0-3% Ан) замещает первичный плагиоклаз, биотит и микроклин. Конечный продукт этого процесса - альбитит, на 70-80% сложенный агрегатом панидиоморфнозернистого альбита.

Наиболее широко развит кислотный метасоматоз. Выделяются этапы высокотемпературного кварц-силлиманитового и более низкотемпературного кварц-мусковитового выщелачивания. В аплит-пегматитовых жилах специфическая черта кислотного метасоматоза - турмалинизация.

Кварц-силлиманитовое выщелачивание наблюдается в жильных кордиеритовых гранитах, мигматитах и микроклинизированных гнейсах. Оно следует непосредственно за этапом щелочного метасоматоза. Силлиманит в виде агрегата тонких призматических зерен развивается по биотиту и микроклину. Следующий этап характеризуется образованием мусковита, замещающего полевые шпаты, пинит и хлорит. В гранитах и мигматитах этот процесс имеет характер экстенсивной грейзенизации. Собственно грейзены (кварц-мусковитовые породы) образуются в зонах трещиноватости. Наряду с мусковитом грейзены содержат поздний турмалин. Хлоритизированные и окварцованные гнейсы превращаются в мусковит-хлоритовые сланцы (диафториты).

Охарактеризованные гранитоиды относятся к формации высокоглиноземистых (кордиеритовые) гранитов и образовались в условиях абиссальной фации (Головин, I966-I969; Далимов, Айзенштат, I972).

Составил Т.Т.Шарипов по материалам В.Е.Головина (1965-1971); И.М.Исамухамедова (1965), Т.Н.Далимова, В.И.Айзенштата (1972).

106. Гуматагский массив расположен в междуречье Алачапан-Гуматаг, южной части хр. Байсунтау, юго-западных отрогах Гиссара. В плане имеет форму, близкую к равностороннему треугольнику.

На севере массив прорывает докембрийскую метаморфическую толщу с юго-востока по зоне надвига контактирует с юрскими и меловыми отложениями, с юго-запада соприкасается с надвинутыми на него среднекарбоновыми отложениями и трансгрессивно перекрывается верхнекарбоновыми породами.

Возраст массива, по Е.М.Головину, додевонский, по С.К. Овчинникову, А.Т.Тарасенко - девонский, по Г.С.Чикрызову, Х.В.Рыскиной - среднекарбоновый, В.А.Хохлову, А.В. Покровскому, Т.Н.Далимову - позднекаледонский, И.М.Исамухамедов, П.Д.Купченко, Ш.Эргашев (1971) определяют его средневерхнекарбоновым. По их мнению, в нижнем течении р.Алачапан граниты по зоне надвига контактируют с фаунистически охарактеризованными известняками среднего карбона. На правом борту р.Алачапан, в известняках среднего карбона, обнажаются небольшие выходы гранитов. В истоках левого составляющего р. Кайрак установлен прорыв интрузива посленижнекарбоновых габброидов дайками биотитовых гранитов. Таким образом, по мнению И.М.Исамухамедова, породы массива прорывают нижне-, среднекарбоновые образования и галька их содержится в верхнекарбоновых конгломератах.

Данные радиологических определений (K-Ar метод) возраста роговой обманки из диоритов интрузива равны 310±5 млн. лет, биотита из гранитов - 259-320 млн.лет (5 определений), гранодиорита (валовая проба) - 297 ± 5 млн.лет.

Массив приурочен к двум зонам разломов и ориентирован в меридиональном направлении. Имеет штокообразную форму, площадь выхода 45-50 км^2.

По И.М.Исамухамедову, Ш.Эргашеву (1972), массив сформировался в следующей последовательности: габбро-сиениты, гра-

нодиориты, биотитовые граниты и аплитовидные граниты. Ниже приводится характеристика минерального состава гранитоидов массива (табл. I).

Гранодиориты образуют ряд тел площадью до I,5-2 км, инъецированных многочисленными прожилками и апофизами крупнозернистых гранитов. В эндоконтакте со сланцами гранодиориты переходят в кварцевые диориты или близкие к ним по составу породы. Характерная особенность гранодиоритов - наличие гнейсовидной текстуры, обусловленной линейным расположением чешуек биотита и хлорита.

Крупнозернистые порфировидные, биотитовые граниты слагают большую часть массива. Количество биотита в них не постоянное, зависит от степени контаминированности метаморфическими породами (αCm).

В зоне эндоконтакта крупнозернистые граниты содержат многочисленные ксенолиты пород докембрийского комплекса.

Аплитовидные граниты прорывают порфировидные граниты и содержат их ксенолиты. Наиболее крупные их тела (от 0,2 до 0,7 км^2) расположены по правому борту р. Гуматаг.

Таблица I

Количественно-минералогический состав гранитоидов (об.%) Гуматагского массива (по Купченко, 1973)

Порода	Кол-во опред.	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц
Гранодиорит	II	30,3-59,4	I0,0-35,5	I2,7-36,0
Адамеллит	I	40,5	24,4	27,5
Гранит	5	30,9-36,6	27,I-38,0	23,3-33,4
Аляскит	I	25,4	45,5	26,6

Продолжение табл. I

Порода	Биотит	Мусковит	Хлорит	Акцессорные
Гранодиорит	5,I-I9,7	0,0-4,2	3,0-I4,4	0,I-0,3
Адамеллит	7,3	-	-	0,3
Гранит	4,0- 6,6	0,0-I,5	-	0,I-0,2
Аляскит	2,5	-	-	0,I

Плагиоклаз в гранодиоритах и гранитах (по данным 16 определений методом Федорова) отвечает альбиту (1-10% Ан), до олигоклаза (11-15% Ан). Характеризуется 2V от - 72-84° до +78-88°. Δ =0,25-1, чаще 0,75. Двойникование преимущественно по ⊥ (001) и ⊥(010).

Калинатровый полевой шпат представлен преимущественно высоким - промежуточным ортоклазом С - 2V = 58-82°, чаще 60-74°, ∠N_m : P ⊥[001] = 3-16°, чаще 6-15° (12 опр. Федоровским методом). Δ_ρ =0-0,8, чаще 0-0,6 (6 опр. Купченко, 1973). Состав калишпата по дифрактограммам $O_{p\ 58,5-94}Ab_{41,5}$.

Состав биотита (вес.%) в гранитах массива охарактеризован двумя пробами (Купченко, 1973) : SiO_2 = 33,26 - 33,52; TiO_2 = 2,2 -2,4; Al_2O_3 = 21,04-22,46; Fe_2O_3=0,65-4,97; FeO = 14,81 - 18,38; MnO = 0,36-0,38; MgO = 8 - 9,05; CaO =0,84-2,1; Na_2O = 0,26-0,74; K_2O= 2,51 - 4,93; H_2O = 1,5-2,14; P_2O_5 = 0,25 - 0,3; п.п.п. = 5,03-5,04; CO_2=1,19-1,41; SO_3= 0,06-0,12; F = 0,11. Сумма : 99,58 - 100,43. Судя по проводимым анализам, пробы изменены. f = 53,7-54,4%. $N_g = N_m$ = 1,650-1,652. Соответствует липидомеланам (Трегер, 1968).

К наиболее распространенным акцессорным минералам (Эргашев, 1972) относятся апатит (до 150-180 г/т - в габбро-сиенитах, 78-105 г/т - в гранодиоритах, 32-89 г/т - в боковых гранитах), циркон (29-51 г/т - в гранодиоритах), 10-16 г/т - в аплитовидных гранитах), сорен (72 г/т - в габбро-сиенитах, до 35 - 38 г/т - в гранитоидах), монацит (10-18 г/т - в гранитах), ортит, магнелит (150 г/т в габбро-сиенитах, 120 г/т - в гранодиоритах, 20 г/т - в гранитах), ильменит, гематит.

Гранитоиды Гуматагского интрузива охарактеризованы 17 силикатными анализами (табл. 2).

Экзоконтактовый метаморфизм проявился в породах интрузива в полосе шириной 10-35 м. В зоне эндоконтакта метаморфиты превращены в гнейсы и гранитогнейсы. По мере удаления от контакта они переходят в типичные мигматиты и затем в обычные слюдяные сланцы. Среднекарбоновые известняки в

контакте с гранитами перекристаллизованы, местами слабо скарнированы (Эргашев, I973).

Таблица 2

Усредненный состав гранитоидов Гуматагского массива (по Головину, Купченко, Эргашеву, Карасевой)

Окисел	Диорит (I опр.)	Гибридные гранодиориты (3 опр.)	Гранодиориты (2 опр.)	Граниты (8 опр.)	Аляскитоидные граниты (3 опр.)
SiO_2	50,72	65,95	70,20	70,54	73,58
TiO_2	0,84	0,52	0,30	0,24	0,08
Al_2O_3	I8,I7	I6,72	I6,34	I5,37	I3,55
Fe_2O_3	I,77	3,89	0,87	0,47	0,45
FeO	5,87	2,79	0,72	I,56	0,43
MnO	0,I8	0,05	0,05	0,04	0,0I
MgO	2,90	I,52	I,07	0,75	0,22
CaO	7,0I	2,70	2,28	I,76	0,6I
Na_2O	3,67	4,23	4,I7	4,I4	3,28
K_2O	2,89	2,2I	I,70	4,I3	5,56
H_2O	0,I0	0,09	0,02	0,II	0,05
P_2O_5	0,27	0,I5	0,I2	0,I4	0,2I
п.п.п.	2,80	I,66	I,75	0,90	0,7I
CO_2	2,82	0,83	0,6I	0,7I	0,38
SO_3	0,04	-	-	-	-
	-	-	-	-	-
Сумма	I00,05	I03,35	I00,20	I00,86	99,I2

Гуматагский массив сформировался в условиях абиссальной фации (Далимов, I972).

О формационной принадлежности гранитоидов Гуматагского массива существует две точки зрения. Согласно одной (Далимов, I972), он относится к гранодиорит-гранитовой формации; по другой (Купченко, I973), в его состав входят породы габбродиоритовой, кварц-диорит-гранитовой, гранодиорит-гранитовой до гранит-аляскитовой формаций.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М. Исамухамедова, П.Д.Купченко, Ш.Эргашева, Т.Н.Далимова и др.

107. А й л я н г а р с к и й м а с с и в находится в среднем течении одноименной реки(Юго-Западные отроги Гиссарского хребта). Мелкие тела гранитизированных пород и гнейс-тоналитов Айлянгарского массива обнажаются среди ставролит -гранат-биотитовых, гранат-биотитовых и других разновидностей сланцев.

Возраст рассматриваемых пород Е.М.Головин (1942-1948) считал додевонским, Г.С.Чикрызов (1953) - силур-нижнекарбоновым, С.К.Овчинников, А.Т.Тарасенко (1956-1959) - докембрийским, И.М.Исамухамедов, П.Д.Купченко и др. (1962,1965, 1973) - среднекарбоновым, Д.А.Рубанов (1968) - среднепалеозойским.

В последнее время А.В.Покровский (1967-1972) получил данные абсолютного возраста (К-Ar метод) роговых обманок из тоналитогнейсов, согласно которым (обр. 291 - 472 ± 5; обр. 507ж - 466 ± 6; обр. 600 - 455 ± 5 млн.лет) возраст этих пород датируется раннекаледонским, вероятнее всего среднеордовикским. По В.А.Хохлову и др., возраст массива - докембрийский.

В структурном отношении тела гнейс-тоналитов приурочены к субширотной брахиантиклинали.

По мнению С.К.Овчинникова, А.М.Тарасенко, Г.С.Чикрызова и др., породы Айлянгарского массива образуют субтектонические плутоны-штоки и многочисленные межпластовые интрузии, инъецирующие метаморфическую толщу. По сведениям И.М.Исамухамедова, П.Д.Купченко (1958-1965), породы массива в плане образуют шток, ориентированный в северо-западном направлении.

По данным А.В.Покровского (1962-1972), гнейс-тоналиты и гранитизированные их разности широко развиты на правобережье р.Диймалек и протягиваются далее на северо-восток до водораздела с р.Ходжабузбарак на расстояние 4-5 км. Среди ортоамфиболитов докембрия гнейс-тоналиты образуют пластообразные и неправильные залежи небулитового строения и расплывчатых очертаний, включающие многочисленные реликтовые обособления (скиалиты) амфиболитов и иногда "сквозные" прослои глиноземистых гнейсов.

По А.Т.Тарасенко (1950), Айлянгарский массив сложен контаминированными плагиогранитами и гнейс-тоналитами, а также аляскитовыми гранитами, тесно связанными с вмещающим метаморфическим комплексом.

По мнению И.М.Исамухамедова и др. (1958-1965), Айлянгарский массив сложен гибридными амфиболо-биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами, прорывающими докембрийскую амфиболито-гнейсовую толщу и имеют с ней ясно выраженный интрузивный контакт.

В.А.Хохлов, В.Е.Головин, А.В.Покровский и др. (1962-1972) показали, что отмеченные И.М.Исамухамедовым и его сотрудниками породы, считавшиеся интрузивными, являются метаморфическими образованиями, возникшими вследствие гранитизации и последующего кислотного выщелачивания ортоамфиболитов докембрийского метаморфического комплекса. Причем сформировались они в результате метаморфических преобразований в твердом состоянии на месте залегания.

Таким образом, т.н. Айлянгарский массив сложен гнейс-тоналитами, амфиболитами и маломощными актинолит-кварц-альбитовыми жилами (альбититы лев.борта р.Айлянгар). Повсеместно между амфиболитами и гнейс-тоналитами отмечаются взаимопереходы.

Амфиболиты темные, слегка зеленоватые, массивные среднезернистые (0,3-1,8 мм) породы. Нередко встречаются и порфиробластические разности с довольно крупными (до 5 мм) выделениями граната, амфибола, плагиоклаза. Плагиоклаз нередко образует гломеробластовые выделения.

Амфиболиты характеризуются гранобластовой или нематогранобластовой микроструктурой с параллельной ориентировкой зерен минералов. Состоят в основном из гипидиоморфных зерен обыкновенной роговой обманки (табл. I), плагиоклаза, представленного андезином (40-47% Ан), реже лабрадором (50-60% Ан). Часто присутствует (от 3-8 до 30%) гранат (N =1,780 - 1,806).

Из акцессорных минералов характерен сфен, составляющий до 5% объема пород. Присутствуют единичные выделения апатита, циркона, рутила, пирита, анатаза, андалузита, турмалина.

Как в амфиболитах, так и гнейс-тоналитах плагиоклазы (5-60% объема породы) характеризуются большим содержанием анортитовой составляющей (35-60% Ан). Двойникование по $\perp (010)$ и $\frac{\perp [100]}{(010)}$; $2V = +74\text{-}85^0$, реже $83\text{-}88^0$ (по Покровскому, 1967).

Зерна андезина и лабрадора последовательно обрастают каемками олигоклаза (20-22% Ан), альбита (4-5% Ан).

Амфиболы (20-85%) встречаются в виде гипидиоморфных зерен (0,2 - 1 мм до 8 мм) и образуют устойчивые минеральные ассоциации с кислыми или средними плагиоклазами, сфеном, реже гранатами. В гранитизированных амфиболитах и подвергшихся кислотному выщелачиванию разностях амфиболы сохраняются в виде корродированных метастабильных реликтов, замещающихся новообразованными биотитом, полевыми шпатами и кварцем.

Амфиболы представлены роговыми обманками с весьма непостоянными оптическими свойствами. Показатель преломления их колеблется от 1,662 до 1,683 ± 0,02, двупреломление от 0,018 до 0,026 с преобладающим отрицательным углом оптических осей, колеблющимся от 68 до 90^0. Эти данные позволяют отнести этот минерал к эденитy. Среди роговых обманок встречаются и оптически положительные разности, приближающиеся по составу к паргаситу (гастингситу).

Общая железистость амфиболов варьирует в пределах 32,3-56,8%.

В амфиболитах гранаты встречаются в виде корродированных выделений (до 0,6-1 мм), в некоторых случаях довольно крупных (до 8 мм) порфиробластов в количестве до 10-12%. Гранаты представлены буровато-розовыми, реже карминно-красными альмандинами с существенной примесью гроссуляровой (18-21%), андрадитовой (8-11) и пироповой (16-17%) молекул. Показатель преломления их 1,795 - 1,812 ± 0,02, что соответствует интервалу железистости 70-85%.

По химическому составу гранаты (табл. 1) содержат значительную примесь андрадита и особенно гроссуляра, суммарное содержание андрадита и гроссуляра в гранитах колеб-

лется от 17,8 до 38,6%, количество альмандина варьирует от 43 до 58%, пиропа 16-19%, спессартина 1,0-3,3%. В связи с этим их можно отнести к группе пиральспитов.

Таблица 1

Химический состав роговых обманок и гранатов из амфиболитов и гнейс-тоналитов Айлянгара (Покровский, 1971)

Окисел	Роговая обманка		Гранаты	
	из амфиболитов (2 ан.)	из гнейс-тоналитов (5 ан)	из амфиболитов (2 ан.)	из гнейс-тоналитов (2 ан.)
SiO_2	44,84	46,10	39,44	39,49
TiO_2	1,41	1,14	0,48	0,38
Al_2O_3	13,12	11,75	20,06	18,55
Fe_2O_3	3,32	3,33	5,97	16,50
FeO	10,62	10,73	18,88	10,56
MnO	0,12	0,19	0,42	0,41
MgO	11,48	10,59	3,85	4,02
CaO	12,70	11,65	9,91	9,55
Na_2O	1,48	1,10	0,33	0,31
K_2O	0,54	0,90	0,77	98,25
H_2O	1,09	0,77	0,38	0,37
Сумма	99,72	98,75	100,03	100,18

Гнейс-тоналиты темно-серые, серые, средне-, крупнозернистые (0,5-3,0 мм) мезократовые породы, иногда с отчетливой гнейсовидностью. Составные части их - роговая обманка (15-45%), биотит (до 18), гранат (до 5), плагиоклазы трех генераций (5-35), микроклин (3-20) и кварц (10-35%). Из акцессорных минералов им свойственны, циркон, апатит, реже встречаются единичные выделения сфена, рутила, анатаза и монацита. Для них характерна белтеропоровая микроструктура, обусловленная субпараллельным расположением кристаллов роговой обманки и плагиоклазов.

Роговые обманки и гранаты гнейс-тоналитов по оптическим свойствам и химическому составу весьма близки к таковым амфиболитов (табл.I).

Как и в амфиболитах плагиоклазы I генерации представлены андезином (36-47% Ан) и лабрадором (52-60% Ан).

В гнейс-тоналитах возрастает железистость роговых обманок (с 28,3-33,2% до 37,5-43,9), но сопряженно уменьшается железистость сосуществующих гранатов (от 73,9-92,7 до 62,7 и 55,9). При этом несколько снижается и основность реликтовых плагиоклазов, среди которых преобладающим становится андезин (36-40% Ан).

Биотит развивается по роговой обманке, но образует и самостоятельные выделения.

Остальные минералы в тоналито-гнейсах - новообразованные и составляют от 25 до 60% объема пород. Они развиваются как по роговой обманке, гранату и плагиоклазу I, так и самостоятельно, последовательно замещая друг друга. Причем структурные и реакционные соотношения между ними позволили наметить следующую последовательность их выделения: биотит, микроклин-пертит, плагиоклаз II (олигоклаз 14-22% Ан) плагиоклаз III (4-5% Ан) и кварц.

Переход между амфиболитами и гнейс-тоналитами постепенный, поэтому отмечена определенная стадийность в минералообразовании в ряду амфиболиты - гнейс-тоналиты в зависимости от интенсивности развития процесса гранитизации. Она выражена в последовательном проявлении биотитизации, калиевой фельдшпатизации, олигоклазизации, альбитизации и окварцевании. Кроме отмеченных минеральных преобразований, происходит и структурная перестройка пород с превращением амфиболитов сначала в полосчатые разности, затем в относительно равномернозернистые тоналито-гнейсы.

По минералогическому составу актинолит-кварц-альбитовые жилы (альбититы) полностью соответствуют минеральным парагенезисам поздних стадий гранитизации вмещающих пород.

По химическому составу амфиболиты (табл.2) близки к габбродиабазам, пикритам и промежуточным разностям, лишь незначительно отклоняются от соответствующих средних типов пород (по Дэли).

Гранитизированные разности амфиболитов и гнейс-тоналитов по химическому составу (табл.2) приближаются соответственно к диоритам и кварцевым диоритам, отличаясь от них меньшим содержанием щелочей.

Таблица 2

Химический состав амфиболитов, гнейс-тоналитов и жильных альбититов Айлянгара (по Покровскому, 1967-1972)

Окисел	Амфиболиты (11 ан.)	Гнейс-тоналиты (4 ан.)	Актинолитовые альбититы (1 ан.)
SiO_2	52,84	61,44	59,56
TiO_2	0,50	0,45	0,09
Al_2O_3	15,75	14,82	21,50
Fe_2O_3	2,37	0,91	1,82
FeO	7,15	5;59	0,88
MnO	0,13	0,07	0,01
MgO	7,91	4,56	3,66
CaO	9,21	6,26	7,00
Na_2O	1,61	2,60	3,66
K_2O	1,11	1,91	0,66
P_2O_5	0,10	0,09	Сл.
CO_2	0,05	-	-
H_2O^+	0,78	0,59	0,76
H_2O^-	0,25	0,40	0,30
п.п.п.	0,40	0,43	-
С у м м а	100,16	100,12	99,90

По содержанию кремнезема альбититы близки к диоритам, но резко пересыщены глиноземом и частично известью.

Рассматриваемые породы образовались в результате гранитизации и последующего кислотного выщелачивания ортоамфиболитов.

Гранитизация амфиболитов выражалась в разнообразных изменениях исходных пород, главную роль среди которых играла

натрово-калиевая фельдшпатизация. Калиевая фельдшпатизация проявилась весьма интенсивно и выражалась в послойном и межгранулярном развитии калиевого полевого шпата, в отдельных случаях составляющего 35% объема пород.

С падением температуры калиевая фельдшпатизация сменилась натриевой. Ей предшествовало кратковременное проявление процесса олигоклизации.

Как амфиболиты, так и гранитизированные их разности, включая тоналито-гнейсы, впоследствии претерпели интенсивное наложенное кислотное выщелачивание, выразившееся в разложении всех ранее существовавших минералов и замещении их кварцем, турмалином, андалузитом и мусковитом, последовательно возникавшими и исчезавшими в определенных стадиях этого процесса. Конечный продукт его - метакварциты, более чем на 80% состоящие из мелко-, среднезернистого агрегата кварца, в котором сохраняются лишь отдельные корродированные реликты амфибола, плагиоклаза и некоторых других минералов.

Айлянгарский массив, согласно А.Т.Тарасенко (1959), Т.Н.Далимову и др. (1972), сформировался в условиях абиссальной фации.

Температура образования амфиболитов Айлянгара, определенная А.В.Покровским (1967-1972) методом Л.Л.Перчука (1966,1967), варьирует в пределах 575-650°, а гранитизированных разностей - 500-550°, что соответствует температурным условиям амфиболитовой фации.

Породы Айлянгарского массива, возникшие вследствие гранитизации ортоамфиболитов докембрийского метаморфического комплекса (Покровский, 1967,1972), относятся к амфиболитовой формации.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам А.Т.Тарасенко (1959); А.В.Покровского(1962-1972); В.А.Хохлова (1962), И.М.Исамухамедова (1962-1965); Т.Н.Далимова и др. (1972) и др.

I08. Субвулканические интрузии хр. Сурхантау расположены на юго-западных отрогах Гиссара. Наиболее крупный среди них – Вахшиварский (Ходжаипакский) интрузив.

Вмещающие породы – продукты докембрийского метаморфического комплекса, докарбоновые ($Д_{I-2}$?) гранитоиды Вахшивара, фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные образования зойской ($C_1^{v_1}$), вахшиварский ($C_1^{v_2-n_1}$) и ходжирбулакской ($C_1^{n_2}-C_2^{b_1}$) свит. Перекрывающие толщи представлены базальными конгломератами сагдорской свиты – $C_2^{b_2-m_1}$.

Возраст субвулканических интрузий Е.М.Головин (I948) считал нижнедевонским, Г.С.Чикрызов (I952,I953), С.К.Овчинников (I946, I952, I956), А.Т.Тарасенко (I96I, I968), И.М.Исамухамедов, Б.Ф.Василевский, П.Д. Купченко, В.А.Пимшина (I958-I97I), Д.А.Рубанов (I968) – пермским на основании данных определений (К-Аг метод) абсолютного возраста (240-255 ± 8 млн.лет) и по аналогии с пермскими субвулканическими интрузиями Южного Гиссара; Е.Н.Горецкая, Н.К.Морозенко (I962), А.В.Покровский (I964,I969), Б.П.Пятаев, С.Я.Лапидус (I964), В.М.Велитченко, А.А.Попова (I966),Т.Н. Далимов (I969-I972), Т.Т.Шарипов (I969-I972) – посленамюрбашкирским, исходя из перекрывания субвулканических интрузий фаунистически охарактеризованными отложениями сагдорской свиты (C_2).

На севере Вахшиварский интрузив прорывает одноименные гранитоиды $Д_{I-2}$, на востоке его прорывает серия молодых пермских интрузий, на западе внедряется в спилиты и известняки ходжирбулакской свиты – $C_I^{n_2}$ - $C_2^{b_1}$ (Далимов,I967; Шарипов, I968). В бассейне реки Аксу (на левом борту Мулолипарда-сая) известняки и песчаники сагдорский свиты – $C_2^{b_2-m_1}$ трансгрессивно перекрывают субвулканические кварцевые порфиры одноименной интрузии. На юго-восточном фланге субвулканического тела (р.Зой) они прорваны многочисленными штоко- и даймообразными телами пермских (240 ± I0 млн.лет) гранодиорит-порфиров, сиенито-диорит-порфиритов.

Данные Т.Н.Далимова и Т.Т.Шарипова (1968-1972) по абсолютному возрасту (К-Ar метод, ИГиГ АН УзССР, аналитик Ф.Аскаров) субвулканических пород показывает, что кварцевые кератофиры I и II импульса имеют 250-271 ± 10 млн. лет (4 опр.), кварцевые порфиры III импульса - 237-276,6 ± 12 млн.лет (7 опр.).

Субвулканические интрузии локализованы в бортовых частях Сурхантау-Дималекской вулкано-тектонической депрессии, наложенной на докембрийский субстрат, и контролируются зоной Южно-Сурхантауского глубинного разлома.

