

УДК (УДК) 553.061: 553.41: 553.493: 553.44 (575)

**ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ
 РУДОНОСНОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВ И БАЗИТОВ ТЕСКУДУК-
 ЧЕНГЕЛЬДИНСКОГО МАССИВА (ТАМДЫТАУ, ЗАПАДНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

**PETROLOGY AND MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL ESTIMATION OF
 PROSPECTS OF ORE BEARING OF ULTRABAZITES AND BASITES OF THE
 TESKUDUK-CENGELDI MASSIF (TAMDYTAU, WESTERN TIEN SHAN)**

Мамарозиков У.Д.
 Mamarozikov U.D.

Институт геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллева (Ташкент, Узбекистан)
 Institute of geology and geophysics named after H.M. Abdullaev (Tashkent, Uzbekistan)

Аннотация. Изложены результаты петрографических и петрохимических исследований ультрабазитов и базитов Тескудук-Ченгельдинского массива Северного Тамдытау (Западный Тянь-Шань). Определены формы нахождения и вещественные составы главных минералов-носителей и минералов-концентраторов хрома, никеля и кобальта, платиноидов, золота, серебра и редкоземельных металлов. С использованием масс-спектрометрического анализа (ICP-MS) получена геохимическая характеристика пород массива и подтверждена специализация их на хром, никель и кобальт. Содержания золота, серебра и сопутствующих им элементов (Se, Sb, Te, As, Bi) увеличиваются от перидотитов к габброидам и их дериватам. Сделан вывод о формировании рудно-магматической системы Тескудук-Ченгельдинского массива в условиях спрединга, эволюция которой сформировала хром-никелевое оруденение с платиноидно и золото-серебряной нагрузкой.

Ключевые слова: ультрабазиты, базиты, минералы-концентраторы, минералы-носители, геохимическая специализация, хром-никелевое оруденение.

Дата принятия к публикации: 00.00.2000
Дата публикации: 00.00.2000

Сведения об авторе:

Мамарозиков Усмонжон Довронович – доктор геолого-минералогических наук, заведующий отделом изучения рудообразующих процессов Института геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллева, Государственный комитет по геологии и минеральным ресурсам Республики Узбекистан,
 e-mail: udmamarozikov@rambler.ru.

1. Введение

Полигенное строение ультрабазит-базитовых комплексов обычно с основанием

Abstract. The article describes the results of petrographical and petrochemical studies of ultrabasites and basites of the Teskuduk-Chengeldi massif of the Northern Tamdytau (Western Tien Shan). The main minerals-carriers and minerals-concentrators of chromium, nickel and cobalt, platinumoids, gold, silver and rare-earth metals are determined. Using the mass-spectrometric analysis (ICP-MS), a geochemical characterization of the rocks of the massif was obtained and their specialization in chromium, nickel and cobalt was confirmed. The contents of gold, silver, and related elements (Se, Sb, Te, As, Bi) increasing from peridotites to gabbroids and their derivatives. The conclusion is made about the formation of the ore-magmatic system of the Teskuduk-Chengeldi massif under spreading conditions, the evolution of which formed chrome-nickel mineralization with platinum and gold-silver loading.

Keywords: ultrabasites, basites, minerals-concentrators, minerals-carriers, geochemical specialization, chromium-nickel mineralization.

Date of acceptance for publication: 00.00.2000
Date of publication: 00.00.2000

Author's information:

Usmonjon D. Mamarozikov – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the Department for the study of ore formation processes, Institute of geology and geophysics named after H.M. Abdullaev, State Committee of the Republic of Uzbekistan on Geology and mineral Resources,
 e-mail: udmamarozikov@rambler.ru.

офиолитовой ассоциации отмечено давно. Не составляет исключения и Тескудук-Ченгельдинский массив Северного Тамдытау. Однако несмотря на многолетние исследования

подобных комплексов, до сих пор не выработана единая теория, объясняющая их петро- и рудогенез. В связи с этим, детальное геологическое изучение габбро-гипербазитовых комплексов офиолитов, выявление характерных особенностей петрографии, петрохимии, минералогии и геохимии слагающих их пород, в первую очередь, с привлечением современных тонких методов анализа, должно внести значительный вклад в решение данной проблемы.

Кроме научного интереса, изучение перспектив хромитоносности пород Тескудук-Ченгельдинского массива является актуальным с экономической точки зрения. Обусловлено это главным образом резким дефицитом хромитового сырья в Узбекистане. Северный Тамдытау оказался в центре внимания исследователей и в первую очередь территория Тескудук-Ченгельдинского массива, где известен ряд хромитовых рудопроявлений, которые по своим запасам, качеству руд, степени обогатимости вполне могут соответствовать требованиям металлургической промышленности [1-4].

Большинство ультрабазит-базитовых массивов офиолитов традиционно относятся либо к хромитоносным, либо к платиноносным. Первые, как правило, сложены магнезиальными, а вторые - железистыми ультрамафитами. В то же время, в последние годы появилось много свидетельств того, что в пределах единых массивов возможно совмещение различных формационных типов гипербазитов с присущими для них хромитовой и платиноидной минерализацией [5-19].

2. Геологическая позиция Тескудук-Ченгельдинского массива

Гипербазит-габбро-плагиогранитная формация или тескудукский гипербазит-габбро-плагиогранитный комплекс в литературе известен как Тескудук-Ченгельдинский «массив» и протрузия. Распространена в пределах Тескудукской пластины. Общая площадь 12 км²: Тескудук, Тюменбай, Каратас, Кудукча. Отдельные небольшие выходы отмечены в окрестностях Кулкудук, Джаманкынгир. По данным И.А. Масленниковой [8] этот ком-

плекс представлен разрозненными чешуями, пластинами серпентинизированных ультрамафитов, габброидов и плагиогранитов. Наиболее крупное тело ультрамафитов (9 км²) по пологому надвику контактирует с Аяккумарской и Ченгельдинской пластинами. Отмечается следующая последовательность залегания отдельных членов офиолитовой ассоциации: нижняя часть офиолитов представлена серпентинитами, измененными верлитами, клинопироксенитами, дунитами, вебстеритами, которые постепенно переходят в габброиды (общая мощность 100...120 м); средняя часть (~ 200 м) – феррогаббро, мелко-, лейкогаббро, до тоналитов; верхняя часть – плагиограниты.

Ультрабазит-базитовые тела размещаются среди песчано-сланцевых, кремнистых и эффузивных пород кынгырской (S₂ld) и балпантауской (S₂-D₁) свит. Обломки этих пород встречаются в отложениях карбона.

Тескудук-Ченгельдинская полоса по площади обнаженности является самым крупным из всех выделенных участков гипербазит-базитов в Тамдытау. Эта полоса шириной от 25 метров до 1,5 км прослеживается в направлении с юго-востока на северо-запад от верховьев сая Ченгельды через бассейны Тескудук до сая Коскудук на расстоянии свыше 5 км. Общее падение заключенных в этой полосе интрузивных тел на запад и юго-запад под углом 30...60° (рис. 1).

Вмещающими породами базитов и ультрабазитов является песчано-сланцевая толща кынгырской свиты верхнего силура. Ультрабазит-базитовый комплекс включает в себя перидотит-габбро-плагиогранитовую, metabазальтовую, лейкобазальтовую и трахибазальтовую формации. Среди пород перидотит-габбро-плагиогранитовой формации преобладают апоперидотитовые серпентиниты, амфиболитизированное, катаклазированное габбро. Реже встречаются небольшие шпир и блоки дунитов, пироксенитов. Форма сохранившихся тел пластообразная, контакты тектонические. Несмотря на отчетливо выраженную тектонизацию – катаклаз и милонитизация, исследователи отмечают, что в случаях совместного нахождения, гипербазиты гипсометрически выше сменяются

габброидами, а последние – плагиогранитами, альбитофирами. Ультраосновные породы в составе формации представлены апоперидотитовыми, апопироксенитовыми серпентинитами. Редко среди них в виде шпиров встречаются верлиты, дуниты, пироксениты.

Характер контактов ультрабазитов с вмещающими породами тектонической. Следы тектонических деформаций проявляются в интенсивном расланцевании, дроблении и брекчировании как вмещающих пород, так и ультрабазитов, появлении структур будинажа, зеркал скольжения, перемещении оторванных блоков серпентинитов вдоль тектонически ослабленных зон. Контактково-термальные изменения вмещающих пород вокруг гипербазитовых массивов отсутствуют.

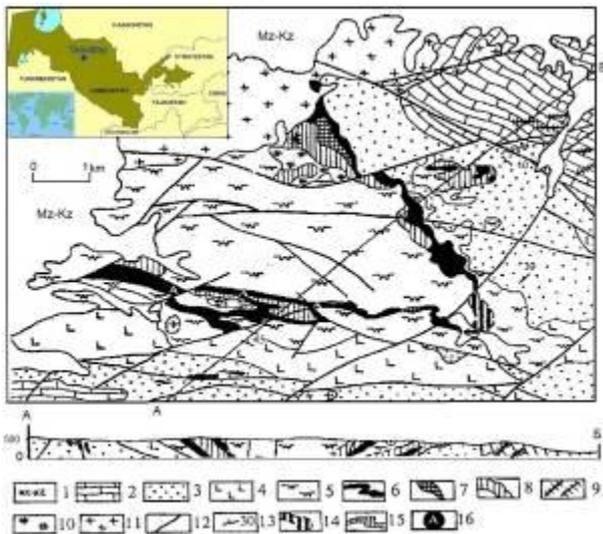


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива (по [17]).

На рис. 1 обозначено: отложения: 1 – мезо-кайнозойские (Mz-Kz): пески, песчаники, алевролиты, глины; карбонатные (D₁-C₂): известняки, доломиты, мраморы; 3 – нерасчлененные терригенные (Є-S): песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, аргиллиты, сланцы с прослоями известняков, доломитов и кремней; 4 – вулканогенно-осадочные (S₂): плагиоклазовые порфириды, туфопесчаники, алевролиты, альбитофиры, актинолитовые сланцы, базальтовые порфириды; 5 - метаморфиче-

ские (условно R): амфиболовые, хлорит-серецит-кварцевые сланцы, гнейсы, амфиболиты с прослоями и горизонтами черных кремней, доломитов, песчаников, алевролитов. Ультрабазит и базиты Тескудук-Ченгельдинского массива (C₁): 6 - серпентиниты и пироксениты с вкрапленностью платиноносного хромита; 7 - серпентинизированные перидотиты и дуниты с аксессуарными (0,4...1,5 %) и рудными (в виде сегерации и сплошных тел) хромитами; 8 – габбро и габбро-амфиболиты с платиноносными сульфидными сегерациями; 9 – дайки и штоки габбро-диабазов; 10 – плагиограниты. Тамдынский гранитоидный массив (P₁): 11 – мелко- и крупнозернистые аляскитоидные граниты. Прочие: 12 – разломы; 13 - элементы залегания пород; 14 – место возможного соединения двух крыльев лополитоподобных структур; 15 – родингитовые изменения; 16 – проявления хризотил-асбеста.

3. Минералого-петрографические особенности пород: минералы-носители и минералы-концентраторы рудных элементов

Главную массу петрофонда Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива составляют серпентиниты и габброиды (габбро-пироксенит, амфиболовые габбро, лейкогаббро) а реже встречаются и небольшие выходы серпентинизированных дунитов и лерцолитов [1-6, 8, 17].

