

ДУНИТЫ УКТУССКОГО МАССИВА

Наиболее подробная работа по петрографии Уктусского массива была подготовлена И.Ф.Токаревым в 1920 г. и опубликована в 1924 г. уже после смерти ее автора /13/. Помимо детальной характеристики пород, не утратившей значения и поныне, автор провел аналогию между Уктусским массивом и зональными плутонами Платиноносного пояса Урала, отметив при этом его залегание в другой геологической зоне. Впоследствии большинство уральских геологов, придерживаясь с этой же точки зрения /1-3, 7, 14/, уточняли, что Уктусский массив (в отличие от платиноносных) расположен в зоне с гетерогенным фундаментом и широко проявленным тоналит-гранодиоритовым магматизмом. В 1991 г. нами было отмечено, что по своим петро-геохимическим и минералогическим особенностям породы Уктусского массива обладают как определенными чертами сходства, так и различиями с породами Платиноносного пояса /10/.

Данная работа посвящена петрологической характеристике дунитов Уктусского массива, современные сведения о которых фрагментарны /1, 4, 14, 15/. Помимо этого дуниты являются главным связующим звеном, своеобразным мантийным протопластом, объединяющим не только Уктус и зональные массивы Платиноносного пояса Урала, но и, как считает А.А.Эфимов, платформенные интрузии и центрального типа с дунитовыми ядрами (Кондер, Чад и другими на Алданском шите).

В Уктусском массиве дунитами сложены три структурных центра: северный, центральный и южный, которые окружены оливиновыми клинопироксенитами и полукольцевыми телами габброидов. Геологических взаимоотношений дунитов с окружающими породами из-за плохой обнаженности не наблюдается, но судя по делгвиальным высыпкам можно говорить о резкой смене пород. Согласно расчетным геофизическим данным (Р.Д.Калугина и др., 1972, УГСС ПГО "Уралгеология"), только наиболее крупное южное дунитовое тело прослеживается на глубину более 2,5 км, в то время как северное и центральное тела являются бескорневыми образованиями мощностью не более 1 км. Хорошая сохранность кор выветривания на центральном теле (Елизаветинское месторождение бурных железняков) и повышенная железистость дунитов северного говорят о том, что они залегают в слабоэродированном и, по-видимому, опущенном блоке, относительно южного тела. Сопряжение между двумя этими блоками проходит по тектонической зоне северо-восточного простирания (Полов лог), сложенной полосчатыми частично милонитизированными породами пироксенит-тылаит-габбровой серии.

Дуниты Уктусского массива представлены средне-, крупнозернистыми породами с размером зерен 3-10 мм. Иногда отмечаются порфирировидные или порфирукластические структуры, где крупные зерна оливина 5-15 мм окружены агрегатом более мелких (1-3 мм) зерен. Текстура дунитов варьирует от массивной до планпараллельной, в тех случаях, когда в оливинах отмечается хорошая спайность или тонкий кливаж по (010), а сами зерна имеют заметную ориентировку в породе. Специальных работ по петроструктурному анализу мы не проводили, поз-

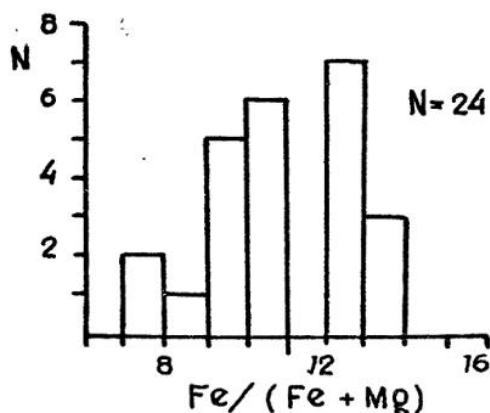
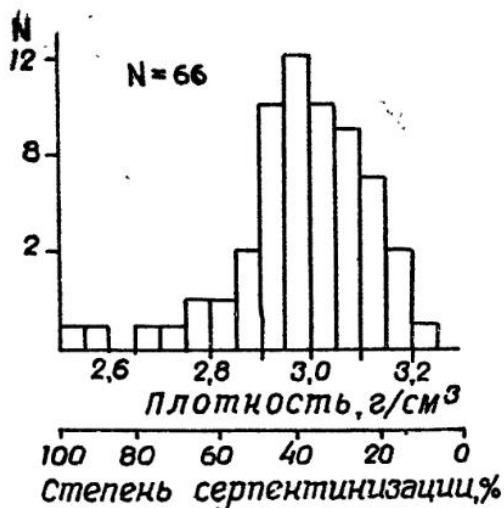


Рис. 1. Гистограмма распределения плотности (г/см³) дунитов Уктусского массива.