В хр. Сурхантау субвулканические тела образуют 23 выхода: в урочище Ходжабарку - 5 тел общей площадью 0,49 км^2; Зойском и Зирварозском - по 4 каждый с суммарной площадью 5,83 и 1,3 соответственно, Бадава-Аксуйском и Готхакинском - по 3 каждый; 1,28 и 1,50 соответственно; Дибалинском - 2; 5,28; Вахшиварском и ур. Ходжирбулак - по 1; 7,31 и 6,98 км^2 соответственно. Вахшиварское и Дибалинское тела обладают формой асимметричного лакколита, Готхакинский и Зирварозский массивы имеют форму штока, ур. Ходжирбулак, Ходжабарку - этмолита, Бадава-Аксуйский и Зойский - дайкообразные тела.

Субвулканические тела сформировались в результате внедрений 5 импульсов магматической деятельности: I - зеленые кварцевые кератофиры (8,36 км^2), II - сургучные кварцевые кератофиры - (3,90), III - кварцевые порфиры (16,80), IУ-сферолит-порфиры (0,30), У - эруптивные брекчии (0,34 км^2).

Кварцевые кератофиры (I,II импульсы) состоят из фенокристаллов плагиоклаза (2,08-24,49%), калинатрового полевого шпата (0,0-2,96), кварца (1,60-15,30), темноцветных минералов (0,0-3,6%). Акцессорные - апатит, циркон, сфен, пирит, гематит, вторичные - хлорит, серицит, карбонат.

Кварцевые порфиры сложены плагиоклазом (3,2-9,7%), калинатровым полевым шпатом (6,2-11,0), кварцем (5,2-8,7), акцессорными - апатитом, цирконом, сфеном, ксенотимом, гематитом, пиритом, вторичными - хлоритом, серицитом, каолинитом, лимонитом.

Сферолит-порфиры (IУ импульс) развиты в краевых и апикальных частях Вахшиварского, Зойского, Готхакинского масси-

вов в виде неправильных, прерывистых полос. К внутренним частям массивов количество сферолитов падает, постепенно они исчезают, переходя в нормальные раскристаллизованные кварцевые порфиры. Размер сферолитов разнообразен - от 0,1-0,5 мм до 2,5-5 см. Сферолиты величиной 0,5-1 мм и более - концентрические и нередко зональные. Встречаются также аксиолиты перистой и веерообразной разновидностей. Сферолиты менее 0,5 мм зачастую имеют неправильную форму и находятся в зародышевой стадии развития.

Эруптивные брекчии, как и сферолит-порфиры, приурочены к апикальным, реже краевым частям Вахшиварского массива. С глубиной размеры тела эруптивных брекчий сокращаются, имеют конусообразную форму и постепенно переходят в нормальные кварцевые кератофиры.

Эруптивные брекчии имеют коричневую, сургучную окраску и состоят из остроугольных и неправильных обломков, погруженных в лавовый цемент. Обломки представлены кварцевыми кератофирами (90-95% от общего числа обломков), кварцевыми порфирами и редко сферолитпорфирами. Количество обломков составляет 50-60% объема породы, редко до 80. Размер обломков - от 1-2 см и менее до 10-15 см и более. По минералогическим и структурно-текстурным особенностям состав обломков аналогичен составу пород I, II, III и IУ импульса субвулканической деятельности.

Субвулканические породы обладают порфировой, сферолитовой, литокластической структурой с микрофельзитовым, микросферолитовым, кристаллокластическим, микропойкилитовым, криптокристаллическим строением мезостазиса, а в апикальной и эндоконтактовой частях субвулканических тел - стекловатой, афировой. Текстура массивная, флюидальная, флюктуационная.

Кварц в субвулканических породах имеет 3 генерации - фенокристаллы, кварц основной массы и гидротермальный.

Плагиоклазы в породах представлены двумя генерациями - фенокристаллы и плагиоклаз основной массы.

Фенокристаллы плагиоклазов (размер 0,2-0,5 мм до 4 мм) по составу соответствуют альбиту (2-10 % Ан), альбит-олигоклазу (10-13% Ан), в кварцевых кератофирах до андезина

(26-30% Ан, Δ = 0,2-0,6). Оптика высокотемпературная. В большинстве случаев плагиоклазы альбитизированы, серицитизированы, хлоритизированы, реже по трещинам спайности карбонатизированы.

Позднее поколение плагиоклаза распространено в виде тонких игольчатых и таблитчатых кристалликов размером 0,1-0,2 мм. По составу они отвечают альбиту с 1-5% Ан.

Калинатровые полевые шпаты в кварцевых порфирах составляют 6,19-11,03%, в кварцевых кератофирах - до 3,0%. Они образуют три генерации: фенокристаллы, минералы основной массы и минералы пустоток.

Фенокристаллы калинатровых полевых шпатов сильно корродированы, резорбированы. Размер их колеблется от 0,3-0,7 мм в кварцевых кератофирах до 2,5 в кварцевых порфирах. По высокому значению углов оптических осей ($-2V$ =78-87°), степени рентгеновской (Δ_p =0,7-0,9) и оптической упорядоченности (Δ_s =0,8-1,0) фенокристаллы калишпатов из кварцевых порфиров относятся к криптореш етчатому микроклин-пертиту.

Химический состав калинатровых полевых шпатов по Далимову, Шарипову, 1971,1972) следующий:

SiO_2	71,05-79,09%
Al_2O_3	12,32-18,80%
Fe_2O_3	0,20-1,03%
Na_2O	1,21-6,43%
K_2O	2,73-7,20%
п.п.п.	0,0 - 0,5%

Калинатровые полевые шпаты второй генерации (12-18%) обладают незначительными размерами (0,2-0,3 мм). Исходя из величин углов оптических осей ($-2V$=62-73), оптической (Δ_s =0,4-0,65) и рентгеновской триклинности (Δ_p =0,4-0,5), они относятся к промежуточному триклинному ортоклазу.

Встречающиеся в трещинах и пустотках кварцевых кератофиров калинатровые полевые шпаты относятся к III генерации, имеют размер 0,1-0,2 мм и идиоморфны по отношению к кварцу и плагиоклазу. Они обладают низким светопреломлением (N_g =1,526 ± 0,003) и соответствуют ортоклазу.

Темноцветные минералы (до 3,6%) в кварцевых кератофирах представлены хлоритизированным биотитом с размером чешуек до 0,3–0,5 мм.

Акцессорные минералы. В рассматриваемых породах Т.Т. Шарипов (1972) установил более 20 акцессориев (г/т): циркон – 0,019 ÷ 36,96; апатит – частные знаки (ч.зн.) ÷ 160,27; сфен – единичные знаки (ед.знаки) ÷ ч.зн.; ортит – ед.зн. ÷ 9,13; ксенотим – ед.зн. ÷ 0,89; турмалин – ед.зн.; флюорит – ед.зн.÷ ч.зн.; топаз – ед.зн.; рутил– ед.зн. ÷ 0,038; анатаз – ед.зн. ÷ 0,6; пирит – ед.зн. ÷ 61,76; халькопирит – ед.зн. ÷ ч.зн.; магнетит – ед.зн. ÷ 91,18; гематит – ед.зн. ÷ 15,73; иоцит – ед.зн. ÷ ч.зн.; ильменит – ед. зн. ÷ 161,67; молибденит – 0,008. Ниже характеризуем некоторые из них.

Апатит – типоморфный минерал для субвулканических пород, имеет два поколения. Апатит I – бесцветный, бледно-желтый, с размером зерен 0,2–0,5 мм. Коэффициент удлинения (отношение длины к ширине) от 1,5 : 1 до 3:1. На основании показателей преломления определен как фтор-апатит (N_g – 1,6375, N_p – 1,6335) и фтор-гидроксил-апатит (N_g – 1,642 ÷ 1,644; N_p = 1,638 ÷ 1,639). Апатит II – преимущественно бесцветный; размер зерен 0,1–0,2 мм.

Циркон, как и апатит, типоморфный с двумя генерациями. Для циркона I характерны короткопризматические, тетрагональные формы с тупыми дипирамидальными концами; размер 0,2–0,3 мм. Окраска меняется от бесцветной до желтой. Коэффициент удлинения (К.У.) – от 4:1 до 2:1. Циркон II обладает удлиненно-призматической, игольчатой формой зерна размером 0,03–0,2 мм, К.У. – 7:1.

Турмалин – 0,01–0,35 мм. По показателю преломления турмалин кварцевых кератофиров принадлежит к железистой разности (шерлу, N_g –1,682, N_p – 1,647, $N_g - N_p$ = 0,035) и кварцевых порфиров – к магнезиальной (дравиту, N_g – 1,6507÷ 1,656, N_p – 1,633 ÷ 1,6389, $N_g - N_p$ = 0,0118÷ 0,023).

Иоцит, являясь минералом железа, образует шарики черного цвета. Поверхность их зеркальногладкая, блестящая, диаметр – от 0,0015 до 0,5 мм. По внутреннему строению вы-

деляются а) однородные, полые, чаще пузыристые, б) неоднородные с тонкими последовательно концентрическими с внешней зоны шарика слоями. Внутри слоев минерал представлен сажисто-черным шариком иоцита с шероховатой поверхностью или черным гематитом.

Химический состав субвулканических интрузий представлен в табл. I, а содержание элементов - примесей в них - в табл. 2.

Вышекларковые концентрации золота - 3,I . 10^{-6}% в целом в субвулканических продуктах, а также фтора - I6.10^{-2}% в кварцевых порфирах и сферолит-порфирах позволяют рассматривать их как геохимически специализированные на эти элементы.

Характеризуемые породы сформировались в условиях субвулканической фации.

Таблица I

Средний химический состав (вес.%) пород субвулканической фации хр. Сурхантау (по Далимову, Шарипову, I969-I97I; Пимшиной, I964, I97I)

Окисел	Кварцев. кератофиры I имп. (8 пр.)	Кварцев. кератофиры II имп. (II пр.)	Кварцев. порфиры (49 пр.)	Сферолит-порфиры (7 пр.)	Эруптивные брекчии (5 пр.)
SiO_2	75,09	75,90	76,0I	77,44	75,I2
TiO_2	0,08	0,I3	0,I2	0,02	0,02
Al_2O_3	I2,33	II,66	II,60	I2,56	I3,I2
Fe_2O_3	I,I9	I,I0	0,80	I,03	0,68
FeO	I,09	0,80	0,96	0,7I	0,76
MnO	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,02
MgO	I,23	I,48	0,75	I,44	I,23
CaO	I,32	I,55	I,I4	I,74	I,24
Na_2O	3,II	2,6I	2,76	2,34	3,40
K_2O	3,07	3,72	4,05	4,0I	2,77
CO_2	0,I4	0,II	0,32	0,73	0,5I
SO_3	0,02	-	0,02	-	-
P_2O_5	0,0I	-	0,02	-	-
H_2O	0,33	0,43	0,37	0,46	0,27
п.п.п.	I,I4	0,46	I,03	0,42	0,84
Сумма	I00,I4	99,96	99,98	99,9I	99,98

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей (%) в субвулканических породах хр. Сурхантау (по Шарипову, Далимову, 1969-1972)

Элемент	Кварцевые кератофиры зеленые	Кварцевые кератофиры коричневые	Кварцевые порфиры	Сферолит-порфиры	Эруптивные брекчии	Среднее
Rb, $n\cdot10^{-2}$	0,9(4)	I,6(I0)	I,2(25)	-	-	I,26(39)
Cs, $n\cdot10^{-3}$	0,4(4)	0,45(I0)	0,34(25)	-	-	0,37(39)
Li, $n\cdot10^{-3}$	2,6(22)	2,3(24)	2,6(53)	2,I(5)	3,I(I4)	2,6(II8)
Tl, $n\cdot10^{-4}$	0,6(8)	I,0(I4)	0,85(32)	0,7(5)	0,9(5)	0,9(64)
F, $n\cdot10^{-2}$	9,3(I4)	5,5(9)	I6,I(I3)	I6(4)	6(5)	II,7(45)
Ga, $n\cdot10^{-4}$	I,47(22)	I,4(I8)	I,48(26)	I,5(4)	I,4(I4)	I,5(82)
Ge, $n\cdot10^{-4}$	I,6(22)	I,2(I8)	2,42(26)	2,25(4)	I,6(I2)	I,64(82)
Cu, $n\cdot10^{-4}$	7,24(22)	I3,3(I8)	2I,87(39)	I0(6)	I6,I(I0)	I5,5(I05)
Zn, $n\cdot10^{-4}$	40,7(22)	49,I(I8)	57,8(99)	45,5(6)	35,9(I0)	49,I(I05)
Pb, $n\cdot10^{-4}$	20,I(22)	26,7(I8)	26,9(39)	I5,3(6)	II,4(I0)	22,9(I05)
Au, $n\cdot10^{-6}$	3,3(I3)	3,9(I2)	2,2(I8)	4,3(7)	3,7(8)	3,2(58)
U, $n\cdot10^{-4}$	4,I(I3)	4,5(6)	4(43)	4,8(3)	4,8(3)	4,I(68)
Th, $n\cdot10^{-3}$	I,7(5)	I,8(3)	I,47(3)	I,3(I)	I,6(2)	I,5(24)
B, $n\cdot10^{-3}$	I,0(5)	I,I(6)	I(26)	0,9(5)	0,8(4)	I(46)

Примечание. Прочерк - элемент не определялся; цифры в скобках - кол-во определений.

Субвулканические образования района вместе с вулканитами зойской и вахшиварской свит образуют единую липаритовую формацию.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам Е.М.Головина, Г.С. Чикрызова, Е.Н.Горецкой, И.М.Исамухамедова, Б.Ф.Василевского. В.А.Пимшиной, Т.Н.Далимова, Т.Т.Шарипова и др.

109. Ширтский субвулканический интрузив расположен в северной части хр. Байсунтау (юго-западные отроги Гиссара), между одноименным селением и к.Бахча.

Вмещающие породы - продукты докембрийского метаморфического комплекса, вулканиты карбона и юрские образования.

Возраст интрузива исследователями трактуется по-разному - от додевонского (Головин,1942), герцинского (Чикрызов, 1953) до пермского (Овчинников, 1956; Исамухамедов, 1972; Василевский, 1968; Пимшина, 1972).

По данным А.В.Покровского (1962-1964), нижняя возрастная граница определяется внедрением субвулканических интрузий в зону межформационного отслоения между породами докембрия и карбона, прорыванием докарбонового Бахчинского гранитоидного массива, а верхняя - прорыванием ими визейских известняков в верховьях безымянного левого сухого составляющего р.Сангардак, впадающего в нее чуть выше Кишлак-сая. Таким образом, субвулканический интрузив сформировался в намюр-башкирское время и сопровождался на поверхности интенсивной вулканической деятельностью.

Он приурочен к центральной части Хандиз-Чакчарской вулкано-тектонической депрессии и связан с зонами разломов, вдоль которых вытягивается длинной осью.

Интрузив образует довольно крупное (2 х 4 км) тело, по форме напоминающее лакколит, с многочисленными дайкообразными апофизами (длиной до 1 км).

Согласно И.М.Исамухамедову и др. (1962, 1965), Ширтский некк представлен моногенным образованием из кварцевых порфиров. По данным А.В.Покровского (1962) и Т.Н.Далимова (1969-1970), интрузив сформировался в результате проявления трех импульсов магматической деятельности, образующих последовательный ряд от кварцевых диорит-порфиритов через гранодиорит-порфиры до гранит-порфиров и кварцевых порфиров.

Породы характеризуются плотным массивным сложением, в эндоконтактах иногда и слабо флюидальны. Структура гранодиорит-, гранит- и кварцевых порфиров - порфировая, основной

массы микрогранитовая, микрогранофировая, аллотриоморфная, криптокристаллическая, микропойкилитовая, эмульсионная. В приконтактовых зонах они сменяются фельзитовой и витрофировой и нередко осложняются наличием многочисленных (до 80%) различных по величине (0,3-1,8 мм) и составу сферолитов, вплоть до возникновения в отдельных случаях самостоятельной сферолитовой структуры.

Субвулканические кварцевые порфиры сложены водянопрозрачным или дымчатым кварцем, плагиоклазом, калишпатом и чешуйками хлоритизированного биотита (табл.I). Размер фенокристов колеблется от 0,5-0,8 см до долей миллиметра.

Таблица I

Количественно-минералогический состав субвулканических пород Ширтского интрузива хр.Байсунтау (по Покровскому, 1962)

Порода	Кол-во подсчетов	Порфировые выделения: кварц		полевые шпаты		темноцветн.	
		предел	ср.	предел	ср.	предел	ср.
Кварцевые порфиры	7	1,2÷12,5	5,4	0,5÷16,7	7,3	0,0÷6,2	2,9
Гранит-порфиры	24	2,1÷28,5	7,8	1,7÷15,9	7,9	0,3÷6,3	2,3
Гранодиорит-порфиры	24	1,1÷16,7	7,1	1,9÷26,5	11,1	0,0÷10,2	3,4
Кварцевые диорит-порфириты	4	0,0÷8,3	3,2	10,1÷22,8	15,9	1,2÷5,0	3,8

Продолжение табл. I

Порода	Порфировые выделения: сумма фенокрист		Основная масса: мезостазис		сферолиты	
	предел	ср.	предел	ср.	предел	ср.
Кварцевые порфиры	2,7÷23,1	15,6	76,9÷90,0	83,9	0,0÷11,9	3,5
Гранит-порфиры	5,3÷35,1	18,0	64,9÷94,7	79,2	0,0÷19,8	3,2
Гранодиорит-порфиры	6,0÷40,8	21,6	59,2÷94,8	75,6	0,0÷24,0	2,8
Кварцевые диорит-порфириты	20,0÷26,9	22,9	73,1÷80,0	76,9	-	-

Кварц образует две генерации. I встречается в виде довольно крупных (0,6-3,5 мм) неправильных зерен с относительно четкими контурами и следами резорбции. II генерация обычно обладает меньшими (0,4-0,8 мм) размерами и неровными расплывчатами очертаниями.

Плагиоклазы образуют различные по величине (от 0,3 до 3 мм и больше) таблитчатые и неправильные выделения, среди которых различаются две генерации. Плагиоклазы вкрапленников представлены исключительно альбитом с 0-7% Ан (табл.2). Углы оптических осей варьируют от 70 до 88° и преимущественно положительные. Двойникование [001] и I(010). По данным Т.Н.Далимова (1969,1972), состав плагиоклазов в рассмотренных породах следующий: I генерация - андезин (35-30% Ан), II - альбит и альбит-олигоклаз (12-15% Ан), III - альбит (3-6% Ан).

Калиевые полевые шпаты встречаются лишь в некоторых гранит-порфирах в виде мелких (0,3-0,6 мм) гипидиоморфных и неправильных зерен. Поэтому в табл.3 они приведены в сумме с плагиоклазами.

Калишпаты обычно пелитизированы и представлены нерешетчатым микроклином $2V = -84°$, $\angle Nm : PI[001] = 12°$, иногда ортоклазом. Отмечается интенсивная альбитизация вкрапленников калишпатов.

Темноцветные минералы представлены измененным биотитом, реже роговой обманкой. Для биотита отмечено две генерации. Первая образует обычно гипидиоморфные, в разной степени хлоритизированные чешуйки, иногда с включениями циркона. Вторая характеризуется изрезанными, корродированными формами и интенсивно хлоритизирована.

Обыкновенная роговая обманка встречается в виде единичных выделений в породах повышенной основности. Она нацело замещена вторичными минералами - актинолитом, эпидотом, хлоритом и др. - и распознается по формам ограничений и реликтам спайности.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, рутилом, шеелитом, галенитом, гематитом и пиритом.

Таблица 2

Результаты замеров плагиоклазов из пород Ширтского интрузива (по Покровскому, 1962)

Номер шлифа	Координ. пол. двойник. шва			Координ. двойник. оси			2V, град	Закон двойникования	% Ан в плагиоклазах
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
Гранит-порфир									
I02	I8,5	7I,5	89,0	–	–	–	+88	⊥(0I0)	3
I06a	I8.5	73,5	82,5	73,5	I6,5	89,0	+88	[00I]	2
I09	I8,0	72,0	89,5	72,0	I8,0	89,5	–	[00I]	0
II0	78,0	22,0	7I,0	85,5	72,0	I8,5	+82	⊥[00I] (0I0)	6
II2	I8,0	73,0	87,5	–	–	–	+70	⊥(0I0)	2
232a	I7,0	74,0	88,0	73,0	I8,0	85,0	–	[00I]	2
233	I5,0	74,0	87,0	75,0	I6,0	88,0	–	[00I]	2
233a	I7,0	73,5	89,0	73,0	I6,0	89,0	+74	[00I]	0
233a	75,5	I5,0	89,0	I4,0	76,0	88,5	-88	⊥(0I0)	3
237a	I4,5	76,0	89,0	–	–	–	-86	⊥(0I0)	6
240	I5,0	75,5	85,5	76,5	I6,0	79,0	–	[00I]	7
Гранодиорит-порфир									
II3	75,5	27,5	67,0	–	–	–	+86	[00I]	4
II8a	I3,5	76,5	89,5	77,0	I4,0	86,0	+86	[00I]	5
232	I8,0	73,0	88	–	–	–	+88	⊥(0I0)	2
Кварцевый диорит-порфирит									
202	76,5	I3,0	89,5	I4,0	77,0	89,0	+84	⊥(0I0)	3
238	I5,5	74,5	87,5	–	–	–	+88	⊥(0I0)	3
239	I3,5	76,5	89,0	76,5	I3,5	89,0	+88	[00I]	3
239	I5,5	75,0	87,5	–	–	–	+74	⊥(0I0)	3

Химический состав пород представлен в табл. 3.

Из вторичных изменений субвулканических интрузий наиболее широко развиты альбитизация полевых шпатов, хлоритизация темноцветных минералов.

Таблица 3

Химический состав субвулканических пород Ширтского интрузива хр.Байсунтау (по данным И.М.Исамухамедова и др., 1962, 1965; А.В.Покровского, 1962)

Порода	Кол-во анализов	SiO_2 предел	SiO_2 ср.	TiO_2 предел	TiO_2 ср.
Кварцевый порфир	4	71,08-75,72	72,68	0,18-0,23	0,20
Гранит-порфир	7	68,84-75,08	71,92	0,0-0,33	0,19
Гранодиорит-порфир	5	71,03-72,70	72,14	0,17-0,20	0,18
Кв.диорит-порфирит	1		71,84		0,0

Продолжение табл. 3

Порода	Al_2O_3 предел	Al_2O_3 ср.	Fe_2O_3 предел	Fe_2O_3 ср.
Кварцевый порфир	12,16-13,39	12,68	0,13-0,65	0,42
Гранит-порфир	11,95-14,75	13,13	0,36-1,36	0,96
Гранодиорит-порфир	11,27-13,15	12,51	0,12-0,95	0,57
Кв.диорит-порфирит		15,24		1,69

Продолжение табл. 3

Порода	FeO предел	FeO ср.	MnO предел	MnO ср.
Кварцевый порфир	2,08-2,66	2,48	0,02-0,05	0,05
Гранит-порфир	1,00-3,66	2,32	сл -0,08	0,04
Гранодиорит-порфир	4,81-6,39	5,41	сл -0,06	0,05
Кв.диорит-порфирит		1,15		сл.

Продолжение табл. 3

Порода	MgO предел	MgO ср.	CaO предел	CaO ср.
Кварцевый порфир	0,55-0,75	0,67	0,14-1,89	1,07
Гранит-порфир	0,30-1,82	0,63	0,49-2,31	1,24
Гранодиорит-порфир	0,20-0,65	0,50	0,28-1,05	0,60
Кв.диорит-порфирит		1,38		0,60

Продолжение табл. 3

Порода	Na_2O		K_2O	
	предел	ср.	предел	ср.
Кварцевый порфир	2,65-3,20	2,89	3,54-4,23	3,89
Гранит-порфир	2,30-4,75	3,70	2,82-4,60	3,7I
Гранодиорит-порфир	2,68-3,36	3,0I	3,99-4,52	4,20
Кв.диорит-порфирит		I,46		5,2I

Продолжение табл. 3

Порода	H_2O		P_2O_5	
	предел	ср.	предел	ср.
Кварцевый порфир	0,0-0,08	0,03	0,02-0,06	0,04
Гранит-порфир	0,0-0,68	0,I0	0,0-0,09	0,04
Гранодиорит-порфир	0,0-0,20	0,I2	0,04-0,09	0,05
Кв.диорит-порфирит		0,20		-

Продолжение табл. 3

Порода	CO_2		п.п.п.	
	предел	ср.	предел	ср.
Кварцевый порфир	0,40-I,35	I,09	I,40-2,50	2,04
Гранит-порфир	0,0 -I,55	0,58	0,60-I,32	I,3I
Гранодиорит-порфир	0,20-0,55	0,38	0,28-0,76	0,53
Кв.диорит-порфирит		-		I,32

Из других изменений следует отметить пелитизацию, серицитизацию, пиритизацию и окварцевание, особенно интенсивно проявившихся в породах в зонах тектонических нарушений.

Формирование пород интрузива происходило в условиях субвулканической фации. По данным А.В.Покровского (I962), глубина его формирования не превышает I-I,5 км.

Интрузив - типичный представитель липаритовой формации.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М.Исамухамедова, Б.Ф.Василевского, А.В.Покровского, Т.Н.Далимова и др.

II0. Комплекс малых порфировых интрузий хр. Сурхантау (Ю-З Гиссар). В существующих схемах магматизма Ю-З Гиссара порфировые интрузии относились к дайковым образованиям, венчающим герцинский цикл ($P_2 - T_I$).

В результате проведенных исследований в пределах хр. Сурхантау откартирована и изучена серия пород (диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, сиенито-диорит-порфириты), принадлежащая по ряду признаков к малым интрузиям.

Рассматриваемые породы малых интрузий повсеместно образуют пологопадающие, местами почти согласные дайки и дайкообразные тела мощностью 4-I2 м при протяженности I0-50 м. Они характеризуются отчетливым северо-восточным простиранием. В направлении с юго-запада на северо-восток площадь выходов малых интрузий увеличивается. Так, например, в басс. Ак-су, Зой, Курганча диорит-порфириты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры образуют преимущественно дайки (мощность их - 5-8 м, протяженность - I0-I2 м), тогда как в басс. р. Вахшивар, Киясу, Умор этими породами сложены небольшие штоки и штокообразные тела (0,7-2 км^2), что связано с различной степенью эрозионного среза.

Возраст малых интрузий установлен довольно четко как $C_3 - P_I$, т.к. они прорывают фаунистически охарактеризованную сагдорскую свиту (C_2^{sd}) и в свою очередь прорываются поздними дайками диабазов ($P_2 - T_I$). Малые интрузии приурочены к зоне Южно-Сурхантауского разлома.

Ниже приведена краткая петрографическая характеристика пород.