Серпентинизированные дуниты. Эти породы отмечаются в центральной части Тескудук-Ченгельдинской полосы на участках развития хромитовых шпиров [8]. Они мелкозернистые породы бурого цвета, сложены в основном из оливина, серпентина (до 40%) и хромшпинелидами (до 7 %). Акцессорные минералы представлены образующими включения в оливине магнетитами (до 3 %) и очень редкими зернами сульфидов (пирротин, пентландит). Дуниты нередко подвержены интенсивной серпентинизации вплоть до полного замещения их лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами (рис. 2).

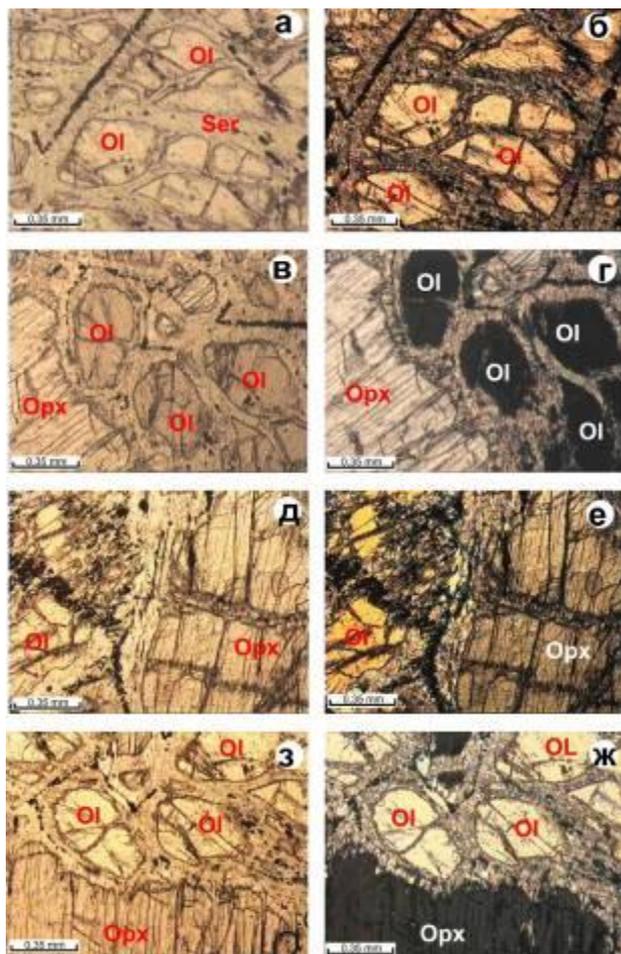


Рис. 2. Фотоснимки формы находений и взаимоотношений оливина (Ol), ортопироксена (Orx), серпентина (Ser) в серпентинизированных дунитах (а, б) и лерцолитах (д, е, з, ж)
а, в, д, з – снимки получены без анализатора, б, г, у, ж – с анализатором

Оливин представлен в виде идиоморфных, иногда гипидиоморфных зерен, разбитых петельчатыми трещинками, заполненными лизардитом с магнетитом.

Шпинелиды представлены двумя разновидностями: темной зеленовато-бурой и светло-зеленой прозрачной. Первая разновидность - идиоморфные зерна хромшпинелидов размером до 1 мм, которые обычно с периферии часто замещены магнетитом.

В зернах хромшпинелидов обнаруживается концентрическая зональность со сменой от центра к периферии феррихромита на феррихромпикотит. Вторая разновидность шпинелей (герциниты) наблюдается в виде

зерен неправильной формы либо их агрегатов и встречается только в интерстициях между индивидами оливина.

Сульфиды встречены только в слабоизмененных разновидностях дунитов и представлены преимущественно железистым пентландитом. Последний образует самостоятельные округлые зерна размером до 0,2 мм. Сульфидная вкрапленность обычно тесно ассоциирует с хромшпинелидами.

Структура серпентинизированных дунитов гранобластовая и петельчатая, связанная с серпентинизацией оливина.

Серпентинизированные перидотиты (лерцолиты) слагают небольшие по размерам отдельные тела среди серпентинитов. Выходы их отмечаются в южной и юго-западной частях площади. Все они в той или той степени серпентинизированы, причем процент серпентинизации не ниже 50 %. Слабосерпентинизированные разности перидотитов (лерцолитов) представляют собой массивную среднюю- и крупнозернистую породу темно-зеленого цвета, иногда пятнистую окраску, что связано с наличием участков светло-зеленого пироксена на фоне зеленовато-черной существенно серпентинитовой массы.

Минералогический состав серпентинизированных перидотитов (лерцолитов): оливин (60...70 %), ромбический пироксен (10...40 %), серпентин с отдельными реликтами оливина (20...35 %), моноклинный пироксен (10...15 %). Акцессорные минералы – хромшпинелид, магнетит, гранат, пентландит и др.

Оливин (форстерит) в большинстве случаев замещен желто-зеленым лизардитом и хризотилом с образованием петельчатой и решетчатой структур. В породе определяется по сохранившимся многоугольникам и округлым реликтам среди серпентинитов (рис. 2., табл. 1.). В них чаще присутствуют хром (Cr_2O_3 до 0,23 %) и никель (NiO – 0,27 %), редко кобальт (CoO – 0,93 %), золото (Au – 0,09 %), платина (Pt – 0,15%).

Ромбический пироксен представлен отдельными зернами, по данным микрозондового анализа соответствует энстатиту, содержащему примесь хрома (Cr_2O_3 – 0,31 %; табл. 1).

Таблица 1

Результаты микронзондовых анализов фемических породообразующих минералов и серпентинов пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива (Северный Тамдытау), в %

Название породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cl	SO ₃	NiO	CoO	Ag ₂ O	Au	Pt	Всего
Оливин																					
Лерцолит, ТМ-10	9	53,87	0,97	2,52	11,06	0,22	0,04	0,23	30,03	0,67	0	0	0	0	0	0,17	0,93	0,01	0,09	0,15	100,96
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-7	4	49,68	0,02	2,11	3,05	0,14	0	0,06	44,67	0,62	0	0	0	0	0	0,27	0,01	0	0	0	100,63
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-8	1	48,48	0,03	1,86	4,93	0,10	0	0,22	44,28	0,05	0	0	0	0	0	0,22	0	0	0	0	100,17
Диопсид																					
Габбро, ТМ-12	10	55,13	0,04	2,74	10,69	0,26	0,08	0,31	17,78	13,20	0,30	0,15	0	0,19	0,07	0,01	0	0	0	0	100,95
Энстатит																					
Лерцолит, ТМ-10	4	55,17	0,27	5,80	5,09	0,13	0,11	0,30	21,11	11,86	0	0	0	0	0	0,26	0,04	0	0	0,07	100,21
Авгит, ферроавгит																					
Габбро, ТМ-12	2	48,03	0,29	9,95	11,03	0,15	0,20	0	15,77	12,53	1,00	0,15	0	0	0	0	0	0	0	0	99,10
Диабаз, ТМ-15	13	48,94	0,12	3,37	24,00	0,48	0,13	0,05	9,03	11,61	0,02	0,13	0,32	0,01	0	0,02	0	0	0	0	98,23
Роговая обманка																					
Габбро, ТМ-12	2	42,23	0,11	21,46	10,59	0,20	0,06	0,37	19,92	2,83	1,22	0,97	0	0,01	0,02	0	0	0	0	0	99,99
	2	46,91	0,30	29,87	3,16	0,07	0	0,10	6,42	9,99	2,11	1,11	0	0,03	0	0	0	0	0	0	100,07
	2	53,37	0,13	25,04	2,76	0,03	0	0,12	6,53	6,91	4,35	0,59	0	0,14	0,07	0	0	0	0	0	100,04
	2	53,13	0,11	25,95	10,59	0,20	0,06	0,37	1,99	2,83	4,80	0,97	0	0,06	0,06	0	0	0	0	0	101,12
Диабаз, ТМ-15	2	56,89	0,59	15,31	10,45	0	0,01	0	3,29	8,33	2,84	1,14	0,84	0,02	0,12	0	0	0	0	0	99,83
Гроссуляр																					
Габбро, ТМ-12	2	39,20	0	30,78	3,74	0,06	0	0	1,18	24,94	0,10	0,07	0	0	0	0	0	0	0	0	100,07
Диабаз, ТМ-15	2	38,65	0	28,22	7,40	0,36	0	0	0,31	24,73	0	0,04	0,32	0	0	0	0	0	0	0	100,03
Серпентин																					
Лерцолит, ТМ-10	4	54,38	0,06	2,01	5,64	0,19	0,06	0,33	26,24	0,17	0	0	0	0	0	0,07	0,33	0	0,07	0,11	89,66
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-8	3	43,64	0,01	1,70	3,67	0,08	0,04	0	38,90	0,02	0	0	0	0	0	0,20	0,04	0	0	0	88,30
Серпентинит, ТМ-11	3	42,07	0,03	0,62	2,64	0,10	0,03	0,04	38,16	0,03	0	0	0,46	0	0,20	0,25	0,05	0,11	0,03	0,32	85,14
	4	43,18	0,01	0,62	3,22	0,09	0,04	0,10	40,87	0,02	0	0	0	0	0	0,17	0,02	0,10	0	0,09	88,53

Примечание: Здесь и далее в таблицах: FeO* = FeO+Fe₂O₃; n – количества определений; содержания CO₂ и H₂O – не определены; микронзондовые анализы выполнены У.Д.Мамарозиковым в Институте геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева.

Клинопироксен в шлифе светло-зеленый, присутствует в виде неправильных порфиризовидных зерен, иногда встречаются слегка округлые короткопризматические зерна, образующие в ассоциации с оливином пойкилобластовые сростания. Клинопироксен соответствует диопсиду ($C: Ng = 40^0$).

Наибольшие содержания хром-магнетита, хромшпинелида и хромита характерны для серпентинизированных перидотитов (лерцолитов) и серпентинитов Северного Тамдытау, в которых количество их иногда достигает 5...10 % от объема породы.

Нередко отмечается сгущение акцессорной вкрапленности вплоть до образования хромистых серпентинизированных перидотитов. Характерно также замещение хромшпинелидов магнетитом по периферии зерен и по трещинам (рис. 3 и 4).

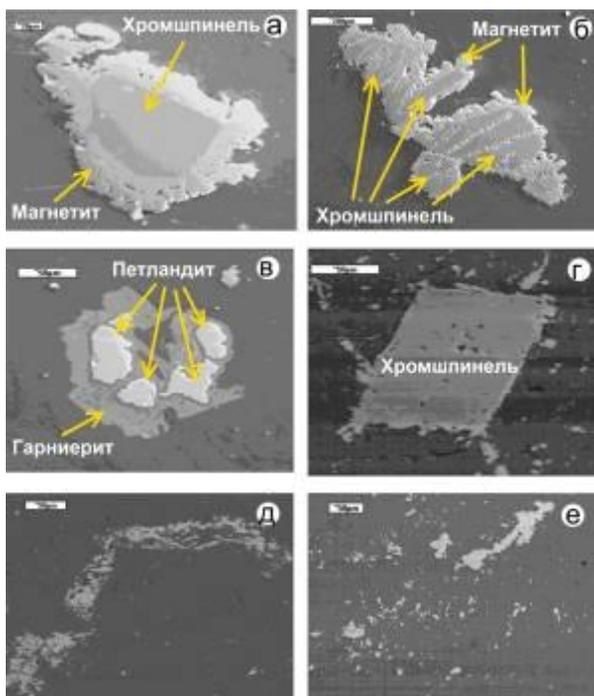


Рис. 3. Растровые снимки фрагментов замещения хромшпинелида магнетитом (а, б, г), пентландита гарниеритом (в) по периферии зерен и микроформы вторичной магнетит-хромитовой смеси - «конского хвоста» (д), пылевидных частиц в серпентине (е)

Магнетит наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 0,01...0,05 мм. На участ-

ках с повышенным содержанием рудного минерала (3...5%) перидотиты приобретают сидеронитовую структуру, причем магнетит обычно располагается на стыке зерен оливина и серпентина или в серпентиновой массе. Кроме того, при серпентинизации оливина развивается тонко распыленный магнетит, иногда образуют микроформу «конского хвоста» (рис. 3). В некоторых зернах оливина отчетливо наблюдаются структуры распада в виде тонких ламелей магнетита. Причем магнетит, замещающий по краям зерна хромшпинелида, практически идентичен по составу магнетиту, присутствующему в виде ламелей в зернах оливина. Кроме того, встречаются единичные зерна хромистого магнетита.