Рис. 2. Гистограмма распределения железистости оливина в дунитах Уктусского массива

тому отметим только, что в южном теле угоя наклона таких структур к горизонту составляет обычно около 30–45°.

Дуниты Уктусского массива затронуты процессами серпентинизации. Степень серпентинизации, показателями которой являются содержания H₂O и плотность пород /14/, варьирует от 20 до 60% при преобладающих значениях 30–40% (рис. 1). Ведущий тип этого процесса – безмагнетитовая ранняя петельчатая серпентинизация, приводящая к образованию брусит-серпентинового агрегата. Доля брусита, по данным термического анализа, составляет 1–3%. В более редких случаях, в зонах тектонических нарушений или контактов, по дунитам развиваются 100%-ные магнетит-антигоритовые серпентиниты. В продуктах водного метаморфизма уктусских дунитов практически постоянно отмечается примесь (2–6%) пироаурита Mg₆Fe₂(OH)₁₆CO₃·4H₂O, который идентифицируется по первому эндотермическому эффекту 200–250°С и по рефлексам d_г=7,7; 1,97; 1,29 Å на рентгеновских дифрактограммах. Его образование может быть связано с разложением и замещением более раннего брусита в условиях повышенных концентраций CO₂ в метаморфизующих растворах. Подтверждением этому служит и примесь в некоторых пробах карбонатов. В южных дунитах в приконтактных зонах с дайками габброидов и гранитоидов отмечаются зоны вермикулитизации мощностью до 1–2 м.

Ранний парагенезис дунитов представлен оливином и акцессорным идиоморфным, непросвечивающим в проходящем свете хромшпинелидом. По нашим наблюдениям, с поверхности и по скважинам, для уктусских дунитов не характерны значительные скопления хромита. Крайне редко отмечаются хромитовые шпирь мощностью несколько сантиметров. Железистость оливина, как и дунитов, варьирует от 0,08 до 0,15, причем отмечается явная дискретность в распределении этого параметра Fe₈, Fe_{10–12}, Fe_{13–15} (рис. 2). Статистически же преобладают более железистые составы Fe_{10–14} в отличие от дунитов Платиноносного пояса Урала, где ведущий тип оливина представлен Fe₈, как и в дунитах альпийской дунит-гарцбургитовой формации /5, 12, 14/.

Т а б л и ц а I

Химический состав дунитов Уктусского массива, мас. %

Компонент	33*	35	80	412/31	70	76	62
SiO ₂	36,46	35,78	37,07	38,33	39,09	40,03	38,05
TiO ₂	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	0,52	0,28	0,37	0,38	0,35	0,72	0,91
Fe ₂ O ₃	6,47	6,27	6,58	2,44	3,20	5,22	4,49
FeO	6,89	5,44	3,41	5,78	5,75	6,11	13,65
MgO	38,48	38,86	37,31	45,20	41,45	38,08	34,65
MnO	0,22	0,21	0,17	0,14	0,14	0,16	0,34
CaO	0,47	0,16	0,27	0,77	0,16	0,39	0,51
Na ₂ O	0,08	0,12	0,04	0,06	0,04	0,08	0,08
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
П.п.п.	9,13	11,13	14,69	6,11	7,03	8,80	5,17
Сумма	98,80	98,31	100,00	99,30	97,30	99,73	98,00
Fe/Fe+Mg	0,15	0,14	0,12	0,09	0,10	0,14	0,22

* 33, 35 - дуниты северного тела; 80 - дуниты центрального тела, 412/31; 70, 76 - дуниты южного тела; 62 - оливинит. Анализы выполнены рентгенофлюоро-ресцентным методом на СРМ-18 в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