Диорит-порфириты пользуются незначительным распространением. Они развиты в басс. р.Ак-су и Зой и образуют небольшие дайки и дайкообразные тела. Породы состоят из роговой обманки - ($C: N_g = I9-24^o$, $-2V = 67-72^o$, $N_g = I,670$, $N_p = I,659$, $f = 42\%$), редко пластинчатого биотита ($f = 43-45\%$), зонального плагиоклаза (33-5I% Ан; чаще 38-40% Ан), кварца и калишпата ($-2V = 78-82^o$, $\angle N_m: P \perp [001] = I3-I0$). Структура породы порфировая, реже порфировидная с микрогранитовой, микроаллотриоморфнозернистой основной массой.

Химический анализ пород малых порфировых интрузий

Компонент	Диорит-порфирит, Курганча (пр.720)	Гранодиорит-порфир, Вахшивар (пр.508)	(пр.509)	(пр. 507)	Гранодиорит-порфир, Курганча (пр.670б)	Гранит-порфир, Готхаки (пр. 782а)
SiO_2	59,27	68,35	67,48	67,6I	66,00	72,30
TiO_2	I,45	0,52	0,50	0,53	0,I7	0,35
Al_2O_3	I5,32	I5,20	I4,75	I5,90	I4,8I	II,26
Fe_2O_3	0,23	0,95	0,48	0,I8	0,05	0,65
FeO	9,26	2,42	2,87	2,58	3,02	2,66
MnO	0,I6	0,04	0,04	0,06	0,07	0,07
MgO	4,20	I,56	I,47	0,80	0,70	I,45
CaO	3,I7	I,20	2,96	4,20	3,40	I,20
Na_2O	2,75	2,3I	3,I5	2,5I	2,59	4,42
K_2O	I,79	4,00	4,00	2,72	4,66	2,83
H_2O	0,72	0,27	0,20	0,34	0,I4	0,I5
SO_3	0,03	0,I7	0,08	-	0,0I	0,08
P_2O_5	0,43	0,I8	0,I6	0,I7	0,I2	0,25
CO_2	0,78	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,I4	I,59
п.п.п.	I,04	3,46	3,I0	2,36	2,59	I,73
С у м м а	I00,60	I00,58	I00,34	99,97	I00,47	I00,99
Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому						
S	65,7I	75,97	77,40	79,39	78,36	79,80
a	9,03	I0,49	I2,74	9,68	I2,92	I3,30
c	4,05	I,39	2,52	5,26	3,77	0,50
в	2I,I4	II,96	7,46	5,6I	4,84	6,37
c	I9,6	54,4	23,8	30,0	-	-
a'	-	-	-	-	II,9	II,5
f'	45,4	25,0	42,2	45,0	63,I	49,4
m'	35,0	20,5	33,9	25,0	25,0	38,9
n	70,0	46,8	54,8	57,9	45,9	70,2
Q	+ 9,38	+29,76	+26,20	+34,2	+26,62	+33,4I

Гранодиорит-порфиры развиты повсеместно. Они образуют дайки и небольшие штокообразные тела. Минералогический состав пород довольно прост: во вкрапленниках основной андезин, реже лабродор (42-55% Ан, чаще 45-48% Ан), кварц (12-15%), калинатровый полевой шпат (6-16%, $-2V$=62-68°; $\angle Nm$: P⊥[001] =8-12°, чаще 9-10°, ортоклаз), обыкновенная роговая обманка (c : N_g =23-26°, $-2V$=67-72°, $N_g - N_p$ = =0,016-0,018, f =46-48%), биотит (f =48-46%). Основная масса состоит из тех же минералов и характеризуется микрогранитовой, микрофельзитовой, микроаплитовой структурой.

Сиенито-диорит-порфиры развиты локально на северных склонах г.Ходжабарку и в верховьях р.Малянгур. Они образуют серию субмеридионально вытянутых даек с мощностью не выше 3-4 м. Сиенитодиорит-порфиры состоят из ортоклаза (29-31%, $-2V$=65-69°, $\angle Nm$: P⊥[001] =8-7°), биотита (7-8%, f =46-47%), плагиоклаза (30-32%, 43-53% Ан), обыкновенной роговой обманки (4-9%, c : N_g =16-19°) и незначительного количества акцессориев (0,2-0,7%).

Химический состав рассматриваемых пород приведен в таблице.

В результате проведенных исследований установлена пространственная связь своеобразного медного и медно-порфирового оруденения с породами данного комплекса. Все рудопроявления приурочены к зоне Южно-Сурхантауского разлома.

Составил Т.Н.Далимов по собственным материалам

III. Кугитангский интрузив расположен на крайнем юго-западном окончании хр. Байсунтау (Кугитангские горы).

Вмещающие породы гранитоидов - осадочно-метаморфическая толща докембрия и осадочно-вулканогенные образования карбона.

С юго-востока интрузив перекрыт нижнеюрскими песчано-карбонатными толщами. С северо-запада и запада породы прорывают докембрийскую метаморфическую толщу. По долине рр. Шаржант, Майчалы, Кызыл-Алма и т.д. гранитоиды имеют интрузивный контакт с нижне-карбоновыми осадочно-вулканогенными образованиями. Геологический возраст интрузива определяется в диапазоне от нижнего карбона до нижней юры.

Радиологическое определение (К-Ar методом в ИГЕМе) роговой обманки из габбро показало 290 ± 10 млн.лет (I ан.), возраст биотита из гранитов - 273 ± 10 млн.лет (I ан.),что соответствует верхнему карбону - перми.

Массив приурочен к ядру одноименной антиклинали,ориентированной в северо-восточном направлении на расстоянии 25-26 км, ширина в среднем 5-6 км.

На современном срезе Кугитангский интрузив имеет овальную форму и занимает 145 км^2. Он образовался в результате четырех фаз магматической деятельности, которым соответствуют габбро,диориты, граниты и аляскиты. Среди них преимущественно развиты граниты; продукты других фаз образуют небольшие штокообразные тела. Для последних фаз интрузий установлены жильные производные, представленные дайками аплитов, секущие породы предыдущих фаз.

Диориты образуют небольшие тела и развиты в средней части рр. Ширжант, Мойчалы, Кызыл-Алма.

Минералогический состав диоритов: плагиоклаз,пироксен, обыкновенная роговая обманка, биотит, калишпат, кварц, акцессорные - магнетит, циркон, апатит, ортит (табл.I).Оптические параметры роговой обманки из габбро и габбро-диоритов приведены в табл. 4.

Состав плагиоклаза (табл.2) варьирует от альбита,альбит-олигоклаза (6-I2% Ан) до андезина (37-40% Ан). Оптическая упорядоченность у кислых плагиоклазов 0,5-0,75, у основных - до I,0. Калишпаты представлены ортоклазом и микроклином (табл.3).

Граниты занимают более 90% площади Кугитангского массива и представлены гранитами и аляскитоидными гранитами. Состав их следующий (табл.I): плагиоклаз,калишпат,кварц, биотит; акцессорные - апатит, циркон,ортит; вторичные - альбит, хлорит, мусковит.В гранитах и гранит-порфирах Н.П. Поддубный установил наличие акцессорного флюорита и галенита.Структура пород - гипидиоморфнозернистая, в зонах микроклинизации становится пегматоидной.

Плагиоклаз альбитизирован и микроклинизирован. По составу плагиоклазы отвечают альбиту и альбит-олигоклазу (3-II% Ан), степень оптической упорядоченности 0,25-0,75. Калишпаты представлены ортоклазом, решетчатой и нерешетчатой

разностями микроклина. Кварц - ксеноморфный, содержит пылевидные вкрапления рудного вещества.

Таблица I

Количественно-минералогический состав пород Кугитангского интрузива (по Исамухамедову, Купченко, 1962, 1965,1973)

Порода	Кол-во шлифов	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Пироксен
Габбро	5	44,2	-	-	7,1
Габбро-диорит	2	56,8	-	-	0,4
Диорит	3	53,2	0,2	1,0	1,3
Кварцевый диорит	1	51,9	16,8	4,8	-
Гранодиорит	4	56,5	10,5	12,8	-
Гранит	7	32,7	30,6	30,0	-
Аляскитоидный гранит	1	27,3	31,0	39,4	-
Аляскит	6	26,8	38,2	32,7	-
Гранит-аплит	1	36,2	36,7	26,7	-
Аплит	1	48,3	20,9	25,1	-

Продолжение табл. I

Порода	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Серпентин	Акцессорные
Габбро	45,3	-	0,5	0,8	2,1
Габбро-диорит	39,8	-	-	1,0	2,0
Диорит	33,9	3,8	2,1	1,5	3,0
Кварцевый диорит	22,6	-	-	-	3,9
Гранодиорит	8,9	8,9	-	-	2,1
Гранит	0,3	4,8	-	-	0,2
Аляскитоидный гранит	-	3,5	-	-	0,2
Аляскит	-	1,8	0,2	-	0,3
Гранит-аплит	-	0,3	-	-	0,1
Аплит	-	5,6	-	-	0,1

Таблица 2

Замеры плагиоклазов пород Кугитангского интрузива методом Федорова (по Купченко, 1973)

Номер шлифа	Порода	Координ. двойник. оси, град.			2V, град.	Закон двойникования	% Ан		Степень упорядоченн.
		Ng	Nm	Np			по Никитину	по Мартфуйнину	
II3Ia	Габбро	56	83	35	+82	[001]	78	–	–
II32a	"	75	22	74	+86	I[001] (010)	80	–	–
II34	"	4I	59	66	+80	I(010)	77	–	–
II39a	"	56	80	36	+78	[001]	74	–	–
II4I	Габбро-диорит	36	59	76	-80	I(010)	58	–	–
II36б	Диорит	I6,5	74	86	-78	I(010)	37	36	I,0
II36в	Кварцев. диорит	2I	70	85	-76	I(010)	40	40	I,0
II56б	Грано-диорит	I0	80	88	+74	I(010)	I2	8	0,5
II56б		82,5	I0	83,5	-70	[001]	8	–	–
II32e	"	75	I5	90	-88	I(010)	6	5	0,75
II29	Гранит	85	6	87	-70	[001]	6	–	–
II29a	"	80	I2	84	-78	[001]	8	–	–
II29a	"	83	I2	80	-78	[001]	II	–	–
II29б	"	88	77,5	I3	-82	I[001] (010)	I0	I0	0,75
II50	"	I5	75,5	87	-84	I(010)	3	2	0,25
II57б	Аляскитоидный гранит	85	8I	I0,5	-82	I[001] (010)	7	–	–
II57б		I2,5	77,5	88	-82	I(010)	8	5	0,5
II55	Аляскит	I7	73,5	88	+72	I(010)	2	I	0,5
II75	"	73,5	I8	83,5	-78	[001]	3	2	0,5
III4a	"	80	II	86	+80	[001]	5	–	–
III5	"	76	I8	80	-82	[001]	7	4	0,5
II23a	"	73	I8	85	-80	[001]	2	2	0,75
II24a	Гранит-аплит	74	I7	85	-88	[001]	2	I	0,75
II35г		I2	78	88	84	001	3	–	–
II7Iб	"	73,5	I8	83	+72	[001]	3	3	0,75
I28	Аплит	77	20	75	-84	[001]	I0	4	0,25
I28a	"	78,5	I2	87	-88	[001]	3	–	–

Таблица 3

Замеры калинатровых полевых шпатов из гранитоидов Кугитангского интрузива методом Федорова (по Купченко, 1973)

Номер шлифа	Порода	Координ. полюса спайн., град.			2V, град.
		N_g	N_m	N_p	
II55б	Гранодиорит	89	4	86	-70
II55б	"	89	5	85	-84
II55б	"	82	I2	8I,5	-80
II55б	"	80	I4	80	-78
II28а	Гранит	82	I0	85	-72
II29а	"	88	3	87	-78
II50	"	89	I0	80	-84
II53	"	73	I9	82	-78
II53	"	80	5	85	-67
II50	"	83	I4	78	-74
III6	Аляскитоидный	89	5	85	-80
III6	гранит	77	I5	83	-76
II57б	"	86	7	85	-76
II58	"	80	I6	78	-82
III4	Аляскит	80	I5	79	-86
III5	"	82	I3	80	-66
III5	"	77	I5	82	-82
II23а	"	85	I2	79	-78
II23а	"	87	4	87	-68
II75	"	82	I0	85	-86
II24а	Гранит-аплит	89	8	82	-82
II24а	"	79	I4	8I	-76
II57г	"	86	6	84	-82
II7Iб	"	80	I5	79	-72
II7Iб	"	87	3	88	-70
I28	Аплит	79	I2	85	-72

Таблица 4

Оптические константы роговых обманок из пород Кугитангского интрузива (Купченко, 1973)

Номер шлифа	C : N_g, град	-2V, град	Плеохроизм			Показатели преломления		
			N_g	N_m	N_p	N_g	N_m	N_p
			Габбро					
II34	24	80	Темно-Зеле-зелен.		Свет-ный ло-зел.	I,685	I,672	I,662
II38	2I	80				I,683	I,672	I,66I
II39a	I8	80	"	"	"	-	-	-
II40a	24	80	"	"	"	I,683	I,674	I,663
II4I	23	80	"	"	"	I,683	I,670	I,660
			Габбро-диорит					
II34a	2I	76	"	"	"	I,683	I,673	I,66I

Биотит в гранитах плеохроирует в бурых тонах.

Аляскиты встречаются в виде многочисленных даек, реже небольших штоков, прорывающих граниты. Состав аляскита из даек представлен плагиоклазом, калишпатом, кварцем, небольшим количеством биотита, акцессорными - апатитом, цирконом, сфеном, вторичными - хлоритом, мусковитом (табл.5).

В маломощных дайках структура пород - аллотриоморфнозернистая, в дайках аляскитов большой мощности - гипидиоморфнозернистая, а в микроклинизированных участках - микропегматитовая.

Плагиоклаз представлен альбитом (2-7% Ан).

По оптическим свойствам калишпат отвечает ортоклазу и микроклину. В породе они образуют неправильные корродированные зерна, замещающие края зерен плагиоклазов.

Биотит рассеян в породе в виде редких корродированных бурого цвета чешуек, частично замещенных мусковитом и хлоритом.

Роговая обманка ($C : N_g = I7\text{-}20^o$, $2V = -80^o$) встречается спорадически в дайках, секущих габбро.

Таблица 5

Химический состав пород и минералов Кугитангского интрузива (по Исамухамедову, Купченко, 1965, 1973)

Порода	Кол-во анализ.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
Габбро	3	44,97	1,50	18,49	2,98	7,76	0,15	5,83
Диорит	1	51,04	1,20	18,00	0,08	7,20	-	3,80
Гранит	2	70,39	0,23	14,41	0,41	2,15	0,05	0,33
Аляскитоидный гранит	3	73,30	0,03	13,33	0,60	1,11	0,03	0,32
Аляскит	3	74,83	0,02	13,41	0,83	0,42	0,01	0,16

Продолжение табл. 5

Порода	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	п.п.п.	CO_2	SO_3	Сумма
Габбро	11,48	2,19	1,10	0,12	0,18	2,15	0,93	-	99,85
Диорит	7,14	2,96	2,90	0,10	0,10	5,09	-	-	99,61
Гранит	1,72	3,97	4,55	0,08	0,10	1,42	0,36	0,01	100;18
Аляскитоидный гранит	1,36	3,67	4,70	-	0,02	1,10	0,64	-	100,11
Аляскит	0,7	4,13	4,84	0,04	0,01	0,48	0,25	-	100,13

По данным Н.П.Поддубного (1965), содержание рубидия в габбро-диоритах, кварцевых диоритах, гранодиоритах - 0,0097% (10 опр. плагиогранитах - 0,0153% (3 опр.), крупнозернистых и порфировидных гранитах - 0,0336 (4 опр.), аплитах -0,0401% (2 опр.), пегматитах - 0,0326% (2 опр.). Средняя концентрация рубидия для гранитоидов 0,0214%.

Кугитангский гранитоидный массив сформировался в условиях мезоабиссальной фации (Далимов, Айзенштат, 1972). Охарактеризованные породы принадлежат к гранодиорит-гранитной формации.

Составил Т.Т.Шарипов по материалам И.М.Исамухамедова, П.Д.Купченко (1962-1972), Н.П.Поддубного (1965)

IV. ЮЖНАЯ ФЕРГАНА

3. ТУРКЕСТАНСКИЙ И АЛАЙСКИЙ ХРЕБТЫ

Тела мафитов и ультрамафитов

II2. Охнинский выход серпентинитов расположен к востоку от Сарыталинской полосы мафитов и ультрамафитов, продолжением которой является.

Массив представляет собой небольшое тело серпентинитов, обнажающихся среди рыхлых отложений. Специально не изучался.

II3. Заркарский интрузив (Сарыталинская полоса) расположен на южном склоне хребта Катранбаши (к северо-западу от Надирского массива в зоне высоких предгорий Алая), между песчано-сланцевой толщей силура (с севера) и эффузивно-осадочной сарыталинской свитой (S_2-$Д_I$) с юга. Местами интрузив перекрыт современными наносами.

Точные данные по геологическому и абсолютному возрасту отсутствуют. Предположение Э.В.Поярковой (1968) о внедрении его в сформированную складчатую структуру позволяет считать время внедрения C_2 - C_3 (?).

Массив входит в состав Сарыталинской полосы мафитов и ультрамафитов, протягивающейся несколько южнее главного Нуратау-Южноферганского пояса этих пород. Приурочен к разлому П порядка, по-видимому, оперяющему Южноферганский глубинный разлом.

Интрузив представляет пластообразное тело, вытянутое в субширотном направлении на 9 км. Ширина его колеблется от 50-150 м в западной до 200-300 в восточной и 500 м в центральной частях массива. Северный и частично южный контакты массива - тектонические, лишь между саями Токузбулак (западный контакт) и Курзаркар (южный) интрузивный.

Западная часть интрузива сложена преимущественно серпентинитами, далее серпентиниты залегают в габбро-норитах в виде линзообразных субширотных тел (размер от 50-200 м^2 до 150-700). Центр интрузива сложен габбро-норитами, восточная часть габбро-диоритами, контактирующими с юга по

разлому с серпентинитами. Местами среди габбро наблюдаются ксенолиты (максимальный у южного контакта западной части массива, 25-300 $м^2$) перидотитов, постепенно переходящие в габбро-диабазы через оливиновые габбро-диабазы. Кроме того, в виде мелких (12 $м^2$ до 25) тел овальной формы габбро-нориты встречаются и среди серпентинитов.

Серпентиниты состоят из хризотила, серпофита (в сумме 66,0-86,6%), бастита (3,6-16,2), магнетита (14,0-21,4), хризотил-асбеста (0,9-10,5), хромпикотита (0,1-1,8%); акцессорных (циркон, пирит, флюорит). Структура - бластопорфировая с петельчатой основной массой. Местами наблюдается актинолитизация серпентинитов.

Габбро-нориты: плагиоклаз $Ан_{70-80}$ (47-74%), диопсид-диаллаг (16-45), бастит по энстатиту (4-29%), единичные зерна кварца; акцессорные - ильменит, циркон, апатит. Характерные изменения - соссюритизация, серпентинизация, баститизация. Структура - офитовая до пойкилитовой, иногда гигантокристаллическая.

Перидотиты состоят из оливина Fa_{10-30}, авгита, бурой роговой обманки, примеси основного плагиоклаза, биотита, редко бастита. Развита серпентинизация, актинолитизация. Структура - панидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая.

Габбро-диабазы состоят из измененного плагиоклаза и авгита; вторичные - амфибол, альбит, сагенит, пумпеллиит; акцессорные - ильменит, мартит, пирит, флюорит. Местами вблизи перидотитов в этой разновидности появляется оливин, и порода становится оливиновым габбро-диабазом. Структура породы - офитовая, пойкилоофитовая, реже призматически-зернистая. Иногда в пределах массива встречаются небольшие тела пироксенитов, состоящих из бастита, диаллага пани - диоморфнозернистой структуры.

Ниже приведены данные обработки проб-протолочек.

Минерал	Серпентенит	Верлит	Габбро-норит	Габбро-диабаз
Ильменит	-	46,5	65,5	506
Хромпикотит	204	-	-	-
Мартит	-	0,08	-	0,27

Компонент	Серпентинит (3 ан.)	Перидотит (2 ан.)	Габбро-норит (3 ан.)	Пироксенит (I ан.)	Габбро-диабаз (I ан.)
SiO_2	39,40	4I,24	46,38	48,80	47,48
TiO_2	0,08	0,5I	0,24	0,25	I,30
Cr_2O_3	0,27	0,29	0,I3	0,29	0,02
Al_2O_3	I,08	7,46	I6,40	5,83	I5,07
Fe_2O_3	5,33	2,56	0,54	0,33	I,47
FeO	I,84	6,54	4,35	6,47	6,32
MnO	0,05	0,20	0,I2	0,I8	0,I3
MgO	37,77	27,36	II,29	24,20	8,97
CaO	0,03	5,24	I2,45	8,92	I0,99
Na_2O	0,I5	0,60	I,93	0,07	3,30
K_2O	0,04	0,I9	0,83	0,0I	0,03
P_2O_5	0,02	0,08	C,04	0,03	0,I2
H_2O	0,60	0,29	0,I9	0,I8	0,25
H_2O^+	I2,06	6,88	3,2I	3,88	3,58
CO_2	0,05	0,05	0,76	0,00	0,04
SO_3	0,02	0,08	0,03	0,I2	0,04
NiO	0,I5	0,I2	0,03	0,I3	0,02
CoO	0,007	0,007	0,003	0,009	0,004
V_2O_5	0,007	0,02	0,02	0,03	0,03
п.п.п.	0,07	-	0,48	-	0,34
Сумма	99,63	99,72	99,42	99,73	99,47

Минерал	Серпентенит	Верлит	Габбро-норит	Габбро-диабаз
Циркон	0,07	0,05	0,87	-
Апатит	-	-	I,I7	-
Пирит	0,22	0,08	-	4I,3
Флюорит	0,I4	-	-	5,44

В основном контакт массива с вмещающими породами носит тектонический характер. Лишь по водоразделу между саями Курзаркар и Токузбулак перидотиты интрузивно контактируют с вмещающими эффузивами основного состава. Эндоконтактовые изменения выражены в уменьшении размеров зернистости перидотитов. Контактовые отношения между выделенными разностями пород не изучены.

Серпентинизация - наиболее широко проявившийся процесс изменения гипербазитов массива. Нацело изменены **гарцбургиты** с образованием хризотил-баститовых серпентинитов. Частично серпентинизированы перидотиты. Родингиты в виде небольших тел известны среди серпентинитов массива. В пределах массива отмечены небольшие участки карбонатизированных серпентинитов.

Химический состав средних типов пород Заркарского массива (вес,%) приведен ниже (таблица).

На левобережье сая Кызкурган, в его верховьях, Э.В. Пояркова обнаружила участок проявления хризотил-асбеста. Площадь его не превышает нескольких квадратных километров. **Асбест** -поперечноволокнистый, длина волокон 0,I-I,0 мм, качество асбеста хорошее.

Глубина формирования интрузии и ее эрозионного среза **не известны.**

Формационная принадлежность массива не определена.Не исключено, что в строении его участвуют 2 формации. Первая, габбро-перидотитовая, объединяет серпентиниты, родингитизированные габброиды и представляет инициальный магматизм начальных стадий, тогда как прочие разновидности могут принадлежать к более поздней (средние и завершающие этапы развития геосинклинали) габброидной формации.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам Э.В.Пояркової (I968 г.)и др.

II4. Джайраноельский мафито-ультрамафитовый интрузив расположен в зоне высоких предгорий северного склона Алайского хребта, в междуречье Абшир-Чиле.

Вмещающие породы представлены песчано-сланцевой толщей пульгонской свиты ($S_2 pl$) и вулканогенными образованиями девона. Перекрывающие породы отсутствуют.

Возрастное положение базитов и гипербазитов Юго-Восточной Ферганы, как и в целом подобных пород Южноферганско-Кызылкумского офиолитового пояса, спорно. М.Г.Хариков, А.М. Мирзахмедов (1963) датируют возраст основных и ультраосновных пород Чонкой-Улугтауского рудного поля как $Д_3$-C_I. А.Е. Осетров, В.М.Клишевич, В.С.Сафин и др. (1965) возраст основных и ультраосновных пород Абширской полосы тоже признают $Д_3$-C_I. Д.С.Висьневский (1965) считает ультраосновные породы Сарыталинской полосы нижнекарбоновыми (донамюрскими), а основные породы Надырского и Каракольского интрузивов - среднекарбоновыми. По Г.С.Поршнякову (1968), гипербазиты сформировались в ранне-средне-карбоновое время.

В Джайранбельском интрузиве ультраосновные, а вслед за ними и основные породы внедрились в среднегерцинское время по крутопадающим разрывам первых фаз складчатости. По присутствию ксенолитов диабазов (D) среди ультраосновных пород, а последних в габбро можно говорить о многократности внедрения пород, входящих в состав рассматриваемого ряда формаций.

Учитывая данные абсолютного возраста габбро Джайранбельского интрузива - 300 ± 12 млн.лет (C_2), естественно считать возраст ультраосновных пород как C_I- C_2.

Джайранбельский интрузив расположен в краевых частях Охинско-Талдыкского синклинория.

Интрузив представляет межформационное тело трещинного типа при длине около 10 км, средней ширине 0,6 км. Площадь - около 6 км^2. Контакт интрузива с вмещающими породами несогласный.

Выделяются следующие разновидности пород: плагиоклазсодержащие верлиты и лерцолиты; апогарцбургитовые серпенти-

ниты, габбро; перидотит-пегматиты; габбро-пегматиты; родингиты; альбитофиры, лиственниты.

Они обладают следующим количественно-минералогическим составом.

Апогарцбургитовые серпентиниты: хризотил (0,0-100%), бастит (0-10), хромшпинелид (0-0,5%). Структура пород - сетчатая, бластопорфировая.

Плагиоклазсодержащие перидотиты: оливин - 4,5-67,2; пироксен (ромб.) - 7,9-31,8; пироксен (мон) - 45-3,8; плагиоклаз - 23-60,8; хризотил - 4,5-67,2; гранат - 15-20. Структура пород - пойкилитовая и венцовая.

Плагиоклазсодержащий дунит: оливин - 10-15%; плагиоклаз-10-15; серпентин (хризолит) - 60-75; хромшпинелид - ед.зерна. Структура породы - гипидиоморфнозернистая в комбинации с сетчатой.

Габбро: плагиоклаз - 30-45%; пироксен (монокл.) - 40-55; амфибол - 50-65; хлорит - 5-10. Структура пород - габбровая.

Габбро-пегматит: плагиоклаз - 50-60% ; амфибол - 40-50; пренит - 0-100. Структура пород - габбровая.