Акцессорный магнетит часто содержит примеси хрома (Cr_2O_3 0,09...1,79 %), никеля (NiO 0,32...0,35%), кобальта (CoO 0,03...0,07 %) и платиноидов (ЭПГ 0,06...0,42 %), редко меди (CuO 0,03 %), цинка (ZnO 0,07 %), золота (Au 0,04...0,05 %) и серебра (Ag_2O до 0,31 %). В отдельных зернах магнетита с помощью микрозондовых анализов установлены кластеры FeO_xAg_2O , содержащие (в %): FeO – 45,41; MgO – 1,52; Ag_2O – 50,78; Au – 0,40; Cl – 0,11; SO_3 – 0,27 (табл. 2).

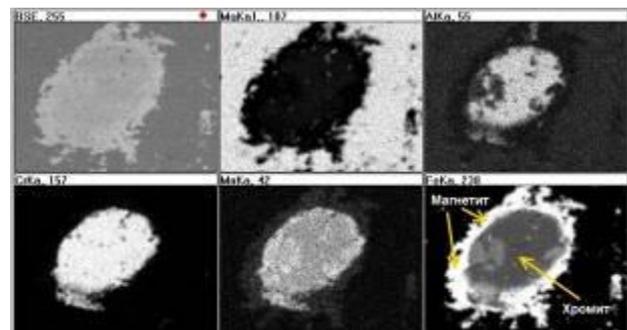


Рис. 4. Растровый снимок замещение хромшпинелида магнетитом по периферии зерен. Серпентинизированный лерцолит

Пентландит является главным минералом-концентратом никеля в породах ультрабазит-базитовых комплексов. С помощью электронного-микроанализатора JXA-8800 (Jeol) этот минерал и замещающий его гарниерит были установлены в серпентинизированных лерцолитах Северного Тамдытау (рис. 3 и 5, табл. 3 и 4).

Таблица 2.

Результаты микронзондовых анализов рудных минералов пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива
(Северный Тамдытау), в %

Название породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	MgO	CaO	CuO	ZnO	Ag ₂ O	Au	ЭПГ	Всего
Магнетит																		
Лерцолит, ТМ-10	6	1,00	0,17	0,15	97,01	0,23	0,04	0,16	0,33	0,06	0,63	0,01	0	0	0,01	0,05	0,25	100,10
Серпентинизирован лерцолит, ТМ-7	2	0,70	0,01	0,16	95,85	0,19	0,03	1,79	0,35	0,07	0,80	0	0,03	0,07	0	0,04	0,42	100,51
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-8	3	0,42	0,04	0,53	96,61	0,45	0	0,09	0,32	0,03	1,10	0,01	0	0	0,31	0	0,06	99,97
Серпентинит, ТМ-11	5	0,39	0,01	0,06	97,83	0,17	0,02	0,60	0,54	0,07	0,61	0	0,02	0,02	0,06	0	0,03	99,03
	2	0,10	0	0,04	89,49	0,18	0	0,10	8,30	0,07	0,29	0,09	0	0	0,07	0	0,30	99,29
Габбро, ТМ-12	6	0,91	2,08	0,21	95,06	0,24	0,11	0,05	0,05	0,01	0,23	0,07	0	0	0,05	0,02	0,20	99,05
Диабаз, ТМ-15	4	0,72	4,93	0,18	91,08	1,23	0,25	0,06	0,06	0,02	0,11	0,05	0	0	0,11	0,03	0,22	90,05
Хром-магнетит																		
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-8	2	0,20	0,03	0,14	77,58	1,90	0,12	17,82	0,36	0	1,41	0	0	0	0,34	0	0,11	100,01
Хромшпинель																		
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-7	4	0,39	0,18	19,12	32,93	0,38	0,19	39,34	0,15	0,05	6,25	0,06	0	0,31	0	0,05	0,42	99,82
Серпентинизирован. лерцолит, ТМ-8	4	0,75	0,25	18,83	30,00	0,38	0,14	40,55	0,14	0	8,85	0,02	0	0,18	0,09	0	0,02	100,20
Серпентинит, ТМ-11	6	0,14	0,16	12,86	41,73	0,93	0,18	37,46	0,11	0,15	5,66	0,06	0,04	0,28	0,07	0,05	0,22	100,10
Ильменит																		
Диабаз, ТМ-15	5	1,90	48,42	0,27	39,18	8,17	0,51	0	0	0	0	1,59	0	0	0	0	0	100,04

Примечание: ЭПГ – элементы группы платиноидов.

Пентландит и гарниерит - главный источник выплавляемого никеля. Около 90% никеля в мире добывается из пентландитсодержащих руд. Из этих же руд, помимо никеля, извлекаются также медь, кобальт, платиноиды, серебро. Характерной чертой пентландита и гарниерита ультрабазитов Тамдытау является высокое содержание в них также редкоземельных элементов (TR_2O_3 8...9 %).

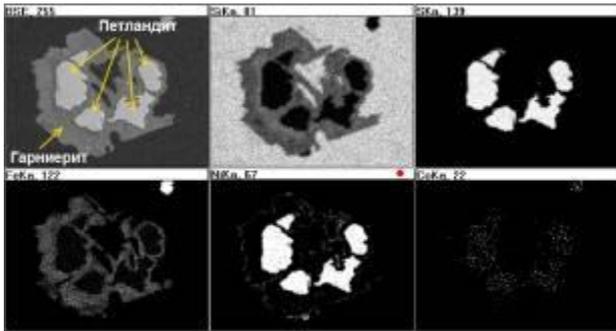


Рис. 5. Растровый снимок замещение пентландита гарниеритом по периферии зерен. Серпентинизированный лерцолит

Серпентин в серпентинизированных дунитах и лерцолитах является обычным продуктом изменения оливина. Главными морфологическими разновидностями серпентина являются хризотил, антигорит, серпофит и бастит [4].

Серпентиниты аподунитовые и апопериidotитовые лизардит-хризотилового, реже антигоритового состава являются наиболее распространенной ультраосновной породой Тамдытау [1-6, 8, 17]. Ими сложена значительная часть Тескудук-Ченгельдинской полосы. Характеризуются зеленой и черно-зеленой окраской, тонкозернистой структурой, массивной и сланцеватой текстурой. Иногда они рассланцованы и перетерты. Структура основной массы зависит от состава серпентинового минерала, формы и пространственного расположения его зерен. Выделяются следующие виды структур: петьчатая, пластинчатая, чешуйчатая, параллельно- и спутано-волокнистая, сетчатая. В аполерцолитовых серпентинитах структура бластопорфировая и пойкилитовая (рис. 6).

Таблица 3

Результаты микрозондовых анализов пентландита серпентинизированных лерцолитов Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива, в %

Номер анализа	Si	Al	Fe	Mn	V	Cr	Ni	Co	S	TR	Сумма
1	0,07	0,20	17,25	0,03	0,04	0,01	40,30	3,70	30,09	8,04	99,73
2	0,09	0,26	17,20	0,02	0,02	0,05	39,14	3,79	30,17	9,26	100
3	0,06	0,24	17,63	0	0,07	0	39,54	3,65	30,42	9,00	100,61
4	0,10	0,33	17,18	0	0,02	0,09	39,57	3,79	30,14	8,86	100,08
Ср. из 4.	0,08	0,26	17,32	0,01	0,04	0,04	39,64	3,73	30,20	8,80	100,12

Примечание: TR – редкоземельные элементы.

Таблица 4

Результаты микрозондовых анализов гарниерита серпентинизированных лерцолитов Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива, в %

Номер анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	CaO	NiO	CoO	ZnO	TR ₂ O ₃	SO ₃	Сумма
1	19,49	1,48	49,63	0,04	0,03	1,83	1,76	16,48	0,79	0,13	7,98	0,42	100,06
2	19,96	1,71	49,89	0,02	0,07	1,46	1,86	15,62	0,61	0	8,55	0,26	100,01
Ср. из 2.	19,72	1,60	49,76	0,03	0,05	1,65	1,81	16,05	0,70	0,06	8,27	0,34	100,04
3	20,59	0	59,57	0	0	0	1,77	16,83	0	0	0	0,46	99,22

Минералогический состав серпентинитов по А.А. Мусаеву [1]: хризотил, антигорит, серпофит, бастит, хромшпинель, хромит, магнетит, магнезиально-железистый карбонат, тальк, тремолит, актинолит и др. Они обнаружены только в пределах асбестовых зон вблизи хромитовых тел в виде небольших участков со стороны лежачего контакта гипербазитов. Хризотиловый серпентинит главным образом состоит из хризотила, составляющего 70-80 до 90% объема породы и в подчиненном количестве магнетита, антигорита и хромита.

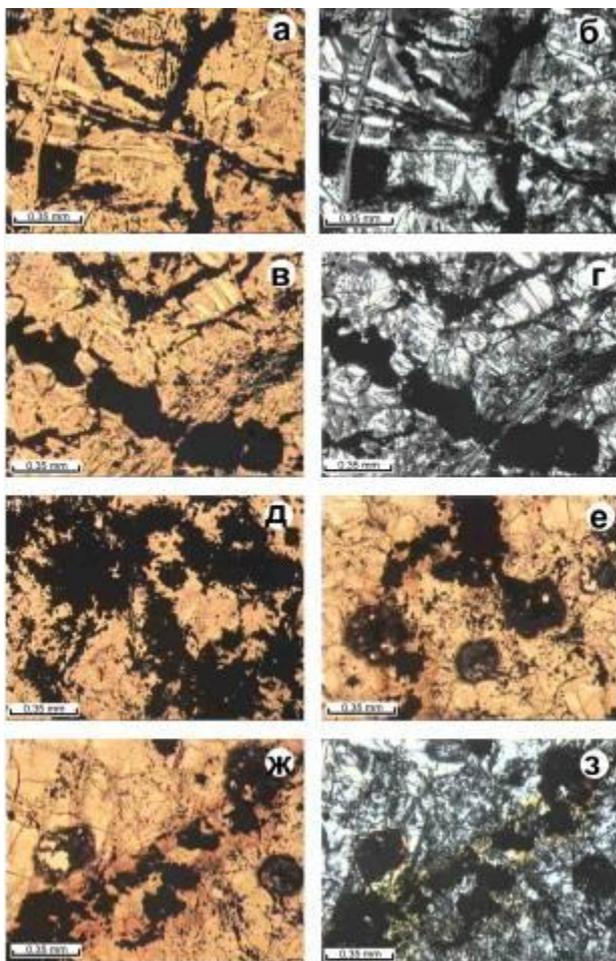


Рис. 6. Фотоснимки выделений магнетита в виде сетки (а, б), шнурков (в, г) и пятен (д-з) в серпентинитах
(а, в, д, е, ж – снимки получены без анализатора, остальные с анализатором)

Иногда встречается тальк и хромовый хлорит (кочубейт, родохром). Хризотил выделяется в виде шнурочков и, располагаясь, образует характерную для породы петельча-

тую структуру. Имеются участки с решетчатым расположением шнурочков хризотила.

