

О КАМЫШЕВАТСКОМ МАССИВЕ МЕТАУЛЬТРАБАЗИТОВ (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Г.Л. Кравченко¹, Н.Ф. Русаков²

*1 – Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины
03680, просп. акад. Палладина, 34, г. Киев, Украина*

2 – ПГО “Донбассгеология”, г. Бахмут (Донецк. обл.), Украина

Впервые выявлен и закартирован Камышеватский массив метаультрабазитов, расположенный на СЗ продолжении Сорокинской тектонической зоны (СТЗ). Породы массива представлены аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, перидотитами, оливковыми и безоливиновыми пироксенитами, а также метаморфизованными их разновидностями – горнблендитами, актинолититами, тремолититами и флогопит (хлорит)-тремолит-антофиллитовыми породами. Массив слабо дифференцирован, в периферических частях он сложен оливковыми пироксенитами, а в центральной – серпентинитами и перидотитами. Детально охарактеризованы петрографические, петрохимические и геохимические особенности пород и слагающих их породообразующих и рудных минералов. Наличие TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, повышенная общая железистость и невысокие значения отношения M/F и Cr/Al свидетельствуют о принадлежности изученных пород к ультрафербазитам (габбро-перидотитовая формация). Высказано предположение о том, что исследованные породы – это преимущественно метаморфогенные образования, возникшие за счет дегидратации серпентина при внедрении гранитоидов. Приведены данные о внутреннем строении массива, о взаимоотношениях его с СТЗ и о некотором сходстве и различиях метаультрабазитов массива с метакоматиитами, выявленными недавно в южной части СТЗ. Установлено, что метаультрабазиты Камышеватского массива генетически тесно связаны с таковыми СТЗ и являются прямым СЗ продолжением тех пластовых интрузий, которые развиты в прибортовых частях на всем протяжении СТЗ.

Ключевые слова: массив, метаультрабазит, минерал, порода, интрузия.

Введение. Камышеватский массив метаультрабазитов выявлен в ходе среднемасштабного глубинного геологического картирования в Центральном Приазовье (Русаков и др., 1977). Массив расположен на пересечении субширотного Кильтичийского разлома с СЗ продолжением разлома, ограничивающего с ЮЗ Сорокинскую тектоническую зону (СТЗ). Приблизительные размеры массива: 400–450 × 600–700 м. Массив несколько вытянут в направлении СЗ 280–290° и имеет амебовидную форму, которая подтверждается приуроченностью его к магнитной аномалии (интенсивностью до 2000 γ) такой же формы и глубокими (до 300 м) буровыми скважинами (№ 16, 25, 28, 31, 34, 48–93). Изучение керна этих скважин стало основой написания данной работы. Форма и размеры массива подтверждены также тремя профиля-

ми поисково-съёмочных скважин, пробуренных Приазовской ГРЭ ПГО Донбассгеология в 1975 г. при поисках редкометалльных пегматитов (рис. 1).

Массив установлен на левом склоне б. Камышеватая, впадающей слева в р. Кильтичия в пгт Андреевка Бердянского района Запорожской области. В естественном обнажении метаультрабазиты массива были встречены на протяжении 100–200 м только в одном месте в левом склоне долины б. Камышеватая в 2 км к СВ от пгт Андреевка. Массив находится на СЗ продолжении СТЗ, где данная структура выполаживается, приобретая субширотное простирание. В направлении к верховью р. Обиточная фрагменты пород осипенковской серии (AR_{osp}) только в виде разобщенных небольших останцов (~200 × 250 м) зафиксированы среди мигматитов. Вмещающими породами для массива служат биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиомигматиты (обн. 4),

© Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф., 2016

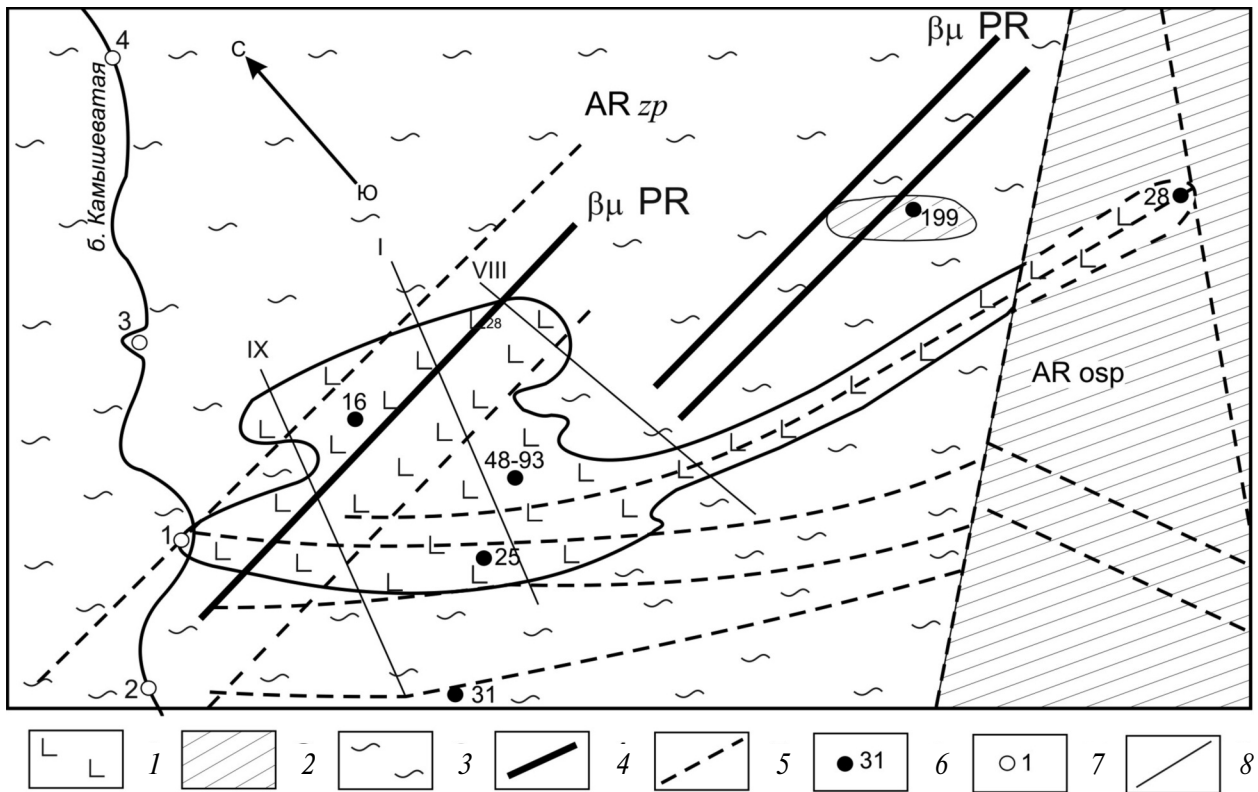


Рис. 1. Геологическая карта Камышеватского массива: 1 – метультрабазиты (δAR), 2 – породы осипенковской серии (AR_{osp}), 3 – плагиомигматиты западноприазовской серии (AR_{zp}), 4 – дайки диабазов ($\beta\mu PR$), 5 – разрывные нарушения, 6 – буровые скважины, 7 – естественные обнажения, 8 – поисковые профили буровых скважин Приазовской ГРЭ

участками частично микроклинизированные, гибридные породы диоритового и гранодиоритового состава (обн. 3) и плагиоклазовые амфиболиты (обн. 2) западноприазовской серии (AR_{zp}). Впервые отдельные разновидности метультрабазитов массива из естественного обнажения по б. Камышеватая были описаны И.С. Усенко в 1960 г. [17]. Позже эти породы изучали также Г.Л. Кравченко (1967–1977 гг.), В.В. Байраков [1, 2], Б.Г. Яковлев с соавторами [22, 23] и другие.

Цель исследования: детально изучить с помощью петрографических, минералогических и геохимических методов исследования впервые выявленный в данном районе Камышеватский массив метультрабазитов и его взаимоотношение с Сорокинской тектонической зоной рифтогенеза и активизации.

Строение Камышеватского массива и возраст метультрабазитов. При взгляде на карту (рис. 1) создается впечатление, будто массив прорывает вмещающие породы и имеет с ними секущие контакты. В действительности же внутреннее строение массива в основном сохранило общие геологоструктурные черты, характерные для до- и

послескладчатого периода развития расположенной восточнее СТЗ. Об этом свидетельствует, в частности, слагающее массив мощное (до 400–450 м) крутопадающее на ЮЗ силлоподобное, часто разбитое разломами, тело, в котором породообразующие минералы ориентированы параллельно кристаллизационной сланцеватости метаморфических пород ($SZ\ 310\text{--}320^\circ$) и сцементированы дайками и жилами пегматита, гибридного гранодиорита и диабаза.

Сохранившиеся при гранитизации некоторые хоботообразные ответвления от массива метультрабазитов очевидно были приурочены к оперяющим разрывным нарушениям в зоне пересечения основных разломов. Возможно, это и послужило причиной сохранности таких “лучей” в процессе наложенной на породы осипенковской серии гранитизации. Что касается основного самого длинного (до 1 км) хоботообразного ответвления, ориентированного в $SZ3\text{--}BЮB$ направлении и подтвержденного скв. 28, то в его восточной части он, вероятно, соединяется с той полосой ультрабазитов, которая проходит вдоль северного борта СТЗ.