Родингитизированный габбро-пегматит: пироксен - 0-15%; гранат - 30-35; везувиан - 0-5; рудный минерал (ильменит)-20-25%.

Автометаморфизм габбро проявился в развитии по плагиоклазу соссюритового вещества, пренита, хлорита; по пироксену-амфибола и хлорита.

В габбро-пегматите ильменит замещается лейкоксеном и сфеном; по плагиоклазу развивается гранат, везувиан, хлорит и глинистое вещество.

Пироксен замещается амфиболом, а амфибол - хлоритом.

Широкое развитие по плагиоклазу граната и иногда везувиана способствовало образованию метасоматических пород типа родингитов.

Серпентиниты, слагающие 2/3 Джайранбельского интрузива, мы рассматриваем как автометаморфические образования, возникшие за счет перидотитов.

Химический состав пород приведен в таблице.

Средние химические составы главных петрографических типов габброидов и перидотитов Джайранбельского интрузива

Компонент	Бастит-хризотиловый апоперидотит, серпентинит (I ан.)	Плагиоклазсодерж. апоперидотитовый серпентинит (I ан.)	Диалаговое габбро (I ан.)	Габбро-пегматит (I ан.)	Хромитовая руда (I ан.)
SiO_2	34,I9	37,I3	44,59	45,04	6,82
TiO_2	0,40	0,26	0,46	0,I8	-
Al_2O_3	6,II	6,73	I8,I7	26,22	I2,95
Fe_2O_3	5,80	3,I7	I,72	0,08	2,54
Cr_2O_3	0,20	0,25	0,05	-	44,44
FeO	4,46	5,I8	4,46	I,I5	II,64
MnO	сл.	сл.	н/оп.	сл.	0,08
MgO	34,83	28,52	I0,52	I,70	I7,35
CaO	0,I4	8,26	8,96	I6,80	2,I6
Na_2O	I,5I	I,23	3,26	2,55	0,03
K_2O	0,05	0,05	0,84	0,72	0,06
H_2O^-	0,60	0,46	0,30	0,70	0,28
H_2O^+	-	-	-	-	I,96
п.п.п.	II,60	8,58	4,(I	4,I8	-
$S_{общ.}$	-	-	I,42	-	-
Сумма	99,89	99,82	99,33	99,72	I00,3I

Геохимическая характеристика пород массива приведена ниже:

Порода	Ni , %	Co,%	Cr,%
Бастит-хризотиловый серпентинит	0,28 (27 ан.)	0,0I6 (27 ан.)	0,I4 (I4 ан.)
Плагиоклазсодержащий апоперидотитовый серпентинит	0,26 (3 ан.)	0,0I3 (3 ан.)	0,I5 (6 ан.)
Диаллаговое габбро	0,0I3 (3 ан.)	0,005 (3 ан.)	-
Габбро-пегматит	0,08 (4 ан.)	0,006 (4 ан.)	-

Содержание Pt, Pd и Au (по 5 опр., г/т) в хромитовой руде интрузива соответственно равно 0,0I; 0,036; 0,06.

Количественные содержания отдельных элементов в валовых пробах определены в спектральной и химической лабораториях ИГиГ АН УзССР и ЦЛ Министерства геологии УзССР.

Содержание отдельных элементов определено лишь в валовых пробах.

В габброидах акцессорные минералы отсутствуют, а акцессорные хромшпинелиды в ультрамафитах содержатся до 200 - 250 г/т.

Эндоконтактовые изменения отсутствуют, а экзоконтактовые выражены амфиболизацией песчаников (до I0 м от контакта).

К изменениям серпентинитов относится образование лиственитов кварц-карбонатного состава в эндоконтакте интрузива.

С ультрамафитами генетически связано хромитовое оруденение. Форма рудных тел шлиро- и линзообразная. Размер шлиров колеблется от I0 х I2 см до I5 х 60, а линзообразные тела имеют мощность до I м при длине I0-I5 м и более.

И.Д.Шейкин, В.М.Соленков (I947) впервые обнаружили здесь хромитовые рудопроявления Матчай и Джайранбель I. В I963 г. В.С.Сафин выявил рудопроявления Кичик-Кумыздык, Шалдырак, Джайранбель, а Ш.А.Муминов (I964) - рудопроявления хромитов в верховьях Куль-сая, Гуржилга-сая, Яш-сая.

С габбро-пегматитами генетически связана вкрапленная гематит-ильменитовая минерализация, установленная нами.

Глубина формирования интрузива не установлена, а эрозионного среза колеблется от 4055 м до 5355.

Плагиоклазсодержащие ультрамафиты - метасоматические образования. Ультрамафиты и габбро с жильными дериватами относятся к габбро-перидотитовой формации.

Составил Ш.А.Муминов по собственным материалам

II5. Абширский ультрамафитовый интрузив расположен в зоне высоких предгорий северного склона Алайского хребта. В среднем течении р.Абшир, в 4 км южнее водопада Тешик-Таш. Интрузив состоит из одного главного и нескольких мелких выходов.

Вмещающие породы представлены песчано-сланцевой толщей пульгонской свиты ($S_2 pl$) и вулканогенными образованиями чилесайской свиты (S_2). Перекрывающие породы отсутствуют. Геологический возраст определяется как C_1-C_2.

Абширский интрузив находится в краевых частях Охинско-Талдыкского синклинория.

В тектоническом отношении интрузив представляет межформационную залежь удлиненной формы (длина около 8-I0 км при переменной ширине 0,4 км). Площадь - около 3,2 км^2. Контакт интрузива с вмещающими породами - секущий.

Выделяются следующие разновидности пород: I) апогарцбургитовые серпентиниты, 2) пироксениты, 3) амфиболовое габбро, 4) габбро-пегматиты, 5) плагиогранит с таким количественно-минеральным составом:

а) апогарцбургитовые серпентиниты: хризотил (0-I00%), бастит (0-I0), антигорит (0-0,5), хромшпинелид (0,2),магнетит (0-0,5%); структура пород - сетчатая, бластопорфировая;

б) пироксениты: ромб.пироксен (0-95%), моноклин. пироксен (0-0,I), амфибол (0-0,5), хризотил (0-3%); структура пород - гипидиоморфнозернистая;

в) амфиболовые габбро: плагиоклаз (30-35%), амфибол (45-50),хлорит (5-I0), кварц (2-4%); структура породы - габбровая;

г) габбро-пегматиты: плагиоклаз (полностью пренитизированный) (0-100%), пироксен (0-2);

д) плагиогранит: плагиоклаз (альбит) (30-45%), кварц (40-50), хлорит (0-5); структура пород - катакластическая, аплитовая.

Автометаморфические изменения ультраосновных пород выражены в их серпентинизации, в габбро-пегматитах - пренитизации плагиоклаза, амфиболовых - габбро-хлоритизации амфибола, серицитизации плагиоклаза.

Химический состав пород приведен в таблице.

Химический состав главных петрографических типов пород Абширского интрузива

Компонент	Апоперидотитовый серпентинит (I ан.)	Амфиболовое габбро (I ан.)	Плагиогранит (I ан.)
SiO_2	36,08	51,88	65,80
TiO_2	сл.	0,00	0,48
Al_2O_3	3,70	23,42	16,62
Fe_2O_3	9,00	1,16	0,77
Cr_2O_3	0,08	-	-
FeO	3,60	4,43	1,30
MnO	сл.	0,09	0,00
MgO	33,44	2,63	0,99
CaO	0,40	7,71	0,70
Na_2O	сл.	3,21	8,96
K_2O	0,18	0,70	0,42
H_2O^-	0,80	0,14	0,14
CO_2	7,36	2,53	-
S общ.	-	-	3,30
п.п.п.	5,50	1,65	0,06
Сумма	100,06	99,55	99,54

Результаты количественных спектральных анализов пород на *Ni*, Co и химических определений Cr приведены ниже:

Порода	*Ni*, %	Co,%	Cr,%
Апоперидотитовый серпентинит	0,28	0,023	0,I4
Амфиболовое габбро	0,0I4	0.005	-

Эндоконтактовые изменения в породах интрузива отсутствуют, а экзоконтактовые выражены ороговикованием песчаников на расстоянии I-I,5 от контакта.

К изменениям, связанным с наложенным процессом, относятся образования лиственитов по серпентинитам и слабая антигоритизация.

С гипербазитами генетически связана акцессорная хромитовая минерализация. По сообщению Г.С.Поршнякова, в этом интрузиве обнаружено шлировое хромитовое рудопроявление.

Глубина формирования интрузива не установлена, глубина эрозионного среза - 4000-4500 м.

Апогарцбургитовые серпентиниты относятся к формации гипербазитов.

Составил Ш.А.Муминов по собственным материалам

II6. Киргизатинский ультрамафитовый интрузив (2 тела) расположен в зоне высоких предгорий северного склона Алайского хребта, в I5 км южнее с.Наукат, по обеим бортам р.Киргизата. Вмещающие породы северного выхода гипербазитового интрузива представлены песчано-сланцевой толщей пульгонской свиты ($S_2 pl$), а южного - миндалекаменными диабазовыми порфиритами араванской свиты ($Д_I$-$Д_2$) и песчано-сланцевой толщей пульгонской свиты ($S_2 pl$) силура.

Перекрывающие интрузив породы отсутствуют, геологический возраст определяется как C_I-C_2. Выходы гипербазитовых интрузивов расположены в краевых частях Охинско-Талдыкского синклинория. В плане они представляют собой линзообразные

тела; протяженность каждого из выходов интрузива до I км при ширине I00-250 м.

Контакты гипербазитовых тел с вмещающими породами секущие.

Выделяются следующие разновидности пород: I) перидотиты серпентинизированные, 2) апоперидотитовые серпентиниты, 3) лиственити, 4) хромитовые руды. Они обладают таким количественно-минералогическим составом: I) серпентинизированный перидотит-оливин (I0%), пироксен ромбический (I5-20), серпентин (65-70), хромшпинелид (0,5), лиственить-кварц (25-30 - 40-50), карбонат (40-70-90%).

Хромитовые руды - хромшпинелид (85-95%), хризотил (4-8), карбонат (0,5), лизардит (розовый) (до 0,5%).

Единственный акцессорный минерал в ультраосновных породах - хромшпинелид, содержащийся в количестве до 200 - 250 г/т.

Изотопный состав элементов пород и минералов не определялся.

Экзо- и эндоконтактовые изменения, связанные с ультраосновными породами, отмечаются в северо-восточной части Южного массива, где сохранился отчетливый интрузивный контакт гипербазитов со сланцами и ксенолиты последних в серпентинитах. На расстоянии I0-I5 см сланцы ороговикованы, а прожилки серпентинитов в них карбонатизированы и частично превращены в флогопит (вермикулит). К изменениям ультраосновных пород относится образование лиственитов кварц-карбонатного состава в эндоконтакте интрузива.

С гипербазитами басс. р.Киргизата генетически связано хромитовое оруденение, обнаруженное Ш.А.Муминовым (I967) в Северном и Южном выходах, где они фиксировались в виде шлировых руд размерами от I0 х I5 до 20 х 75 см.

В I974 г. в Южном выходе Киргизатинского интрузива Ш.А.Муминов и Э.Искандаров описали два крупных линзообразных тела сплошных хромитовых руд размером I х I,5 и 2 х 5 м.

Эти тела хромитовых руд, залегающие не глубоко от поверхности (0,5-I м), обнажились в результате размыва в

околорудной зоне выветрелых, сильно карбонатизированных, интенсивно перетертых и смятых серпентинитов.

Химический состав ультраосновных пород и хромитовых руд Киргизатинского интрузива приведен в таблице.

Компонент	Бастит-хризотиловый апоперидотит.серпентинит (I ан.)	Лиственит (I ан.)	Хромитовая руда (2 ан.)
SiO_2	37,I6	29,49	8,67
TiO_2	-	-	-
Al_2O_3	I,93	3,43	8,II
Fe_2O_3	5,40	I,38	4,09
Cr_2O_3	-	-	39,72
FeO	I,98	2,29	II,99
MnO	0,07	0,07	0,24
MgO	39,79	27,39	I9,84
CaO	2,50	2,52	I,98
Na_2O	0,I0	-	0,03
K_2O	0,27	сл.	0,03
H_2O^-	-	-	0,4I
CO_2	9;48	I3,20	-
п.п.п.	0,00	20,48	2,I7
С у м м а	99,76	I00,29	99,88

Глубина формирования интрузива не установлена, а эрозионного среза достигает 4000-4500 м.

Апогарцбургитовые серпентиниты относятся к формации гипербазитов.

Содержание Ni, Co, Cr и Pd в главных типах пород приведено ниже:

Порода	Ni,%	Co,%	Cr,%	Pd, г/т
Бастит-хризотиловый апоперидотитовый серпентинит	0,26 (I2 ан.)	0,0I8 (I2 ан.)	0,II (I8 ан.)	-
Лиственит	0,I9 (8 ан.)	0,005 (8 ан.)	0,I0 (I2 ан.)	-
Хромитовая руда	-	-	39,72 (2 ан.)	0,6 (I ан.)

Составил Ш.А.Муминов по собственным материалам

II7. К о ш е т е р с к и й г а б б р о и д н ы й и н т р у з и в расположен на левом борту р.Яссы, восточнее к.Кошетер Узгенского района КиргССР.

Вмещающие породы представлены силурийскими (?) зелеными сланцами карбонат-хлорит-амфиболового состава. Породы, перекрывающие интрузив, отсутствуют. Данные о возрасте интрузива отсутствуют, так как в данном районе палеозойские образования перекрыты мощными отложениями мезо-кайнозоя.

Интрузив представляет штокообразное тело. Обнаженная поверхность имеет площадь около 600 $м^2$. Контакт габброидов с вмещающими их сланцами интрузивный.

Габбро имеет следующий минералогический состав: плагиоклаз (37,7-68,3%), моноклинный пироксен (8,5-33,3), амфибол (I6,8-I9,8), ромбический пироксен (0-7), биотит (0,4-3,6), хлорит (I0,5-2I,6), карбонат (I,8); рудный минерал и сфен (2,6-I0), цоизит (0-I), апатит(0-0,2%).

Структура пород габбровая, пойкилитовая и пойкилоофитовая.

Автометаморфические изменения габбро выражаются в альбитизации, пренитизации плагиоклазов,биотитизации, хлоритизации, амфиболизации пироксенов.

Химический состав пород приведен ниже:

Компонент	Габбро (2 ан.)
SiO_2	46,8I
TiO_2	0,76
Al_2O_3	I6,8I
Fe_2O_3	4,65
FeO	8,I0
MnO	0,I2
MgO	7,89
CaO	I0,20
Na_2O	I,20
K_2O	0,97
CO_2	I,83
H_2O^-	0,27
п.п.п.	0,00
С у м м а	99,6I

Среднее содержание *Ni* в габброидах - 0,011%.

В эндоконтактовой части интрузива габбро графитизировано, а экзоконтактовые изменения выразились в филлитизации зеленых сланцев и ороговиковании песчаников до 10 м от контакта.

Изменения, связанные с аллометаморфическим процессом, отсутствуют.

С габброидами связана титановая (Хамрабаев, 1964), гематитовая и графитовая минерализации (Муминов, 1967).

Глубина формирования и эрозионный срез интрузива не изучены.

Породы интрузива относятся к формации габброидов.

Составил Ш.А.Муминов по собственным материалам

118. **Араванский ультрамафитовый интрузив** расположен в зоне низких предгорий северного склона Алайского хребта, в восточной части Карачатырских гор.

Вмещающие породы интрузива с севера - метаморфизованные сланцы канской свиты кварц-хлорит-эпидот-амфиболового состава, которые различными исследователями относятся к девонскому или докембрийскому возрасту. По данным В.Б.Горянова и др. (1973), геологические разрезы участков развития подобных образований в Южном Тяньшане свидетельствуют о докембрийском возрасте. Это согласуется с материалами Н.М.Синицына (1960), но отрицает данные определения абсолютного возраста K/Ar методом по слюдам из канской серии (270-388 млн.лет) Г.С.Поршнякова (1967).

С юга гипербазиты контактируют с миндалекаменными спилитами араванской свиты силуро-девона ($S_2 ld_2 - Д_{I-2}e$).

Перекрывающие интрузив породы отсутствуют.

Геологический возраст гипербазитов интрузива мы определили как $C_I - C_2$.

Интрузив расположен в краевых частях восточно-карачатырской синклинали.

В плане он представляет линзовидное тело длиной около 4-4,5 км при ширине 1-1,5 км. Контакт интрузива с вмещаю-

щими сланцами канской свиты девона и миндалекаменными спилитами силуро-девона - секущий.

Выделены следующие разновидности пород: дуниты, пироксениты, амфиболизированные, габбро-амфиболиты, аподунитовые серпентиниты, родингиты, лиственити. Они обладают таким количественно-минералогическим составом: дуниты - оливин (30-40%), антигорит (50-55), хризотил (3-5), рудный минерал (0,2%). Структура пород - бластопорфировая с лепидобластовой основной массой. Габбро-амфиболит: пироксен моноклинный (10-25%), амфибол (10-50), плагиоклаз (20-25), пренит (30-35); пироксениты-амфиболизированные, пироксен (25-30), амфибол (70-75%). Аподунитовые серпентиниты: пироксен (5-10%), гранат (95-100), везувиан (80-90), хлорит (4-5), ильменит (3-4), магнетит (5-10%).

Автометасоматические изменения пород, слагающих интрузив, выражены серпентинизацией дунитов, лерцолитов, амфиболизацией пироксенитов, альбитизацией, амфиболитизацией, родингитизацией габбро.

Химический анализ пород приведен ниже:

Компонент	Антигоритовый серпентинит (1 ан.)	Габбро-амфиболит (1 ан.)	Хромитовая руда (1 ан.)
SiO_2	37,64	50,06	7,40
TiO_2	-	0,64	-
Al_2O_3	2,54	11,72	13,43
Fe_2O_3	5,56	9,75	9,12
Cr_2O_3	0,36	-	36,24
FeO	1,66	5,48	14,40
MnO	сл.	0,12	0,46
MgO	38,24	8,11	14,90
CaO	1,20	10,66	0,48
Na_2O	0,16	2,35	0,04
K_2O	0,18	0,19	0,06
H_2O^-	0,95	0,16	0,58
H_2O^+	-	-	0,80
CO_2	-	0,98	
п.п.п.	11,79	0,06	0,80
С у м м а	99,62	100,28	100,11

Результаты определения некоторых элементов в породах (%): *Ni* - 0,26; Co - 0,018; Cr -0,II.

Эндоконтактовые изменения в гипербазитах отсутствуют; экзоконтактовые впервые установлены нами не только на участке данного интрузива, но и во всем Южноферганско-Кызылкумском офиолитовом поясе. Это роговики, возникшие за счет метаморфических сланцев канской свиты на расстоянии первых метров от контакта. Роговики - от мелкозернистого до скрытокристаллического сложения, массивные, пироксен-гранатового состава (клинопироксен, гроссуляр). цвет их меняется от темно-серого до белого.

К изменениям гипербазитов, связанным с процессами наложенного характера, относятся их антигоритизация и образование лиственитов кварц-карбонатного состава.

К серпентинизированным дунитам тяготеет хромитовое оруденение шлирового типа. Размер шлиров - до 20-50 см. С родингитизированными габбро ассоциирует вкрапленная титаномагнетитовая минерализация. Впервые хромиты и титаномагнетитовые рудопроявления обнаружены нами.

Глубина эрозионного среза интрузива достигает 4000-4500 м.

Аподунитовые серпентиниты и дуниты относятся к формации гипербазитов.

Составил Ш.А.Муминов по собственным материалам

II9. К а м п ы р р а в а т с к и й у л ь т р а м а ф и т о в ы й и н т р у з и в расположен в юго-западной части гор Суганды, северо-восточнее поселка Кампыррават. Вмещающие породы представлены песчаниками визе. Перекрывающие породы отсутствуют. Геологический возраст его - намюрский C_I.

Интрузив располагается в зоне меридионального разлома и представляет интрузию трещинного типа.

Состоит из нескольких линзообразных тел и по характеру внедрения - внутриформационный. Общая длина интрузива -

около I км при ширине 30-II0 м. По отношению к вмещающим породам залегает несогласно. Контакт извилист. Для интрузива характерно ссуживание и расширение по простиранию.

Интрузивные породы представлены апогарцбургитовыми (апоперидотитовые) серпентинитами, среди которых отмечены шаровые выделения крупнозернистого пегматоидного габбро, приобретающих в скоплениях (цементируясь серпентинитом) вид конгломератов.

Минералогический состав: I) серпентиниты - хризотил (0-I00%), бастит по ромбическому пироксену (0-I0), хромшпинелид (0-I0), карбонат (0-50); нонтронит (0-30), магнетит (0-2), тальк (4,2-7%).Структура пород сетчатая, бластопорфировая, реликтово-сетчатая; 2) пегматоидное габбро - амфибол (46,9-57,I%), плагиоклаз (4,7-33), биотит (2,8-3,5), эпидот (0,4-35,7), хлорит (0,8-I0), клиноцоизит (2,3-3), апатит (2,8-4,7), сфен (2,6-4,7), рудный минерал (I,8 - 4,7%). Структура пород паналлотриоморфнозернистая, пойкилитовая.

Автометаморфические изменения апоперидотитовых серпентинитов выражены карбонатизацией хризотила, баститизацией, отальк ованием пироксена, в результате которых образовались лиственитоподобные породы тальк-карбонатного состава.

В пегматоидном габбро в результате автометаморфических процессов плагиоклаз замещен цоизитом, клиноцоизитом, эпидотом, серицитом, а по амфиболу развиваются биотит, хлорит, сфен.

Химический состав пород приведен ниже:

Компонент	Апоперидотитовый серпентинит (2 ан.)	Пегматоидное габбро (I ан.)
SiO_2	37,6I	37,46
TiO_2	0,00	2,88
Al_2O_3	0,64	20,I8
Fe_2O_3	6,79	4,80
FeO	0,63	7,74
MnO	0,005	0,I4
MgO	32,3I	8,65
CaO	5,90	I3,40

Компонент	Апоперидотитовый серпентинит (2 ан.)	Пегматоидное габбро (I ан.)
Na_2O	0,I6	0,9I
K_2O	0,05	I,09
CO_2	2,60	2,90
H_2O^-	I,8I	0,06
H_2O^+	II,45	-
п.п.п.	0,00	-
С у м м а	99,95	99,84

Геохимическая характеристика пород массива:

а) результаты полуколичественного спектрального анализа валовых проб и минералов приведены в табл. I,2;

б) содержание Ni по валовым пробам приведено в табл.3;

в) особенности распределения элементов по отдельным минералам не изучались.

г) данные о физических свойствах пород отсутствуют;

д) единственным акцессорным минералом апоперидотитовых серпентинитов является хромшпинелид, содержащийся в протолочных пробах в количестве до 200-250 г/т;

е) изотопный состав элементов пород и минералов не изучался.

Эндоконтактовые и экзоконтактовые изменения отсутствуют.

Изменения пород массива, связанные с наложенными процессами, не установлены.

С апоперидотитовыми серпентинитами связана акцессорная хромитовая и тальковая минерализации, а с пегматоидными габброидами - акцессорная ильменитовая и пиритовая минерализации.

Глубина формирования интрузии неизвестна, а эрозионного среза - в пределах 2900-3000 м.

Апоперидотитовые серпентиниты относятся к формации гипербазитов.

Таблица I

Результаты спектральных анализов отдельных минералов из пегматоидного габбро Кампырравата

№№ пп	Минерал	№№ обр.	Si	Al	Ca	Na	Fe	Mo	Ba	Sr
I.	Коричневый амфибол	5	IO	IO	IO	8	IO	IO	4	2
2.	Зеленый амфибол	696	IO	IO	IO	IO	IO	IO	4	4

Продолжение табл. I

№№ пп	Минерал	№№ обр.	Mn	V	Ti	Cr	Cu	Pb	Zn
I.	Коричневый амфибол	5	4	4	8	4	2	2	4
2.	Зеленый амфибол	696	5	4	8	3	2	2	4

Продолжение табл. I

№№ пп	Минерал	№№ обр.	Ni	Co	Be	Zr	Sc	Ga	Ag
I.	Коричневый амфибол	5	6	3	I	2	2	2	I
2.	Зеленый амфибол	696	3	3	I	3	2	2	I

I - до 0,001%
2 - 0,002 -0,005%
3 - 0,005 -0,01%
4 - 0,01-0,05%
5 - 0,05-0,1%
6 - 0,1 - 0,5%
7- 0,5-1%
8- ок.1%
9- более 1%
IO - более 3%.

Таблица 2

Результаты полуколичественного спектрального анализа пород Кампырраватского интрузива с содержанием элементов-примесей (спект.каб.ИГиГ АН УзССР)

Порода	Кол-во анал.	Ba	Sr	V	Ti	Cr	Cu
Апоперидотитовый серпентинит	I0	I	2	сл.	4	6	I
Пегматоидное габбро	I	4	4	5	6	4	3

Продолжение табл. 2

Порода	Zn	Ni	Co	Be	Zr	Sc	Ga
Апоперидотитовый серпентинит	2	6	3	–	–	–	–
Пегматоидное габбро	4	5	4	I	2	I	I

Таблица 3

Содержание Ni в апоперидотитовых серпентинитах Кампырравата (Спектр.каб. ИГиГ АН УзССР)

Порода	Кол-во анализ.	Вес.%
Апоперидотитовый серпентинит	2	0,I9
Пегматоидное габбро	I	0,005

Составил Ш.А.Муминов по собственным материалам

I20. Надирский интрузив (Сарыталинская полоса) расположен на северном склоне долины Сарытале, в урочище Зархар-Сарытале, между хребтами Катранбаши и Пешкаут, в зоне высоких предгорий Алая.

Массив со всех сторон ограничен разрывными эффузивами сарыталинской свиты (по Э.В.Поярковой), в низах которой обнаружена фауна C_1^w. С юга и запада перекрыт кайнозойскими отложениями, в восточной части массив выклинивается.

Местами он перекрыт палеоген-неогеновыми конгломератами и современными наносами.

Точные данные по возрасту массива отсутствуют. Э.В.Пояркова (I968) считает возраст интрузии C_2-C_3 (?).

Массив входит в Сарыталинскую полосу базитов и гипербазитов. Полоса приурочена к глубинному (?) разлому 2-го порядка.

Форма - дайкообразная, вытянута в субширотном направлении на 5,5 км шириной 0,3-0,5 км. Северный контакт интрузива имеет пологое (30-40°) падение на север, в центре он становится все более крутым (75-85°), в восточной части падение уже южное. Разрывное нарушение, ограничивающее массив с юга, имеет крутое падение на север.