Магнетит в породе выделяется в виде сетки, шнурков и пятен (рис. 6)

Из магматических минералов сохранились только зерна хромита и хромшпинелида, превышающие 1...5 % объема породы. В некоторых случаях он выделяется в виде вкрапленников, составляя 7...9 % объема. Размер хромитовых и хромшпинелидовых зерен 0,3...0,8 мм.

Хризотил-серпофитовые серпентиниты имеют большое распространение, чем хризотиловые. Они слагают участки в районе асбестовых проявлений и к югу от них. Макроскопически эта порода очень сходна с хризотитовым серпентинитом. Под микроскопом количество серпофита колеблется от 30 до 50%, иногда и больше.

Габбро-пироксениты и габбро в пределах массива пользуются значительным распространением. Главные их выходы, шириной 400 м, обнажаются в северо-западной части Тескудук-Ченгельдинской ультрабазитовой полосы на участке прорывания их Тамдынским гранитоидным массивом (рис.1). Небольшие выходы пироксенитов и габбро-пироксенитов шириной 10...15 м отмечаются в пределах асбестовых зон и правого борта сая Тескудук. В своем развитии пироксениты и габбро-пироксениты приурочены исключительно к висящему контакту гипербазитовых тел и являются промежуточным звеном между серпентинитами и амфиболовыми габбро. Макроскопически они представляют собой в основном среднезернистые и иногда крупнозернистые породы зеленого, темно-зеленого с коричневатым оттенком, цветов. Они состоят на 70...80 % из клинопироксена и на 20...25% из плагиоклаза (рис. 7).

Зерна клинопироксена по периферии и по трещинам спайности замещаются амфиболом, а так же в меньшей степени хлоритом. Они по составу соответствуют диопсиду, авгиту и ферроавгиту отличающемуся от ортопироксена (энстатита) из серпентинизированных лерцолитов повышенным содержанием примесей Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O (табл. 4). Клинопироксен в проходящем свете бесцвет-

ный, образует короткопризматические зерна. С: Ng=43-50°.

Амфибол, замещающий клинопироксен, по составу соответствует роговой обманке (табл. 4). Так же вблизи псевдоморфоз амфибола по клинопироксену отмечены игольчатые расщепленные зерна тремолита.

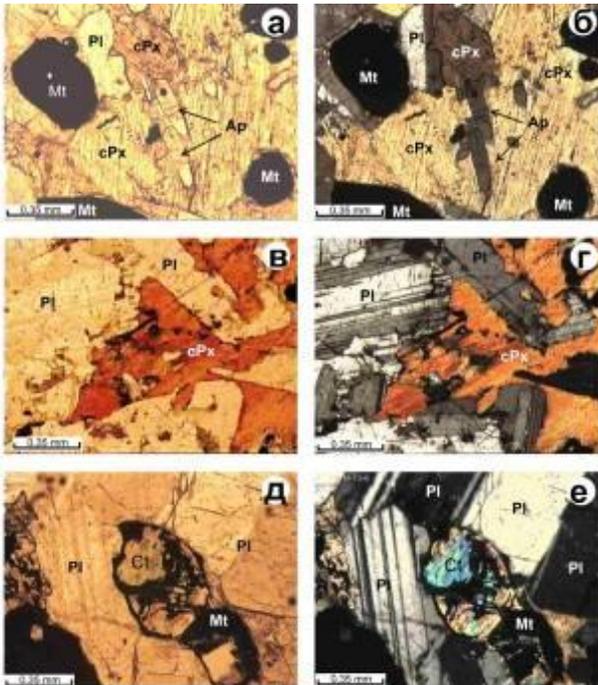


Рис. 7. Микрофотографии прозрачных шлифов пироксенита (а, б), габбро-пироксенита (в, г) и габбро (д, е) (а-б – формы находений и взаимоотношений клинопироксена (сРх), плагиоклаза (Pl), апатита (Ap) и магнетита (Mt) в пироксените; в-г – формы находений и взаимоотношений клинопироксена (сРх), плагиоклаза (Pl) и сыпание рудной пыли в габбро-пироксените; д-е – мелких чешуек ксеногенного биотита (Bt) в клинопироксените; а, в, д – снимки получены без анализатора, б, г, е – с анализатором)

Серпентин представлен микролистоватым антигоритом, изотропным серпофитом и волокнистым хризолитом. В серпентинизированной части породы отмечаются выделения неправильной, местами изометрической формы зерен магнетита.

Главная часть габброидных пород сосредоточена в Тескудук-Ченгельдынском массиве (рис. 1). Здесь они встречаются в тесной связи с гипербазитами. Они, как последние, образуют межформационные залежи. Наиболее крупный массив габброидных пород, мощностью более 500 метров и протяженностью около 3 км, расположен в западной части массива. Габброиды залегают исключительно в висячих боках залежей гипербазитов. Это особенно отчетливо выражено в пределах участков асбестопроявлений, где отдельные сопки и возвышенности рельефа в верхних частях сложены габбро, а внизу – гипербазитами.

Микроскопически среди габбро различаются габбро, роговообманковые габбро и габбро-амфиболиты. Все эти разновидности габброидов постепенно переходят друг в друга. Из жильных дериватов габброидов выделены габбро-диабазы и диабаз-порфиры (рис. 8).

Габбро распространены главным образом в пределах зон асбестопроявлений. Они постепенно сменяются амфиболами габбро, в составе которого пироксен отсутствует, и определяются только по отдельным реликтам среди заместившего его амфибола. Выходы габбро в своем развитии тяготеют к зонам тектонических нарушений.

Макроскопически габбро средне- и мелкозернистые массивные серого и зеленовато – серого цвета породы. Размер зерен 0,5...1 мм. В шлифах обнаруживается габбровая, реже офитовая и еще реже пойкилито-офитовая структура. Состав породы не постоянный и меняется от обнажения к обнажению. В среднем она состоит из сосюритизированного плагиоклаза 55...60 %, уралитизированного пироксена - 35%, отдельных зерен апатита. Иногда темноцветные минералы в породе представлены обыкновенной роговой обманкой и уралитом. В эндоконтакте с гранитоидами в составе их появляются кварц около 2...3%, эпидот, цоизит и пренит.

Плагиоклаз в шлифе сосюритизирован. Его можно различить по оставшимся реликтам среди сосюритовой массы. Образует изометричные, пластинчатые округлые и

иногда неправильные формы. Определены три генерации плагиоклаза в редко сохранившихся свежих реликтах с полисинтетическими двойниками, показывающие эволюции магматического расплава и соответствующие $An_{83} \rightarrow An_{76} \rightarrow An_{66}$. Встречаются единичные зерна анортноклаза ($An_{46}Or_{38}Ab_{17}$).

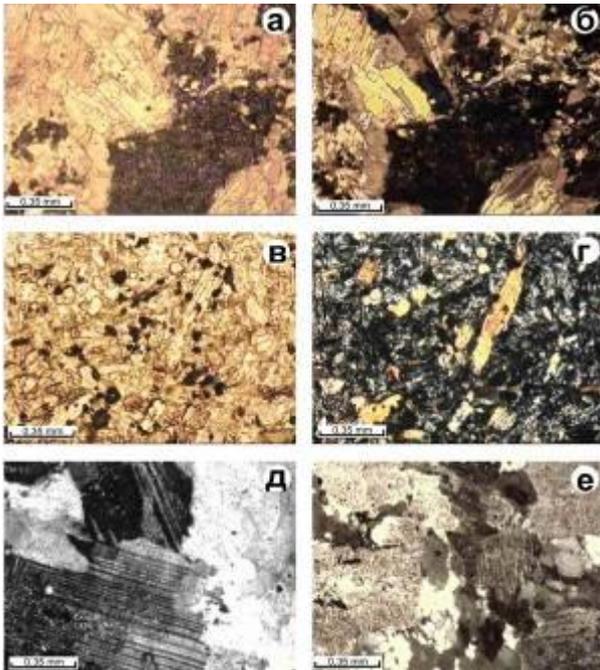


Рис. 8. Строение габбро-диабазов, диабазов и плагиогранит-порфиров параллельных даек (а, б – полнокристаллический мелкозернистый габбро-диабаз с гипидиоморфными зернами сосюритизированного плагиоклаза и с тонкодисперсным углеродистым веществом; в, г – вкрапленники амфибола и микролиты сосюритизированного плагиоклаза, рассеянные пылевидные частицы рудных минералов в матрице диабазовой дайки; д, е – катаклализированные зерна кварца и серицитизированного кислого плагиоклаза (альбита) в дайке плагиогранит-порфира; а, в – снимки получены без анализатора, б, г, д, е – с анализатором)

Моноклинный пироксен образует короткопризматические и неправильные зерна. В параллельных николях бесцветный, $S: Ng=44...46^0$, что соответствует диопсиду, авгитам и ферооавгитам (табл. 1)

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой и уралитом. Форма выделе-

ния роговых обманок призматическая. Они находятся в промежутке зерен сосюритизированного плагиоклаза. В параллельных николях – роговая обманка светло-зеленого цвета с ясным плеохроизмом в зеленых тонах. $S: Ng=15...16^0$.

Роговообманковые габбро распространены в основном в северо-западной части Ченгельды-Тескудукской полосы гипербазитов. По содержанию роговых обманок габбро варьирует от нормального до меланократового с постепенным переходом друг в друга. Среди габбро выделяются габбро-амфиболиты, имеющие сланцеватую текстуру. Они также постепенно переходят в другие разновидности габбро. По внешнему виду габбро представлены массивными, серыми, темно-серыми, зелеными породами средне- и мелкозернистой, и в редких случаях порфировидной структуры. Сложены они главным образом плагиоклазами (40...50 до 70%), представленными номерами от 40 до 96, обыкновенными роговыми обманками, актинолитом, цоизитом, сосюритом, лейкоксеном, титанитом.

Плагиоклазы в этой разновидности габбро образуют идиоморфные призматические зерна с ясно выраженными двойниками. Размер зерен в среднем 1,5...2 мм. В шлифе отмечены пойкилитовые включения плагиоклазов в зернах роговых обманок. Плагиоклазы чаще всего подвержены цоизитизации и серицитизации.

Роговые обманки в шлифе составляют от 40 до 60% и более. Под микроскопом они представлены крупными до 2...2,5 мм призматическими, а также мелкими чешуйчатыми образованиями.

В эндоконтакте с гранитоидами в габбро наблюдается сильное изменение, как в структуре, так и в минералогическом составе. Здесь порода макроскопическая и под микроскопом напоминает диабазы. Главные породообразующие минералы – плагиоклазы и роговые обманки подвергнуты сильному изменению. Высока роль актинолитизации и карбонатизации.

Из аксессуарных минералов в габброидах отмечаются ильменит, лейкоксен, сфен и редко апатит. Ильменит образует каплевидные формы. Сфен вместе с лейкоксеном об-

разует зерна изометрической и неправильной формы. В меланократовой разности габбро наблюдается как вкрапленники пирротина и халькопирита.

Дайки габбро-диабазов и диабазов встречаются в северной части главной полосы гипербазитов, вблизи Тамдынского гранитоидного массива в виде даек северо-восточного простирания, мощностью 1...1,5 м. Это массивные мелкозернистые породы темно-серого и серого цвета. Под микроскопом отмечается диабазовая структура. Плагноклаз в породе составляет около 50...55 %. Он более идиоморфен, чем темноцветные минералы. В породе также встречаются единичные микролиты анортоклаза.