Таблица 1. Сводные разрезы по скважинам, пробуренным на Камышевском массиве

Интервал, м	Порода
<i>Скв. 16</i>	
0,0–4,0	рыхлые отложения
4,0–24,0	кора выветривания серпентинита
24,0–140,0	серпентинит, участками перидотит
140,0–152,5	пегматит белый
152,5–173,0	серпентинит
173,0–174,0	пегматит белый
174,0–176,0	сланец хлорит-тремолитовый
176,0–200,0	перидотит, участками серпентинит
200,0–211,0	актинолитит
211,0–215,0	серпентинит
215,0–232,0	актинолитит
232,0–238,0	амфиболит плагиоклазовый
238,0–260,0	перидотит, участками серпентинит с прослоями (10–40 см) флогопит-тремолитового антофиллитита
260,0–262,0	горнблендит
262,0–288,0	серпентинит, участками перидотит
288,0–290,2	горнблендит ослуденелый
<i>Скв. 25</i>	
0,0–17,0	рыхлые отложения
17,0–28,0	кора выветривания перидотита
28,0–111,0	перидотит
111,0–112,0	хлорит-тремолит-антофиллитовая пор.
112,0–121,0	амфиболит плагиоклазовый
121,0–128,0	актинолитит
128,0–139,0	перидотит
139,0–155,0	амфиболит плагиоклазов. ослуденелый
155,0–290,2	перидотит, участками серпентинит
<i>Скв. 28</i>	
0,0–5,0	рыхлые отложения
5,0–11,7	кора выветривания серпентинита
11,7–24,0	пегматит белый
24,0–25,0	сланец хлорит-антофиллит-тремолитовый
25,0–61,0	серпентинит, участками перидотит; в инт. 42,0–43,0 м белые прослои (прожилки?) флогопит-форстерит-диопсидового кальцифира
61,0–71,0	сланец хлорит-антофиллит-тремолитовый
71,0–83,0	пегматит белый
83,0–84,0	перидотит ослуденелый тремолитизированный
84,0–160,5	перидотит, участками серпентинит; в отд. прослоях оливинов. ортопироксенит (126,0–130,0 м) или амфиболитизиров. клинопироксенит (141,0–143,0 м)
160,5–166,0	пегматит белый биотитовый, к концу инт. переходит в породу типа мигматита
166,0–174,0	актинолитит ослуденелый
174,0–186,0	горнблендит пироксеновый
186,0–193,0	пироксенит двупироксен. безоливинов. амфиболитизиров., участками ослуденел.
193,0–207,0	перидотит

Камышевский массив слабо дифференцирован. Преобладающим развитием в его составе пользуются аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты и интенсивно серпентинизированные и амфиболитизированные перидотиты. Они слагают преимущественно в центральной части нечетко выраженные пластообразные тела мощностью до 100–120 м, которые иногда переслаиваются с оливиновыми и безоливиновыми пироксенитами мощностью от 1–2 до 10–25 м. Пироксениты отмечаются большей частью в периферических частях массива, реже – в центральной в ассоциации с горнблендитами и актинолититами, которые, вероятно, образовались в процессе метаморфизма по пироксенитам: последние иногда сохраняются в виде реликтовых прослоев среди горнблендитов и актинолититов (скв. 28, гл. 186–193 м) (табл. 1).

Биотит-актинолитовые, тремолит-хлоритовые, хлорит-тремолит-флогопитовые, хлорит-тремолит-антофиллитовые и другие рассланцованные метаультрабазиты, возможно образовавшиеся по вулканитам, присутствуют обычно в виде маломощных прослоев в приконтактных частях с пегматитами, гибридными гранодиоритами или среди серпентинитов и перидотитов, подвергавшихся динамическим воздействиям. На контакте с жилами пегматита и гибридного диорита наблюдаются зоны ослуденения – слюдиты мощностью до 0,1–0,3 м. Повсеместно среди метаультрабазитов встречаются прослои плагиоклазовых амфиболитов мощностью до 10–20 м. Возраст метаультрабазитов массива, как и таковых всей СТЗ, очевидно, сопоставим с возрастом пород осипенковской серии (по циркону): $3330 \pm \pm 40$ млн лет (палеоархей) [10]. Гранитизация и Na метасоматоз происходили значительно позже (2800 ± 50 млн лет) [21] и привели к образованию плагиомигматитов и плагиогранитов.

Сорокинская тектоническая зона и ее взаимоотношение с Камышевским массивом. СТЗ, по данным геофизиков [6], интерпретируется как глубинная линейная зона рифтогенеза и активизации, заложенная очевидно в раннем архее в период завершения складчатых деформаций. В ее пределах выделяется грабен-синклиналь (приразломная моноклиналь?) СЗ простирания ($310\text{--}320^\circ$) мощностью 0,8–2,0 км и протяженностью 35–40 км. Падение метаморфических пород ЮЗ, крутое под углом $75\text{--}85^\circ$. Контакты с вмещающими мигматитами и гранитоидами тектонические. Зона неоднократно оживлялась, на что указывает наличие в ней как наиболее ранних продольных

разрывных нарушений СЗ простирания, так и более поздних поперечных СВ и субмеридионального направления. В результате СТЗ оказалась разбитой на блоки с разной амплитудой перемещения в горизонтальном и вертикальном направлениях и приобрела своеобразную “клавишную” структуру. При этом на дневную поверхность были выведены породы, подвергавшиеся метаморфизму в разных термодинамических условиях: от прогрессивной гранулитовой до регрессивных эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма [23]. К наиболее поздним тектоническим подвижкам относятся многочисленные преимущественно согласные зоны катаклаза и милонитизации мощностью от нескольких сантиметров до первых метров и протяженностью до 100 м и более. По обоим бортам СТЗ отмечаются цепочкообразные межпластовые интрузии метаультрабазитов мощностью от 5–10 до 50–100 м, которые генетически, вероятно, связаны, как уже отмечалось, с аналогичными породами Камышеватского массива.

В 1991 г. А.Б. Бобров с соавторами впервые выявили в Приазовье метакоматииты. В 2001 г. эти же авторы [3] установили и описали аналогичные породы из района с. Осипенко (ЮВ часть СТЗ). При этом Сорокинскую зону они рассматривают как древнюю линейную зеленокаменную структуру. О наличии в Приазовье зеленокаменных поясов неоднократно упоминал Е.Б. Глеваский. В 1996 г. [7] он выделил здесь 13 зеленокаменных поясов, к которым отнес площади преимущественно разных магнитных аномалий (в том числе небольших по размерам), где установлено переслаивание железисто-кремнистых, метабазитовых и терригенных пород. Вероятно, такой подход к изучению древнейших пород Приазовского массива не вполне корректен и требует более полного осмысления и глубокого изучения этих образований.

Минералого-петрографическая характеристика метаультрабазитов. Аподунитовые и аподеридитовые серпентиниты характеризуются постепенными взаимопереходами с интенсивно серпентинизированными и амфиболизованными перидотитами и по внешнему виду часто практически неразличимы. Макроскопически это зеленовато-темно-серые до черных мелко-тонкозернистые породы массивной и пятнистой текстуры с нечетко выраженной сланцеватостью и полосчатостью. Пятнистая или “порфировидная” текстура пород выражается в наличии темных крупных

(до 1–2 см) “порфировидных” овальных или изометричных, иногда неправильной формы выделений оливина среди более светлой тонкозернистой существенно серпентинизированной массы. Нечетко проявляющееся линзовидно-полосчатое сложение характеризуется чередованием полос, сложенных зернами оливина, серпентина или амфибола (тремолит). Часто в породах отмечается ослюденение (флогопит), хлоритизация и карбонатизация.

Под микроскопом структура серпентинитов петельчатая, сетчатая, шнуровидная, иногда волокнисто-чешуйчатая; перидотитам свойственны реликтовые пан- и гипидиоморфнозернистые и наложенные – петельчатая, нематобластовая и спутанно-волокнистая структуры. Текстура массивная, нередко сланцеватая. Минеральный состав, %: оливин – от 0–15 в серпентинитах до 30–40 в перидотитах; ортопироксен 0–10; клинопироксен, тремолит – от 0–20 в серпентинитах до 50–60 в перидотитах; актинолит, антофиллит, серпентин – от 70–90 в серпентинитах до 40–50 в перидотитах, флогопит, хлорит, магнетит, хромит, ильменит, карбонат, пирит, пирротин.

Пироксениты, в отличие от вышеописанных пород, характеризуются более светлой зеленовато-серой окраской. Среди них выделяются оливковые (оливин 10–20 %), преимущественно ортопироксеновые (ортопироксен до 20–40 %), иногда со шпинелью и безоливиновые дупироксеновые (клинопироксен 10–30 %, ортопироксен 0–10 %) амфиболизованные (актинолит, роговая обманка) разновидности. Существенно амфиболовые метаультрабазиты представлены зеленовато-черными массивными, реже слабо рассланцованными мономинеральными и клинопироксенсодержащими горнблендитами; светло-зелеными (обычно рассланцованными часто хлоритизированными) актинолититами, зеленовато-светло-серыми сланцеватыми тремолититами и актинолит-тремолитовыми породами, буровато-серыми рассланцованными антофиллититами и промежуточными (смешанными) разновидностями названных амфиболовых пород. Плагноклазовые амфиболиты – зеленовато-темно-серые мелкозернистые породы. Структура грано- и лепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Минеральный состав: зеленая роговая обманка, плагноклаз – основной андезин-лабрадор № 40–50, биотит, сфен, апатит, циркон.

Оливин – округлые и удлинённые бесцветные зерна (сотые и десятые доли миллиметра), чаще в виде ксеноморфных, реже волокнистых реликтов

Таблица 2. Химический состав минералов, %

Ком- понент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	40,3	40,35	40,26	39,4	39,33	39,26	39,21	39,46	55,36	54,97	55,61	52,84	52,5	—	53,07	51,7
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	н/о	н/о	—	0,3	0,12	0,2	0,05	0,19	0,04	0,13	0,13	0,42
Al ₂ O ₃	0,67	0,22	0,12	0,87	1,3	1,85	—	н/о	3,03	0,4	1,08	1,34	2,0	63,5	6,78	5,8
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	н/о	—	—	—	0,36	—	0,06
Fe ₂ O ₃	0,09	0,1	н/о	0,27	н/о	н/о	—	2,21	0,09	1,49	1,93	0,13	1,55	12,3	0,1	2,41
FeO	8,62	8,98	9,48	9,55	10,05	10,67	17,11	12,26	10,77	8,78	9,05	4,06	5,6	3,94	3,59	4,9
MnO	0,17	0,28	0,16	0,11	0,21	0,15	0,23	0,5	Сл.	0,3	0,28	0,1	0,27	—	0,14	0,19
MgO	49,45	49,06	48,66	48,4	48,84	47,5	43,26	44,92	30,21	32,43	30,69	16,04	14,03	19,6	22,44	19,19
NiO	0,44	0,49	0,49	0,29	—	—	—	0,11	—	0,11	—	—	—	—	—	—
CaO	0,42	0,42	0,42	0,7	0,14	0,14	0,05	н/о	0,3	н/о	0,7	24,0	23,06	—	12,46	12,43
Na ₂ O	0,1	0,1	0,3	0,1	0,3	0,6	—	0,08	0,08	0,05	0,1	0,19	0,5	—	0,7	0,68
K ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	н/о	0,1	—	0,14	—	0,07	н/о	—	0,1	—	0,1	0,11
H ₂ O ⁻	н/о	н/о	0,06	н/о	0,04	0,04	—	н/о	—	0,29	0,08	—	н/о	—	н/о	0,06
П.п.п.	н/о	0,26	0,21	0,27	0,27	0,17	0,28	н/о	—	0,36	0,89	0,32	0,8	—	0,35	1,76
Сумма	100,37	100,37	100,27	100,07	100,48	100,48	100,14	99,99	99,96	99,9	100,46	99,21	100,45	99,83	99,98	99,71
ρ , г/см ³	3,295	3,335	3,358	3,359	3,3	3,324	—	—	—	—	3,288	—	3,393	—	—	3,06
$n_g(n)$	1,686	1,688	1,691	1,692	1,692	1,694	1,704	1,699	1,685	1,682	1,685	1,705	1,712	1,748	1,649	1,656
n_p	1,652	1,654	1,652	1,653	1,653	1,658	1,668	1,662	1,673	1,669	1,673	1,676	1,685	—	1,629	1,635
$f_{общ}$	9,2	9,7	10,0	10,3	10,6	11,3	18,2	15,6	16,7	15,2	16,9	12,4	21,2	30,0	8,8	17,5
f_o	0,01	0,02	0	0,03	0	0	0	0,14	—	0,13	0,16	—	0,2	0,74	0,04	0,31