В геологическом положении уктусских дунитов с разной железистостью намечаются определенные закономерности. Так, небольшое северное тело, со всех сторон окруженное пироксенитами, имеет однородный состав и повышенную железистость оливина Fa_{I1-I4} . Крупное южное тело обладает зональностью. Дуниты центральной зоны и оливины из них имеют железистость 0,08-0,09, а с приближением к контактам с клинопироксенитами железистость пород и оливина повышается до 0,14-0,15 (табл. I), что в целом характерно для дунит-клинопироксенитовых ассоциаций любой формационной принадлежности. Судя по распределению железа и магния между оливином и хромпинелидом блокирующие температуры твердофазных равновесий в центральных частях дунитовых тел заметно выше, чем в краевых, что противоречит представлениям О.К.Иванова о природе краевых дунитов как закаленных фаций /5/. В эндоконтактных зонах с пироксенитами в дунитах появляются тела высокожелезистых ($f = 0,20-0,25$) титан-хроммагнетитовых оливинитов, а среди клинопироксенитов - жилы титаномагнетитовых верлитов. Отметим при этом, что для Са-гипербазитов Уктусского массива в целом не характерна титаномагнетитовая минерализация, типичная для пироксенитов Платиноносного пояса. Напротив, дуниты Уктусского массива характеризуются повышенными (по сравнению с платиноносными) содержаниями магнетита - 0,5-2% (содержание ферромагнетика, определенное методом Рыцка по намагниченности насыщения, в пересчете на условный магнетит). Содержание условного магнетита в уктусских дунитах имеет прямую корреляцию с железистостью оливина.

Распределение элементов-примесей в оливинах Уктусского массива соответствует общеизвестным магматическим закономерностям (табл. 2). Так, во всем

Химический состав оливина и хромшпинелида из дунитов Уктусского массива, мас. %

Компонент	ук33	ук34	ук35	ук51	ук60	ук67	ук69	ук70	ук74	ук76	ук80
Оливины											
SiO ₂	38,72	38,82	39,03	39,94	39,41	40,34	39,76	39,50	40,04	39,75	39,66
FeO	12,97	14,15	11,43	12,84	13,20	10,19	9,98	8,90	8,57	10,81	10,14
MgO	46,96	46,60	48,79	47,07	46,28	48,49	48,94	50,66	50,64	48,72	49,13
MnO	0,24	0,23	0,20	0,22	0,20	0,16	0,17	0,09	0,14	0,17	0,16
CaO	0,22	0,24	0,15	0,11	0,11	0,17	0,17	0,11	0,15	0,14	0,22
NiO	0,21	0,21	0,18	0,17	0,14	0,29	0,31	0,34	0,31	0,23	0,21
С у м м а	99,32	100,25	99,78	100,35	99,34	99,64	99,33	99,60	99,85	99,82	99,52
f	13,4	14,5	11,6	13,3	13,7	10,5	10,2	8,9	8,6	11,0	10,3
Хромшпинелиды											
MgO	8,76	6,77	7,38	6,10	7,00	8,02	7,65	9,17	9,65	7,88	8,50
FeO	22,01	24,87	22,72	24,37	23,35	22,64	22,53	20,28	18,94	21,66	21,37
MnO	0,45	0,52	0,57	0,49	0,44	0,42	0,49	0,39	0,33	0,42	0,43
NiO	-	-	-	0,10	0,06	0,10	0,09	0,12	0,12	0,12	0,10
Cr ₂ O ₃	33,42	32,36	45,56	41,19	43,42	45,12	49,38	47,35	50,92	46,47	48,40
Al ₂ O ₃	15,86	13,81	10,47	12,42	12,66	12,97	11,27	12,48	11,92	12,56	12,08
TiO ₂	1,31	1,29	0,80	0,79	0,84	0,67	0,51	0,57	0,52	0,63	0,62
Fe ₂ O ₃	18,46	21,48	13,55	14,99	13,66	11,86	9,11	10,96	8,30	10,79	9,11
С у м м а	100,27	101,10	101,05	100,45	100,93	101,80	101,03	101,32	100,70	100,53	100,61
f	58,5	67,3	63,3	69,1	65,2	61,3	62,3	55,4	52,4	60,7	58,5
X _{Cr}	58,6	61,1	74,5	69,0	69,7	70,0	74,6	71,8	74,1	71,3	72,9
X _{Fe³⁺}	43,0	43,7	34,9	35,6	33,6	32,0	26,7	32,7	28,3	31,0	27,7
M _{Cr}	44,8	44,1	61,5	55,7	58,0	59,6	66,0	62,0	66,5	61,6	64,5
M _{Al}	31,7	28,1	21,1	25,0	25,2	25,5	22,4	24,4	23,2	24,8	24,0
M _{Fe³⁺}	23,5	27,9	17,4	19,3	16,7	14,9	11,6	13,7	10,3	13,6	11,5

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5, аналитик Т.Я.Гуляева. Все железо в форме FeO ; Fe_2O_3 в хромшпинелиде рассчитано по стехиометрии. $f = Fe^{2+} 100 / (Fe^{2+} + Mg)$, $X_{Cr} = Cr * 100 / (Cr + Al)$, $M_{Cr} = Cr * 100 / (Cr + Al + Fe^{3+})$, $M_{Al} = Al 100 / (Cr + Al + Fe^{3+})$, $M_{Fe^{3+}} = Fe^{3+} * 100 / (Cr + Al + Fe^{3+})$.