Роговые обманки выделяются в виде призматических и короткопризматических зерен с ясным плеохроизмом в зеленых тонах, $C: Ng=12...18^0$.

В породах базитовых даек представлены выделения преимущественно магнетита, титаномагнетита, ильменита, характеризующиеся неравномерным распространением.

Преобладающая масса рудных вкрапленников имеет ксеноморфную форму с извилистыми прямолинейными границами, определяемыми контурами прилегающих к ним нерудных кристаллов (плагноклаза и пироксенов). Размеры рудных выделений обнаруживают отчетливую зависимость от структуры пород, в мелкозернистых породах они изменяются от 0,1...0,5 до 1,0...1,5 мм.

Магнетиты интрузивных тел габброидов и их дериватов являются минералами-носителями золота ($Au - 0,02...0,03 \%$), серебра ($Ag_2O - 0,05...0,11 \%$) и платиноидов (ЭПГ – 0,02...0,22 %).

В матрице базитовых даек Северного Тамдытау с помощью микрозондового анализа определен марганецсодержащий ильменит и лейкоксен - в породе составляют до 3...3,5 % объема породы.

К характерным чертам акцессорной минерализации базитовых даек также можно отнести содержание в них хлорапатита, содержащего до 4 % редкие земли (табл. 6).

Таблица 6

Результаты микрозондовых анализов апатита параллельных диабазовых даек Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива, %

Номер анализа	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Cl	TR ₂ O ₃	Сумма
1	0,93	0,12	0,96	0,31	52,36	41,43	0,95	3,45	100,51
2	0,80	0,56	1,17	0,14	52,48	41,13	0,70	3,02	100
3	0,88	0,98	0,74	0,22	52,14	41,05	0,26	3,72	99,99
4	2,06	1,07	1,11	0,23	52,25	40,05	0,66	2,68	100,11
5	0,60	0,56	0,84	0,10	52,90	41,35	0,45	3,33	100,13
Ср. из 5.	1,26	0,25	0,96	0,20	52,43	41,00	0,50	3,24	99,84

4. Петрохимические особенности и геохимическая специализация

По химизму и петрохимическим особенностям породы Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива соответствуют нормальному магматическому ряду, характеризующие эволюции доорогенного мантийного магматизма (табл. 7). Они имеют закономерно повышающиеся содержания SiO₂ от ультрабазитов к базитам и охватывают широкий спектр пород. От ультрабазитов (перидотиты) к базитам (пироксенит, габбро-

пироксенит, габбро, диабаз) постепенно повышается щелочность пород (значение Na₂O+K₂O в перидотитах до 0,36 %; пироксенитах – до 1,20 %; габбро – 1,5...5,28 %; габбро-диабазовых и диабазовых дайках – 2,89...4,57 %, базальтах – 1,98...6,37 %).

Таблица 7

Химический состав и петрохимические коэффициенты пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива, в %

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	SO ₃	П.п.п.	Всего	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O/ K ₂ O	al'	f'	Mg#	Kf
Перидотиты, апонеридотитовые серпентиниты																						
1	44,01	0,09	2,22	5,37	3,33	0,06	26,56	10,64	0,07	0,02	0,02	0,04	0,27	0,04	6,42	99,16	0,09	3,5	0,06	32,08	75,33	24,67
6003	42,52	0,21	1,99	9,7	3,46	0	25,04	9,75	0,1	0,04	0	0	0,68	0	6,12	99,61	0,14	2,5	0,05	34,95	65,55	34,45
411-9	39,25	0,2	1,79	14	1,26	0,17	29,33	0,28	0,2	0,1	0,03	0,6	1,24	0,12	11,6	100,17	0,3	2	0,04	44,96	65,78	34,22
411-10	39,6	0,15	2,23	7,18	3,15	0,1	34,66	0,57	0,24	0,06	0,03	0,94	0,5	0,07	11,46	100,94	0,3	4	0,05	45,24	77,04	22,96
411-11	39,75	0,15	2,23	7,02	4,07	0,1	34,05	0	0,2	0,04	0,03	0,28	0,92	0,06	11,23	100,13	0,24	5	0,05	45,39	75,43	24,57
411-13	43,55	0,15	2,5	4,23	3,13	0,08	34,05	0,57	0,22	0,1	0,03	0,44	1,01	0,04	11,2	101,3	0,32	2,2	0,06	41,64	82,23	17,77
411-17	39,45	0,1	8,21	1,36	2,08	0,07	34,05	1,15	0,4	0,1	0,03	0,55	1,09	0,09	12,84	101,48	0,4	4	0,2	37,66	90,82	9,18
411-18	39,9	0,15	3,12	6	2,98	0,1	34,05	0,86	0,26	0,1	0,03	0,71	1	0,07	11,84	101,17	0,36	2,6	0,07	43,28	79,13	20,87
TM-11	41,9	0,02	0,85	6,13		0,08	39,27	0,02	0	0	1,08	0,6	1,21	0,45	7,58	99,19	0	0	0,02	45,4	86,5	13,50
9	38,78	0,06	1,43	5,92	3,42	0,18	36,25	1,29	0,09	0,02	0,03	0,74	0,24	0,06	10,91	99,42	0,11	4,5	0,03	42,41	79,51	20,49
2167	37,26	0,1	2,78	7	3,23	0,14	36,1	0,2	0	0	0	0	0,4	0	12,03	99,64	0	0	0,06	43,34	77,92	22,08
57	37,9	0,01	2,38	4,38	6,25	0,13	35,9	1,4	0	0	0	0	0,4	0	11	99,75	0	0	0,05	40,42	77,15	22,85
Пироксениты																						
2	46,13	0,2	3,88	4,9	6,25	0,18	20,41	13,57	0,16	0,06	0,02	1,21	0,13	0,13	2,77	100	0,22	2,67	0,12	25,69	64,67	35,33
5	49,5	0,05	3,12	0,35	3,56	0,08	22	18,2	0	0	0	0	0,65	0	2,35	99,86	0	0	0,12	22,48	84,91	15,09
7020	46,55	0,26	5,49	7,66	6,34	0,23	17,24	14,15	0,12	0,05	0	0	0,24	0	1,2	99,75	0,17	2,4	0,18	25,39	55,19	44,81
411-24	51,9	0,15	3,21	0,86	4,06	0,12	18,73	17,59	0,4	0,06	0,03	0,44	0,17	0,1	2,44	99,53	0,46	6,67	0,14	23,92	79,20	20,80
411-36	50,36	0,07	7,14	0	5,46	0,14	17,01	14,71	1	0,2	0,03	0,44	0,25	0,06	3,75	100,62	1,2	5	0,32	22,68	75,70	24,30
411-61	47,43	0,2	2,67	2,09	6,39	0,12	25,7	11,77	0,36	0,06	0,06	1,87	0,58	0,22	0,88	100,4	0,42	6	0,08	34,5	75,19	24,81
Габброиды																						
TM-12	50,95	0,18	11,47	8,04		0,21	13,57	13,41	0,57	0,93	0,44	0	0	0,01	0	99,78	1,5	0,61	0,53	22	62,88	37,21
7529	45,22	0,31	16,26	8,31	5,76	0,08	6,64	13,35	0,16	1,08	0,03	0	0,4	0	2,33	99,93	1,24	0,15	0,79	15,34	32,06	67,94
июл.72	50,37	0,51	14,41	6,87	7	0,13	6,22	9,9	0,84	1,83	0	0	0	0	1,38	99,46	2,67	0,46	0,72	13,73	30,96	69,04

Продолжение табл. 7

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	SO ₃	П.п.п.	Всего	Na ₂ O+ K ₂ O	Na ₂ O/ K ₂ O	al'	f'	Mg#	Kf
2202	48,43	0,42	19,18	0,78	7,39	0,14	7,13	8,79	3,4	1	0,1	0,22	0,15	0,09	2,43	99,65	4,4	3,4	1,25	8,47	46,6	53,40
2204	50,17	0,32	14,48	1	7,4	0,13	11,49	7,94	3,1	0,4	0,07	0,2	0,1	0,05	2,58	99,43	3,5	7,75	0,73	12,94	57,78	42,23
2263	49,53	0,62	12,57	2,08	6,32	0,12	12,9	6,66	4,6	0,33	0,03	0,11	0,15	0,23	3,98	100,23	4,93	13,94	0,59	15,72	60,56	39,44
3036	47,42	1,55	16,52	0,9	8,47	0,1	8,65	5,87	2,97	1,95	0,33	0,1	0,2	0	4,6	99,63	4,92	1,52	0,92	11,2	48	52
3044	48,65	1,75	17,01	2,01	8,62	0,11	5,75	7,84	3,28	1,21	0,26	0	0,1	0	2,86	99,45	4,49	2,71	1,04	9,62	35,1	64,65
3045	47,2	1,65	17,4	3,46	7,7	0,12	5,7	8,26	3,2	1,3	0,29	0	0	0	3,36	99,64	4,5	2,46	1,03	10,93	33,81	66,19
3046	47,6	1,6	17,78	0,82	8,93	0,11	5,6	8,99	3,17	1,18	0,29	0	0,1	0	3,26	99,43	4,35	2,69	1,16	8,13	36,48	63,52
6	48,27	0,36	17,01	0,96	6,74	0,13	10,1	8,35	2,56	1,22	0,09	0,13	0,13	0,04	3,46	99,55	3,78	2,1	0,96	11,55	56,74	43,26
7	46,36	0,91	11,57	10,77	7,74	0,13	6,76	11,51	1,11	1,38	0,01	0	0,6	0,11	1,42	100,38	2,49	0,8	0,46	18,57	26,75	73,25
K-184	48,93	0,49	16,19	3,4	5,67	0,12	8,39	10,35	3,16	0,65	0	0	0,56	0	2,2	100,11	3,81	4,86	0,93	18,07	48,05	51,95
K-438	44,17	1,86	16,57	0,01	5,21	0,12	1,88	13,2	4,44	0,84	0	0	2,33	0	8,11	98,74	5,28	5,29	2,33	9,08	26,48	73,52
411-26	45,8	0,7	17,05	0	5,39	0,12	10,37	13,55	1,64	0,36	0,03	1,43	2,9	0,04	0,5	99,88	2	4,56	1,08	16,58	65,80	34,20
411-28	46,45	0,15	13,74	1,73	6,36	0,13	13,3	10,67	1,4	0,4	0,03	1,26	3,6	0,04	3,54	99,8	1,8	3,5	0,64	21,67	62,18	37,82
411-34	43,75	0,1	15,35	2,6	8,48	0,06	7,65	14,13	0,9	0,4	0,03	1,43	3	2,04	0,31	100,23	1,3	2,25	0,82	18,89	40,84	59,16
411-37	48,84	0,2	14,67	0,96	4,53	0,13	11	13,57	1,9	0,5	0,07	1,1	1,92	0	0	99,39	2,4	3,8	0,89	16,82	66,71	33,29
411-38	49,76	0,2	13,96	1,32	5,53	0,15	12,25	11,26	2,14	0,34	0,05	0,66	1,64	0,1	0	99,36	2,48	6,29	0,73	19,45	64,14	35,86
411-39	48,58	0,2	16,11	0,84	4,96	0,14	11,73	10,37	1,76	0,4	0,05	0,55	1,96	0,11	1,6	99,36	2,16	4,4	0,92	17,87	66,91	33,09
411-43	50,7	0,1	20,05	0,89	3,88	0,11	8,3	9,39	1,8	0,8	0,05	0,39	2,94	0,05	0	99,45	2,6	2,25	1,53	13,28	63,50	36,50
411-46	49,86	0,34	17,54	1,3	6,07	0,15	7,99	8,95	2,3	1,72	0,05	0,66	2,6	0,04	0	99,57	4,02	1,34	1,14	15,85	52,02	47,98
411-69	49,64	0,3	15,21	1,4	6,72	0,17	10,38	7,94	3,1	0,4	0,07	1,15	2,9	0,08	0	99,46	3,5	7,75	0,82	18,97	56,11	43,89
411-72	51,64	0,3	15,21	1,06	6,47	0,2	9,96	8,95	3,6	0,44	0,05	0,14	2,14	0,05	0	100,21	4,04	8,18	0,87	17,99	56,95	43,05
411-51	48,01	0,4	16,78	1,38	6,12	0,18	9,27	11,77	1,8	0,4	0,03	0,55	1,9	0,23	1,52	100,34	2,2	4,5	1,00	17,35	55,28	44,72
411-52	48,63	0,45	15,35	3	6,17	0,17	9,87	10,6	2	0,48	0,03	0,77	2,28	0,24	1,15	100,19	2,48	4,17	0,81	19,66	51,84	48,16
411-57	48,03	0,45	16,6	1,94	5,82	0,14	7,96	12,95	2	0,4	0,03	0,66	2,02	0,22	0,96	100,18	2,4	5	1,06	16,31	50,64	49,36