Примечание. Кроме того, установлено в анализах, %: 8 – CoO – 0,01; 10 – CoO – 0,01; SO₃ – 0,27; P₂O₅ – 0,17; 15 – F – 0,12; 18 – F – 0,05; 24 – F – 0,05; 25 – P₂O₅ – Сл.; F – 0,10; 26 – P₂O₅ – 0,02; CO₂ – 0,73; 27 – CO₂ – 0,39; 28 – CO₂ – 0,90; 30 – S – 0,10; 31 – S – 0,09. *Минерал:* 1 – оливин из серпентинита, обр. 286, скв. 16, гл. 107,8–108,3 м; 2 – то же, обр. 284, скв. 16, гл. 59,8–60,3 м; 3 – то же, обр. 281, скв. 16, гл. 31,2–31,7 м; 4 – то же, обр. 293, скв. 16, гл. 267,0–268,0 м; 5 – то же из перидотита, обр. 488, скв. 25, гл. 261,0–264,0 м; 6 – то же, обр. 486, скв. 25, гл. 96,0–98,0 м; 7 – то же из оливинового пироксенита, скв. 34, гл. 21,8 м [23]; 8 – то же из оливинового пироксенита амфиболизированного, б. Камышеватая [2]; 9 – ортопироксен из оливинового пироксенита, скв. 34, гл. 21,8 м [23]; 10 – то же из оливинового пироксенита амфиболизированного, б. Камышеватая [2]; 11 – то же, обр. 335, там же, обн. 1; 12 – клинопироксен из оливинового пироксенита, скв. 34, гл. 21,8 м [23]; 13 – то же из горнблендита пироксенового, обр. 337, б. Камышеватая, обн. 1; 14 – шпинель из оливинового пироксенита амфиболизированного, там же [2]; 15 – магнезиальная роговая обманка из этой же породы, обр. 335; 16 – актинолитовая роговая обманка из актинолитита, обр. 336, там же, обн. 1; 17 – магнезиальная

зерен внутри петель серпентиновых минералов. Крупные (до 1–2 мм) зерна оливина определяются по одновременному угасанию скоплений его реликтов. В серпентинитах и перидотитах оливин характеризуется наиболее низкой общей железистостью и принадлежит форстериту и магнезиальному хризолиту (табл. 2, ан. 1–6). Более железистый оливин свойственен оливиновым пироксенитам (ан. 7, 8). Все оливины отличаются практически отсутствием Ti и Cr и незначительным содержанием Mn, Al и Fe³⁺. Присутствие двух последних, вероятно, связано с включением шпинели и магнетита (вторичного), хотя в некоторых случаях Fe³⁺ может входить в структуру оливина (ан. 2, 8). Повсеместно в оливинах установлена примесь NiO. Наличие 0,30 % TiO₂ в ан. 8, очевидно, связано с загрязнением проанализированной фракции титаномагнетитом или ильменитом.

С помощью спектрального анализа (табл. 3) в оливине выявлено высокое содержание Ni и значительно меньшее количество Co, Cr, Ti.

Ортопироксен – призматические, часто реликтовые серпентинизированные (бастит) зерна, не плеохроирует, $cNg = 0-5^\circ$. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 9–11), ортопироксен из оливиновых пироксенитов характеризуется заметным присутствием Fe₂O₃, а также довольно низкими значениями общей железистости, степени окисления железа, кальциевости, переменной глинозёмистостью ($al = [Al / (Al + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg + Mn)] \cdot 100 \% = 1,0-5,9 \%$) и принадлежит бронзиту. По результатам спектрального анализа в нем установлено повышенное содержание Ni и незначительные количества Co, Cr, Ti, Cu, Zn (табл. 3). Клинопироксен из пироксенитов представлен таблитчатыми зернами

17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
51,53	50,26	44,61	54,2	53,74	55,12	54,44	42,26	40,04	60,95	41,54	37,33	1,66	1,72	0,94	0,3	1,28
0,23	0,39	0,83	0,2	0,16	0,12	0,18	0,39	0,36	Сл.	Сл.	0,02	0,98	0,7	0,72	1,24	1,12
3,35	6,79	9,83	2,65	2,17	2,79	2,94	13,57	14,0	0,58	0,9	0,9	0,72	0,7	2,5	Сл.	0,95
—	—	0,14	—	—	—	0,16	—	Сл.	0,05	0,02	0,02	7,75	4,1	8,1	2,7	5,2
1,28	2,23	5,53	0,6	0,56	1,08	0,59	0,55	2,1	0,12	0,58	4,69	57,56	61,4	59,31	66	58,53
4,32	7,15	9,22	2,88	3,6	1,72	5,18	3,01	4,1	2,05	2,01	3,16	25,86	26,0	22,41	29,02	29,24
0,18	0,21	0,23	0,18	0,18	0,03	0,19	0,04	н/о	Сл.	0,13	0,17	0,3	0,22	0,3	0,17	н/о
22,9	17,92	13,71	24,25	26,34	22,72	21,8	28,08	24,9	31,43	41,54	37,81	4,03	3,33	3,6	0,4	2,19
—	—	—	—	—	—	—	—	0,16	0,11	0,32	0,44	0,65	0,45	—	0,06	—
12,75	12,53	12,05	11,36	9,28	12,46	11,22	0,7	н/о	н/о	0,28	0,78	0,42	0,56	1,12	0,2	0,57
0,55	1,2	1,47	0,8	0,55	0,25	0,5	0,66	0,74	н/о	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	Сл.	н/о
Сл.	0,2	0,5	н/о	н/о	0,1	0,05	8,1	7,78	н/о	0,1	0,2	0,1	0,1	н/о	Сл.	0,08
0,1	0,06	0,08	0,1	0,2	0,4	0,16	н/о	0,91	0,36	0,08	н/о	н/о	н/о	0,12	Сл.	0,09
2,78	1,21	1,42	2,64	2,9	2,79	2,74	2,6	4,56	3,85	12,29	13,7	0,26	0,36	0,98	Сл.	1,33
99,97	100,2	99,62	99,86	99,68	99,58	100,15	100,06	99,75	100,25	100,28	100,32	100,39	99,84	100,49	100,09	100,58
—	3,07	3,07	—	—	2,58	3,07	2,766	—	—	2,543	2,543	—	—	—	—	—
1,652	1,66	1,673	1,649	1,649	1,63	1,635	1,595	1,6	1,584	1,556	—	—	—	—	—	—
1,631	1,639	1,65	1,628	1,629	1,607	1,612	—	—	1,535	—	—	—	—	—	—	—
12,1	22,7	37,0	7,7	8,4	6,3	13,2	6,6	11,8	3,8	3,5	10,0	—	—	—	—	—
0,21	0,22	0,35	0,17	0,13	0,34	0,1	0,14	0,31	0,07	0,21	0,57	—	—	—	—	—

роговая обманка из серпентинита, обр. 453, скв. 30, гл. 165,6–167,0 м; Сорокинская зона; 18 – то же из горнблендита пироксенового ослюденелого, обр. 442, скв. 28, гл. 173,0–175,0 м; 19 – то же, обр. 337; 20 – тремолитовая роговая обманка из перидотита, обр. 486; 21 – то же, обр. 485, скв. 25, гл. 42,0–44,0 м; 22 – тремолит, обр. 488; 23 – актинолит из пироксена оливинового, обр. 385, скв. 22, гл. 109,3–109,8 м, Сорокинская зона; 24 – флогопит из серпентинита, обр. 288, скв. 16, гл. 153,8–154,3 м; 25 – то же из флогопит-хлорит-тремолитовой породы, б. Камышеватая [2]; 26 – тальк из тальк-карбонатной жилы, там же [2]; 27 – серпентин, обр. 288; 28 – то же из серпентинита, обр. 282, скв. 16, гл. 36,0–37,0 м; 29 – магнетит, обр. 284; 30 – то же, обр. 294, скв. 16, гл. 280,7–281,2 м; 31 – то же, обр. 488; 32 – то же, обр. 442; 33 – то же из серпентинита, обр. 487, скв. 25, гл. 191,0–194,0 м. Коэффициенты: $f_{\text{общ}} = [(Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg)] 100 \%$; $f_o = [Fe^{3+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})]$. Анализы выполнены в химлаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины, аналитики О.П. Красюк (ан. 18, 20–22), А.С. Кушнир (ан. 17), Р.Л. Левина (ан. 16, 23), Б.В. Мирская (ан. 1–6, 9, 11–13, 15, 19, 24, 27–33) и С.Б. Степченко (ан. 7 выполнен на микрозонде).

(до 1–3 мм), бесцветный, $cNg = 42^\circ$. По химическому составу [23] (табл. 2, ан. 12), он характеризуется повышенными магнезиальностью, глиноземистостью ($al = 5,6 \%$), кальциевостью и принадлежит к диопсид-геденбергитовому ряду, а на диаграмме Хесса располагается в поле диопсида. Клинопироксену из пироксенового горнблендита (ан. 13) свойственны более высокие глиноземистость ($al = 7,94$) и кальциевость. На диаграмме Хесса этот клинопироксен располагается в поле салита. Судя по спектральному анализу, клинопироксен из горнблендитов характеризуется высоким содержанием Sr и умеренным Ti (табл. 3).

Шпинель в виде редких ксеноморфных зерен (до 0,3 мм) встречена в оливинных пироксенитах в естественном обнажении № 1 по б. Камышеватая [2]. Как видно из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 14), шпинель представляет

собой смесь собственно шпинели и герценита, в которой в условиях дневной поверхности Fe^{2+} в результате окисления в значительной степени было замещено Fe^{3+} . Как известно [8], между шпинелью и герценитом существует полная смешимость в твердом состоянии. По соотношению Mg : Fe в изученной шпинели преобладает собственно шпинелевый компонент; в небольшом количестве в ней установлена примесь Sr и Ti.