Массив сложен в основном субширотными полосами серпентинизированных перидотитов (в южной части) и габбро. С севера контакт между ними четкий и, возможно, носит тектонический характер. На юге массива протягивается полоса серпентинитов. Восточная и западная части относительно мало изменены, центр превращен в "карбонатно-серпентинитовые брекчии". На западе массива известно также обнажение габбро-норитов, взаимоотношение которых с прочими породами массива не установлено.

Менее развиты альбитовые микродиориты, плагиограниты, плагиоаплиты, гарцбургиты, диабазы, габбро-пегматиты, представляющие жильные дериваты и появляющиеся в основном в восточной части массива. Габбро-амфиболиты, амфиболиты, пироксен-гранатовые (родингиты ?) и гранатовые породы пред-

ставляют метаморфические образования по интрузивным породам массива.

Перидотиты - оливин Fa_{10-35} (57-81%), авгит (2-11), роговая обманка (1-7 до 20), биотит (2-5 до 15), плагиоклаз An_{80} (6-12); акцессорные - магнетит, ильменит, апатит, циркон, пирит, флюорит, киноварь. Структура породы - панидиоморфнозернистая до пойкилитовой. Оливин обычно не менее чем на 30% замещен серпентином, плагиоклаз нацело соссюритизирован, менее развиты процессы амфиболизации и хлоритизации.

Серпентиниты представлены апогарцбургитовыми хризотил-баститовыми разностями. Породы сложены хризотилом I и II, баститом, редко встречаются антигорит и акцессорные хромшпинелиды. Структура породы порфиробластовая с петельчатой основной массой, редко реликты пойкилитовой.

Габбро - плагиоклаз An_{32-39}, редко до An_{55} (48-90%), авгит+роговая обманка (4-49), ильменит+лейкоксен (0,6-6,7), серпентин (до 5,4), хлорит (до 18%); акцессорные - магнетит, циркон, апатит, пирит, киноварь; второстепенные - биотит, актинолит, пренит, соссюрит, альбит. Структура породы преимущественно габбро-офитовая, офитовая, менее развиты призматически-зернистая и пойкилитовая. Степень изменения габбро возрастает в направлении северной части дайки, где выделяются полосы уралитового габбро, переходящего в габбро-амфиболиты, амфиболиты и соссюритовое габбро. Кроме того, А.Х.Халматов обнаружил небольшое обнажение оливинового габбро (правый борт Кадырсая). Структура породы - пойкилоофитовая, отличается от описанной разности присутствием нацело серпентинизированного оливина.

Кроме описанных разновидностей, Э.В.Пояркова выделила также диабазы, пикритовые порфириты, пикриты. Эти разновидности постепенно переходят к нормальным габбро и перидотитам и рассматриваются автором как краевая фация массива.

Часть серпентинизированных перидотитов содержит многочисленные ксенолиты известняков. Эта порода получила название карбонатно-серпентинитовой брекчии и развита в северной части массива.

Габбро-пегматиты образуют серию субширотных жилоподобных тел (мощностью 5-10 м), приуроченных к зонам карбонатно-серпентинитовых брекчий. Состав аналогичен габбро, местами характерна пегматитовая структура.

Альбитовые диориты известны в виде мелких (мощность 0,7-0,8 м, длина 5-30 м) жил в восточной части массива среди габбро. Обломки этих пород встречены также в карбонатно-серпентинитовой брекчии. Состав: $Pв_{АВ}$(70%), бледноокрашенная роговая обманка (30), биотит, сфен, титано-магнетит, лейкоксен, апатит. Порода альбитизирована, соссюритизирована. Структура - гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, местами катакластическая. Эта порода разбита трещинами и залечена микродиоритами, плагиоклазитами, плагиаплитами. Наиболее поздними являются прожилки горнблендита, состоящие из темно-зеленой роговой обманки.

Химический состав приведен в табл. I.

Особенности распределения отдельных элементов по минералам пород не изучались; данные о физических свойствах пород отсутствуют; результаты обработки проб-протолочек приведены в табл. 2.

Данные по изотопному составу элементов массива отсутствуют.

Эндо- и экзоконтактовые процессы в связи с внедрением массива не изучены.

Наиболее широко проявились процессы амфиболизации. Амфиболиты протягиваются в виде двух полос через массив в субширотном направлении вдоль северного и южного контактов массива. Северная сплошная полоса залегает в габбро и имеет мощность 10-20 м, южная полоса прерывиста, залегает в основном по контакту перидотитов с серпентинитами и серпентинит-карбонатными брекчиями; мощность ее - 3-20 м. Структура амфиболитов - фибро- и нематобластовая, местами порфиробластовая с лучистой структурой основной массы. Сланцеватость отсутствует. Породы состоят из актинолита, роговой обманки, небольших количеств граната, реликтов пироксена, оливина, плагиоклаза, примеси хлорита, серпентина, маг-

Таблица I

Химический состав пород и руд Надирского массива

(вес,%)

Компонент	Перидотит (8 ан.)	Габбро (6 ан.)	Габбро-авгитовое (I ан.)	Габбро-амфиболит (4 ан.)	Амфиболит (3 ан.)	Гранат-пироксен (родингит ?: I ан.)	Fe руда юж. зоны (I ан.)	Fe руда сев. зоны (2 ан.)
SiO_2	39,I5	46,79	43,88	46,86	43,88	38,60	I2,98	I6,2I
TiO_2	0,57	0,62	0,86	0,69	I,7I	0,30	сл.	0,I0
Cr_2O_3	0,29	0,I5	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	6,I2	I7,46	I8,93	I5,47	I4,07	I6,I5	6,65	3,79
Fe_2O_3	4,I6	2,94	7,57	2,98	4,95	3,44	53,70	6I,47
FeO	7,II	3,75	I,8I	5,35	5,32	2,58	I4,80	8,85
MnO	0,I4	0,08	0,00	0,5I	0,32	0,03	0,56	0,33
MgO	29,62	6,95	5,85	I0,56	I4,48	7,70	2,20	2,I5
CaO	3,88	I4,76	I5,00	II,5I	6,96	27,95	2,20	2,50
Na_2O	0,4I	2,20	0,75	I,85	2,23	0,30	0,86	I,27
K_2O	0,I8	0,2I	0,63	0,23	0,I7	0,07	0,45	0,I5
P_2O_5	0,08	0,06	0,03	0,04	0,39	0,20	I,56	0,I8
H_2O^-	0,4I	0,I7	-	0,I3	0,II	-	0,I0	0,I5
H_2O^+	7,35	2,70	-	-	-	-	-	-
CO_2	0,I6	0,09	-	0,I7	0,I0	0,50	0,26	0,25
SO_3	0,I2	0,II	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	0,04	0,0I
NiO	0,II	0,0I2	-	-	-	-	-	-
CoO	0,008	0,00I	-	-	-	-	-	-
V_2O_5	0,025	0,0I2	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	-	-	5,48	3,II	4,82	3,20	2,80	2,05
Сумма	99,89	99,07	I00,79	99,46	99,5I	I00,03	99,I6	99,46

нетита, апатита, сфена. Характерен постепенный переход к амфиболизированным габбро. В обеих полосах серпентиниты контактируют обычно с линзами железорудных тел.

Карбонатизация представлена в массиве полосой измененных ультрабазитов мощностью до 80 м и длиной 3 км в южной

части интрузива. Степень карбонатизации различна, карбонат развивается в основном по трещинам вплоть до появления небольших участков кварц-карбонатных лиственитов. Состав лиственитов - кальцит, брейнерит, кварц, реликты серпентина, хромшпинелидов, магнетита, талька, хлорита.

Таблица 2

Содержание акцессорных минералов (г/т) в главных типах пород Надирского массива

№ № проб	Порода	Ильменит	Магнетит	Циркон	Апатит	Пирит	Флюорит	Киноварь
5/9	Верлит	25,8	-	0,063	-	0,I2	0,I2	0,06
6/9	Верлит	0,25	0,I8	-	0,062	0,I9	0,06	-
5/I7	Габбро	420	-	0,76	-	0,I4	-	0,7I
6/I7	Габбро	247	-	0,I4	-	2,05	-	-

Гранат-пироксеновые породы (родингиты ?) встречаются редко в виде линз мощностью до I,7 м в перидотитах, вблизи их контакта с габбро. По составу они соответствуют хлорито-пироксено-везувиановым родингитам.

С массивом связано одноименное месторождение железа, представляющее две полосы, вытянутые в субширотном направлении на 5 км. В пределах их развиты магнетит-гематитовые жилы мощностью 0,3-I7,I м и простиранием 36-I060 м. Судя по магнитным данным, они распространяются на глубину не менее 50-I00 м. Северная полоса контактирует с эффузивно-осадочной вмещающей массив толщей с севера и апогаббровыми (?) амфиболитами с юга. Южная проходит по контакту перидотитов с карбонатно-серпентинитовыми породами и также приурочена к полосе амфиболитов. В западной части массива концентрируются более богатые рудные тела. Рудные зоны разбурены I3 скважинами в I950-I95I гг. До 95% рудных минералов жил представлены магнетитом и гематитом, примеси - пирит, халькопирит, ковеллин, борнит, гипергенные минералы меди.

Выделено 2 типа руд: магнетитовый с подчиненным количеством гематита (южная полоса) и гематитовый (мартитовый) с подчиненным количеством магнетита (северная полоса). Характерны следующие текстуры руд: массивная, миндалевидная и оолитовая, полосчатая, пятнистая, петельчатая и брекчиевая. Характерно взаимозамещение магнетита и гематита. Химический состав руд приведен в табл.I.

А.Х.Халматов считает месторождение контактово-метасоматическим в связи с интрузией основных пород за счет выноса железа из основных и ультраосновных пород массива и подстилающих эффузивов. А.Ф.Соседко, опираясь на находки в рудных телах кремнисто-железистых (яшмовидные) линз, рассматривает месторождение, как результат контактового метаморфизма кремнисто-железистых линз среди эффузивов. В дополнение следует отметить, что С.А.Исхаков и др. (1966) описали, несомненно, вулканогенно-осадочные железные руды в Учкурганской и Баткентской полосах эффузивов близкого Надирским вещественного состава.

Хризотил-асбест встречается в виде мелких зон с убогой минерализацией. Образует поперечно-полосчатые прожилки мощностью I-5 мм.

Магнетит в виде тонких прожилков и корочек изредка встречается среди серпентинитов и серпентинизированных перидотитов.

Глубины формирования и эрозионного среза массива не известны.

Принадлежность к типу формации не определена. Такие признаки, как наличие типичных серпентинитов, хризотил-асбеста, родингитов, высокое содержание хрома в ультрабазитах, сонахождение в основных эффузивах, отсутствие габброноритов, говорят в пользу габбро-перидотитовой формации ранних этапов развития. В то же время другие признаки - верлитовый состав ультрабазитов, неполная серпентинизация их, повышение содержания в ультрабазитах Ti, Al, Na, K при пониженном количестве Mg в сравнении с альпинотипными разностями, титанистый характер темноцветных минералов в гипербазитах и комагматичных габбро, наличие жильных дери-

ватов типа Ав-диоритов и т.п., локальный характер проявления амфиболитов - свидетельствует скорее в пользу более поздней перидотит-пироксенит-габбровой формации средних и даже конечных этапов развития геосинклинали типа Тебинтолакского массива. Не исключена возможность 2-формационного строения массива.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам А.Х.Халматова (1955) и Э.В.Поярковой (1968).

121. К а р а ч а т ы р с к и е т е л а г а б б р о и д о в обнажаются к юго-западу от горы Улугтау и вблизи родника Токузбулак в горах Карачатыр.

Тело габбро вблизи Улугтау располагается между эффузивными диабазами и кремнисто-серицитовыми сланцами (S_2-$Д_2$); у родника Токузбулак габбро внедрились по контакту между гипербазитами (с юга) и эффузивными диабазами (с севера) (S_2-$Д_2$).

Оба тела частично покрыты современными наносами.

На основании прорывания гипербазитов габбро возраст последних устанавливается как послегипербазитовый, но до C_2. М.Г.Жариков считает интрузию гипербазитов и габбро сближенной во времени. Определения абсолютного возраста отсутствуют.

Оба тела габбро расположены в зоне Улугтауского разлома, а в целом весь район находится в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома I порядка.

Тело габбро у г.Улугтау представляет дайку мощностью 10-15 м и длиной около 1 км. У родника Токузбулак обнажен небольшой шток. Характер контактов и морфология тел более детально не изучены.

Габбро состоит из соссюритизированного плагиоклаза (до 60%) и хлоритизированного пироксена. Широко развиты вторичные - хлорит, кальцит, серицит, эпидот, лейкоксен; акцессорные - апатит, сфен, ильменит. Структура породы - габбровая, реже габброофитовая. Породы очень сильно изменены.

Существует всего один анализ габбро с небольшим числом элементов-примесей.

Компонент		Компонент	
SiO_2	48,I2	K_2O	0,98
TiO_2	2,I0	P_2O_5	0,24
Cr_2O_3	0,009	H_2O^-	-
Al_2O_3	I6,II	H_2O^+	3,34
Fe_2O_3	I,85	CO_2	0,67
FeO	8,25	SO_3	0,50
MnO	0,I6	S	-
MgO	5,I8	NiO	сл.
CaO	9,8I	п.п.п.	0,25
Na_2O	2,73	С у м м а	I00,30

Эндо- и экзоконтактовые изменения в связи с массивами габбро не изучались.

В пределах рассмотренных массивов развиты лишь глубоко измененные разности пород. Часть из этих изменений может быть связана с более поздними процессами, вызвавшими лиственитизацию серпентинитов и т.п. В районе широко развиты также родингиты (хлорит-везувиановые породы или хлоргранаты, по М.Г.Жарикову). Геологическое положение их не изучено. Состоят эти породы главным образом из хлорита и везувиана, реже встречаются гранат, клинопироксен, тремолит, эпидот, рудный минерал.

По преобладающему минералу могут быть выделены хлорит-везувиан-пироксеновые, хлорит-гранатовые и хлорит-везувиановые (преобладают) разности. Структуры разнообразны, преобладает гранобластовая, переходящая в порфиробластовую с нематолепидобластовой основной тканью.

С габбро не связаны какие-либо типы рудной минерализации. Глубина кристаллизации и эрозионного среза массивов неизвестна.

Малая степень изученности не позволяет достоверно установить формационную принадлежность рассматриваемых пород. Скорее всего они относятся к габбро-перидотитовой формации начальных стадий развития геосинклинали района. Об этом свидетельствует пространственная и временная бли-

зость габбро и серпентинитов, глубокое изменение и тех и других вплоть до появления родингита и т.п., что обычно для альпинотипных комплексов.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам М.Г.Жарикова

121 а. Карачатырская полоса серпентинитов расположена в юго-восточной части Южной Ферганы в пределах одноименных гор.

Тела серпентинитов находятся среди средне-палеозойской толщи метаморфизованных диабазов, спилитов, вариолитов, альбитофиров (S_2-$Д_2$), песчано-сланцевых метаморфизованных отложений ($Д_2$) и карбонатных пород ($Д_2$-C_I?).

В 4 км юго-западнее горы Улугтау описан стратиграфический контакт серпентинитов и среднекаменноугольных песчаников; последние вблизи серпентинитов содержат гальку этих пород.

На основании сказанного геологический возраст серпентинитов принят за предсреднекарбоновый. Таким образом, внедрение имело место в отрезок времени $Д_3$-C_2.

Тела ультрабазитов приурочены, как правило, к разрывным нарушениям, часто разделяющим разные в литологическом отношении блоки. В целом район расположен в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома I порядка и является продолжением северного пояса развития базитов и гипербазитов Узбекистана.

Серпентиниты залегают в виде дайко- и линзообразных тел мощностью до 100-150 м и протяженностью от 15-20 м до 8-10 км. Простирание - субширотное до северо-восточного. Более подробно морфология тел, характер контактов и внутренняя тектоника массивов не изучены. Установлен факт выклинивания отдельных крупных тел серпентинитов на глубине 600-800 м от поверхности (Чонкой).

Преимущественно развиты серпентиниты, в единственном случае встречены перидотиты в виде шлира среди серпентинитов. Несколько шире, но тоже сравнительно редко встречаются пироксениты. Взаимоотношение пироксенитов и серпентинитов не изучено.

Серпентиниты объединяют хризотиловые, баститовые, антигоритовые, хризотил-антигоритовые, хризотил-серпофитовые и бастит-хризотил-антигоритовые разности. Кроме серпентина, в сложении породы участвуют орто- и клинопироксены, магнетит, хромшпинелиды, вторичные амфиболы, хлорит, тальк, карбонат. Преобладают микропетельчатая и микрорешетчатая структуры. Скорее всего это - продукт автометаморфического изучения ультрабазитов перидотитового состава.

Перидотиты сложены в основном авгитом и серпентинизированным оливином. Кроме того, встречаются бастит, иддингсит. Структура породы - пойкилитовая.

Пироксениты представлены в основном вебстеритами. Сложены в основном диопсидом и баститом (?). Интересен плеохроизм бастита в зеленых тонах по М.Г.Жарикову, что совершенно не характерно для этого минерала. В числе второстепенных и вторичных минералов вебстеритов отмечаются роговая обманка, тремолит, хлорит, тальк. Реже встречаются мономинеральные баститовые разности. Структура породы - панидиоморфнозернистая.

Главное автометаморфическое изменение пород - серпентинизация.

Ниже приведен анализ хромита в кварц-карбонатных лиственитах (таблица).

Экзо- и эндоконтактовые изменения в связи с внедрением ультрабазитов специально не исследовали.

Главный тип наложенных изменений серпентинитов - лиственитизация. Лиственты образуются по серпентинитам обычно в пределах контактовых зон тел серпентинитов. В случае контакта с карбонатными отложениями последние также превращаются в лиственты. Лиственты и серпентиниты связаны постепенным переходом через карбонатизированные серпентиниты. В сложении лиственитов участвуют карбонат (доломит, брейнерит, анкерит и др.), тальк, кварц, халцедон, реже встречаются хромо-никелевый хлорит, фуксит; реликтовые - серпентин, хромшпинелиды, реже магнетит. В качестве примесей отмечаются пирит, миллерит, киноварь. По составу М.Г.Жариков выделил тальк-карбонатные, кварц-карбонатные и кварцевые лиственты,

связанные между собой постепенными переходами. Они представляют различную стадию единого метасоматического процесса изменения серпентинитов и частично вмещающих пород.

Компонент	Перидотит (I ан.)	Серпентинит (4 ан.)	Серпентинит карбонатизированный (I ан.)	Кварц карбонатный лиственит (I ан.)	Хромит из лиственитов (I ан.)
SiO_2	42,79	38,96	34,76	28,46	-
TiO_2	0,03	0,02	0,II	0,I5	0,72
Cr_2O_3	0,27	0,34	0,50	0,38	6I,36
Al_2O_3	3,37	I,6I	0,54	0,59	-
Fe_2O_3	I,63	4,66	5,33	I,95	23,I0
FeO	5,83	2,5I	2,66	3,24	-
MnO	0,I2	0,I0	0,II	0,I0	-
MgO	37,33	36,05	34,93	28,47	I3,50
CaO	I,26	I,I6	3,67	2,62	0,00
Na_2O	0,33	0,03	0,00	0,00	-
K_2O	0,02	0,0I	0,00	0,00	-
P_2O_5	0,00	0,00	-	-	-
H_2O^-	-	-	0,94	0,30	-
H_2O^+	-	I2,06	-	-	-
CO_2	0,65	I,46	-	-	-
SO_3	0,II	0,28	-	-	-
NiO	0,25	0,26	0,23	0,22	-
п.п.п.	6,80	0,86	I6,24	33,52	-
С у м м а	I00,79	I00,37	I00,00	I00,00	99,33

Характерна порфиробластическая структура тальк-карбонатных разностей. Местами встречается полосчатая структура лиственитов. Активационным методом в лиственитах установлено золото в пределах 0,0I-0,08 г/т.

Главным полезным компонентом, локализованным преимущественно в местах развития лиственитов, является киноварь. В районе известен ряд месторождений и рудопроявлений кино-

вари, связанных с лиственитами, развитыми по серпентинитам, карбонатным и эффузивным породам, вмещающим их.

Глубины формирования и эрозионного среза массива не известны.

Конкордантный характер большинства тел серпентинитов в отношении вмещающих структур и приуроченность их к зонам разломов свидетельствуют об участии массивов в пликативных нарушениях района. По-видимому, большинство тел серпентинитов относится к габбро-перидотитовой формации начальных этапов развития геосинклинали района.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам М.Г.Жарикова

I22. Т е л а с е р п е н т и н и т о в в н и з о в ь я х р. И с ф а р а находятся в долине р. Исфара к востоку и западу от Киргиз-кишлака в пределах низких предгорий Алая. Впервые описаны С.С.Шульцем и Б.А.Медведевым (ВСЕГЕИ) в I968.

Ультрамафиты размещаются среди кремнистых, известковистых сланцев, углистых известняков, лавобрекчий (?), туфов и туффитов силурийского (?) возраста. Эти породы образуют тектонический пакет среди палеозойских отложений, вскрытых эрозией по руслу глубокого сая.

Тела ультрамафитов перекрыты русловыми наносами четвертичного периода.

По аналогии с Канской полосой нижним возрастным пределом служат отложения $Д_2$, верхним - $С_I$.

Тела приурочены к зоне Южноферганского глубинного разлома и входят в северный пояс основных и ультраосновных пород Узбекистана.

Всего известны три линзы серпентинитов: два небольших тела на левом борту р.Исфара в долине притока и одно, наиболее крупное, на западном борту реки, в русловой части бокового притока. Последнее тело серпентинитов вытянуто по азимуту I40-250° на расстояние 230-250 м, мощность - до нескольких десятков метров. Два других тела обнажены хуже, площадь каждого из них не превышает нескольких сотен квадратных метров, а самое восточное тело значительно задернован.

Основной объем тел сложен апогарцбургитовыми серпентинитами, которые прорваны более поздней интрузией габбро. Состав этих тел отвечает габбро-пегматитам и диопсидитам (наиболее мелкие тела), реже встречается среднезернистое габбро. Два наиболее крупных тела габбро-пегматита известны по краям западной линзы серпентинитов.

Наиболее изучено западное тело серпентинитов. Контакт с вмещающими породами обычно задернован, а в немногочисленных обнажениях сопровождается зоной рассланцевания. Лишь в одном случае контакт серпентинита с ксенолитом кровли измененных вулканогенных пород имеет магматический характер. Серпентиниты к контакту становятся мелкозернистыми, вмещающие породы темнеют и местами карбонатизируются. Мощность зоны изменения достигает первых десятков сантиметров.

Наиболее широко развита серпентинизация. Определенный объем этого процесса изменения может быть связан с наложенными процессами. Вблизи ксенолита в западной линзе проявляется хризотил-асбест. Мощность отдельных прожилков не превышает I см. Вдоль тектонического нарушения, пересекающего западную линзу проходит зона сильного рассланцевания серпентинитов. Средняя линза серпентинитов частично превращена в кварц-карбонатную породу. Местами по контакту диопсидитов и серпентинитов в последних появляются пойкилобластические кристаллы клинопироксена. В серпентинитах проявляется хризотил-асбест.

Глубина формирования и эрозионного среза рассматриваемых тел серпентинитов не известна.

Принадлежат к габбро-перидотитовой формации начальных этапов развития геосинклинали.

Составил Г.Г.Лихойдов

123. К а н с к а я с е р п е н т и н и т о в а я п о л о с а расположена севернее хребта Катрантау в междуречье Сох-Шахимардан от сая Сарыкамыш на западе до Аккапчигай-сая на востоке (Юж.Фергана).

Протяженные тела ультрамафитов представляют тектонический блок, ограниченный со всех сторон тектоническими нару-

шениями. С юга в контакте с ультрамафитами находятся меловые и среднепалеозойские отложения, с севера преимущественно развиты мезокайнозойские отложения. С запада и востока массив прорывает среднедевонские карбонатные эффузивно-осадочные зеленокаменные отложения тохматдангызской свиты. Кроме того, многочисленные блок-ксенолиты карбонатных пород так называемой полимиктовой брекчии располагаются по всему объему массива.

По данным Я.С.Висьневского (1960), П.С.Сафина и др. (1961), серпентиниты перекрыты в западной части полосы серпентинито-карбонатными брекчиями, карбонатный цемент которых содержит фауну гониатитов (C_I).

Верхний возрастной предел устанавливается как C_I, нижний на основании прорывания тохматдангызской свиты - $Д_2$.

Серпентиниты приурочены к зоне Южноферганского глубинного разлома, разделяющего Карачатырскую зону от зоны высоких предгорий Алая.

Полоса представляет единый массив серпентинитов, наиболее эродированный в западной и центральной части. В восточной части (Шуранский участок) массив эродирован слабее и представлен рядом изолированных линз различных размеров. Контакты с вмещающими породами - тектонические и обычно близки к вертикальным. Простирание полосы (массива) - субширотное. Имеются типичные интрузивные контакты серпентинитов с карбонатными отложениями $Д_2$ в виде ксенолитов в центральной части массива.

Преимущественно развиты серпентиниты, являющиеся вмещающими для небольших тел более поздних габбро, пегматоидных габбро, габбро-пегматитов и шпинелевых пироксенитов. Кроме того, в пределах полосы развиты жилы диоритовых лампрофиров, лампрофиров и габбро-диабазов, которые, судя по свежему облику пород, более поздние по сравнению с габбро-перидотитами. Известен также небольшой шток сиенит-аплита, прорывающий серпентиниты в районе Канского участка.

Серпентиниты представлены преимущественно бастит-хризотиловыми разностями. Реже встречаются баститовые и антигорит-бастит-хризотиловые разности. Породы сложены преимуще-

ственно хризотилом, баститом, антигоритом; везде встречаются хромшпинелиды (иногда до первых процентов) и вторичный магнетит. Сравнительно редки слабо серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты (?), дуниты, аливиниты (?), представляющие слабоизмененные первичные породы.

Гарцбургиты состоят из оливана Fa_{20} (до 90%), энстатита (9-10%), хромшпинелидов (до 0,5%), спорадически клинопироксена. Структура - панидиоморфнозернистая до пойкилитовой (оливин в ортопироксене). Увеличение количества клинопироксена приводит к появлению лерцолитов (по Я.С.Висьневскому).

Наиболее развиты процессы серпентинизации, меньше карбонатизация и лиственизация пород.

Пироксениты (в виде тел 100 х 25 - 30 $м^2$ среди серпентинитов) состоят из диаллага; изредка в интерстициях присутствуют соссюритизированный плагиоклаз и зеленая шпинель. Структура - панидиоморфнозернистая до гипидиоморфнозернистой и пегматитовой (закономерное срастание клинопироксена и шпинели).