Окончание табл. 7

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	SO ₃	П.п.п.	Всего	Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al'	f'	Mg#	Kf
411-63	51,95	0,5	15,17	0,75	7,25	0,14	10,89	4,42	3,72	0,4	0,02	0,22	3,46	0,1	1,68	100,67	4,12	9,3	0,80	19,53	57,65	42,35
Дайки базитов																						
8	47,71	1,64	17,17	1,8	8,43	0,11	6,42	7,76	3,16	1,41	0,29	0	0,1	0	3,52	99,52	4,57	2,24	1,03	9,97	38,56	61,44
TM-15	57,01	0,59	11,79	0,23	12,44	0,05	3,98	9,55	2,17	0,72	2	0	0	0,05	0	100,58	2,89	3,01	0,72	17,55	24,24	76,10
Базальты																						
13-A	52,23	0,45	14,86	1,03	6,68	0,03	9,8	9,1	2,84	0,5	0,05	0,38	0,14	0,1	1,92	100,11	3,34	5,68	0,85	17,99	55,97	44,03
13-B	47,03	0,47	15,57	1,33	7,87	0,03	14,8	6,06	1,78	0,2	0,03	0,06	0,14	0,17	5,34	100,88	1,98	8,9	0,65	24,5	61,67	38,33
14-G	51,44	0,72	14,68	2	6,25	0,03	6,4	6,21	4,08	0,28	0,12	1,32	0,04	0,52	5,92	100,01	4,36	14,57	1,00	15,4	43,69	56,31
14-E	55,67	0,7	14,81	0,38	5,96	0,09	6,65	5,34	3,2	0,62	0,18	0,42	0,16	0,36	5,78	100,32	3,82	5,16	1,14	13,78	51,19	48,81
15-D	54,76	0,6	14,99	0,46	7,83	0,06	5,44	8,8	3,84	0,76	0,11	0,66	0,06	0,17	2	100,54	4,6	5,05	1,09	14,39	39,62	60,38
15-I	51,63	0,75	14,1	1,03	9,62	0,08	6,65	8,95	3,84	0,42	0,06	0,66	0,02	0,1	1,82	99,73	4,26	9,14	0,82	18,13	38,44	61,56
2554-1	48	0,61	14,4	1,64	6,54	0,18	7	7,35	4,35	0,2	0,1	5,2	0,42	0,1	4,2	100,29	4,55	21,75	0,95	15,97	46,11	53,89
2554-2	43,56	0,6	16,33	1,6	8,37	0,21	7,8	7,3	3,6	0,17	0,08	5,2	0,43	0,1	4,9	100,25	3,77	21,18	0,92	18,58	43,89	56,11
2554-3	57,4	0,67	18,14	0,92	5,53	0,11	4,75	2,3	5,8	0,57	0,14	0,71	0,3	0,1	3,26	100,7	6,37	10,18	1,62	11,98	42,41	57,59
2554-4	56,87	0,66	18,36	0,97	5,75	0,14	6	1,98	5,3	0,42	0,12	0,2	0,32	0,1	3,14	100,33	5,72	12,62	1,44	13,52	47,17	52,83
2554-5	48,98	0,64	16,98	1,36	7,62	0,15	7,2	5	4	0,42	0,1	0,27	0,45	0,1	7,1	100,37	4,42	9,52	1,05	16,97	44,50	55,50
2554-6	49,24	0,66	16,84	1,37	8,38	0,19	7,66	3,56	4,77	0,14	0,1	1,98	0,43	0,1	4,62	100,04	4,91	34,07	0,97	18,26	44	56,00

Примечание: пробы №№ TM-11, TM-12 и TM-15 по автору; 1-9, 2167, 2202, 2204, 2263, 3036, 3044, 3045, 3046 – по А.А. Мусаеву [1]; остальные по И.А. Масленниковой [8]. В таблице петрохимические коэффициенты: Na₂O+K₂O (щелочность), Na₂O/K₂O (серия), Mg#=MgOx100/MgO+Fe₂O₃+FeO (магнезиальность), K_f=(Fe₂O₃+FeO)x100/Fe₂O₃+FeO+MgO (железистость); al'=Al₂O₃/Fe₂O₃+FeO+MgO (глиноземистость), f'= Fe₂O₃+FeO+MnO+MgO+TiO₂ (фемичность).

По петрохимическим коэффициентам они относятся к натриевым сериям (в перидотитах $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2...5$; пироксенитах – 2,4...6,67; габброидах – в среднем 4,10; базитовых дайках – 2,2...3,0; базальтах – в среднем 13,15), низкоглиноземистых (в перидотитах $\text{al}^* = 0,02...0,06$; пироксенитах – 0,08...0,32; габброидах – 0,53...2,33, в среднем – 0,94; базитовых дайках – 0,72...1,03; базальтах – 0,65...1,62) магматических пород.

Значения коэффициентов магнезиальности пород гипербазит-базитового комплекса уменьшаются от перидотитов и пироксенитов к габброидам и дериватам последних (в перидотитах $\text{Mg}\# = 65...91$, в среднем – 78; пироксенитах – 55...85, в среднем – 72; габброидах – 27...67, в среднем – 50; базитовых дайках – 24...38, в среднем – 31; базальтах 38...62, в среднем – 47). Обратную картину можно увидеть при сопоставлении их значений коэффициента фемичности (в перидотитах $f^* = 32...45$, пироксенитах $f^* = 22...34$, габброидах $f^* = 8...22$, в среднем – 13; базитовых дайках $f^* = 10...18$; базальтах – 12...18).

На диаграмме AFM [21] породы Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива попадают в поле известково-щелочных серий магматических пород (рис. 9, а). На графике Zr-Ti-Y [22] все анализы пород тяготеют к полю задуговых известково-щелочных базальтоидов и MORB (рис. 9, в), а на диаграмме $\text{P}_2\text{O}_5\text{-TiO}_2\text{-MnO}$ [23], наибольшая часть составов попадает в поле островодужных толеитов (рис. 9, б). На диаграмме Th-Zr/117-Nb/16 [24] большинство анализов попадает в поле составов островодужных базальтов (рис. 9, г). Размещения точек пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива на диаграмме $R_1\text{-}R_2$ Бачеловор-Боудена [25] указывают на принадлежность их к продуктам единого фракционированного мантийного магматического расплава. Петрогенезис последнего свойствен для доорогенного развития большинства складчатых областей (рис. 10).

Геохимическая специализация пород массива характеризуется ярко выраженными повышенными содержаниями хрома, никеля и кобальта в перидотитах, пироксенитах и их серпентинитах, чем в габброидах и диабазо-

вых даек (табл. 8). Максимальное содержание хрома в перидотитах и серпентинизированных разностях и серпентинитах до 450 г/т, никеля 1800 г/т, кобальта 140 г/т, когда в габброидах и парагентически ассоциирующие с ними базитовых дайках их содержания не превышают соответственно 82 г/т, 62 г/т, 35 г/т.

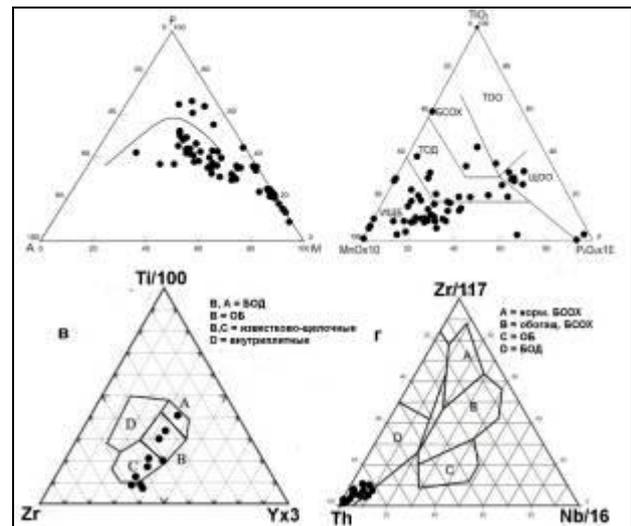


Рис. 9. Положение точек анализов пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива на дискриминационных диаграммах (а – AFM [21]; б – $\text{P}_2\text{O}_5\text{-TiO}_2\text{-MnO}$ [23]; в – Zr-Ti-Y [22]; г – Th-Zr/117-Nb/16 [24])

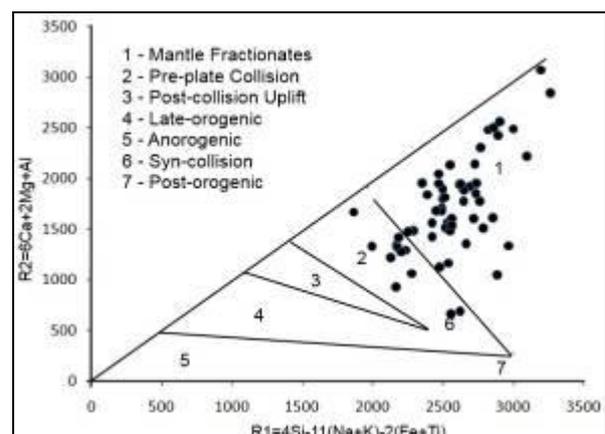


Рис. 10. Размещения пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива на дискриминационной диаграмме $R_1\text{-}R_2$ [25]

Таблица 8

Результаты масс-спектрометрических анализов пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива, в г/т