В серпентинитах, перидотитах и оливинных пироксенитах амфиболы представлены главным образом высокомагнезиальными тремолитом или тремолитовой роговой обманкой (табл. 2, ан. 20–22), которые образуют шестоватые, реже призматические бесцветные зерна или гнездовидные скопления; часто они слагают отдельные прослои или развиваются по оливину и ортопироксену. По данным спектрального анализа, им свойственны

повышенное содержание Ni, Cr, Ti (табл. 3). Реже встречаются актинолиты и актинолитовые роговые обманки (ан. 16, 23), причем, если лучистые или призматические зерна светло-зеленого актинолита развиваются по клинопироксену, реже – по оливину в серпентинитах и перидотитах, то более интенсивно окрашенные в зеленый цвет и более железистые актинолитовые роговые обманки встречаются в безоливиновых пироксенитах. Тремолитовые роговые обманки из серпентинитов и пироксенитов, характеризующиеся отсутствием зеленых тонов в окраске, иногда по составу приближаются к актинолитовым роговым обманкам. По результатам спектрального анализа

в составе этих амфиболов выявлены Ni, Cr, Ti и в меньшем количестве Co, V (табл. 3). В сравнении с вышеописанными амфиболами тремолит-актинолитового ряда зернам роговых обманок из горнблендитов свойственны призматический габитус (как и пироксенам) и отчетливая довольно густая зеленая окраска. С помощью спектрального анализа в роговых обманках из горнблендитов выявлены повышенные содержания Ti, Cr и невысокие – Ni, V, Cu, Sc (табл. 3).

В отличие от тремолитов и тремолитовых роговых обманок, отличающихся наиболее низким значением общей железистости, актинолиты, актинолитовые и магнезиальные роговые обман-

Таблица 3. Содержание элементов группы железа в метаультрабазах и слагающих их минералах, г/т

Порода, минерал	Ni	Co	Cr	Ti	V	Прочие
Серпентиниты, перидотиты (скв. 16, 25, 28, n = 56)	830–2700 1300	40–170 120	700–4700 1910	400–3000 880	20–100 40	
<i>оливин</i> (n = 8)	1500–3000	100–200	10–20	30–100	1	Cu 5–20, Sc 1–5
<i>серпентин</i> (n = 5)	2000	150	50–80	100–200	1	Cu 20–50, Sc 2–6
<i>магнетит</i> (n = 5)	2000–3000	150–250	20000–30000	1500–3000	500–600	Cu 10–30, Zn 400–800
<i>тремолитовая роговая обманка</i> (n = 5)	400–500	10–30	300–400	200–350	20–60	Sc 15–20
<i>флогопит</i> (n = 1)	1000	60	1500	2000	20	
Пироксенит оливиновый амфиболизированный (скв. 28, 199, 22, обн. 1, n = 5)	1300	110	1800	950	40	Cu 150, Sc 18
<i>ортопироксен</i>	800	80	60	200	5	Cu 30, Zn 200
<i>роговая обманка</i>	600	50	500	1000	20	Cu 10, Sc 15
Пироксенит безоливиновый дупироксеновый	300	50	3000	2000	80	Cu 100, Sc 30
Горнблендит пироксеновый (обн. 1)	1200	60	900	2000	100	
<i>клинопироксен</i>	8	10	1500	300	20	
<i>роговая обманка</i>	100	20	500	3000	200	Cu 30, Sc 30
Горнблендит магнетит-содержащий	990	70	1330	2330	130	
<i>магнетит</i>	300	20	8000	2000	600	Zn 600
Актинолитит (n = 6)	200–600 340	50–80 60	1100–2100 1700	800–3000 2050	60–250 125	
<i>актинолитовая роговая обманка</i>	300–500	20–40	200–1500	800–1000	20–80	Cu 8–10, Sc 10–15
Тремолитит антофиллитовый	970	100	2800	1220	40	
<i>антофиллитит</i>	950	85	1580	880	30	
<i>антофиллит</i>	1000	100	300	200	10	Zn 200
Амфиболит плагио-клазовый	130	45	500	2150	160	

Примечание: в числителе – пределы колебаний, в знаменателе – среднее значение.

ки характеризуются более высокой общей железистостью. Всем этим амфиболам свойственны низкая глиноземистость, щелочность и титанистость (табл. 2, ан. 15–18, 23). Изредка среди тремолитовых роговых обманок отмечаются субщелочные разности (ан. 21). Зеленые роговые обманки из горнблендитов и безоливиновых пироксенитов (ан. 18, 19) характеризуются заметно повышенной глиноземистостью, щелочностью и титанистостью (до 0,83 % TiO_2), что приближает их к гастингситоподобным роговым обманкам и указывает на формирование в более высокотемпературных условиях. Антофиллит в виде бесцветных и коричневато-светло-серых шестоватых, игольчатых и сноповидно-лучистых агрегатов развивается по оливину, тремолиту, актинолиту, серпентину часто совместно с хлоритом, флогопитом, реже он слагает мономинеральные, иногда с магнетитом маломощные (до 0,1–0,3 м) прослойки среди серпентинитов и перидотитов или вблизи контакта с плагиоклазовыми амфиболитами. По данным спектрального анализа, антофиллиту свойственно высокое содержание Ni и несколько повышенные Co, Cr, Ti и Zn (табл. 3).

Флогопит – бесцветные, бледно-зеленоватые пятнисто окрашенные, реже – бледно-оранжевые чешуйки и пластинки. Присутствует в серпентинитах, флогопит-хлорит-тремолитовых породах и в слюдитях (0,1–0,2 м), образующихся на контакте метаультрабазитов с пегматитами и являющихся продуктами фтор-калиевого метасоматоза, иногда флогопит образует гнездовидные скопления. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 24, 25), флогопиты характеризуются высокой магнезиальностью и низким значением глиноземистости и титанистости. По результатам спектрального анализа во флогопите установлено повышенное содержание Ni, Cr и Ti (табл. 3). Хлорит – бесцветные или бледнозеленоватые чешуйки с низкой интерференционной окраской, местами образует гнездовидные и прожилковидные скопления. Иногда отмечается развитие хлорита по флогопиту, а также замещение его магнетитом вдоль плоскостей спайности. По составу хлорит соответствует прохлориту.

Серпентин – главный породообразующий минерал серпентинитов, несколько меньше его в перидотитах. Он представлен бесцветным, слабо желтоватым или бледным зеленовато-серым хризотилом, который в виде удлиненных волокон и шнуровидных выделений слагает решетчатые петли, реже образует разной формы скопления,

внутри петель – с землистым оттенком. Часто серпентин отмечается в сростках и с включением пылеватого вторичного магнетита. Очевидно к хризотилу, как к его разновидности, должен быть отнесен и так называемый “петельчатый серпентин”, выделенный некоторыми исследователями [20] в альпинотипных гипербазитах Сибири. Более поздний антигорит в виде тонкопластинчатых бесцветных выделений развивается по хризотилу, либо образует участки, сложенные преимущественно этим минералом. По оливину местами развивается коричневый чешуйчатый идингсит, а ортопироксен замещается бурым баститом. Как следует из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 27, 28), высокомагнезиальный хризотил характеризуется низкими общей железистостью и степенью окисления железа, умеренными П. п. п. и содержанием NiO, и низким – Cr_2O_3 . “Петельчатому серпентину” (ан. 28) свойственно более высокое значение общей железистости и степени окисления железа, а также П. п. п. Для него характерно также повышенное содержание NiO и Fe_2O_3 . Особенность этого серпентина состоит в том, что большая часть Fe^{3+} в нем входит в четверную координацию в кристаллохимической формуле. По результатам спектрального анализа в серпентинах установлено повышенное содержание Ni и незначительные количества Co, Cr, Ti и Cu (табл. 3).

Тальк наблюдается в виде ярко окрашенных тонкочешуйчатых агрегатов в массивных и рассланцованных метаультрабазитах. Он образуется при гидротермальном изменении серпентинитов и перидотитов и часто развивается по оливину, тремолиту, хлориту, серпентину, антофиллиту. Нередко тальк ассоциирует с карбонатами. Химический состав талька (табл. 2, ан. 26) близок к таковому из перидотитов и серпентинитов других районов [9]. Как высокомагнезиальный минерал, он характеризуется низким значением общей железистости, Si частично замещается Al, а Mg – Fe^{2+} и Fe^{3+} . Характерно полное отсутствие Ti, Mn, Ca и щелочей, небольшой дефицит П. п. п. В виде примесей в составе талька установлены NiO и Cr_2O_3 . Карбонат в серпентинитах и перидотитах представлен ксеноморфными, реже изометричными, часто полисинтетически сдвойникованными зернами серовато-белого доломита, реже светло-буроватого брейнерита или магнезита, которые образуют гнездовидные и прожилковидные выделения. В отдельных участках широкое развитие процессов карбонатизации и оталькования приводят к образованию тальково-карбонатных