33-35 - дуниты северного тела, 51-76 - дуниты южного тела, 80 - дунит центрального тела.

ряду от дунитов до оливиновых габбро с ростом железистости оливина от 0,08 до 0,3 закономерно уменьшается содержание никеля от 0,3 до 0,06%. Вариационная линия Уктусского массива конформна кривой распределения никеля между оливином и расплавом переменной магнезиальности (рис. 3), установленной для магматических пород /I7/.

Содержания марганца связаны прямой зависимостью с железистостью оливина и возрастают от 0,1 до 0,3% в дунитах при изменении их железистости от 0,08 до 0,15 и до 0,8% в габброидах и тылаитах с оливином Ca_{30} (см. рис. 3). На диаграмме $MnO-f$ видно, что вариационная линия Уктусского массива практически совпадает с трендом фракционирования оливина в траппах Сибирской платформы /II/. Оливины из дунитов Уктусского массива обладают повышенными содержаниями CaO , варьирующими от 0,1 до 0,24% при средних содержаниях 0,18%, что сразу отличает их от оливинов офиолитовых комплексов, содержание CaO в которых не превышает 0,1%. По этому параметру они близки к дунитам Платиноносного пояса Урала и Кондера (Алданский Щит), правда, если нормировать содержание кальция на состав оливина, то последние обладают более высокими концентрациями кальция. Повышенная кальциевость характерна для высокотемпературных оливинов, при охлаждении которых возникают специфические клинопироксен-магнетитовые структуры распада /I8/. Такие структуры чрезвычайно широко развиты в оливинах из дунитов Уктусского массива и приурочены главным образом к железистым оливинам. Распадный магнетит образует тончайшие иглы, реже пластинки или амебообразные вростки, которые совместно с клинопироксеном располагаются параллельно плоскости (010) оливина, являющейся также и преобладающей плоскостью спайности. Когда суммарное количество таких вростков достигает долей процента, оливин в протолочках выглядит практически черным. В дунитах Уктусского массива преобладает самая начальная, нуклеарная стадия высокотемпературного распада. Размерность частиц магнетита не превышает первых микрометров, и часто они являются рентгеноаморфными, обуславливая лишь горбообразное повышение фона на дифрактограммах при отсутствии характеристических пиков. Термомагнитный анализ также указывает, что структура такого магнетита близка к однодоменной. Подобные явления распада первичного высокотемпературного оливина очень характерны для гипербазитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, а также мафитов и ультрамафитов - дифференциатов базитовой магмы, но не типичны для альпинотипной формации офиолитов.

По составу акцессорный хромшпинелид из дунитов Уктусского массива тоже обладает рядом специфических особенностей. Отношение хрома к алюминию в них заметно ниже, чем в хромитах Платиноносного пояса /5/, а железистость и особенно окисленность существенно выше. Хорошо выраженная обратная корреляция хромистости и железистости шпинелидов, совпадающая с зональностью в отдель -