Элемент	Кларк в Земной коре [20]	Перидотит	Серпентинизорованные перидотиты					Серпентинит	Пироксенит	Мезокра- товое габбро	Лейкокرا- товое габбро	Диабаз
			ТМ-10	ТМ-6	ТМ-7	ТМ-8	ТМ-9					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
P	930	180	150	200	210	190	187,5	210	230	180	180	1400
Li	32	1,8	0,77	0,81	0,69	0,88	0,79	1,1	0,97	12	13	8,5
Rb	150	5,3	3,2	9,5	6,6	4,4	5,9	12	4	7,7	17	19
Cs	3,7	0,6	0,2	0,6	0,28	0,27	0,34	0,51	0,29	0,62	0,62	1,3
Be	3,8	0,15	0,15	0,32	0,088	0,062	0,155	0,13	0,088	0,1	0,27	0,5
Ba	650	24	10	32	28	25	24	48	27	660	300	6700
Sr	340	14	8,8	11	17	18	13,7	26	8,1	330	210	260
Th	13	2,3	0,4	3,1	1,4	2,3	1,8	1,2	0,89	0,73	0,71	1,1
U	2,5	2,3	6	3,4	3,4	1,7	3,6	0,98	0,96	1	1,1	1,1
Cd	0,13	0,018	0,0078	0,014	0,003	0,011	0,009	0,007	0,007	0,016	0,033	0,035
Sn	2,5	0,17	0,17	0,3	0,21	0,22	0,23	0,24	0,25	0,28	0,78	0,35
Zr	170	2,4	0,76	2,1	1,4	1,2	1,4	1,4	1,2	1,5	5,3	16
Hf	1	0,1	0,022	0,082	0,035	0,038	0,044	0,043	0,033	0,076	0,19	0,51
Nb	20	0,3	0,22	0,59	0,21	0,27	0,32	0,35	0,38	0,26	0,88	0,92
Ta	2,5	0,035	0,023	0,051	0,029	0,033	0,034	0,026	0,04	0,027	0,095	0,069
Se	0,05	2,7	2,9	4,1	4,7	2,8	3,6	3,4	3,1	6,7	5,3	5,3
Sb	0,5	0,15	0,53	0,85	0,67	0,27	0,58	0,29	0,22	0,17	0,4	0,54
Te	0,001	0,089	0,089	0,089	0,089	0,089	0,089	0,12	0,089	0,089	0,12	0,12
As	1,7	17	22	33	33	20	27	26	20	22	32	14
Ag	0,07	0,02	0,026	0,024	0,038	0,045	0,033	0,048	0,087	0,069	0,11	0,18
Au	0,0043	0,005	0,009	0,01	0,005	0,003	0,007	0,005	0,013	0,008	0,003	0,034

Окончание табл. 8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cu	47	13	8,9	8,4	14	8,3	9,9	14	13	11	120	74
Zn	83	87	25	42	23	31	30	32	27	26	36	100
Pb	16	8,8	2,3	8,9	7,9	7,1	6,6	11	12	8,3	6	11
Fe	46500	68000	71000	130000	77000	69000	86750	70000	77000	44000	32000	82000
Ti	4500	460	73	140	72	92	94	100	91	600	440	3500
Mn	1000	1500	510	1000	560	610	670	740	650	880	810	1600
V	90	100	55	58	84	82	70	77	72	120	86	160
Co	18	85	100	110	140	130	120	110	100	35	25	25
Ni	58	950	1300	1300	1300	960	1215	1800	1800	62	29	31
Cr	83	430	380	450	450	450	433	250	260	82	73	58
Sc	10	23	6,7	8,3	9,4	9,7	8,5	10	9,1	34	10	38
Y	29	5,1	0,64	4,4	2,8	4,2	3,0	1,9	1,6	3	1,5	9,8
La	29	3	1,6	6	3,8	2,4	3,45	5,8	1,7	1,7	2,3	4,9
Ce	70	5,8	3,5	12	7,1	3,6	6,55	9,3	3,7	2,8	5	10
Pr	9	0,77	0,2	1,4	0,87	0,74	0,80	1,2	0,35	0,43	0,5	1,4
Nd	37	3,4	0,86	4,9	3,5	2,6	2,97	4,7	1,1	1,4	1,8	6,4
Sm	8	0,68	0,15	0,83	0,72	0,66	0,59	0,65	0,22	0,34	0,33	1,5
Eu	1,3	0,044	0,051	0,064	0,1	0,066	0,07	0,14	0,074	0,44	0,18	3,6
Gd	8	0,66	0,19	0,73	0,7	0,62	0,56	0,63	0,22	0,49	0,34	1,8
Tb	4,3	0,12	0,019	0,12	0,096	0,11	0,086	0,074	0,034	0,078	0,037	0,27
Dy	5	0,83	0,11	0,85	0,6	0,69	0,56	0,34	0,25	0,47	0,27	1,9
Ho	1,7	0,15	0,021	0,13	0,083	0,14	0,09	0,058	0,038	0,1	0,047	0,36
Er	3,3	0,53	0,078	0,39	0,29	0,4	0,29	0,18	0,1	0,27	0,14	1,1
Tm	0,27	0,089	0,011	0,048	0,045	0,07	0,0435	0,025	0,015	0,042	0,03	0,17
Yb	0,33	0,62	0,068	0,31	0,27	0,42	0,267	0,16	0,1	0,3	0,18	1,1
Lu	0,08	0,079	0,01	0,058	0,036	0,061	0,041	0,031	0,018	0,053	0,033	0,19

В результате нейтронно-активационных анализов минеральных и гравитационных концентратов хромитовых руд и габброидов, обогащенных никельсодержащими сульфидами определены суммарные содержания платиноидов 1...4 г/т [17].

Общий геохимический фон меди, цинка и свинца в породах комплекса характеризуется ниже кларковым, только в диабазовых дайках содержание меди увеличивается до 100 г/т. Содержания золота, серебра и сопутствующих им элементов (Se, Sb, Te, As, Bi) постепенно увеличивается от перидотитов к габброидам и их дериватам.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 11, а-б) в породах Тескудук-Ченгелдинского ультрабазит-базитового массива (включая дайки плагигранитов) наблюдаются по Rb, Th, Nb, Ta, Ti, Zr, и максимумы по Sr, K и Pb. Спектр распределения РЗЭ в перидотитах, габброидах и их дериватах пологий с незначительным обогащением легкими РЗЭ (рис. 11, г-е).

Суммарное содержание РЗЭ в перидотитах и их серпентинизированных разностях 12,5...28 г/т, пироксенитах – около 7 г/т, габброидах – 9...11 г/т, базитовых дайках – 34,7 г/т.

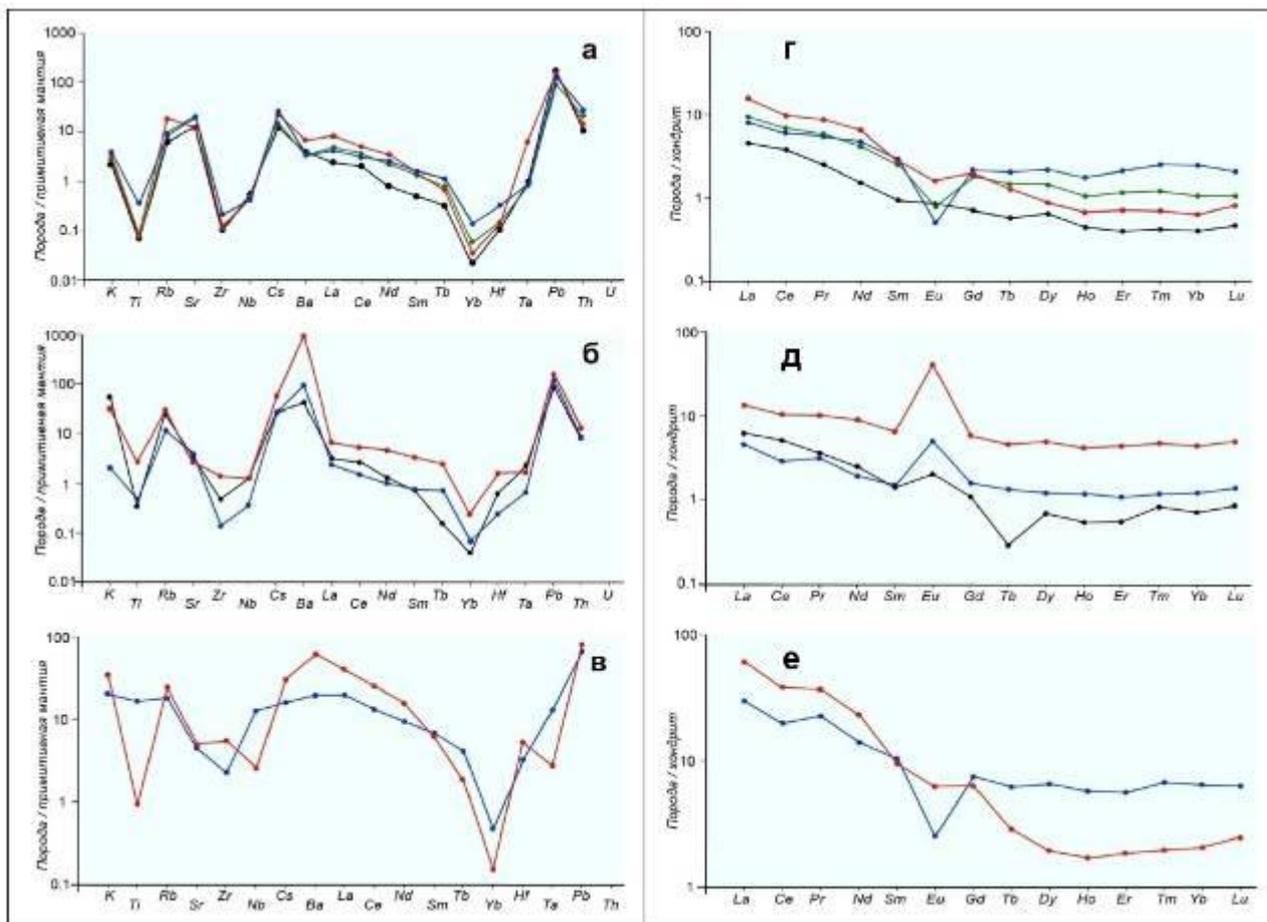


Рис. 11. Мультиэлементные спайдер-диаграммы (а, б, в) и диаграммы распределения редкоземельных элементов (г, д, е): а, г – перидотиты; б, д - габброиды и их дериваты; в, е- дайки плагигранитов

В пробах из дайки плагигранитового состава при несколько повышенном суммарном содержании РЗЭ (55...98 г/т), спектр распределения образует тренд, близкий диабазовым дайкам, с небольшим обогащением

в области легких редких земель. В плагигранитовых дайках наблюдается отрицательная европиевая аномалия, связанная, по всей видимости, с фракционированием плагиоклаза, когда в габброидах и диабазовых дай-

ках наблюдается явно положительная европиевая аномалия.

Близость перидотитов, габброидов и их дериватов – базитовых даек по химическому и микроэлементному составу к известково-щелочным гипербазитам и базитам, а также положение фигуративных точек на дискриминационных диаграммах, указывают на их мантийную природу. Все это даёт основание подтвердить вывод, относительно формирования Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива в условиях спрединга. Геохимические особенности пород ультрабазит-базитового комплекса указывают на их отчетливую принадлежность к офиолитовой ассоциации ввиду повышенных содержаний в них Cr, Ni, пониженных содержаний Ti, V, Rb, Sr и невысокой железистости.

5. Выводы

1. С помощью электронного микроанализатора «Jeol-8800Rh» выявлены и исследованы формы нахождения и вещественные составы породообразующих, аксессуарно-рудных минералов и рудогенерирующих флюидных микрообособлений перидотитов, габброидов и их дериватов, а также развивавшихся по ним серпентинитов Тескудук-Ченгельдинского массива. Определены главные минералы-носители и минералы-концентраторы хрома, никеля и кобальта, платиноидов, золота, серебра и редкоземельных металлов. Основными минералами хрома в гипербазитах являются хромшпинелиды. Наибольшие содержания их выявлены в серпентинизированных лерцолитах и серпентинитах, в которых количество аксессуарной Cr-шпинели иногда достигает 5 %, от объема породы. Характерно также замещение хромшпинелидов магнетитом по периферии зерен и по трещинам. Важным результатом является установление в серпентинизированных лерцолитах Тескудук-Ченгельдинского массива петландита и замещающего его гарниерита – главных минералов кон-

центраторов никеля и кобальта. Характерной чертой этих минералов является высокое содержание в них редкоземельных элементов (TR_2O_3 8...9 %).