Таблица 4. Химический состав метабазитов, %

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	35,34	32,78	35,88	35,67	36,48	37,64	38,40	37,65	37,84	36,69	38,74	39,72	39,64	37,43	38,76
TiO ₂	0,10	0,12	0,30	0,24	0,27	0,22	0,18	0,05	0,17	0,08	0,24	0,48	0,23	0,20	0,24
Al ₂ O ₃	1,41	3,66	2,73	1,76	1,42	1,45	0,89	2,38	1,65	6,75	2,09	2,65	3,56	1,88	1,95
Cr ₂ O ₃	0,22	0,26	Не опр.	0,31	0,24	0,14	0,48	Не опр.	0,26	Не опр.	0,28	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	6,96	8,80	8,28	5,50	5,95	5,88	6,05	5,21	7,26	4,16	6,75	7,25	6,23	8,06	7,75
FeO	3,61	3,57	2,28	4,31	4,88	4,27	4,88	2,64	4,52	4,48	4,52	2,60	4,33	3,30	3,02
MnO	0,14	0,17	0,20	0,26	0,24	0,19	0,18	0,04	0,22	0,11	0,22	0,16	0,26	0,12	0,12
MgO	40,09	36,66	36,53	36,35	36,25	35,03	35,37	37,02	34,07	33,85	33,76	32,11	30,92	35,60	34,40
NiO	0,33	0,30	Не опр.	0,41	0,40	0,41	0,21	0,19	0,40	0,13	0,37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	0,28	0,28	2,03	1,85	1,62	2,77	2,23	1,40	1,85	3,33	0,92	4,06	3,18	1,40	1,82
Na ₂ O	0,06	0,06	0,13	0,11	0,13	0,17	0,24	0,10	0,13	0,10	0,15	0,22	0,30	0,21	0,11
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	0,12	0,02	0,03	0,02	Сл.	0,20	0,03	0,18	1,10	0,12	0,16	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,01	0,06	0,08	0,04	0,03	0,01	0,05	Не обн.	0,05	0,01	0,07	0,01	0,02
S	0,03	0,08	Не опр.	0,02	0,02	0,03	0,11	0,10	0,05	0,02	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,14	0,50	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,34	1,19	Не опр.	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,96	1,65
H ₂ O ⁻	0,33	0,28	0,87	1,05	0,86	0,95	0,50	0,24	0,63	0,27	0,83	0,41	0,36	0,63	0,18
П. п. п.	11,14	12,77	11,09	11,64	10,93	10,75	10,10	12,00	11,27	10,00	10,20	10,25	11,02	10,43	10,24
Сумма	100,20	100,38	100,58	99,56	99,80	99,96	100,19	100,42	100,40	100,33	100,28	100,32	100,29	100,49	100,42
f _{общ}	12,30	15,10	13,30	12,70	14,00	13,50	14,30	10,10	15,60	12,10	15,30	14,00	15,60	14,40	14,10
f _О	0,63	0,69	0,77	0,53	0,53	0,55	0,53	0,64	0,59	0,45	0,57	0,72	0,56	0,69	0,70
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>															
<i>b</i>	64,50	62,60	61,70	62,20	62,20	61,20	61,20	60,30	60,40	56,00	58,60	57,40	56,00	61,00	59,40
<i>2c</i>	1,70	4,50	3,10	2,30	1,90	1,80	1,40	2,80	2,10	7,80	2,70	3,10	4,10	2,20	2,30
<i>s</i>	33,80	32,90	35,20	35,50	35,90	37,00	37,40	36,90	37,50	36,20	38,70	39,50	39,90	36,80	38,30
<i>z</i>	93,60	93,10	82,20	82,10	80,30	73,60	72,70	72,00	69,90	64,70	61,40	55,80	50,30	74,30	64,90
<i>y</i>	5,20	5,70	9,00	9,90	12,70	14,50	18,00	22,00	22,10	20,10	34,60	26,60	35,50	19,70	27,20
<i>x</i>	1,20	1,20	8,80	8,00	7,00	11,90	9,30	6,00	8,00	15,20	4,00	17,60	14,20	6,00	7,90
<i>h</i>	46,50	52,50	61,80	36,20	35,60	38,30	35,80	47,10	41,90	29,30	40,20	55,80	39,20	52,30	53,60
<i>M/F</i>	7,00	5,50	6,50	6,60	5,90	6,20	5,90	8,70	5,20	7,20	5,40	6,20	5,40	5,90	6,10
<i>Параметры, по А.Н. Заварицкому</i>															
<i>a</i>	0,10	0,10	0,40	0,30	0,30	0,40	0,50	0,50	0,30	0,40	1,70	0,60	0,80	0,40	0,20
<i>c</i>	0,30	0,30	1,40	0,90	0,70	0,70	0,30	1,20	0,80	3,60	0,40	1,30	1,70	0,90	1,10
<i>b</i>	65,90	67,10	62,60	63,00	62,90	61,70	61,80	61,00	61,10	58,70	59,40	58,30	57,10	61,60	60,10
<i>s</i>	33,70	32,50	35,60	35,80	36,10	37,20	37,40	37,30	37,80	37,30	38,50	39,80	40,40	37,10	38,60
<i>c'(a')</i>	1,40	5,20	1,30	1,70	1,60	3,60	3,30	0,50	1,80	0,70	1,00	5,20	3,00	0,90	1,50
<i>m'</i>	86,50	80,40	85,60	85,80	84,60	83,30	82,90	89,40	82,80	87,20	83,90	81,60	81,80	84,90	84,60
<i>f'</i>	12,10	14,40	13,10	12,50	13,80	13,10	13,80	10,10	15,40	12,10	15,10	13,20	15,20	14,20	13,90
<i>a/c</i>	0,30	0,30	0,30	0,30	0,40	0,60	1,70	0,40	0,40	0,10	4,40	0,50	0,50	0,45	0,20
<i>Q</i>	-33,1	-35,5	-31,0	-29,9	-28,9	-27,1	-26,5	-27,6	-25,8	-29,9	-26,6	-22,9	-22,5	-27,5	-24,3

Примечание. Кроме того, установлено в анализах, %: 2 – CoO – 0,03; 3 – SO₃ – 0,13; 12 – SO₃ – 0,28; 13 – SO₃ – 0,03; 14 – SO₃ – 0,23; 15 – SO₃ – 0,14; 16 – SO₃ – 0,25; 21 – C – 0,06; 22 – C – 0,06; 24 – SO₃ – 0,15; 27 – CoO – 0,02; 28 – CoO – 0,01; 30 – CoO – 0,06; SO₃ – 0,18; 31 – CoO – 0,02; C – 0,25; 34 – CoO – 0,01; SO₃ – 0,03; C – 0,05; 36 – CoO – 0,01; 38 – SO₃ – 0,04; C – 0,08; 39 – CoO – 0,01; SO₃ – 0,03; C – 0,11; 41 – SO₃ – 0,08; 44 – SO₃ – 0,17; 46 – CoO – 0,01; 49 – SO₃ – 0,08. *Породы:* 1 – серпентинит, обр. 439, скв. 28, гл. 91,0–92,3 м; 2 – то же, обр. 453, скв. 30, гл. 165,0–167,0 м, Сорокинская зона; 3 – то же, обр. 16/1, скв. 16, гл. 40,1–41,8 м; 4 – то же, обр. 284, скв. 16, гл. 59,8–60,3 м; 5 – то же, обр. 281, скв. 16, гл. 31,2–31,7 м; 6 – то же, обр. 286, скв. 16, гл. 107,8–108,3 м; 7 – то же, обр. 487, скв. 25, гл. 191,0–194,0 м; 8 – то же, обр. 386, скв. 29, гл. 135,5–136,5 м, Сорокинская зона; 9 – то же, обр. 287, скв. 16, гл. 130,7–131,2 м; 10 – то же, обр. 347, скв. 23, гл. 201,0–202,0 м, Сорокинская зона; 11 – то же, обр. 288, скв. 16, гл. 153,8–154,3 м; 12 – то же, обр. 16/2, скв. 16, гл. 117,0 м; 13 – то же, обр. б/н, скв. 28; 14 – метакоматит, обр. из кумулятивной зоны “В”, скв. 102–94–1, Сурожское месторождение [3]; 15 – то же, обр. из спинифекс-структурной зоны “А”, скв. 103–94, гл. 213,0 м, там же [3]; 16 – то же, обр. из массивных порфировых пород зоны “Б”, скв. 99–94, гл. 220,0 м, левый склон б. Крутая [3]; 17 – перидотит, обр. 1413, скв. 16, гл. 186,0 м; 18 – то же, обр. 488, скв. 25, гл. 261,0–264,0 м; 19 – то же, обр. 1411, скв. 16, гл. 177,0 м; 20 – то же, обр. 1400, скв. 16, гл. 77,0 м; 21 – то же, обр. 441, скв. 28, гл. 150,0–152,0 м; 22 – то же, обр. 454, скв. 30, гл. 167,0–168,7 м, Сорокинская зона; 23 – то же, обр. 294, скв. 16, гл. 280,7–281,2 м; 24 – то же, обр. 25/1, скв. 25,

О Камышеватском массиве метаультрабазитов (Западное Приазовье)

16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
39,53	38,76	39,22	39,33	40,91	40,21	38,74	40,55	41,42	42,00	40,42	40,63	43,38	43,50	47,33	42,15
0,19	0,14	0,18	0,23	0,25	0,27	0,30	0,22	0,14	0,18	0,25	0,25	0,26	0,25	0,06	0,35
1,85	1,51	1,25	1,37	1,60	2,26	3,65	1,45	2,19	1,81	3,45	4,45	1,75	1,72	3,25	3,88
He опр.	0,30	0,65	0,29	0,22	0,28	0,27	0,27	He опр.	0,28	0,34	0,37	0,30	0,30	0,48	0,25
7,35	5,98	6,18	6,30	4,92	6,98	6,81	6,06	5,93	3,88	6,98	6,26	6,18	4,92	1,92	5,28
3,02	5,67	4,50	5,24	4,24	4,14	5,00	5,60	4,16	5,23	4,14	5,86	5,89	5,89	5,82	6,29
0,14	0,19	0,08	0,22	0,22	0,14	0,18	0,18	0,11	0,07	0,18	0,19	0,18	0,17	0,11	0,17
34,80	34,78	33,70	32,78	32,45	32,17	31,38	31,46	34,03	34,48	31,38	31,25	29,90	31,94	33,31	27,78
He опр.	0,41	0,22	0,34	0,31	0,22	0,22	0,38	He опр.	0,24	0,21	0,20	0,16	0,22	0,16	0,24
1,40	1,85	3,13	2,54	4,16	4,62	3,08	3,46	1,98	2,23	3,08	2,70	5,03	2,94	1,33	5,46
0,10	0,15	0,28	0,18	0,21	0,14	0,06	0,18	0,31	0,29	0,06	0,18	0,27	0,24	0,29	0,10
0,03	0,29	Сл.	0,42	0,03	He обн.	He обн.	0,03	0,11	0,08	He обн.	0,36	Сл.	0,11	0,38	He обн.
0,02	0,05	Сл.	0,05	0,06	0,02	0,04	0,05	He опр.	Сл.	0,02	0,07	0,07	0,03	0,05	0,06
He опр.	0,04	0,06	0,04	Сл.	0,14	0,08	0,08	He опр.	0,03	0,02	0,03	He обн.	0,04	0,17	0,12
0,69	He опр.	0,50	He опр.	He опр.	0,98	0,48	He опр.	He опр.	0,43	0,56	0,06	0,62	0,20	0,41	0,34
0,56	0,88	0,57	0,83	0,86	0,29	0,46	0,92	0,44	0,59	0,24	0,12	0,49	0,40	0,26	0,23
10,45	8,61	9,25	9,87	9,40	7,32	9,23	8,76	9,53	8,21	8,69	7,01	5,42	6,93	4,29	7,36
100,38	99,61	99,77	100,03	99,84	100,24	100,04	99,65	100,50	100,03	100,09	100,01	99,91	99,80	99,86	100,33
13,60	15,40	14,50	15,90	13,30	15,50	17,00	16,60	13,70	12,80	15,90	17,30	17,90	15,40	11,40	18,50
0,70	0,49	0,55	0,52	0,51	0,60	0,55	0,49	0,56	0,40	0,60	0,49	0,49	0,43	0,23	0,43
59,00	60,30	59,60	59,10	57,80	58,20	56,90	58,00	57,40	57,30	55,80	54,90	48,70	55,90	51,80	53,50
2,20	2,00	2,00	1,90	2,00	2,80	4,40	1,90	2,50	2,30	4,30	5,40	2,60	2,20	3,90	4,70
38,80	37,70	38,40	39,00	40,20	39,00	38,70	40,10	40,10	40,40	39,90	39,70	48,70	41,90	44,30	41,80
62,10	69,20	64,90	61,50	59,90	59,10	57,20	54,90	53,50	52,10	49,90	48,10	43,90	43,20	23,30	36,80
31,90	22,90	21,80	27,50	20,50	21,20	29,10	30,30	38,10	38,60	36,50	40,10	35,00	44,30	71,20	39,10
6,00	7,90	13,30	11,00	19,60	19,70	13,70	14,80	8,40	9,30	13,60	11,80	21,10	12,50	5,50	24,10
52,30	32,40	38,20	34,80	34,40	43,30	38,10	32,80	39,30	24,70	43,30	32,40	32,20	27,40	12,90	27,30
6,30	5,30	5,80	5,10	6,30	5,30	4,80	4,80	6,30	6,90	5,20	4,80	4,50	5,30	7,60	4,30
0,20	0,60	0,50	0,80	0,40	0,30	0,10	0,40	0,70	0,70	0,10	0,80	0,50	0,60	1,00	0,20
1,00	0,50	0,50	0,40	0,70	1,20	2,10	0,70	0,90	0,70	2,00	2,20	0,80	0,70	1,30	2,20
59,70	61,00	60,40	59,70	58,50	59,10	58,30	58,60	58,10	58,00	57,20	56,50	56,70	56,70	52,90	54,90
39,10	37,90	38,60	39,10	40,40	39,40	39,50	40,30	40,30	40,60	40,70	40,50	42,00	42,00	44,80	42,70
0,80	2,30	4,60	3,80	6,20	6,20	2,20	5,10	2,00	2,70	2,40	1,20	7,80	4,20	0,10	6,70
85,70	82,70	81,50	80,90	81,30	79,20	81,30	79,10	84,60	85,30	82,00	81,70	75,70	80,90	88,50	76,00
13,50	15,00	13,90	15,30	12,50	14,60	16,50	15,80	13,40	12,00	15,60	17,10	16,50	14,90	11,40	17,30
0,20	1,20	1,00	2,00	0,60	0,20	0,05	0,60	0,80	1,00	0,05	0,40	0,60	0,90	0,77	0,09
-23,2	-26,2	-24,3	-23,8	-20,7	-22,8	-23,3	-20,9	-21,7	-20,9	-20,8	-22,8	-17,8	-17,9	-13,7	-17,1