Габбро, как правило, изменено. По составу различаются амфиболизированное габбро: разложенный плагиоклаз, светлый зеленовато-голубой до бурого амфибол, реликты авгита, единичные зерна рудного минерала, хлорит, клиноцоизит по трещинам. Структура - гнейсовидная с реликтами габбровой.

Соссюритовое габбро: соссюритизированный, альбитизированный и серицитизированный плагиоклаз, авгит, тремолит, хлорит.

Особняком стоит найденное Я.С.Висьневским в обломках Урусбулаксая шпинелевое габбро: клинопироксен, ортопироксен, полностью соссюритизированный и пренитизированный плагиоклаз, зеленая шпинель (до 10%).

Структура - пегматитовая (срастание шпинели с пироксеном). Характерно малое изменение породы вторичными процессами.

Габбро-пегматиты (небольшие жило- и линзообразные тела) состоят из пренитизированного и соссюритизированного основного (?) плагиоклаза, бурой роговой обманки, титанистого (?)

флогопита, ильменита, титаномагнетита, хлорита; акцессорные минералы: ильменит, титаномагнетит, апатит, реже сфен.

Химический состав пород приведен в таблице.

Компонент	Серпентинит (12 ан.)	Серпентинизированный гарцбургит (1 ан.)	Габбро рассланцованное (2 ан.)	Габбро амфиболизированное (4 ан.)
SiO_2	39,04	45,74	46,18	47,03
TiO_2	0,13	0,25	0,21	0,87
Cr_2O_3	0,26	0,40	0,15	0,01
Al_2O_3	2,09	3,67	23,54	17,68
Fe_2O_3	5,14	3,04	0,91	1,60
FeO	2,67	4,74	2,34	6,59
MnO	0,07	0,11	0,16	0,12
MgO	36,15	32,50	6,32	8,92
CaO	0,53	2,56	15,42	10,24
Na_2O	0,07	0,62	1,62	1,32
K_2O	0,06	0,13	0,16	2,03
P_2O_5	0,04	0,03	0,02	0,09
H_2O^-	0,81	0,12	0,10	0,15
H_2O^+	-	-	-	-
CO_2	0,51	0,10	0,37	0,14
SO_3	0,15	0,00	-	0,08
NiO	0,10	0,19	0,05	0,02
CoO	0,02	0,00	-	-
V_2O_5	-	-	-	-
п.п.п.	11,58	5,45	2,86	2,16
С у м м а	99,42	99,65	100,41	99,05

Подавляющее большинство контактов серпентинитов с вмещающими породами носит тектонический характер. Отмечены единичные случаи интрузивного контакта серпентинитов с ксенолитами карбонатных пород внутри массива. В этом случае наблюдается узкая зона мелкозернистого сложения в серпентинитах. По контакту с серпентинитами габброиды не изменяют-

ся, тогда как в серпентинитах нередко образуют более или менее крупные прожилки хризотил-асбеста. По контакту с известняками габброиды и известняки скарнированы в пределах первых десятков сантиметров.

Серпентиниты возникли в результате серпентинизации первичных пород. Это явление, несомненно, несет характер авто- и аллометаморфизма.

Серпентиниты в свою очередь подвергаются карбонатизации и лиственитизации. Карбонатизированные серпентиниты, по Я.С.Висьневскому, тяготеют к краевым частям полосы. Менее развиты кварц-карбонатные лиственитты, к числу которых достоверно относятся два небольших обнажения на юге Сарыкамышского участка.

Оталькование наиболее широко проявилось в западной части полосы (Шамотал-казы). Здесь, по Е.Л.Абрамович и И.Э. Марниц (1954), выделяются участки развития стеотита и талькового камня. В состав последнего входят до 14% талька, карбонаты тремолит, серпентин, хлорит. Состав главных компонентов талькового камня Шамотал-казы приведен ниже (по Е.А. Абрамович и др. ,1954):

Компоненты	Вес,%
SiO_2	33,00 - 59,96
Al_2O_3	3,00 - 7,28
MgO	21,10 - 31,32

По составу он относится к железистым рудам гипербазитовой группы.

Гипергенные изменения серпентинитов привели к образованию магнезита. Последний встречается в виде мелкой (0,5 - 5 мм) вкрапленности, желваков, реже в виде корочек в пределах трех субширотных зон в восточной части полосы (Шуран). Содержание магнезита в породе в пределах 45-98%. Образование магнезита связано, по-видимому, с предмезозойской корой выветривания.

Габброиды обычно амфиболизируются и соссюритизируются, местами вплоть до появления гнейсоподобной структуры. Иногда, преимущественно в пределах Шуранского участка Канской

полосы, наблюдается родингитизация габбро и габбро-пегматитов с образованием в конечном итоге пироксен-везувиан-гранат-хлоритовых родингитов.

В пределах Канской полосы хромитовая минерализация проявилась весьма убого. Обычно это редкая вкрапленность хромшпинелидов в серпентинитах, и лишь в Шуранском участке известен один шлир (0,I x I м^2), в пределах которого отмечена густая вкрапленность хромшпинелидов.

Известна титановая минерализация в связи с родингитами по габбро-пегматитам. Это - непромышленное скопление магнетита и ильменита в прожилках, секущих родингиты (содержание Ti в пределах 2-2,3%).

В лиственитах установлено повышенное содержание Ni и Co (Пуркин, Айзенштат, 1937), не имеющее промышленного значения.

В породах полосы известно хризотил-асбестовое рудопроявление Шуран на левобережье одноименного сая. Состоит оно из двух участков: восточного (Джульбарского) и западного (Токмакского). Первый имеет слабое оруденение. Второй представляет полосу (длина I-I,5 км, ширина 300-350 м), в пределах которой развиты единичные прожилки хризотил-асбеста. Мощность их - I-2 мм до 5 см. Содержание асбеста - 0,5-5%, качество - хорошее. Я.С.Висьневским отмечено также образование асбеста по контакту серпентинитов с габбро, но этот тип минерализации широкого развития не получил.

Тальковое месторождение Шаматал-казы представляет 3 обособленных участка общей площадью 3,9 га. Промышленного значения не имеет. Для магнезитового месторождения Шуран разведкой установлено уменьшение содержания магнезита с глубиной и полное его исчезновение в пределах первых I0-I2 м.

Пространственно с серпентинитами полосы (в районе пос. Советский) связано полиметаллическое месторождение Кан. Свинцово-цинковое оруденение здесь приурочено к блок-ксенолитам полимиктовых брекчий и карбонатных пород, рассеянных в районе месторождения по всему объему тела серпен-

тинитов. Характерно высокое (до 8 г/т) содержание серебра в рудах месторождения. Месторождение эксплуатируется.

Глубина формирования и глубина эрозионного среза не известны.

Собственно серпентиниты и часть измененных габбро относятся, по-видимому, к габбро-перидотитовой формации. Возможно, часть габброидов и пироксенитов связана с найденными недавно в пределах массива плагиогранитами в единую габбро-плагиогранитную формацию. Обе эти формации представляют начальные этапы магматизма герцинской геосинклинали района. Лампрофировидные диориты и сиенит-аплиты в районе Кана могут оказаться представителями габбро-сиенитовой формации более поздних этапов развития геосинклинали.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам Я.С.Висьневского, Э.В.Поярковой и др.

I24. У ч к у р г а н с к и е в ы х о д ы с е р п е н т и н и т о в расположены южнее одноименной полосы основных эффузивов на северных склонах хребтов Кузан и Арпалык. В структурном отношении приурочены к зоне главного Южно-Ферганского разлома I порядка, отделяющего Карачатырскую структурно-фациальную зону от высоких предгорий Алая. Обнажения входят в состав северного пояса основных и ультраосновных пород Узбекистана.

Тела серпентинитов залегают среди глинисто-серицитовых, углистых и т.п. сланцев сюгеташской свиты (S).

Частично перекрыты современными наносами.

Достоверные сведения по возрасту этих массивов ультрамафитов отсутствуют. По аналогии с породами Канской полосы возраст принят как $Д_3$–$С_I$.

Прочие сведения по этим массивам серпентинитов отсутствуют.

Составил Г.Г.Лихойдов по материалам Э.В.Поярковой (I968), В.В.Баранова и др. (I966)

I25. Карракская группа интрузивов пикритовых порфиритов. Шесть крупных штокообразных и множество мелких линзообразных тел пикритовых порфиритов обнажаются в восточной части Карачатырских гор. Выходы пикритовых порфиритов расположены в 3-4 км юго-восточнее и юго-западнее села Араван и в южных окрестностях территории колхоза им. А.А.Жданова Аравайского района Киргизской ССР.

Выходы пикритовых порфиритов расположены цепочкообразно на расстоянии 3-4 км друг от друга. Вмещающие их породы - **миндалекаменные спилиты араванской свиты девон-силура** ($S_2 ld_2$ - $Д_{I-2}^{e}$). Перекрывающие интрузивы породы отсутствуют.

Данные геологического возраста пикритовых порфиритов отсутствуют. По результатам радиологических определений (калий-аргоновый метод), он датируется $Д_I$ (395 ± I7 млн.лет).

Интрузивы пикритовых порфиритов расположены в краевых частях восточно-карачатырской синклинали.

Форма интрузивов штокообразная, площадь - до 600 $м^2$. Контакт их с вмещающими эффузивами - секущий.

Пикритовые порфириты имеют следующий минералогический состав : оливин (58,3-63,5%), клинопироксен (5,3-8,6), плагиоклаз (20-25), хризотил (I5-20), рудный минерал (I-I,5%). Структура породы - гипидиоморфнозернистая, в центральных частях интрузива и пойкилоофитовая с интерсертальной основной массой в приконтактовых частях. Текстура пород - массивная.

Автометаморфические изменения пород выражены серпентинизацией и иддингситизацией оливина, пелитизацией плагиоклаза.

Химический состав пород приведен ниже:

Компонент	Вес, %
SiO_2	40,28
TiO_2	0,73
Al_2O_3	7,59
Fe_2O_3	6,I2

Компонент	Вес,%
FeO	6,26
MnO	0,I4
MgO	27,75
CaO	5,I9
Na_2O	0,27
K_2O	0,08
$CO_2 + H_2O^+$	5,98
С у м м а	I00,39

Количество некоторых элементов в пикритовом порфирите следующие:

Элемент	Кол-во анализов	Содержание
Ni ,%	2	0,II
Co, %	2	0,0I
Pt, г/т	I	0,I
Pd, г/т	I	0,I5
Rh, г/т	I	0,02
Au, г/т	I	0,02

Физические свойства пород (по I0 ан.) таковы: магнитная восприимчивость - 959 и остаточная намагниченность - I32I, плотность - 2,,96 г/см^3.

Экзоконтактовые изменения во вмещающих породах в связи со становлением пикритовых порфиритов выразились в замещении хлоритовых и карбонатных миндалин в миндалекаменных спилитах гидроокислами железа. В эндоконтактах интрузива увеличивается количество плагиоклаза.

Пикритовые порфириты не зависят от изменений, связанных с более поздними аллометаморфическими (наложенные) процессами.

Рудная минерализация (помимо акцессорного ильменита, хромшпинелида), генетически или пространственно связанная с пикритовыми порфиритами, не установлена.

Глубина эрозионного среза составляет 4-4,5 км. Пикритовые порфириты относятся к одноименной формации, так как представляют производные самостоятельной пикритовой магмы.

Составил Ш.Муминов по собственным материалам.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х.М., Хамрабаев И.Х., Шарафиев М.Ш. К вопросу графитизации в горах Кульджуктау," Зап. Узб. отд. ВМО", вып.4, 1953.

Абдуллаев Х.М., Баталов А.Б., Хамрабаев И.Х. Некоторые итоги изучения постмагматических формаций Средней Азии. В кн. "Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд", вып. II, М., Изд-во АН СССР, 1963.

Аверин Ю.А., Майков Ю.А. [и др.]. Геология Кокпатасского рудного поля. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.

Азимов П.Т. О количественных соотношениях редкоземельных и кальциевых акцессориев в Актауском массиве. В сб. "Вопросы геологии в Узбекистане", вып.3, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1962.

Азимов П.Т., Хамрабаев И.Х. Распределение редкоземельных элементов в породах и минералах Актауского массива. "Узб. геол. ж.", 1965, № 5.

Азимов П.Т., Хамрабаев И.Х. К распределению ниобия и тантала в гранитоидах Актауского интрузива (Зап. Узбекистан). "Узб.геол. ж.", 1966, № 3.

Азимов П.Т., Лихойдов Г.Г. Редкоземельные элементы в апатитах из некоторых интрузивов Западного Узбекистана. "ДАН УзССР", 1966, № 5.

Азимов П.Т. Распределение акцессорных минералов и редких элементов в породах Актауского интрузива (Зап.Узбекистан). Автореф. канд. дисс.,Ташкент, 1967.

Азимов П.Т., Айзенштат В.И. [и др.]. Гранитоидные формации Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

Азимов П.Т. Распределение урана и тория в некоторых акцессорных минералах Актауского интрузива (Зап.Узбекистан). "ДАН УзССР", 1970, № 2.

А з и м о в П.Т. К распределению Rb, Cs, Li, Tl в породах Актауского гранитоидного массива (Зап.Узбекистан), "Узб.геол. ж.," 1970, № 3.

А з и м о в П.Т. Бериллийсодержащий аксинит из пегматитизированных гранит-аплитов Зияэтдинских гор (Зап.Узбекистан). "Узб.геол. ж.", 1970, № 5.

А з и м о в П.Т. Дравит из кварц-полевошпатовых жил Зияэтдинских гор. "ДАН УзССР", 1973, № 1.

А й з е н ш т а т В.И. О возрасте и рудоносности некоторых малых интрузий Алмалыкского района. В сб. "Геология - рудоносность Приташкентского района", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1966.

А й з е н ш т а т В.И. Пермские малые интрузии Алмалыкского района. "Узб.геол..ж.", 1966, № 4.

А й з е н ш т а т В.И. Геолого-петрологические особенности малых интрузий Алмалыкского района. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1967.

А й з е н ш т а т В.И. Петрографические и петрохимические особенности пермских малых интрузий, установленные некоторыми методами математической статистики. В сб. "Вопросы петрохимии", Материалы к совещанию 21-25 апреля 1969 г., Л., 1969.

А й з е н ш т а т В.И. О гигантопорфировой структуре пермских малых интрузий северного склона Кураминского хребта. "Зап. Узб.отд. ВМО", вып. XXII, 1970.

А й з е н ш т а т В.И., А з и м о в П.Т., Д а л и м о в Т.Н., К а р а с е в а Т.А. Калинатровые полевые шпаты гранитоидных комплексов Узбекистана. "Зап.Узб.отд. ВМО", вып.26, 1973.

А л и е в Э.Б. Характер изменения содержания Fe_2O_3 и FeO роговых обманок в зависимости от формирования магматических пород (на примере некоторых интрузивных пород правобережья р. Ангрен). В сб. "Геология и рудоносность Приташкентского района", Ташкент, Изд-во "ФАН" УзССР, 1966.

А л и е в Э.Б., Д ж а н т у г а н о в Н.И. К вопросу о возрасте аляскитов в Саукбулакском рудном поле. В кн. "Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1964.

Алиев Э.Б., Кузнецов Е.А. К вопросу о возрасте аляскитов бассейна р.Каракия (Алмалыкский район). "Вестник МГУ", 1966, № 3.

Андреев А. Каталог полезных ископаемых русского Туркестана, Ташкент, 1912.

Архангельский А.Д. Из геологических наблюдений в пустыне Кызыл-Кумы. "Изв. Докучаевского комитета", 1915, № 3.

Архангельский А.Д. Тальк и тальковый камень. В сб. "Нерудные ископаемые Советской Средней Азии", 1932.

Архангельский А.Д. Геологическая карта низовьев Аму-Дарьи. Труды ГТУ, вып. 12, 1931.

Бабаев К.Д. Петрография Алтынтауского гранитоидного массива. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1954.

Бабаходжаев С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан). Автореф. докт. дисс., 1972.

Бабаходжаев С.М., Урунбаев К. [и др.]. К геохимии магматических образований различных фаций (на примере Кураминской подзоны). В сб. "Материалы второго Среднеазиатского петрографического совещания", Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971.

Бадалов С.Т., Зайченко А.Ф., Рабинович А.В. К геохимии редких щелочей и галлия в изверженных породах Алмалыка. В сб. "Проблемы геохимии", М., Изд-во "Наука", 1965.

Бадалов С.Т., Рабинович А.В. К геохимии индия и таллия в Карамазарском рудном районе (УзССР и ТаджССР). "Геохимия", 1966, № 11.

Бадалов С.Т., Урунбаев К. Новые данные о геохимии таллия и галлия в Карамазаре. "Зап. Узб. отд. ВМО", 1970, № 23.

Бадалов С.Т., Голованов И.М., Дунин-Барковская Э.А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.

Баранов В.В., Висьневский Я.С., Кромская К.М. "Некоторые черты металлогении формаций ультраосновных и основных пород Узбекистана".В сб. "Металлогения Тянь-Шаня",Фрунзе, Изд-во "Илим",1968.

Баратов Р.Б. Основные черты магматизма и металлогении Заравшано-Гиссарской области."Записки Тадж.отд. ВМО", вып.I,1959.

Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Изд-во "Дониш", 1966.

Барбот де-Марни Н.И. О геологических исследованиях в Аму-Дарьинском крае."Изв. РГО", т.I,1875.

Баталов А.Б. Ассимиляционная зональность в гранитоидах Минбулака ."Зап.Узб.отд. ВМО", вып.IУ,1953.

Беликов Б.П., Лаверов Н.П., Иванов И.Б. О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня."ДАН СССР", т.138, 1964, № 2.

Белов А.П. Петрографическая характеристика и особенности формирования двупироксеновых монцодиорит-порфиров массива горы Бабай-об. В сб. "Проблемы геологии Таджикистана", Душанбе, Изд-во "Дониш",1964.

Белов А.Н. О морфологии, внутреннем строении и механизме образования Бабайобского массива."Труды ИГ АН ТаджССР", вып.8, 1964.

Белов А.Н. Петрография и основные черты петрогенеза монцонитоидов Бабайобского лополита (Кураминский хребет). В сб. "Магматизм и металлогения Таджикистана",Душанбе, Изд-во "Дониш", 1968.

Бухарин А.К., Пяновская И.А., Пятков К.К. Положение Кызыл-Кумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала. В сб. научных трудов (к ХХП сессии МГК), вып. 4, 1964.

Василевский Б.Ф. Дайки и оруденение в юго-западных Гиссарах.Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.

Василевский Б.Ф., Султанов М.С. Геохимические особенности главнейших интрузивных пород Мачитлинских гор. "Тр.ТашГУ", вып.220, геология,Ташкент, 1963.

Василевский Б.Ф., Султанов М.С. Породы габбровой формации в верховьях рек Чорнова, Янгаклык, Гуруд (юго-западные отроги Гиссарского хребта). "Тр. ТашГУ", вып.275, геология, Ташкент, 1965.

Василевский Б.Ф., Абзалов С.А. Субвулканические тела кварцевых порфиров Южного Сурхантау и гидротермальные изменения в них. "Зап. Узб. отд. ВМО", вып.22, 1970.

Васильковский Н.П. Новые данные о возрасте верхнепалеозойских интрузий юго-западных отрогов Тянь-Шаня. "Изв. АН УзССР", 1947, № 2.

Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.

Вендланд К.Н. Геология и петрология Алмалыкского рудного региона. " Тр.САИИ", вып.2/10, Ташкент, 1938.

Вендланд К.Н. Об альбититах Каратюбе. "Тр. УзГУ", 1939-1940.

Викторов В.Ф. Измененные околорудные породы в Алмалыкском районе и их поисковое значение. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1964.

Виленский А.М. Основные и ультраосновные породы Центральной части хребта Султануиздаг. Изд-во ЛГУ, 1958.

Виленский А.М. Геология и структура Центральной части хребта Султануиздаг. Л., Изд-во ЛГУ, 1958.

Виленский А.М. Региональный метаморфизм и его фации Центральной части хребта Султануиздаг. "Вестник ЛГУ", вып.3, 1958, № 18.

Виленский А.М. Геология и петрография Центральной части хребта Султануиздаг. Автореф. канд.дисс., ЛГУ, 1959.

Виленский А.М. Магматизм и метаморфизм Центральной части хребта Султануиздаг. Тр. II Всесоюзного петрографического совещания.

Висьневский Я.С. Хром, никель и другие. В сб. "Минеральные ресурсы Узбекистана". Ташкент, Изд-во ком.наук УзССР, 1937.

Висьневский Я.С. Тальк и тальковый камень Средней Азии. "Сов.наука и техника", 1937, № 4.

Висьневский Я.С. Петрография основных и ультраосновных пород Султануиздага.Ташкент, Изд-во УзФан ССР, 1940.

Висьневский Я.С. Новые данные по стратиграфии и вулканизму Султануиздага. "ДАН УзССР",1950.

Висьневский Я.С. Петрохимические особенности изверженных пород Султануиздага."Зап.Узб.отд. ВМО", вып.I, 1952.

Висьневский Я.С. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. В сб. "Вопросы магматизма и металлогении СССР", Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

Висьневский Я.С. Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов. Материалы к II Всесоюзному петрографическому совещанию, Ташкент, 1958.

Висьневский Я.С., Хамрабаев И.Х., Баранов В.В., Свириденко А.Ф. Основные и ультраосновные породы Средней Азии и их возможная рудоносность. Тезисы докладов к I региональному петрографическому совещанию Средней Азии, Ташкент,1965.

Висьневский Я.С. О двух главных формациях базитов и гипербазитов Узбекистана. 1966.

Висьневский Я.С. Пегматоиды и скарноиды Южноферганского офиолитового пояса. Аннотации научн.-исслед. работ ТашПИ, Ташкент, Изд-во "Наука", 1966.

Висьневский Я.С., Халматов А.Х. Южноферганский офиолитовый пояс. "Петрография Узбекистана", кн. 2, Ташкент, 1965.

Вознесенский А.Е., Попов А.К., Преображенский И.А. Султануиздаг (Петрографический очерк). "Изв.СПб. Политехн.ин-та",т.XXI,вып.2, 1941.

Воронич Т.М., Каххаров А., Горьковой О.П. [и др.] Основные черты магматизма и рудоносность Чаткальских гор.Ташкент,Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Наука", 1965.

Герасимов И.П., Чихачев П.К. Геологический очерк Кызыл-Кумов. Тр. ГРУ ВСНХ, вып.8, Л., 1931.

Гесь М.Д. Палеозойская структура Чаткальской подзоны и положение в ней гранитоидов (срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., М., 1972.

Головин В.Е. Новые данные по петрографии метаморфической толщи Чакчарских гор (юго-западный Гиссар). В сб. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Тянь-Шаня". "Зап. Узб.отд. ВМО", вып.17, 1965.

Головин В.Е. Высокоглиноземистые граниты Чакчарских гор и связанный с ними метаморфизм. "Узб.геол.ж.", 1966, № 4.

Головин В.Е. Калинатровые полевые шпаты гранитоидов и метаморфических пород Чакчарских гор. В сб."Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана", "Зап. Узб.отд.ВМО", вып.20, 1969.

Головин Е.М. Вулканизм и явления метаморфизма Южного Узбекистана. "Геология СССР", т.23, УзССР, М., Госгеолиздат, 1948.

Головин Е.М. Магматизм среднего палеозоя Чаткальских гор (Западный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс.,Ташкент, 1959.

Головин Е.М. Шавасский нижнекарбоновый габбро-гранитоидный комплекс. Тр. САИГИМСа, вып.2,Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.

Головин Е.М., Юрьева Л.А. К геохронологии герцинского магматизма Алмалыкского рудного поля."Зап. Узб.отд. ВМО", вып.15, 1963.

Горецкая Е.Н. Магматические формации Тянь-Шаня. "Зап.ВМО", т.90,вып.2, вторая серия, 1961.

Горецкая Е.Н., Морозенко Н.К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань)."Петрографический сборник ВСЕГЕИ", 1962, № 4.

Горянов В.Б., Миклухо-Маклай А.Д., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Стратиграфия палеозоя Южноферганского сурьмяно-ртутного пояса. "Учен. зап. САИГИМСа", 1961, № 6.

Давлетов И.К. Особенности поведения и концентрации золота при формировании интрузивных комплексов и связанных с ними постмагматических образований Чаткальской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс., М., 1970.

Давлетов И.К., Джакшибаев И. Минеральный баланс и особенности поведения золота в процессе становления интрузивного тела. "Геохимия", 1970, № 12.

Далимов Т.Н., Шарипов Т.Т., Аскаров Ф. О возрасте и последовательности образования субвулканических интрузий хр. Сурхантау (ЮЗ отроги Гиссара). "Узб.геол.ж.", 1969, № 3.

Далимов Т.Н. [и др.]. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.

Далимов Т.Н., Шарипов Т.Т. О значении петрогенных элементов в анализе фаций вулканитов (на примере липаритовой формации Южного Узбекистана). "Узб. геол. ж.", 1972, № 1.

Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.

Джамалетдинов Н.К. К распределению редких щелочных элементов в гранитоидных комплексах Лолабулак-Кетменчинской зоны (Западный Узбекистан). "Узб.геол. ж.", 1967, № 5.

Джамалетдинов Н.К. К распределению бериллия, ниобия, тантала и олова в гранитоидах Лолабулак-Кетменчинской зоны. "Узб.геол.ж.", 1968, № 2.

Джамалетдинов Н.К. Этапы и стадии минералообразования в пегматитах."ДАН УзССР", 1970, № 11.

Джамалетдинов Н.К. К вопросу о генезисе пегматитов Лолабулак-Кетменчинской зоны. "Зап.Узб.отд.ВМО", вып.21, 1970.

Джамалетдинов Н.К. Генетические типы и редкометалльность пегматитов Западного Узбекистана."Узб. геол.ж.", 1971, № 5.

Дорофеев Д.А., Лайпанов Х.Х. О гидротермальных метасоматических преобразованиях пород на Кокпатасском рудном поле. "Тр.ЦНИГРИ", вып.99, М., 1971.

Дунин-Барковская Э.А., Айзенштат В.И. К распределению висмута, мышьяка,сурьмы и олова в некоторых интрузивах и породообразующих минералах Чаткало-Кураминских гор (УзССР)."Зап.Узб.отд. ВМО", вып.27, 1974.

Исамухамедов И.М. Петрология Чимганского массива. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.

Исамухамедов И.М. К петрологии интрузивов Западного Узбекистана. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып.2, 1948.