2. С использованием современного метода анализа (ICP-MS) получена геохимическая характеристика пород Тескудук-Ченгельдинского гипербазит-базитового массива. Подтверждена специализация перидотитов, пироксенитов и серпентинитов на хром, никель и кобальт. Показано, что максимальное содержание хрома в перидотитах и серпентинизированных разностях и серпентинитах достигает до 450 г/т, никеля 1800 г/т, кобальта 140 г/т, тогда когда в габброидах и парагенетически ассоциирующих с ними базитовых дайках содержания этих элементов не превышают соответственно 82 г/т, 62 г/т, 35 г/т и являются около кларковыми. Общий геохимический фон меди, цинка и свинца в породах комплекса характеризуется ниже кларковым, только в диабазовых дайках содержание меди увеличивается до 100 г/т. Содержания золота, серебра и сопутствующих им элементов (Se, Sb, Te, As, Bi) постепенно увеличиваются от перидотитов к габброидам и их дериватам.

3. Выявлена генетическая близость перидотитов, габброидов и их дериватов – базитовых даек, которые по химическому и микроэлементному составу относятся к известково-щелочным гипербазитам и базитам, а также положение фигуративных точек на дискриминационных диаграммах указывающих на их мантийную природу. Это дало основание сделать вывод, о формировании рудно-магматической системы Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива в условиях спрединга. Эволюция данной системы сформировала хром-никелевое оруденение, местами с платиноидно и золото-серебряной нагрузкой Тескудук-Ченгельдинского рудопроявления.

Список литературы

1. Мусаев А.А. Петрография комплекса базитов и гипербазитов Тамдынского горного массива и их рудоносность (Кызылкумы). Автореферат дис. ... кандидата геолого-минералогических наук. Ташкент: ИГГ АН РУз, 1967. 25 с.
2. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: АН УзССР. 1958. 479 с.
3. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент: Фан, 1969. 214 с.
4. Хамрабаев И.Х., Мусаев А.А., Лихойдов Ю.Г. О хромовой минерализации в гипербазитах Тамдынского массива // Узбекский геологический журнал. 1962. №4. С. 87-90.
5. Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Усманов А.И., Сайдыганиев С.С., Каримова Ф.Б., Зенкова С.О. Петрогенезис потенциально рудоносных интрузивов Узбекистана. Ташкент: Фан. 2014. 352 с.
6. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Университет. 2010. 226 с.
7. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262 с.
8. Масленникова И.А., Субботин В.Н., Кириллова Г.Б. О двух типах офиолитов в Тамдытау // Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона. Ташкент: САИГИМС. 1989. С. 43-69.
9. Мурзин В.В., Даминов Б.Б., Азовскова О.Б. Геохимия углеродистых гипербазитов Оспинско-Китойского офиолитового массива (Восточные Саяны) // Труды ИГГ УрО РАН. 2013. Вып.160. С.144-149.
10. Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. Т.23. № 2. С.63-75.
11. Осипенко А.Б., Сидиров Е.Г., Костяков А.И., Толстых Н.Д. Хромиты гипербазитовых массивов п-во Валижген, Корякия // Геология рудных месторождений. 2002. Т.4. № 1. С. 77-92.
12. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко

References

1. Musaev A.A. Petrografiya kompleksa bazitov i giperbazitov Tamdynskogo gornogo massiva i ikh rudonosnost (Kyzylkumy). Avtoreferat of Diss. Cand. Sci. Tashkent. 1967. 25 p. (In Russian).
2. Khamrabaev I. Kh. *Magmatizm i postmagmaticheskiye protsessy v Zapadnom Uzbekistane* [Magmatism and post-magmatic processes in Western Uzbekistan]. Tashkent, AN UzSSR. 1958. 479 p. (In Russian)
3. Khamrabaev I. Kh. *Petrologo-geokhimicheskiye kriterii rudonosnosti magmaticheskikh kompleksov* [Petrological and geochemical criteria for ore bearing igneous complexes]. Tashkent, Fan, 1969. 214 p. (In Russian)
4. Khamrabaev I. Kh., Musaev A.A., Likhaydov Yu.G. *O khromovoy mineralizatsii v giperbazitakh Tamdynskogo massiva* [On chromium mineralization in the hyperbasites of the Tamdy massif]. *Uzbekskiy geologicheskii zhurnal*, 1962, No.4, pp. 87-90. (In Russian)
5. Akhundzhanov R., Mamarozikov U.D., Usmanov A.I., Saydyganiev S.S., Karimova F.B., Zenkova S.O. *Petrogenezis potentsialno rudonostnykh intruzivov Uzbekistana* [Petrogenesis of potentially ore-bearing intrusions of Uzbekistan]. Tashkent, Fan, 2014. 352 p. (In Russian)
6. Dalimov T.N., Ganiyev I.N. *Evolitsiya i tipy magmatizma Zapadnogo Tyan-Shanya* [Evolution and types of magmatism of the Western Tien Shan]. Tashkent, Universitet, 2010. 226 p. (In Russian)
7. Kolman R.G. *Ofiolity* [Ophiolites]. Moscow, Mir. 1979. 262 p. (In Russian)
8. Maslennikova I.A., Subbotin D.N., Krilova G.B. *O dvukh tipakh ofiolitov v Tamdytau* [About two types of ophiolites in Tamdytau]. *Geologiya i geodinamika Kyzylkumo-Turkestanskogo regiona*. Tashkent, SAIGIMS, 1989, pp. 43-69. (In Russian)
9. Murzin V.V., Daminov B.B., Azovskova O.B. *Geokhimiya uglerodistykh giperbazitov Ospinsko-Kitiyskogo ofiolitovogo massiva (Vostochnaya Sayany)* [Geochemistry of carbonaceous hyperbasites of the Ospino-Kitoy ophiolite massif (East Sayan Mountains)]. *Trudy IGG URO RAN*, 2013, Vol. 160, pp.144-

- А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т.47. № 12. С. 1227-1241.
13. Пушкарев Е.В., Анникина Е.В., Гаути Джю, Заккарини Ф. Хром-платино-вое оруденение Нижнетагилского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28-65.
14. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 1993. 247 с.
15. Степанов В.А. Платиноидно-медно-никелевое провинции Северо-Азиатского кратона // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 78-87.
16. Чернышев А.И., Юричев А.Н., Кичеева А.В. Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртубинского офиолитового пояса (Западный Саян) // Литосфера. 2019. Т.19. №5. С. 687-703.
17. Юлдашев М.Н., Рустамов А.И., Халиков А.Б. Строение и рудоносность (золото, платиноиды) мафит-ультрамафитовых проявлений Западного Тамдытау // Геология и минеральные ресурсы. 2001. №6. С. 3-6.
18. Garuti G. Platinum group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the Central and Southern Urals: preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 181-194.
19. Yuwang Wang. Problems of PGE metallogenesis related to mafic-ultramafic complex in North Xianjiang, China // Geoscience Frontiers. 2011. Vol.2. No.2. P. 187-198.
20. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
21. Kuno H., Hess A. Poldervaart Differentiation of basalt magmas // Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. N.Y. 1968. Vol. 2: Interscience. P. 623.
22. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archean oceanic † 149. (In Russian) † 10. Okrugin A.V. Crustallization-luquation † model of the formation of platinum-grup † element-chromitite ores in mafic-ultramafic † complex. *Tikhookeanskaya Geologiya*, 2004, † Vol.23, No. 2, pp. 63-75. (In Russian) † 11. Osipenko A.B., Sidirov E.G., † Kostyakov A.I., Tolstykh N.D. *Khromity † giperbasitovykh massivov p-vo Valizhgen, † Koryakiya* [Chromites of hyperbasite massifs † of Valizhgen Peninsula, Koryakia]. *Geologiya † rudnikh mestorozhdeniy*, 2002, Vol.4, No. 1, † pp. 77-92. (In Russian) † 12. Polyakov G.V., Izokh A.E., Krivenko † A.P. Platiniferous ultramafic-mafic assemblages † of mobile belts in Ccentral and Southeastern † Asia. *Russian Geology and Geophysics*, 2006, † Vol.47, No. 12, pp. 1227-1241. (In Russian) † 13. Pushkaryev E.B., Annikina E.B., Gauti † J., Zakkarini F. *Krom-platinovoye orudneniye † Nizhnetagil'skogo tipa na Urale: strukturno- † veshchestvennaya kharakteristika i problema † genезisa* [Chrome-platinum mineralization of † the Nizhny Tagil type in the Urals: structural- † material characteristics and the problem of † genesis]. *Litosfera*, 2007, No. 3, pp. 28-65. (In † Russian) † 14. Simonov V.A. *Petrogenезis ofiolitov* † [Petrogenesis of ophiolites]. Novosibirsk, † OIGGM SO RAN, 1993. 247 p. (In Russian) † 15. Stepanov V.A. Platinum-copper-nickel † provinces of the North-Asian craton. *Regional † Geology and Metallogeny*, 2013, No. 56, pp. † 78-87. (In Russian) † 16. Chernyshev A.I., Yurichev A.N., † Kicheeva A.V. Petrogeochemical characteris- † tics of chrome-bearing ultramafites in the † Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan). † *Litosphere*, 2019, Vol.19, No. 5, pp. 687-703. † (In Russian) † 17. Yuldashev M.N., Rustamov A.I., † Khalikov A.B. *Stroeniye i rudonosnost (zoloto, † platinoidy) mafit-ultramafitovykh proyavleniy † Zapadnogo Tamdytau* [The structure and ore † content (gold, platinoids) of mafic-ultramafic † manifestations of West Tamdytau]. *Geologiya † i mineralniye resursy*, 2001, No. 6, pp. 3-6. (In † Russian) † 18. Garuti G., Fershtater G., Bea F. Plati- † num group elements as petrological indicators

crust // *Lithos*, 2008, V. 100, P. 14–48.

23. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth and planetary science letters*, 1983, V. 62, P. 53-62.

24. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and planetary science letters*, 1980, V. 50 (1), P. 11-30.

25. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*, 1985, V.48, P. 43-55.

† in mafic-ultramafic complexes of the Central and Southern Urals: preliminary results. † *Tectonophysics*, 1997, Vol. 276, pp.181-194.

† 19. Yuwang Wang, Jingbin Wang, Lijuan Wang, Lingli Long, Zhen Liao, Huiqiong Zang, Pingzhi Tang. Problems of PGE metallogeneses related to mafic-ultramafic complex in North Xianjiang, China. † *Geoscience Frontiers*, 2011, Vol. 2, No.2, pp. 187-198.

† 20. Vinogradov A.P. *Sredniye sodержaniya khimicheskikh elementov v glavnikh tipakh izverzhennikh porod zemnoy kory* [The average contents of chemical elements in the main types of igneous rocks of the earth's crust]. † *Geokhimiya*, 1962, No. 7, pp. 555-571. (In Russian)

† 21. Kuno H. Differentiation of basalt magmas. Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. N.Y, Interscience, 1968, Vol. 2, pp. 623.

† 22. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archaic oceanic crust. † *Lithos*, 2008, Vol. 100, pp. 14-48.

† 23. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. † *Earth and planetary science letters*, 1983, Vol. 62, pp. 53-62.

† 24. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. † *Earth and planetary science letters*, 1980, Vol. 50 (1), pp. 11-30.

† 25. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of rock series using multicationic parameters. † *Chemical Geology*, 1985, No. 48, pp. 43-55.