гл. 108,5–112,0 м; 25 – то же, обр. 486, скв. 25, гл. 96,0–98,0 м; 26 – то же, обр. 438, скв. 28, гл. 54,0–56,0 м; 27 – то же, обр. 443, скв. 28, гл. 205,0–206,5 м; 28 – то же, обр. 292, скв. 16, гл. 248,2–248,8 м; 29 – то же, обр. 485, скв. 25, гл. 42,0–44,0 м; 30 – пироксенит оливиновый, обр. 34/2, скв. 34–Г, гл. 38,0 м; 31 – то же, обр. 440, скв. 28, гл. 127,5–129,0 м; 32 – то же, обр. 384, скв. 22, гл. 104,5–105,0 м, Сорокинская зона; 33 – то же, обр. 449, скв. 199, гл. 163,0–164,5 м, СЗ продолжение Сорокинской зоны; 34 – пироксенит оливинсодержащий амфиболитизированный, обр. 335, обн. 1, б. Камышеватая; 35 – пироксенит дупироксеновый амфиболитизированный, обр. 28, верховье б. Камышеватая [17]; 36 – горнблендит ослоденельный, обр. 743, обн. 1, б. Камышеватая; 37 – то же, пироксеновый, обр. 442, скв. 28, гл. 173,0–175,0 м; 38 – то же, обр. 337, обн. 1, б. Камышеватая; 39 – актинолитит, обр. 336, там же; 40 – то же, обр. 1417, скв. 16, гл. 216,0 м; 41 – то же, обр. 25/4, скв. 25, гл. 121,0 м; 42 – то же рассланцованный, обр. 290, скв. 16, гл. 227,5 м; 43 – то же, обр. 1415, скв. 16, гл. 209,0 м; 44 – хлорит-тремолит-антофиллитовая порода, обр. 25/2, скв. 25, гл. 112,0 м; 45 – флогопит-тремолит-антофиллитовая порода, обр. 291–а, скв. 16, гл. 239,5 м; 46 – амфиболит плагиоклазовый, обр. 748, пгт Андреевка, устье б. Камышеватая. Анализы выполнены в лаборатории ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины, аналитики Б.В. Мирская (ан. 8, 10, 32), Т.И. Сатарова (ан. 1, 2, 21, 22, 26, 27, 31, 33, 37), Л.Д. Смирнова (ан. 5, 7, 11, 18, 25, 28, 29, 42, 45), А.А. Стрыгина (ан. 4, 6, 9, 17, 19, 20, 23, 40, 43) и в химлабораториях ПГО Донбассгеология (ан. 3, 12, 13, 24, 41, 44), Севукргеология (ан. 36, 46) и Укрчерметгеология (аналитик М.П. Бидриенко) (ан. 34, 38, 39).

Компо- нент	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO ₂	41,43	43,03	52,14	42,46	48,88	43,43	43,36	49,58	48,46	47,39	47,11	48,96	53,78	54,16	46,94
TiO ₂	0,72	0,45	0,42	0,50	0,63	0,80	0,94	0,51	0,25	0,54	0,53	0,75	0,13	0,22	0,81
Al ₂ O ₃	8,28	6,45	3,97	6,04	8,15	7,90	9,49	5,32	4,74	4,93	5,58	4,30	2,75	2,74	15,02
Cr ₂ O ₃	He опр.	0,29	0,19	0,11	He опр.	0,19	0,10	0,14	0,32	He опр.	0,25	0,28	He опр.	0,21	He опр.
Fe ₂ O ₃	1,83	4,12	8,48	11,26	1,56	6,92	7,46	8,26	5,38	7,15	5,43	4,16	2,11	0,74	2,35
FeO	9,05	7,43	4,46	5,45	10,25	8,86	7,89	4,05	4,95	5,18	7,22	9,26	5,97	9,80	9,17
MnO	0,18	0,17	0,25	0,12	0,16	0,14	0,27	0,24	0,18	0,20	0,22	0,21	0,05	0,31	0,16
MgO	26,52	25,55	20,61	16,14	13,95	16,97	13,80	18,85	20,61	20,93	20,65	16,50	27,29	24,43	8,69
NiO	0,05	0,13	0,10	0,11	Сл.	0,03	0,03	0,05	0,19	He опр.	0,21	0,11	He опр.	0,25	Сл.
CaO	5,32	6,58	7,86	16,00	11,71	10,08	13,21	11,18	9,94	9,83	8,55	11,56	4,38	3,23	11,11
Na ₂ O	0,26	0,90	0,54	0,77	1,88	1,06	1,36	0,68	1,01	0,94	0,87	0,91	0,54	0,15	3,10
K ₂ O	0,20	0,80	0,05	0,09	0,97	1,00	0,50	0,08	0,53	0,29	0,06	0,14	0,08	1,20	1,26
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,05	He обн.	0,09	0,05	0,07	0,06	0,05	He опр.	0,07	0,07	He опр.	0,06	0,09
S	0,09	0,11	He обн.	He опр.	He обн.	0,04	He обн.	He обн.	0,02	He опр.	Сл.	0,04	He опр.	Сл.	He опр.
CO ₂	0,49	0,06	He опр.	He опр.	He опр.	0,14	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O	0,10	0,13	He обн.	0,09	0,13	0,07	He обн.	He обн.	0,25	0,09	0,29	0,36	0,09	0,27	0,29
П. п. п.	5,65	4,03	0,71	1,47	2,19	2,18	1,12	0,65	2,68	2,31	2,57	2,47	3,03	2,54	1,55
Сумма	100,33	100,28	99,93	100,61	100,56	99,86	99,73	99,80	99,56	99,86	99,61	100,08	100,37	100,31	100,55
$f_{\text{общ}}$	18,70	19,90	25,20	35,30	32,10	33,50	37,70	25,90	21,30	24,00	25,10	31,00	14,00	19,80	44,30
f_o	0,15	0,33	0,63	0,65	0,12	0,41	0,46	0,65	0,49	0,55	0,40	0,29	0,24	0,06	0,25
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>															
b	48,80	49,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$2c$	9,70	7,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
s	41,50	42,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
z	24,40	23,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
y	50,70	46,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
x	24,90	30,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
h	8,20	20,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
M/F	4,30	4,00	3,00	1,80	2,10	2,00	1,70	2,90	3,60	3,20	2,90	2,20	6,10	4,00	1,30
<i>Параметры, по А.Н. Заварицкому</i>															
a	0,80	2,80	1,10	1,60	5,10	3,50	3,40	1,40	2,50	2,20	1,80	2,00	1,10	1,80	8,50
c	4,60	2,40	1,70	2,80	2,40	3,00	4,20	2,40	1,50	1,70	2,40	1,50	0,90	0,60	5,60
b	51,40	51,80	46,30	52,20	41,90	47,70	45,70	46,90	47,80	49,00	48,10	46,70	47,60	45,90	33,60
s	43,20	43,00	50,90	43,40	50,60	45,80	46,70	49,30	48,20	47,10	47,70	49,80	50,40	51,70	52,30
$c'(a')$	2,40	8,80	14,00	27,80	25,10	17,10	23,60	20,10	18,90	17,60	14,20	23,40	7,20	5,80	22,80
m'	79,30	73,00	64,40	46,70	50,80	55,20	47,60	59,20	63,80	62,60	64,30	52,90	79,80	75,60	43,00
f'	18,30	18,20	21,60	25,50	24,10	27,70	28,80	20,70	17,30	19,80	21,50	23,70	13,00	18,60	34,20
a/c	0,20	1,30	0,65	0,60	2,10	1,20	0,80	0,60	1,70	1,30	0,80	1,30	1,20	3,00	1,50
Q	-19,7	-21,2	-2,1	-19,2	-12,4	-18,4	-17,6	-6,6	-10,1	-11,9	-10,6	-5,9	-2,3	-0,8	-18,0

пород, в которых карбонат соответствует магнезиту. В горнблендитах, актинолититах и пироксенидах карбонат представлен белым кальцитом.