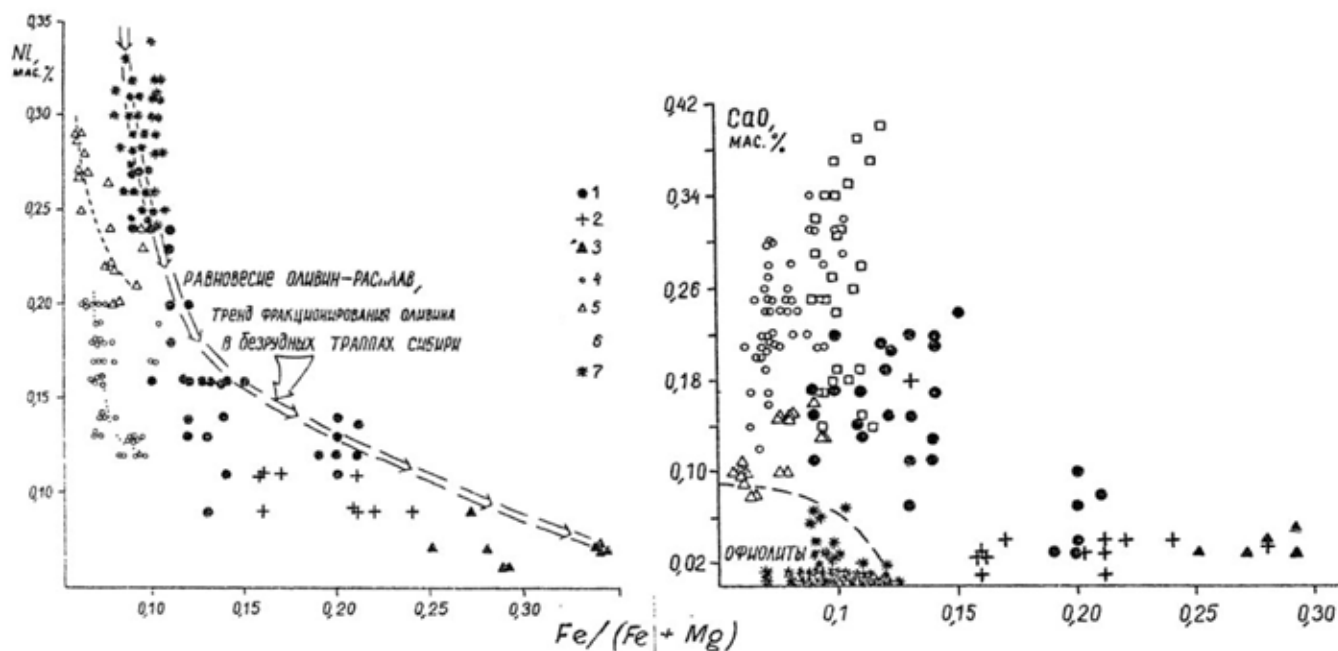


Рис. 3. Зависимость содержаний элементов-примесей Ni, CaO от железистости и оливина в породах.

1-3 - Уктусский массив: 1 - дуниты, 2 - пироксениты, 3 - талиты и габброиды; 4 - дуниты Нижне-Тагильского массива /5/; 5 - дуниты Кытлымского массива /5/; 6 - дуниты Кондерского массива /9/; 7 - дуниты и перидотиты офиолитовых комплексов (наши данные и /12/)

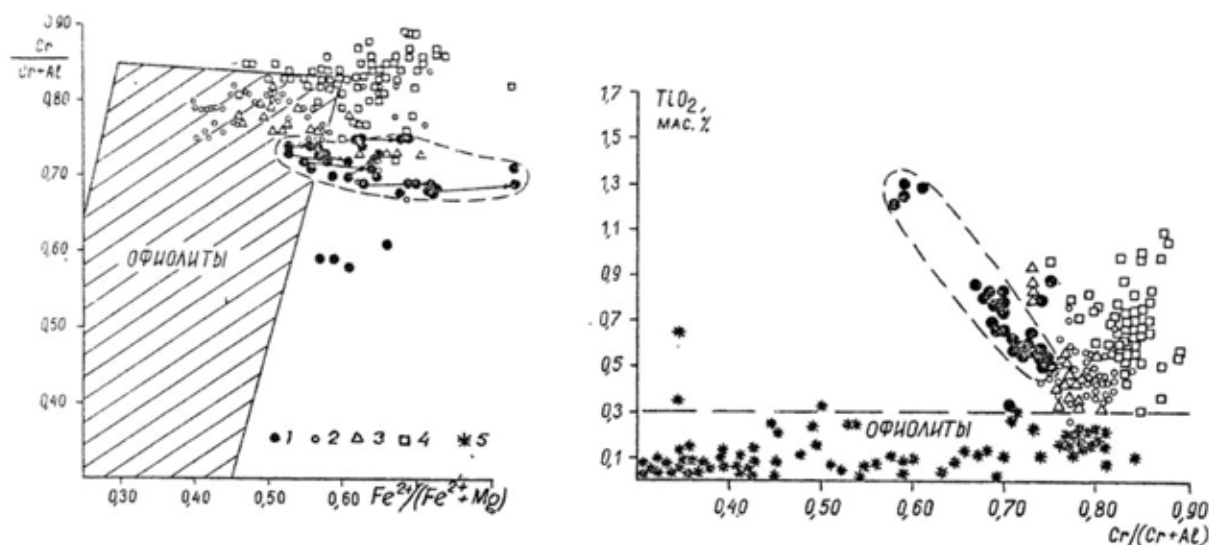


Рис. 4. Составы хромшпинелидов из дунитов.