Исамухамедов И.М. Петрология Нуратинского батолита. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.

Исамухамедов И.М. О признаках ассимиляционного происхождения гранитоидных пород. Тр. Среднеазиат. Ун-та, вып.63, кн. 6, 1955.

Исамухамедов И.М., Расулов Ш.Р. О происхождении порфировидной структуры интрузивных пород Каратюбе."Зап.Узб.отд.ВМО", 1955, № 8.

Исамухамедов И.М., Покровский А.В. О возрасте Алмалыкского сиенито-диоритового массива. "Изв. АН УзССР ", сер.геол., 1957, № 1.

Исамухамедов И.М.,Холопов Н.П. О возрасте Обинаврузского интрузива. Тр.ТашГУ, вып.180,1961.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д. Некоторые особенности магматизма юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр.САГУ, "Геология", вып.180,1961.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д., Василевский Б.Ф.Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, Изд-во "Фан"УзССР, 1962.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д. О петрохимических особенностях гранитоидов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Научные труды ТашГУ, вып. 234, 1964.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д. О петрохимических особенностях гранитоидов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Научные труды ТашГУ, вып. 249, 1964.

Исамухамедов И.М. [и др.]. Магматические комплексы юго-западнных отрогов Гиссарского хребта и их металлогенические особенности. Тезисы докладов I Среднеазиатского регионального петрографического совещания, Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1965.

Исамухамедов И.М. [и др.]. О последовательности развития магматизма и некоторых вопросов металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В сб. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1965.

Исамухамедов И.М., Баратов Р.Б. [и др.]. Главнейшие особенности металлогении и магматизма Гиссарского хребта. Тезисы докладов пятого Всесоюзного металлогенического совещания", Фрунзе, Изд-во "Илим", 1968.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д. О геохимических особенностях гранитоидов юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В сб. "Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана". "Зап. Узб.отд. ВМО", вып.20, 1969.

Исамухамедов И.М., Лосев Н.А. Закономерность распределения акцессориев в Чимганском гранитоидном массиве. Научные труды ТашГУ, вып.571, 1970.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д., Пимшина В.А. Эффузивные формации юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Научные тр. ТашГУ, вып.342, 1971.

Исамухамедов И.М., Головин В.Е. Об акмолитах Гиссарского батолита. Научные труды ТашГУ, вып. 405, "Проблемы геологии", 1971.

Исамухамедов И.М., Мирходжаев И.М., Хохлов В.А. [и др.]. Схема магматизма Южного Узбекистана. "Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания", Душанбе, Изд-во "Дониш", 1971.

Исамухамедов И.М., Василевский Б.Ф., Купченко П.Д. [и др.]. О последовательности развития магматизма в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Научные труды ТашГУ, вып.417, 1972.

Исамухамедов И.М., Василевский Б.Ф., Купченко П.Д. [и др.]. Некоторые геохимические особенности магматических и метаморфических пород юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Научные труды ТашГУ, вып. 417, 1972.

Исамухамедов И.М., Эргашев Ш. Об акцессорных минералах в гранитоидах Гуматагского массива. Научные труды ТашГУ, вып.429, 1972.

Карасева Т.А. О контактовом метаморфизме около Туполангского интрузива. Научные тр. ТашГУ, вып. 337, 1968.

Карасева Т.А. Некоторые свойства биотитов из гранитоидов Туполангского массива (Южный Гиссар). "Узб. геол.ж.", 1970, № 1.

Каюмов А. О проявлениях нефелиновых сиенитов в горах Кульджуктау. "Узб.геол.ж.", 1965, № 5.

Каюмов А. Петрографические особенности Тозбулакского массива Кульджуктау (Юго-Западные Кызыл-Кумы). В кн. "Геохимия, магматизм и тектоника палеозойских формаций Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан"УзССР, 1966.

Каюмов А. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород (Центральный Кульджуктау, Юго-Западные Кызылкумы). Автореф. канд.дисс., Ташкент, 1969.

Клиблей Г.Х. Закономерности метасоматических процессов на месторождении Кургашинкан. Автореф. канд.дисс., М., 1971.

Князев В.С., Крылов А.Я., Силин Ю.И., Шнип О.А. Новые данные о возрасте пород фундамента Запада Средней Азии. "ДАН УССР",т.I48,I963, № 3.

Князев В.С., Чарыгин А.М., Шнип О.А. Магматические породы закрытой части складчатого фундамента Зап.Узбекистана. В кн. "Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР", М., Гостоптехиздат, I962.

Коган Л.Б. Закономерности размещения тальковых руд различного типа в тальконосном поле хребта Султануиздаг. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", вып.6, М., Изд-во АН СССР, I962.

Козырев В.В., Салов П.И., Губаева С.Ш. Об углах оптических осей калинатровых полевых шпатов из гранитоидов Арашанского массива. В сб. "Тезисы научно-исследовательских работ по геолого-разведочному фак. ТашПИ", Ташкент, I966.

Козырев В.В., Ежков Ю.Б. [и др.]. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах срединного Тянь-Шаня (на примере Чаткальской и Кураминской подзон). Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, I972.

Козлов С.Н. Геология Каракалпакии. В сб. "Каракалпакия", Тр. I конф. по изучению производительных сил КК АССР, т.I.Л., Изд-во АН СССР, I934.

Коптев-Дворников В.С., Негрей Е.В. Редкие щелочи в гранитных комплексах Центрального Казахстана. В сб. "Вопросы петрографии Казахстана", М., Изд-во "Наука", I966.

Королев А.В. Избранные труды., т.I, Ташкент, Изд-во АН УзССР, I963.

Кравченко Г.Г. О возрастной последовательности магматических пород в районе северных предгорий Алайского хребта."Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, геохимии, М., Изд-во АН СССР, I959.

Кромская К.М., Баранов В.В. Новые данные о рудоносности гипербазитов Узбекистана. Сб.научных трудов Узглавгеологии, , вып.4,Ташкент, I964.

Куплетский Б.М., Ковалева О.Н. Опыт рациональной количественной минералогической классификации гранитов. "ДАН СССР", 1939, 13, № 6.

Купченко П.Д. Геохимические особенности вулканогенных пород юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Научные тр. ТашГУ, вып. 337, 1968.

Купченко П.Д. Некоторые особенности химического состава гипербазитов Южного Узбекистана. В сб. "Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

Купченко П.Д., Эргашев Ш. О возрасте Гуматагского массива. Научные труды ТашГУ, вып.405,1971.

Купченко П.Д. Механизм образования интрузивов Южного Узбекистана. Научные труды ТашГУ, вып. 429, 1972.

Купченко П.Д. Петрология палеозойских интрузивных формаций Южного Узбекистана (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Автореф. докт.дисс., Ташкент, 1973.

Кустарникова А.А. Петрология Акчинского массива. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1958.

Кустарникова А.А. О жильных породах Акчинского массива. "Узб.геол. ж.", 1958, № 4.

Кучукова М.С., Исмаилов М.И., Джаматлетдинов Н.К. Скарново-редкометальные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1971.

Леммлейн Г.Г. Коррозия и регенерация кварцевых вкрапленников в кварц-порфирах."ДАН СССР",1930,№ 13.

Лисицына Г.А., Богданова В.И., Варшалл Г.М., Сиротина Н.А. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркасарского массива в Кураминском хребте (Тянь-Шань). "Геохимия", 1965, № 5.

Ляхович В.В., Червинская А.Д. О влиянии ассимиляции на распространение акцессорных минералов в гранитоидах. "Изв.АН СССР", серия геол., 1960,№ 5.

Лихойдов Г.Г. К петрографии Шайдаразского габброидного интрузива в горах Кульджуктау (Центральные Кызыл-Кумы), "Узб.геол.ж.", 1966, № 5.

Лихойдов Г.Г. Петролого-геохимические особенности основных и ультраосновных пород гор Кульджуктау, Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1967.

Лихойдов Г.Г. Некоторые вопросы петрохимии габброидных пород Кульджуктау. "Зап. Узб.отд. ВМО", вып.20, 1969.

Лосев Н.А. К вопросу о генезисе Агалыкских хлоритовых альбититов в горах Каратюбе. Труды УзГУ, новая серия, 1947, № 36.

Ляшенко Г.К. Грейзены центральной части Западного Каратюбе. "Соц. наука и техника, 1939, № 6.

Ляшенко Г.К. Происхождение Лолабулакских сиенитодиоритовых пород. Тр. УзГУ, новая серия, 1954, № 53.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Интрузивные комплексы Пскемского антиклинория Срединного Тянь-Шаня. "Изв. АН СССР", сер.геол., 1970, № 3.

Маракушев А.А., Гарарин И.А. О глубинности формирования гранитоидов. "Петрографические формации и проблемы петрогенезиса", Труды Международного геологического конгресса, XXII сессия, доклады советских геологов, проблема I6, М.,Изд-во "Наука", 1964.

Марфунин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Массон М.Е. Из истории горной промышленности Таджикистана. Труды ТПЭ, вып.20, М.-Л., Изд-во АН СССР,1934.

Машковцев С.Ф. Горы Карамазар. Путеводитель экскурсии III Всесоюзного съезда геологов в Ташкенте. Ташкент, Изд-во геол.комитета, Ташкент, 1928.

Мезенцева Е.И. Петрография Сусингенского массива. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1951.

Мещанинов Е.З. Золотоносность Алмалыкского района, Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1972.

Миндер Э.Ф., Никольская Л.В. Висмут в изверженных породах Восточного Карамазара (Кураминский хребет, Средняя Азия). В сб. "Геология и геохимия некоторых рудных месторождений", М., Изд-во "Наука", 1970.

Мирходжаев И.М., Раджабов Ф.Ш. Некоторые вопросы петрохимии вулканогенных и интрузивных пород верхнего палеозоя Кураминской подзоны. "Узб.геол.ж.", 1961, № 4.

Муминов Ш.А. К петрографо-геохимической характеристике лиственитов Юго-Восточной Ферганы. "Узб.геол.ж.", 1969, № 2.

Муминов Ш.А. Хромиты в ультраосновных породах Юго-Восточной Ферганы. "Узб.геол.ж.", 1969, № 3.

Муминов Ш.А. Основные и ультраосновные интрузивные породы Юго-Восточной Ферганы и их металлогения. "ДАН УзССР", 1970, № 8.

Муминов Ш.А. Петролого-геохимические особенности и рудоносность основных и ультраосновных пород Юго-Восточной Ферганы. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1973.

Музаев А. Условия автометасоматоза гранитоидных интрузивов гор Каратюбе и Кульджуктау (Западный Узбекистан). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969.

Мусин Р.А., Клиблей Г.Х., Айзенштат В.И. О первичной природе Алмалыкского сиенито-диоритового массива. "Узб.геол.ж.", 1972, № 4.

Мушкин И.В. О рапакивидных гранитоидах Чепташского интрузива. "Узб.геол.ж.", 1972.

Наследов Б.Н. Карамазар. Тр.ТПЭ, вып.XIX, 1935.

Овчинников С.К. Новые данные по геологии Южного склона Гиссарского хребта. "Изв. Тадж.филиала АН СССР," геология, 1946, № II.

Овчинников С.К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. "Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР", вып.I, 1959.

Палей Л.З., Шер С.Д. Об абсолютном возрасте золотого оруденения Узбекистана. В кн."Закономерности размещения полезных ископаемых", вып.IX, проблемы металлогении Тянь-Шаня,М., Изд-во "Наука", 1970.

Перчук Л.Л. Зависимость от температур коэффициента распределения кальция между сосуществующими амфиболами и плагиоклазами."ДАН СССР", т.169, 1966, № 6.

Перчук Л.Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфибол-гранатовых породах."Изв. АН СССР", сер. геол.,1967, № 3.

Петрография Узбекистана, кн.1. Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.

Петрография Узбекистана, кн.2.Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1965.

Поддубный Н.П. Закономерности распределения рубидия в гранитоидах и дайках Кугитангского массива (юго-западные отроги Гиссарского хребта)."Узб.геол. ж.", 1965, № 5.

Покровский А.В. О механизме формирования Алмалыкского сиенито-диоритового массива. "Узб.геол.ж.", 1952, № 2.

Покровский А.В. Магматизм и история геологического развития Алмалыкского района (Северо-западный Карамазар). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1958.

Покровский А.В. Основные петрологические особенности пород Алмалыкского сиенито-диоритового массива и некоторые вопросы их генезиса. "Узб.геол.ж.", 1958, № 5.

Покровский А.В. О возрасте и морфологии Бахчинского массива. "Зап. Узб. отд. ВМО",вып.16,1964.

Покровский А.В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана."Зап. Узб. отд. ВМО", вып.17, геология и рудоносность Юж. Узбекистана, 1965.

Покровский А.В. Основные закономерности развития карбонового вулканизма Южного Узбекистана."Зап. Узб. отд. ВМО", вып.17, 1965.

П о к р о в с к и й А.В. К схеме магматизма Южного Узбекистана. "Зап. Узб.отд. ВМО", вып.20, 1969.

П о к р о в с к и й А.В. Тектоническая структура и главнейшие особенности складчатых деформаций докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана. "Зап.Узб.отд.ВМО", вып.23, 1970.

П о к р о в с к и й А.В. О происхождении и возрасте гнейстоналитов Айлянгара (Юго-Западный Гиссар)."Зап.Узб. отд. ВМО", вып.24, 1971.

П о к р о в с к и й А.В., К а р а с е в а Т.А. Основные особенности метаморфизма нижнепалеозойского комплекса Южного Узбекистана."Зап. Узб.отд.ВМО", вып.27, 1973.

П о р ш н я к о в Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф.докт. дисс.Изд-во Ленинград. Университета, 1967.

П о я р к о в а Э.В. О двух типах гипербазитов Южной Ферганы. Аннотации, 1966.

П о я р к о в а Э.В. О возрастном скольжении гипербазитовой фации в Южной Фергане."Узб.геол.ж.",1968, № 5.

П о я р к о в а Э.В. Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород Южной Ферганы. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1969.

П р о с к у р к о А.И. Проблемы возраста палеозойского фундамента Каракумской платформы. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1965, № 9.

П р о ц е н к о В.Ф. Минералогические и геохимические особенности пород среднекаменноугольного интрузивного комплекса Чаткальского района. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1972.

П э к А.В., Ч у р а к о в А.Н. Султануиздаг, Тр. ТПЭ,М., Изд-во АН СССР, 1935.

П я т к о в К.К., Б у х а р и н А.К. Тектоническое строение территории Кызыл-Кумов. Тр. Главгеологии УзССР. М., Гостоптехиздат, 1962, № 2.

Пятков К.К., Пяновская И.А., Бухарин А.К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. Тр. Главгеологии УзССР, вып.I, М., Госгеолтехиздат, 1963.

Пятков К.К., Пяновская И.А., Бухарин А.К., Быковский Ю.К. Геологическое строение Центральных Кызыл-Кумов. Ташкент,Изд-во "Наука", 1966.

Пятков К.К., Пяновская И,А.,Бухарин А.К., Быковский Ю.К. Геологическое строение Центральных Кызыл-Кумов.Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1967.

Рабинович А.В., Бадалов С.Т. К геохимии железа некоторых массивов изверженных пород Карамазара и Западного Узбекистана."Геохимия", 1969, № 5.

Рабинович А.В., Бадалов С.Т. К геохимии меди некоторых интрузивных пород Карамазара и Западного Узбекистана. "Геохимия", 1971, № 2.

Раджабов Ф.Ш. Магматизм Кураминского хребта.Автореф. докт. дисс., 1961.

Рахматуллаев Х.Р. О хромпикотите и фуксите из Центральных Кызылкумов. "Узб.геол.ж.", 1960, № 5.

Рахматуллаев Х.Р. Низкотемпературные постмагматические формации Центральных Кызылкумов (горы Букантау, Кокпатас и др.) и их рудоносность. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1961.

Рахматуллаев Х.Р. О некоторых особенностях локализации золоторудной минерализации Кокпатас."Узб. геол. ж.", 1964, № 1.

Рахматуллаев Х.Р. Золоторудные формации гор Алтынтау и Кокпатас."Узб.геол.ж.", 1967, № 3.

Рахматуллаев Х.Р. О закономерностях размещения проявлений семейства кварцево-сурьмяно-серебряно-мышьяково-золоторудной формации в Кокпатасском рудном поле. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане". Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.

Рахматуллаев Х.Р. О каледонской и герцинской эпохах золоторудной минерализации в Западном Узбекистане (на примере рудного поля Кокпатас). В сб. "Итоги петрометаллогенических исследований", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.

Рахматуллаев Х.Р. Распределение рубидия, лития, цезия в изверженных образованиях домезозойского фундамента закрытых территорий Центральных Кызылкумов. "Зап. Узб. отд. ВМО", вып.26, 1973.

Рахматуллаев Х.Р., Шер С.Д. Метасоматические изменения вмещающих пород. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.

Рахматуллаев Х.Р., Аскаров Ф.А. К корреляции магматических образований закрытых и открытых территорий Кызылкумов (Западный Узбекистан). Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания, Душанбе, 1971.

Рубанов Д.А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1968.

Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В сб. "Минералогия, термометрия, барометрия", М., Изд-во "Наука", 1965.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленинград. университета, 1960.

Соболев В.С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералогический сборник Львовского геол. об-ва, 1950, № 4.

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Изд-во "Наука", 1970.

Соседко А.Ф. Основные результаты Кызылкумской экспедиции АН СССР в 1931 г. Труды СОПС, сер. Каракалпакская, вып.I, 1933.

С о с е д к о А.Ф. Геология и полезные ископаемые Кызыл-Кумов. В сб. "Кара-Калпакия". Тр. I конф. по изуч. производственных сил КК АССР, т.I, М., Изд-во АН СССР, I934.

С о с е д к о А.Ф. Султан-Уиздаг. М., Изд-во АН СССР,I936.

С о с е д к о А.Ф. Полезные ископаемые Кызыл-Кумов. В сб. "Соц.наука и техника", I938, № 7.

С т а в р о в О.Д. Рубидий - индикатор процесса дифференциации гранитных магм. "Советская геология",I966,№ 6.

С у л т а н о в М.С. О структуре гранитоидов Мачитлинского интрузива. Тр. САГУ,"Геология", вып.I80, Ташкент, I96I.

С у л т а н о в М.С. Некоторые вопросы петрографии Мачитлинского интрузива. Ташкент, Изд-во ТашГУ, I962.

С у л т а н о в М.С., П и м ш и н а В.А. О некоторых геохимических особенностях эффузивов юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. Научные труды ТашГУ, вып.249, I964.

С у л т а н о в М.С. Петрография Мачитлинского интрузива, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, I967.

Т а р а с е н к о А.Т. Гранитоиды Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта."Изв. естеств. наук Тадж.ССР",вып. 3 (30), I959.

Т а р а с е н к о А.Т. Юго-западный Тянь-Шань. "Геологическое строение СССР, Магматизм", т.3,М., Изд-во "Недра", I968.

Т р е г е р В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, I958.

У р у н б а е в К. Акцессорные минералы гранитоидов и постмагматических образований среднего течения р.Пскем. В сб. "Вопросы геологии Узбекистана", I960.

У р у н б а е в К. Генетические особенности магнетитосодержащих скарнов Кара-Кыза. "Узб.геол.ж." I960,№ I.

У р у н б а е в К. Малые элементы скарново-рудных и гидротермальных месторождений среднего течения рр. Пскем и Угам. "Узб. геол. ж.", I960, № 5.

У р у н б а е в К. Распределение акцессорных минералов в гранитоидах центральной части Чаткало-Кураминских гор."Узб. геол. ж.", 1965, № 1.

У р у н б а е в К. О геохимическом фоне Nв,Та, Ga, Ge, Мо и W в гранитоидах центральной части Чаткало-Кураминских гор."Узб.геол. ж.",1965, № 5.

У р у н б а е в К. Некоторые данные о последовательном выделении главных акцессориев гранитоидов Центральной части Чаткало-Кураминских гор. "ДАН УзССР",1965, № 4.

У р у н б а е в К. Распределение редких щелочей и таллия в гранитоидах верхнего палезоя ЮЗ отрогов Чаткальских гор. В кн. "Геология и рудоносность Приташкентского района", Ташкент, Изд-во "Наука", 1965.

У р у н б а е в К. К поведению свинца, цинка и меди в гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта. "Узб. геол. ж.", 1969, № 3.

У р у н б а е в К. Распределение Nв, Та, Мо, W, Рв, Zn и Си в гранитоидах Кукондинского, Бабайтагского и Кумышканского массивов (ЮЗ отроги Чаткальского хребта).В сб. "Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана , Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР,1969.

У р у н б а е в К. Распределение редких земель в гранитоидах ЮЗ отрогов Чаткальского хребта. В сб. "Новые данные по геологии,минералогии и геохимии рудных регионов Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

У р у н б а е в К. О геохимическом фоне редких щелочей в гранитоидах ЮЗ-отрогов Чаткальского хребта. В сб."Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1970.

У р у н б а е в К., Х а м р а б а е в И.Х., Р а б и н о в и ч А.В., Н е у м е е ч е в а Н.Е. К распределению редких щелочей и таллия в породах и минералах гранитоидных массивов Западного Узбекистана и центральной части Чаткало-Кураминских гор. "Узб.геол.ж.",1963, № 3.

Урунбаев К., Неумеечева Н.Е. Некоторые данные о поведении калия, рубидия и цезия в гранитоидах среднего течения р.Пскем (Чаткальский хребет). В сб. "Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.

Урунбаев К., Лихойдова И.И. Поведение редких земель в магматических формациях Кураминской подзоны. В сб. "Геология, минералогия и геохимия Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.

Урунбаев К., Айзенштат В.И. Распределение некоторых породообразующих и рудообразующих элементов (K, Na, Fe, Cu и Au) в магматических формациях Восточного Узбекистана. В кн. "Глубинное строение земной коры и верхней мантии Узбекистана", кн. 2, Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1974.

Усманов Ф.А. Дайки Чаткальских гор (Западный Тянь-Шань) и их взаимоотношение с оруденением. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1962.

Хаджиев Т.Ш. Изменение породы и первичные ореолы рассеяния Кумышканского рудного поля как индикаторы скрытого оруденения. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1965.

Халматов А.Х. Об основных и ультраосновных породах Юж.Ферганы. "ДАН УзССР", 1957.

Хамрабаев И.Х. Влияние вмещающих пород на состав жильных магматических тел в горах Каратюбе (Зап.Узбекистан). "ДАН УзССР", 1950, № 8.

Хамрабаев И.Х. Мусковитизация и двуслюдяные граниты в Зирабулакских и Каратюбинских интрузивах (Зап. Узбекистан). "Зап.Узб. отд. ВМО", вып.I, 1952.

Хамрабаев И.Х. О циклах и фазах проявления магматизма в Западном Узбекистане. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1957, № I.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во "Наука", 1958.

Хамрабаев И.Х. Особенности магматизма и металлогении Западного Узбекистана и некоторые черты их сходства с Уралом. Тезисы доклада I Урал. петрограф. совещания, Свердловск, 1961.

Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1969.

Хамрабаев И.Х., Урунбаев К., Рабинович А.В. [и др.]. К распределению редких щелочей и таллия в породах и минералах гранитоидных массивов Западного Узбекистана и Центральной части Чаткало-Кураминских гор. "Узб. геол. ж.", 1963, № 3.

Хамрабаев И.Х., Мусаев А., Лихойдов Г.Г., Баранов В.В. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане. В сб. "Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.

Хамрабаев И.Х., Азимов П.Т. О редкоземельных и ниобо-танталовых акцессориях в гранитоидах и пегматитах Актауского массива (Зап.Узбекистана). В сб. "Вопросы минералогии и геохимии". Ташкент, Изд-во "Наука" УзССР, 1964.

Хамрабаев И.Х., Урунбаев К. Генетические особенности гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана, центральной части Чаткало-Кураминских гор и распределение в них некоторых акцессорных и малых элементов. В кн. "Акцессорные минералы гранитоидов", М., Изд-во "Наука", 1968.

Хамрабаев И.Х., Урунбаев К. Методы изучения и классификация акцессорных минералов для расчленения и унификации магматических формаций. Тезисы I Ср.-Азиатского регионального петрографического совещания, Ташкент, 1965.

Хамрабаев И.Х., Азимов П.Т. Акцессории как критерий металлоносности магматических комплексов. В кн. "Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождении магматических комплексов". Тр. совещания, проведенного в лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ в 1965 г., М., 1969.

Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Н., Алиев Э.Б. О комплексе малых порфировых интрузий Юго-Западного Гиссара. "Зап. Узб. отд. ВМО", вып.24,1971.

Хамрабаев И.Х., Урунбаев К. Геохимия золота и меди в магматических породах (на примере Узбекистана). Тезисы докладов Международного геохимического конгресса СССР, М., 20-25 мая 1971.

Хамрабаев И.Х. [и др.]. Вещественный состав и оптические свойства слюд из некоторых гранитоидных формаций Узбекистана. В кн. "Проблемы минералогии и петрологии", Изд-во "Наука", Л., 1972.

Хамрабаев И.Х., Рахматуллаев Х.Р., Магдиев Р.А. Некоторые особенности распределения золота, свинца, урана и тория в гранитоидных породах закрытых территорий Центральных Кызылкумов. В сб. "Геология, минералогия и геохимия Узбекистана", Ташкент, Изд-во "Фан" УзССР, 1972.

Хамрабаев И.Х., Урунбаев К. К геохимии золота в магматическом процессе. I Международный геохимический конгресс СССР, 20-25 мая 1971 г.Доклады, т.I, М. Изд-во "Наука", 1972.

Хамрабаев И.Х., Баранов В.В., Висьневский Я.С., Муминов Ш.А. Офиолитовые пояса Средней Азии. Тезисы докладов Международного симпозиума "Офиолиты в земной коре", М., Изд-во "Наука", 1973.

Хлобустов А.А. Геология и рудоносность юго-западных отрогов горного массива Кызыл-Нура (Приташкентский район). Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1960.

Хохлов В.А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.

Чикрызов Г.С. Интрузивные комплексы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Тр. САГУ, *новая серия*, кн. 4, вып. 39, Ташкент, 1953.

Чистяков А.Н. Проблемы изучения и освоения неметаллических полезных ископаемых Средней Азии. "За недра Средней Азии", 1932, № 4.

Чистяков А.Н. Неметаллические полезные ископаемые Узбекистана. Тр. I конф. по изучен. производ. сил УзССР, Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Шаврова Н.Н. Среднее содержание породообразующих окислов в изверженных горных породах Армении. Тр. Института вулканологии Сибирского отд. АН СССР, вып. 24. М., Изд-во "Наука", 1967.

Шарипов Т.Т., Далимов Т.Н. Некоторые особенности вещественного состава и строения субвулканических интрузий юга г. Сурхантау. "Узб. геол. ж.". 1969, № 6.