Из рудных минералов в метаультрабазитах преобладает магнетит, который наблюдается в виде, по меньшей мере, двух генераций: первичный (магматогенный) магнетит образует изометричные и неправильной формы зерна (до 0,1–0,3 мм), рассеянные в общей массе породы. Более поздний (вторичный) магнетит, образовавшийся

в процессе серпентинизации оливина, наблюдается в виде тонких (< 0,05 мм) мелкопятнистых и прожилковидных выделений, приуроченных к спайности, трещинам и межзерновым пространствам нерудных минералов, что часто придает породам почти черный цвет. Иногда в виде обособленных выделений или в сростках с магнетитом встречаются хромит и ильменит (скв.16, гл. 31,5; 60,0; 248,5 м и др.); первый – в виде овальных зерен размером до 0,1 мм, второй представлен

удлиненными таблитчатыми зернами такого же размера. На отдельных участках наблюдается замещение хромита магнетитом, в результате чего образуется хромистый магнетит. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 29–33) (суммарно: ранний – магматогенный и более поздний – метаморфогенный) магнетит из серпентинитов и перидотитов содержит значительную примесь Cr_2O_3 и MgO , что связано с присутствием хромита и хромистого магнетита, а также, возможно, загрязненностью проанализированных фракций серпентином. Наличие TiO_2 объясняется как присутствием зерен ильменита, так и сростками его с магматогенным магнетитом (структура распада твердого раствора). Примесь Al_2O_3 и CaO , скорее всего, связана с включением шпинели, хромита и тремолита; установлена также примесь NiO . В отличие от вышеописанного, магнетиту из горнблендита (ан. 32) свойственно наиболее высокое содержание TiO_2 (1,24 %), что связано с мелкими вросками ильменита, и наименьшее количество других примесей (Cr_2O_3 , Al_2O_3 , MgO , CaO). С помощью спектрального анализа в магнетите из серпентинитов и перидотитов установлено высокое содержание Ni , Cr , Ti и несколько меньшее – Co , V , Cu , Zn . В магнетите из горнблендитов выявлено много Cr и Ti и мало Ni , V , Cu и Sc (табл. 3).

Помимо упомянутых, рудные минералы представлены также сульфидами Fe , Cu , Ni – пирротин, пиритом, халькопиритом, пентландитом, миллеритом. Наиболее часто встречаются пирротин и пирит, которые образуют отдельные мелкие (до 0,1–0,2 мм) ксеноморфные зерна или сростки с магнетитом, реже они наблюдаются в виде прожилковидных или гнездовидных обособлений. С помощью пробирного анализа в серпентинитах, перидотитах и горнблендитах установлено наличие платины на уровне кларка, что подтверждает их первично-магматическое происхождение. Так, в отобранных в разных скважинах образцах содержание платины составляет, г/т: перидотит (438, скв. 28, гл. 54–56 м) – 0,027; перидотит (454, скв. 30, гл. 167,0–168,7 м) – 0,024; серпентинит (453, скв. 30, гл. 165,6–167,0 м) – 0,026; горнблендит (442, скв. 28, гл. 174–175 м) – 0,033; горнблендит (скв. 28, гл. 173–174 м) – 0,033.

Химический состав и геохимические особенности метавулканических пород. В табл. 4 приведены результаты химического анализа метавулканических пород, отобранных из поисково-съёмочных скважин (Русаков, 1977) № 16, 25 и 28 (рис. 1), а также из нескольких скважин (№ 22, 23, 29, 30, 199), распо-

ложенных в СТЗ вблизи от Камышеватского массива, и из естественного обнажения (№ 1) в б. Камышеватая. Аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты и амфиболизированные и серпентинизированные перидотиты характеризуются повышенными основностью и общей железистостью. В восточной части Камышеватского массива (скв. 28) метавулканические породы несколько более железистые ($f_{\text{общ}} = 15,0\text{--}18,5\%$), очевидно из-за близости к Андреевской магнитной аномалии в СТЗ, а в южной (скв. 25) – более магнезиальные ($f_{\text{общ}} = 12,4\text{--}14,5\%$) и с повышенным содержанием Cr_2O_3 . В СЗ части массива в верхней части разреза по скв. 16 породы оказались более магнезиальными ($f_{\text{общ}} = 12\text{--}14\%$) с повышенным содержанием NiO , а в нижней, наоборот, более железистыми ($f_{\text{общ}} = 15,3\text{--}17,9\%$). Все метавулканические породы относятся к породам нормального ряда и лишь аподунитовые серпентиниты (ан. 1, 2), не подвергавшиеся процессам амфиболизации, и интенсивно хлоритизированные перидотиты (ан. 10) принадлежат к породам, несколько пересыщенным алюминием. Значение магнезиально-железистые отношения (M/F) для описываемых пород довольно близки: в серпентинитах 5,2–7,2, среднее 6,1, а в перидотитах – 4,5–6,9, среднее 5,3 (табл. 4, 5). Для обеих разностей метавулканических пород характерно присутствие TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , щелочей и высокая магнезиальность при повышенном содержании железа, особенно Fe^{3+} . Серпентиниты отличаются высоким содержанием связанной воды. Количество П. п. в них – от 10,00 до 12,77 %, а в перидотитах – 5,42–9,87 %.

Результаты химического анализа исследованных пород были пересчитаны (табл. 4) на числовые характеристики по методам Н.Д. Соболева и А.Н. Заварицкого. Исходя из результатов анализа петрохимических параметров и классификационных диаграмм [4] в серпентинитах по соотношению виртуальных количеств оливина (z), орто- (y) и клинопироксена (x) можно выделить исходные (первичные) породы: дуниты (15 %), гарцбургиты (65 %) и лерцолиты (20 %). Усредненный состав данных пород ($z = 73,8\%$, $y = 17,6\%$, $x = 8,6\%$) отвечает гарцбургиту. В перидотитах по соотношению z , y и x установлены гарцбургит (20 %) и лерцолит (80 %). Средний состав перидотитов ($z = 53,6\%$, $y = 33,5\%$, $x = 12,9\%$) соответствует лерцолиту (табл. 4).

На диаграмме Н.Д. Соболева точки состава серпентинитов (кроме ан. 13) благодаря высокой основности располагаются в поле дунита, а на

Таблица 5. Средний химический состав метаультрабазитов Камышеватского массива и некоторых районов распространения габбро-перидотитовой формации, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,11	35,30	40,70	40,34	42,85	42,06	43,48	48,33	42,46	45,22	48,30	53,97
TiO	0,21	0,16	0,22	0,20	He опр.	0,34	0,40	He опр.	0,50	0,79	0,52	0,18
Al ₂ O ₃	2,14	1,44	2,19	3,20	4,70	3,51	5,47	4,91	6,04	8,51	4,97	2,75
Cr ₂ O ₃	0,27	0,53	0,32	0,13	He опр.	0,35	0,34	He опр.	0,11	0,15	0,25	0,21
Fe ₂ O ₃	6,48	6,90	5,95	3,80	5,04	6,87	3,29	5,45	11,26	5,31	6,08	1,43
FeO	3,91	3,66	5,04	7,72	5,91	4,59	7,15	6,76	5,45	9,00	6,13	7,89
MnO	0,18	0,17	0,16	0,15	He опр.	0,18	0,16	He опр.	0,12	0,20	0,21	0,18
MgO	35,23	33,85	32,44	31,29	33,28	28,71	28,30	25,62	16,14	14,91	19,51	25,86
NiO	0,32	0,33	0,26	0,28	He опр.	He опр.	0,15	He опр.	0,11	0,02	0,14	0,25
CaO	1,98	2,51	2,98	3,17	5,97	4,72	4,67	5,82	16,00	11,67	10,21	3,81
Na ₂ O	0,15	0,13	0,20	0,10	0,19	0,36	0,39	0,39	0,77	1,43	0,88	0,35
K ₂ O	0,10	0,06	0,11	0,05	0,05	0,13	0,46	0,12	0,09	0,82	0,22	0,64
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,04	0,09	He опр.	0,08	0,06	He опр.	He опр.	0,07	0,06	0,06
S	0,05	He опр.	0,04	He опр.	He опр.	He опр.	0,12	He опр.	He опр.	0,01	0,02	He опр.
CO ₂	0,14	1,66	0,29	He опр.	He опр.	He опр.	0,35	He опр.	He опр.	0,05	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁻	0,58	He опр.	0,55	0,31	He опр.	He опр.	0,18	He опр.	0,09	0,07	0,20	0,18
П. п. п	11,01	13,50	8,33	9,55	He опр.	8,00	5,33	He опр.	1,47	1,83	2,14	2,79
Сумма	99,90	100,55	99,82	100,38	He опр.	100,02	100,20	He опр.	100,61	100,06	99,54	100,57
$f_{\text{общ}}$	¹⁴ (изр. 10,1)	14,30	15,50	16,80	14,90	18,00	17,00	20,30	35,30	34,40	25,50	16,90
f_{O}	0,60	0,63	0,51	0,31	0,43	0,57	0,30	0,42	0,65	0,33	0,48	0,15
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>												
s	36,70	36,10	40,30	39,80	38,90	41,60	42,50	45,90	—	—	—	—
$2c$	2,70	2,20	2,80	3,80	5,00	4,30	6,60	5,50	—	—	—	—
b	61,60	61,70	56,90	56,40	56,10	54,10	50,90	48,60	—	—	—	—
z	73,80	78,50	53,60	57,40	60,70	45,30	26,90	8,80	—	—	—	—
y	17,60	10,20	33,50	28,90	15,60	34,30	52,00	66,20	—	—	—	—
x	8,60	11,30	12,90	13,70	23,70	20,40	21,10	25,00	—	—	—	—
h	42,90	45,60	34,80	18,30	27,40	40,20	17,10	26,50	—	—	—	—
M/F	^{6,1} (изр. 8,7)	5,80	5,30	4,90	5,70	4,70	5,10	3,90	1,80	1,90	2,90	4,80
<i>Петрохимические коэффициенты</i>												
Cr/Al	^{7,4} (изр. 25,2)	18,60	^{9,1} (изр. 26,5)	3,10	He опр.	5,60	4,30	He опр.	1,70	1,20	3,00	4,00
Ti/Fe	2,20	1,60	2,10	1,80	He опр.	3,20	4,00	He опр.	3,20	5,70	4,50	2,00
Ti/Mg	0,60	0,50	0,70	0,60	He опр.	1,20	1,40	He опр.	3,10	5,30	2,70	0,70
Ti/Cr	0,80	0,30	0,70	1,50	He опр.	1,00	1,20	He опр.	4,50	5,30	2,10	0,90