Массивы: 1 - Уктусский, 2 - Нижне-Тагильский /5/, 3 - Кытлымский /5/, 4 - Кондерский /9/; 5 - дуниты и перидотиты офиолитовых комплексов (наши данные и /12/)

ных зернах, соответствует магматическим закономерностям и прямо противоположна прямой зависимости этих параметров, характерной для ультрамафитов офиолитовых комплексов (рис. 4). Другая особенность хромитов - повышенные содержания титана, составляющие в среднем 0,6-0,7% TiO_2 и достигающие 1,3%, что статистически выше, чем в дунитах Нижнетагильского и Кытлымского массивов и тем более в офиолитах (см. рис. 4). По этому параметру они приближаются к расслоенным ультрамафит-мафитовым нижнепротерозойским интрузиям Воронежского кристаллического массива на Русской платформе (Плаксенко, 1985).

Приведенные новые петрографо-минералогические данные по дунитам Уктусского массива указывают на значительное влияние "базитовой составляющей" на их образование и состав, что в определенной мере сближает их с расслоенными интрузиями, где эта связь проявлена в наиболее полном виде. Учитывая геологическое положение Уктусского массива, расположенного в северном замке и в Сысертского блока, особенности его вещественного состава и полученные ранее К-Аг геохронологические данные /6/, можно высказать предположение, что Уктусский массив является фрагментом древнего, возможно докембрийского, мафит-ультрамафитового комплекса сходного с протерозойскими дунит(оливинит)-верлит-клинопироксенит-габбровыми массивами, известными в обрамлении древних жестких блоков на Кольском полуострове и в Сибири /8, 16/. Следовательно, отмеченная разница между составами пород и минералов Уктусского массива и Платиноносного пояса Урала имеют скорее не латеральную причину, а более глубокую генетическую и возрастную.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

1. Б е з м а н Д.В. Уктусский габбро-пироксенито-дунитовый массив // Путьодитель Свердловской экскурсии. Первое Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1961. С.108-110.
2. Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К.Золотов, М.С.Рапорт, Б.А.Попов и др. М.: Недра. 1981.
3. И в а н о в О.К. Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М., 1981. С.326-353.
4. И в а н о в О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.
5. И в а н о в О.К., Р у д а ш е в с к и й Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск, 1987. С.16-35.
6. К а л е г а н о в Б.А., П у ш к а р е в Е.В. Калий-аргоновое датирование габброидов Уктусского и Шабровского массивов // Ежегодник-1991 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1992. С.62-64.
7. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / С.В.Автонеев, В.В.Ведерников, Д.А.Двоглазов и др. Свердловск: УрО АН СССР. 1991.
8. М е н ь ш а г и н Ю.В., С е к е р и н А.П., Б о г д а н о в Г.В. Оливинит-верлит-клинопироксенитовая формация Восточного Саяна // Докл. АН СССР, 1993. Т.332, № 6. С.759-761.
9. П р и х о д ь к о В.С., П о н с м а р е в Г.П. Составы породообразующих минералов дунитов Кондерского массива // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С.59-69.

10. П у ш к а р е в Е.В., П у ч к о в а А.В. Уктусский гипербазит-габбровый массив (Средний Урал) // Ежегодник-1990 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1991. С.35-37.

11. Р я б о в В.В. Оливины Сибирских траппов. как показатели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск: Наука. 1992.

12. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука. 1987.

13. Т о к а р е в И.Ф. Дунито-пироксенитовый массив Уктусских гор. Екатеринбург, 1924.

14. Ш т е й н б е р г Д.С., Ч а щ у х и н И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.

15. Ш т е й н б е р г Д.С., Ч а щ у х и н И.С. Степень серпентинизации дунитов Платиносного пояса, как функция температуры процесса // Ежегодник-1976 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977.С.41-45.

16. Ю д и н Б.А. Клинопироксенит-верлитовая формация Кольского полуострова и ее металлогения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 10. С.18-28.

17. H a r t S.R., D a v i s K.E. Nickel partitioning between olivine and silicate melt // Earth Sci. Planet. Lett. 1978. Vol. 40. P.203-218.

18. M o s e l e y D. Symplectic exsolution in olivine // Amer. Mineral. 1984. Vol. 69. N 1-2. P.139-153.