Шарипов Т.Т. О распределении галлия и германия в субвулканических и эффузивных образованиях юга г. Сурхантау. "Узб. геол. ж.", 1971, № 1.

Шарипов Т.Т. Вещественный состав и особенности условий формирования субвулканических интрузий хребта Сурхантау (Юго-западные отроги Гиссара, Южный Узбекистан). Автореф. канд.дисс., Ташкент, 1972.

Шипулин Ф.К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В сб. "Критерии связи оруденения с магматизмом". Тр. ИГЕМ АН СССР, М., Изд-во "Недра", 1965.

Шульц С.С. Геологическое строение хребта Султануиздаг и его положение в зоне сочленения Урала и Тянь-Шаня. Автореф. канд. дисс., Л., 1967.

Юдалевич З.А., Сандомирский Г.Г., Никаноров Г.С. О содержании золота в гранитоидах и кварцевых жилах Северного Нуратау и Букантау. "Геол. жур.", 1973, № 5.

Юсупов Р.Г. Поведение золота, марганца и фтора в современной коре выветривания гранитоидов междуречья Гава и Ахангаран (УзССР). Автореф. канд.дисс., Ташкент, 1970.

Содержание

II. ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН

Г.Нуратинский хребет

Массивы мафитов и ультрамафитов

69. Мальгузарские тела мафитов (дайки) и ультрамафитов (А.Мусаев) 5
41. Четтыкский массив (Г.Г.Лихойдов) 8

Массивы гранитоидов

44. Коиташский интрузив (И.В.Белов, И.Х.Хамрабаев) . 8
45. Комрабадский интрузив (И.В.Белов, А.И.Даутов, В.И.Айзенштат) 13
46. Синтабский интрузив (И.Х.Хамрабаев,И.В.Белов). . 22
47. Устукский и Акчопский интрузивы (И.В.Белов) . . 25
48,49. Темиркобукский и Мадаватский массивы (В.И.Айзенштат, И.В.Белов) 33
50. Заркаинарский интрузив (И.В.Белов) 48
51. Актауский интрузив (П.Т.Азимов, И.В.Белов) . . . 50
52. Каратауский интрузив (Р.Ахунджанов). 60

Д. Зарафшанский хребет, Зиаэтдин-Зирабулакские горы

Массивы мафитов и ультрамафитов

42. Кутчинский массив (Г.Г.Лихойдов) 68
43. Ультрамафитовые тела гор Каратюбе (Г.Г.Лихойдов) 70

Массивы гранитоидов

53. Каратюбинский плутон (Ал.Мусаев, И.В.Белов, И.Х. Хамрабаев) 72
54. Лолабулакский интрузив (Ал.Мусаев, И.В.Белов). . 91
55. Сукарский массив (Ф.Садыкова) 98
56. Зирабулакский (Центральный) интрузив (И.В.Белов, Ал.Мусаев, В.И.Айзенштат). 101
57. Тымский массив (И.В.Белов) 107
58. Катменчинский интрузив (И.В.Белов,В.И.Айзенштат) 110

59. Карнабский интрузив (И.В.Белов, П.Т.Азимов, Б.И. Айзенштат) 116
60. Акмазарский интрузив (П.Т.Азимов 120
61. Гуджакский интрузив (П.Т.Азимов) 123
62. Майзакский интрузив (П.Т.Азимов) 126
63. Кошкудукский интрузив (П.Т.Азимов) 127
64. Чайдарозский интрузив (П.Т.Азимов) 129

Е. Горы Кульджуктау, Тамдытау, Ауминзатау, Букантау, Алтынтау и Султануиздаг

Массивы мафитов и ультрамафитов

65. Бельтауский габброидный массив (Г.Г.Лихойдов). . 131
66. Серпентинитовые тела Зирабулак-Кульджуктауского пояса (Г.Г.Лихойдов) 141
67. Шайдарозский габброидный интрузив (Г.Г.Лихойдов) 141
68. Тамдынский массив мафитов и ультрамафитов (А.Мусаев) 146
70. Тебинбулакский габбро-пироксенитовый, горнблендитовый массив (Г.Г.Лихойдов) 153
71. Султануздагские тела амфиболизированного габбро и габбро-амфиболитов (Г.Г.Лихойдов) 162
72. Султануиздагские ультрамафиты (Г.Г.Лихойдов). . 166
73. Приаральский габброидный шток (закрытые территории) (Х.Р.Рахматуллаев) 175

Массивы гранитоидов

74. Бокалинский интрузив (И.В.Белов, Х.Р.Рахматуллаев) 176
75. Алтынтауский интрузив (И.В.Белов, Х.Р.Рахматуллаев, В.И.Айзенштат) 183
76. Кокпатасский шток и дайковое поле (Х.Р.Рахматуллаев) 188
77. Турбай и Саутбайские гранитоидные интрузивы (Х.Р.Рахматуллаев, А.А.Шапкин, Б.Р.Махмудов). . 195
78. Тулянташский массив (Х.Р.Рахматуллаев) 197
79. Тамдынский интрузив (И.В.Белов, Х.Р.Рахматуллаев) 198

80. Джаманкыргырский массив (Х.Р.Рахматуллаев, Б.М.Махмудов) 209
81. Казахтауский (Аяккудукский) гранитоидный массив (Х.Р.Рахматуллаев) 211
82. Аристантауский, Западно-Аристантауский и Шарыктынский гранитоидные тела (открытые и закрытые территории) (Х.Р.Рахматуллаев) 212
83. Бесапан-Сугралинский дайковый пояс (А.Т.Бендик, Х.Р.Рахматуллаев) 213
84. Южно-Ауминзинский (закрытые территории) гранитоидный массив (Х.Р.Рахматуллаев) 221
84-а. Ауминзинский гранитоидный массив (Х.Р.Рахматуллаев) 222
85. Каракатинский (закрытые территории) гранитоидный интрузив (Х.Р.Рахматуллаев) 224
86. Тоабулакский массив (Ал.Мусаев, И.В.Белов) . . . 227
87. Таушанский, Актостинский, Шейдаразский и Кынгыртауский интрузивы (Ал.Мусаев, И.В.Белов) 236
88. Актауский интрузив (Султануиздагский) (Х.Р.Рахматуллаев) 244
89. Массив Зенгебобо (Х.Р.Рахматуллаев) 248
90. Кубатауский массив (Х.Р.Рахматуллаев). 249
91. Приаральская группа гранитоидных интрузивов (Кошкупырский, Приаральский; закрытые территории) (Х.Р.Рахматуллаев) 251
92. Западно-Каскыртауский шток (закрытые территории) (Х.Р.Рахматуллаев) 253

III. ЮЖНЫЙ УЗБЕКИСТАН

Ж. Гиссарский хребет и его Юго-Западные отроги

Массивы мафитов и ультрамафитов

93. Кундадкувазский массив (Т.Т.Шарипов) 257

Массивы гранитоидов

94. Гиссарский плутон (Т.Т.Шарипов, Т.Н.Далимов) . . 265
95. Обизарангский массив (Ф.Садыкова) 273

96. Мачитлинский интрузив (Ф.Садыкова) 175
97. Туполангский и Маляндский интрузивы (Т.А.Карасева) 279
98. Хурсантагский массив (Ф.Садыкова). 282
99. Харкушский массив (Ф.Садыкова) 286
100. Аксуйский интрузив (Т.Т.Шарипов) 289
101. Токаудинарский массив (Ф.Садыкова) 292
102. Массив Сина (Т.Т.Шарипов) 294
103. Поджурский интрузив (Т.Т.Шарипов) 297
104. Вахшиварский и Обиназрузский массивы (Т.Т.Шарипов) 302
105. Среднеуруклинский и Верхнекызылсайский массивы (Т.Т.Шарипов) 308
106. Гуматагский массив (Т.Т.Шарипов) 315
107. Айлянгарский массив (Т.Т.Шарипов). 319
108. Субвулканические интрузии хр.Сурхантау (Т.Т.Шарипов) 326
109. Ширтский субвулканический интрузив (Т.Т.Шарипов) 333
110. Комплекс малых порфировых интрузий хр.Сурхантау (Ю-З Гиссар) (Т.Н.Далимов) 339
111. Кугитангский интрузив (Т.Т.Шарипов) 341

IУ. ЮЖНАЯ ФЕРГАНА

3. Туркестанский и Алайский хребты

Тела мафитов и ультрамафитов

112. Охнинский выход серпентинитов (Г.Г.Лихойдов) . 351
113. Заркарский интрузив (Сарыталинская полоса) (Г.Г. Лихойдов) 351
114. Джайранбельский мафито-ультрамафитовый интрузив (Ш.А.Муминов) 355
115. Абширский ультрамафитовый интрузив (Ш.А.Муминов) 359
116. Киргизатинский ультрамафитовый интрузив (2 тела) (Ш.А.Муминов) 361
117. Кошетерский габброидный интрузив (Ш.А.Муминов). 364
118. Аравансний ультрамафитовый интрузив (Ш.А.Муминов) 365

I19. Кампырраватский ультрамафитовый интрузив (Ш.А. Муминов) 367
I20. Надирский интрузив (Сарыталинская полоса) (Г.Г. Лихойдов) 372
I2I. Карачатырские тела габброидов (Г.Г.Лихойдов) . 378
I2Iта. Карачатырская полоса серпентинитов (Г.Г.Лихойдов) 380
I22. Тела серпентинитов в низовьях р.Исфара (Г.Г. Лихойдов) 383
I23. Канская серпентинитовая полоса (Г.Г.Лихойдов) . 384
I24. Учкурганские выходы серпентинитов (Г.Г.Лихойдов) 390
I25. Карракская группа интрузивов пикритовых порфиритов (Ш.А.Муминов) 391

Литература 393

Географический указатель 423

Географический указатель

А.

Абшир, интр. 365
Абшир, полоса 355
Абшир, р. 359
Абшир-Чиле, межд. 355
Авган-сай, р. 302
Адтушгар, р. 269
Айлыкгар, масс. 319,320,322, 324,325
Айлыкгар, р. 320
Акрикты, уч. 148, 198
Аккапчигай-сай, р. 384
Аксай, масс. 72, 73
Аксакалата, р. 62
Аксакалата, сел. 61
Аксу, интр. 289, 290
Аксу, масс. 291
Аксу, р. 339, 289
Актау, гряд. 248, 200
Актау, интр. 50,51,52,54,55, 56,57,60,244
Актау, масс. 153,163,245,246, 247
Актосты, интр. 236,237,239
Актосты, шток 243
Акчево, сел. 72
Акчоп, интр. 25,26,31
Акчоп, масс. 27,28,30,32
Алай, зона 372
Алай, предгорье 383,385
Алай, хр. 351,355,359,361,365
Алачапан-Гуматаг, межд. 315
Алачапан, р. 315
Алишек 62
Алиширмар, р. 297
Алтынтау, ант. 184
Алтынтау, г. 188
Алтынтау, интр. 183,184, 186,187,188,197
Алтынтау, масс. 253
Анджирли-сай 86
Аманкутан 86
Араван, интр. 365
Араван, р-н 391
Аристантау, г. 212
Аристантау, интр. 212,213
Арпалык, хр. 390
Атансай, р. 200
Аткамар, масс. 72
Ауминза, ант. 222
Ауминза, интр. 222
Ауминза, масс. 222
Ауминза, синкл. 222
Ауминза-Бельтау 212,222
Ауминза-Кульджуктау, межгор. впад. 221,224
Ауминзатау, гор. 222
Ахимбедынг, 172,174
Ащебулак, р. 173
Ащенынтау 163,166,167,168, 169,172,174
Ащенынтау, рудопр. 172

Б.

Бадава-Аксу, выход 327
Бадава-Аксу, дайк. тело 327
Байсунтау, хр. 315,333,334, 337
Баткентская полоса 377
Бахча, кишл. 333
Бахча, масс. 333

Бельтау, г. I33,I36
Бельтау, зона I75, 25I
Бельтау, масс. I3I
Бесапан-Суграли, дайк.пояс 2I3,2I6,2I7,2I8
Бешмазар,кладб. I73
Бешмазар,плато I72,I75
Бешмазар,участ. I63
Бокали, интр. I76,I78,I82
Букантау I76, I95
Букантау, г. I83
Букантау, масс. 253

В.

Вахшивар, 340
Вахшивар, интр. 326
Вахшивар, масс. 294,302,305, 306,308,328
Вахшивар, р. 302,339
Верхнекызылсайский масс.308,309
Воджак, р. 257, 259

Г.

Гава, р. 266
Газнова, р. 270
Гиссар,плут. 98,265,267,269 27I,272,273
Гиссар, хр. 257,265,275,279
Гиссар, Ю.-З. отроги 302,308, 3I5,3I9,326,333,339
Готхаки, 340
Готхаки, выход 327
Готхаки,дайк.тело 327
Готхаки, масс. 327
Гуджак, интр. I23
Гуматаг,масс.3I5,3I6,3I7,3I8
Гуржилга-сай,рудопр. 358
Гурмак,масс. 72
Гурмаксай 83

Д.

Дарбаза,интр. 244
Дауташское м-ние 9I,97
Дербез-сай, р. I83
Дегиконара, р. 292
Джайранбель,интр.355,356, 357
Джайранбель,рудопр. 358
Джаман-кынгыр,масс. 209
Джамское рудн.поле 88,97
Джангалык-сай, р. I83
Джизак 265
Джилан-сай, р. I83
Джульбар,участ. 389
Дибало,выход 327
Дибало,дайк.тело 327
Диймалек, р. 3I9
Душак-сай, р. 257

Е.

Ельсай, 83

Ж.

Жилансай, 88

З.

Зайнакское тело 34
Западно-Аристантау,интр. 2I2
Западно-Каскыртау, шток 253
Западно-Кынгыртау, шток 237,238
Зарафшан, хр. 72
Заркайнар,интр. 48

Заркар, интр. 351
Заркар-Сарытале,уроч.372
Зенгебобо,масс. 248
Зияэтдин, г.116,126,129
Зинельбулак,м-ние 165,167,173
Зирабулак, г.68,73,101,107,110
Зирабулак-Зиаэтдин,плут.116,127
Зирабулак(Центр.),интр. 101, 102,103,107
Зирабулак-Кульджуктау, пояс 8, 68, 71, 141
Зирвароз, дайк.тело 327
Зой, выход 327
Зой, дайк.тело 327
Зой, масс. 327
Зой, р. 337

И.

Ингичка, м-ние 105
Исфара, р. 383

К.

Казган, р. 166, 167
Казгантау, м-ние 165,173,174
Казгантау, р. 163
Казахтау (Аяккудук), интр.211
Кайрак, р. 315
Камыррават, интр.367,370,371
Камыррават,пос. 367
Кан, м-ние 389
Кан, полоса 384,390
Кан, участ. 385
Карадаран, р. 292
Караката,интр. 222
Каракол,интр. 355
Каракутан,рудопр. 141
Кара-мечеть, р. 61
Карангул, р. 61
Каратау, г. 60
Каратау,интр.60,63,66,67
Каратюбе,г. 70,72,73,85, 91,98
Каратюбе,интр. 72,73,84, 85,86,91
Каратюбе м-ние 88
Каратюбе,плут. 72,91
Карачакудук,интр. 107
Карачатыр,г. 365,378
Карачатыр,зона 380,385, 390,391
Карнаб,интр. 116,118,120, 123
Каррак,гр.интр. 391
Каскыртау,предгорье 253
Катранбаши,хр. 372
Катрантау 384
Кенг-кутан, 84
Кескен,дайка 34
Кетменчи,интр.110,113,116
Кетменчи, масс. 73
Киргизата,интр.361,362,363
Киргизата,р. 361,362
Киргиз-кишлак 383
Кичик-кумыздык,рудопр. 358
Кишлак-сай 333
Кияусу, р.294,302,339
Коблятинсайское тело 34
Койташ,интр. 8, 9
Койташ, м-ние 12
Койташ, шток 9
Кокпатас, дайк.поле 188
Кокпатас,разл. 191
Кокпатас, шток 188,190
Кокралсай,р. 172
Комсомолабад,пос.265

Кохрал-сай, I63
Кохралы, р. I66
Кочкарлы, р. I02
Кошаксыгыр,сел. I02
Кошетер, интр. 364
Кошетер,колод. 364
Кошкудук,масс.I26,I27,I29
Кошкушыр,интр. 25I
Кошрабат,интр.I3,I7,I8,22
Кошрабат,масс. I5,2I
Кубатау,масс. 249
Кугитанг, г. 34I
Кугитанг,интр. 34I,343,344
345,346,347
Кугитанг,масс. 342,347
Кузган, хр. 390
Кульджуктау,г. 236,237
Кульджуктау,хр. I3I
Кульджуктау,центр.ч. 227
Кульсай,рудопр. 358
Кундаджуваз,интр. 263
Кундаджуваз,масс.257,262,264
Кундаджуваз,р. 257
Курай,р. 62
Курганча,340
Курганча, р. 339
Курзаргар,р. 35I,354
Кутчи,масс. 68
Кутчи, р. 68
Кутчи,сел. 68
Кучкарбулак, 83
Кштут, р. 279
Кызыл, р. I63
Кызыл-Алма,р. 34I,342
Кызыл-дарья,р. 289
Кызыл-кум,синкл.I47
Кызыл-кумы центр.I3I,I46,I83,
I95,I97,2II,2I3,224,227
Кызылсай, м-ние I65, I73
Кызыл-сай,р. 308
Кынгыр,интр.240,24I
Кынгыртау,гряда 237
Кынгыртау,интр.236,237
Кынгыртау,шток 237,243

Л.

Лолабулак,масс. 72,73,9I,
93,96,97

М.

Мадават,масс. 33,34,37,47
Мадават-Кудукское тело 34
Мадрасташ-сай, р. 86
Майзак,интр. I26,I27
Малыгузар, г. 5
Малянгур, р. 302
Малянд, интр. 279
Майчалы, р. 34I, 342
Матчай,рудопр. 358
Мачитли, ант.257
Мачитли, г. 96
Мачитли,интр. 275,277
Мачитли, масс.260,264
Менажат, г.I66, I72
Менажат,рудопр. I72
Меришкор, синкл. I3
Мочайдарья,р. 308
Мурунтау, интр. 2I5
Мурунтау, м-ние 2I4
Мурунтау,рудн.поле 2I5,2I9

Н.

Надир, интр. 355,372
Надир,масс. 35I,375,376
Надир,полоса 377
Наукат,сел. 36I

Наурангаль, р. 297
Нижнебулакбаши,шток 34
Нурата, ант. I3
Нурата, плут. 22
Нурата,ультрамафиты I46

О.

Обидара, р. 302
Обизаранг,масс. 273,275
Обизаранг, р. 273
Обинавруз,масс. 294,302,305, 307,308
Обинавруз, р. 302
Ойбексу, р. 270
Охнинский выход 37I
Охнинско-Тальдык.синкл.355, 359,36I

П.

Пешкаут, хр. 372
Приаральск.интр. 25I
Приаральск.шток I27
Поджур,интр. 297,30I
Поджур,масс. 298,299,30I

С.

Сангардак, р. 282,295,302,333
Сангруntау, р-н 2I2
Санг-туда,пер. 88
Сарыкамыш, 384
Сарыкамыш, уч. 385
Сарыкуль 85, 86
Сарыкуль, масс. 72
Сарыкуль-Сазаганское рудн. поле 88
Сарытальская полоса 35I,372
Сарытале, дор. 372
Саутбай, интр. I95
Севасай, р. 83
Северо-Нуратинский,хр. 8, I3
Северо-Нуратинские, г. 22
Северо-Зарафшанский, разл.60
Северо-Нуратинский, ант. I47
Сина, масс.294,295,30I
Синтаб, интр. 22
Советский,пос. 389
Сох-Шахимардан, р. 384
Среднеурукли, масс.308,309, 3I0,3I2
Суганды, г. 367
Сукар, масс. 98
Султанбобо I63, I66, I67
Султануиздаг,хр. I65,I66, I67,I69,I72,I73,244,248
Сурхантау, хр. 294,295,297, 302
Сурхантау,субвулк.интр. 326,327,33I,332,339,34I
Сурхантау-Диймалекская вулк тект.депресс. 327
Сутушар, р. 266,27I
Сышки, пос. I07

Т.

Такауйнар,масс. 292,293, 294
Такауйнар, р. 283, 292
Талы, 6
Тамдара, р. 283
Тамды, г.I98,209,2I3
Тамды,интр. I98,I99,200, 204,206,2I0
Тамды,масс. I46,I48

Тамдыбулак, уч. I98
Тамдыкудук, возв. I97
Тамды-Чарыкты,дор. 200
Тамшуш, масс. 265
Тамшуш, р. 266,270
Танхаз, р. 265
Танхазы-дарья,масс. 265
Танхазы-дарья, р. 266,270
Таррор,рудопр. 25
Тасказган, ант. 2I3
Таушан,интр. 236,237,239,240 24I,242
Таушан,масс. 237,238,240
Тахтакарача,перев. 72,83,84, 86,88
Тебинбулак,масс. I53,I62,I66
Темиркабук,масс. 33,34,35,36, 37,43,47
Тескудук, р. 200
Тескудуксай, р. I99,200
Тескудук-Ченгельды, интр.I46, I48,I49
Тескудук-Ченгельды,полоса I48
Тешик-Таш,водоп. 359,360
Тозбулак, интр. 236
Тозбулак, масс. 227,230,233, 234
Токмак, уч. 389
Токузбулак,р. 35I,354
Токузбулак, род. 378
Тулянташ, масс. I97
Туполанг, интр. 297
Туполанг, р. 266,269,270,279
Турбай, интр. I95
Турбай-Саутбай, масс. I95
Тым,интр. I07,I08,II0
Тым, масс. I07
Тым, пос. I07

У.

Угурташ 85
Угурташ, пер. 88
Узбекистан 8, 68, 7I
Узген, р-н 364
Узунбулак, р. I66,I67
Улугтау, г. 378
Улугтау, разл. 378
Уруклы, р. 308
Урусай, разл. I63,I66
Урюклы 6
Устук, интр. 25, 26, 3I
Устук, масс. 27,28,30,32
Учкудук-Тюменьбай, интр.I46
Учкудук-Тюменьбай,уч. I48
Учкурган, 390
Учкурган, полоса 377
Учкурган, серпентиниты 390
Ушор, р. 339

Ф.

Фергана, юж. 384

Х.

Хазрат-Султан,г. 98
Халбаши, интр. 50,5I
Хандиза, р-н 302
Хандиза-Чакчарская вулк. тект.депресс. 333
Харкуш,масс. 286, 309
Харкуш, рудопр. 289
Хасантепе,руди.поле 88
Ходжабарку,дайк.тело 327
Ходжабарку,ур. 327
Ходжабузбарак, р. 3I9
Ходжаипак, интр. 326
Ходжирбулак,ур. 327

Хурсандарья, р. 283
Хурсантаг, г. 282
Хурсантаг, масс. 282,285

Ч.

Чаваксай,рудопр. 25
Чайдароз, масс. I27,I29,I30
Чакчар, г. 308
Чакчар, хр. 286
Чалкудук,пегм.поле 47
Чангаллы, р. I02,I05
Чандара, р. 283
Чашма-Хайдароз, р. 270
Четтык, масс. 8
Чинар, р. 257
Чонкой, 380
Чонкой-Улутау,рудн.поле 355
Чош, р. 279

Ш.

Шайдароз,интр. I4I,I42,I45, 236,237,238,239,24I
Шайдароз, шт. 243
Шалдырак, рудопр. 358
Шаматал-казы, 389
Шаржант, р. 34I, 342
Шарыкты, интр. 2I2
Шарыкты, масс. 2I2,2I3
Шатрут, масс. 265
Шатрут, р. 266,270
Ширт,субв.интр. 333,334,336, 337
Шуран,рудопр. 389
Шуран,уч. 385, 389

Ю.

Юж.Ауминза,масс. 22I
Юж.Букантау, зона I83
Юж.Нуратау, хр. 8
Юж.Нуратау,Ю-З отроги 60
Юж.Сурхантау,разл. 295,327, 339
Юж.Тяньшань 365
Юж.Фергана,разл.35I,378, 380,383,385,390
Юж.Ферганско-Кызылкум.пояс 355,367
Юж.Ферганско-Центр.Кызыл-кумский пояс 5, I46

Я.

Яилма,сел. 62
Яккабаг, хр. 289
Яккатут-сай, р. 257
Янгаклы, интр. 50
Яссы, р. 36I
Яш-сай, рудопр. 358

В Издательстве "Фан" Узбекской ССР выходят из печати:

М.А.Туйчиева. Особенности инженерно-геологических условий территории г.Янгиюля и его окрестностей в связи с сейсмическим микрорайонированием и промышленно-гражданским строительством.

В работе рассматриваются естественно-исторические условия, влияющие на приращение сейсмической балльности и эксплуатацию сооружений (физико-географические условия), геоморфологическое и геологическое строение, верхнеплейстоцен-голоценовая тектоника, гидрогеологические условия и инженерно-геологические процессы и явления.

Изучены генетические и возрастные типы четвертичных отложений, условия их залегания, распространения, состав и свойства пород. Освещены сейсмические явления и определено приращение сейсмической балльности по инженерно-геологическим условиям.

Монография может быть рекомендована научным сотрудникам, аспирантам и инженерам, интересующимся вопросами сейсмики.

Г.А. Мавлянов, С.М. Касымов и др. Сейсмогеология Узбекистана.

В сборнике освещаются новые методические разработки и результаты сейсмогеологических, инженерно-геологических, гидрогеологических, сейсмотектонических исследований, проведенных в последние годы на площади геодинамических полигонов Узбекистана. Приводятся инструментальные данные об отдельных сильных землетрясениях и сведения об их микросейсмическом эффекте. Рассматриваются статистические методы обработки и вопросы применения электронно-вычислительной техники в сейсмологических исследованиях и выявления особенностей сейсмического режима в сейсмоактивных областях республики.

Книга представляет интерес для специалистов, занимающихся сейсмогеологией, прикладной и теоретической сейсмологией.

Коллектив

Каталог интрузивных массивов Узбекистана

часть II

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и геофизики
им. Х.М.Абдуллаева, Бюро Отделения наук о Земле

Редакторы Л.И.Китман, Э.Р.Балаян
Корректор А.Н.Давронова

Р -05793 . Подписано в печать 16/IX 1975 г.
Объем 22,4 изд.л. 27,0 печ.л. Изд. № 1651
Формат бумаги 50х60 1/8 . Тираж 650 экз.
Цена 2 р. 48 к. Заказ 1537

Картфабрика Ин-та "Узгипрозем", ул.Мукими,176.

1344