Примечание. Кроме того, установлено (%): в ан. 2 – 0,02 – CoO; 0,31 – SO₃; ан. 6 – 0,12 – SO₃; ан. 7 – 0,06 – CoO; 0,18 – SO₃. *Порода:* 1 – серпентинит апоперидотитовый, $n = 13$; 2 – то же габбро-перидотитовой формации Побужья, $n = 71$ [18]; 3 – перидотит, $n = 13$; 4 – то же, Западное Приазовье, $n = 4$ [17]; 5 – то же габбро-перидотитовой формации Побужья, $n = 30$ [18]; 6 – то же бесединского комплекса КМА, $n = 8$ [19]; 7 – пироксенит оливиновый, $n = 4$; 8 – пироксенит габбро-перидотитовой формации Побужья, $n = 16$ [18]; 9 – пироксенит безоливиновый двупироксеновый амфиболлизированный, б. Камышеватая, $n = 1$ [17]; 10 – горнблендит, $n = 3$; 11 – актинолитит, $n = 5$; 12 – хлорит(флогопит)-тремолит-антофиллитовая порода, $n = 2$. *Коэффициенты:* Cr/Al = $[\text{Cr}_2\text{O}_3 / (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)] \times 100$ %, мол. кол-ва; Ti/Fe = $(\text{TiO}_2 / \Sigma\text{FeO}) \times 100$, вес. %; Ti / Mg = $(\text{TiO}_2 / \text{MgO}) \times 100$, вес. %; Ti / Cr = $(\text{TiO}_2 / \text{Cr}_2\text{O}_3)$, вес. %.

диаграмме А.Н. Заварицкого – вблизи точек состава гарцбургита (ан. 1–9) и лерцолита (ан. 10–13), реже – амфиболового перидотита. Практически аналогичные результаты получены и при ана-

лизе диаграммы [4]: $A(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - S[\text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)]$, вес. %. На диаграмме SiO₂ – (Na₂O + K₂O) большинство точек состава серпентинитов распо-

лагаются тоже в поле дунита и лишь несколько менее основные их различия – в поле перидотита. Таким образом, наличие TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, повышенная общая железистость и относительно невысокое отношение M/F , Cr/Al , Ti/Fe , Ti/Mg , Ti/Cr (табл. 5) свидетельствуют о принадлежности серпентинитов (гарцбургитов) и перидотитов (лерцолитов) Камышеватского массива и, очевидно, всей СТЗ к ультрафербазитам [15] – продуктам дифференциации базальтовой магмы (габбро-перидотитовая или габбро-пироксенит-перидотитовая формация) [17, 19]. Сравнение с составом аналогичных пород некоторых докембрийских ультрафербазитов, в частности, с серпентинитами Побужья показывает, что таковые Камышеватского массива при близкой общей железистости характеризуются несколько более высокой магнезиальностью и меньшими кальциево-железистостью и отношением Cr/Al (табл. 5, ан. 1, 2). В сравнении с перидотитами Западного Приазовья, Побужья и бесединского комплекса (Курская магнитная аномалия) изученные перидотиты отличаются несколько меньшими глиноземистостью и кальциево-железистостью, а от таковых бесединского комплекса – еще и более высокой магнезиальностью (ан. 3–6).

Оливиновые пироксениты во многом повторяют особенности перидотитов. Пересчет результатов химического анализа данных пород на виртуальные оливин (z), орто- (y) и клинопироксен (x) показывает, что в сравнении с перидотитами они содержат меньше оливина и больше орто- и клинопироксена, среднее: $z = 26,9$; $y = 52,0$ и $x = 21,1$ %. При уменьшении магнезиальности и, соответственно, основности, M/F и Cr/Al отношений оливиновым пироксенитам так же, как серпентинитам и перидотитам, свойственно увеличение содержания TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей (за счет появления роговой обманки, шпинели), а также возрастание общей железистости, Ti/Cr , Ti/Fe и Ti/Mg отношений. В отличие от близких по составу оливиновых пироксенитов Побужья таковые из Камышеватского массива при близкой общей железистости характеризуются более высокой магнезиальностью (табл. 5, ан. 7, 8).

В безоливиновых дупироксеновых пироксенитах сохраняется такая же тенденция изменения пироксенитов при увеличении общей железистости до 35,3 % (табл. 5, ан. 9). На классификационных диаграммах Н.Д. Соболева и А.Н. Заварицкого оливиновые пироксениты отвечают оливиновому вебстериту или, при увеличении содержания роговой обманки, – оливин-роговообманковому

пироксениту, а безоливиновые их различия – вебстериту или диаллагиту. На диаграмме $A - S$ первые два анализа оливиновых пироксенитов (табл. 4, ан. 30,31) попадают в поле перидотитовых коматиитов. Согласно количеству виртуальных оливина, орто- и клинопироксена, а также количеству роговой обманки в оливиновых пироксенитах, они относятся к измененным низкоглиноземистым оливиновым вебстеритам или оливин-роговообманковым пироксенитам нормального петрохимического ряда Na и K–Na серий семейства пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамафитов) [4].

Химический состав ослюденелых, магнетит- и клинопироксеносодержащих горнблендитов охарактеризован тремя химическими анализами (табл. 4, ан. 36–38). В сравнении с безоливиновыми дупироксеновыми амфиболитизированными пироксенитами (табл. 5, ан. 9, 10), с которыми горнблендиты связывает тесное генетическое родство, рассматриваемые породы характеризуются наиболее высокой титанистостью ($TiO_2 = 0,79$ %), повышенным значением глиноземистости и щелочности за счет высокого содержания в них высокотемпературной зеленой роговой обманки. В горнблендитах установлено 0,15 % Cr_2O_3 и значительно меньше NiO и Pt. При практически равных общей железистости и отношении M/F горнблендиты, по сравнению с безоливиновыми пироксенитами, содержат несколько меньше MgO, CaO и Fe_2O_3 . Характерно также уменьшение значения отношения Cr/Al и возрастание Ti/Cr , Ti/Fe и Ti/Mg . По особенностям химического состава горнблендиты относятся к низкоглиноземистым породам повышенной основности нормального петрохимического ряда K–Na серии семейства пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамафитов). На классификационных диаграммах А.Н. Заварицкого и $A - S$ горнблендиты отвечают вебстериту (с повышенной щелочностью), диаллагиту и собственно горнблендиту. На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ они соответствуют пироксениту или горнблендиту.

Химический состав актинолититов охарактеризован пятью анализами (табл. 4, ан. 39–43). По сравнению со средними составами горнблендитов и безоливиновых пироксенитов (табл. 5, ан. 9–11), данные породы при равной титанистости с пироксенитами содержат значительно меньше TiO_2 , чем горнблендиты. Актинолититы характеризуются (ан. 11) повышенной магнезиальностью и меньшими общей железистостью, глиноземи-

стостью и кальциевостью. По количеству щелочей они уступают горнблендитам, но отличаются более высоким содержанием щелочей, в сравнении с пироксенитами. Как и для других метаультрабазитов, актинолититам свойственно постоянное присутствие Cr_2O_3 и NiO . Антофиллит содержащие породы представлены двумя анализами флогопит (хлорит)-тремолит-антофиллитовых разновидностей, для которых характерны повышенная кремнекислотность, магнезиальность и практически одинаковая с актинолититами щелочность, при пониженных титанистости, глиноземистости и общей железистости. О высокой основности рассматриваемых пород свидетельствует и положение точки их усредненного состава (табл. 5, ан. 12) на диаграмме Л. Дженсена ($\text{Fe} + \text{Ti}$) – $\text{Mg} - \text{Al}$ (рис. 2) [3], где эта точка располагается в непосредственной близости от точки состава перидотита. Как видно из приведенной диаграммы, флогопит (хлорит)-тремолит-антофиллитовые породы характеризуются лишь несколько меньшей магнезиальностью и чуть большей глиноземистостью, что несомненно указывает на генетическую связь этих пород с перидотитами. Плагноклазовые амфиболиты (табл. 4, ан. 46) по химическому составу отвечают типичным метабазитам, широко распространенным среди докембрийских пород УЩ. Они относятся к породам нормального ряда, а на диаграмме А.Н. Заварицкого соответствуют долериту.

Для сравнения с метаультрабазитами Камышеватского массива в табл. 4 приведено три химических анализа (№ 14–16) метакоматиитов, выявленных в пределах Сурожского месторождения в СТЗ и описанных недавно А.Б. Бобровым и др. [3]. Если в целом сравнить метаультрабазиты Камышеватского массива с метакоматиитами, то бросается в глаза, что между ними есть достаточно много общего, в частности: 1) для тех и других иногда бывает характерна порфириовидная структура с крупными (до 1 см) вкрапленниками оливина; 2) практически аналогичный химический состав серпентинитов массива и метакоматиитов со спинифекс-структурами. И те и другие породы отвечают по составу серпентинитам, а при пересчете результатов химического анализа на нормативные коэффициенты (z , y , x) – типичным гарцбургитам. На диаграмме Л. Дженсена $\text{Mg} - \text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti})$ [3] (рис. 2) точки их усредненного состава расположены рядом и почти перекрывают друг друга. Привлекает внимание также то, что результаты химического анализа (в пересчете на сухой

остаток) коматиитов со структурами спинифекс, по данным [4], никогда не содержат более 32–33 % MgO , в то время как в подобных породах в СТЗ, по мнению А.Б. Боброва и др. [3], установлено 39,34 % MgO , что далеко выходит за пределы допустимого.

Изучение метаультрабазитов Камышеватского массива показало, что спинифекс-структуры в них отсутствуют и поэтому относить такие породы к метакоматиитам нет оснований. Наличие подобных структур в описанных метакоматиитах вызывает определенные сомнения, т. к. метаультрабазиты СТЗ (часто со спутано-волокнистыми структурами) и предполагаемые метакоматииты испытывали неоднократные динамические и температурные воздействия и первоначальные структуры в них вряд ли могли сохраниться. Экспериментально было установлено, что оливин, кристаллизуясь в процессе дегидратации серпентина при температуре 650–700 °С, выделяется при сохранении волокон хризотила [24]. Это значит, что в определенных условиях могут образовываться волокнистые и ветвящиеся агрегаты оливина, морфологически сходные со структурами спинифекс [5]. Поэтому как спинифекс-структуры в метакоматиитах, так и порфириовидные структуры в них с крупными выделениями оливина, вероятно, имеют вторичное (метаморфогенное) происхождение. Возможно, они образовались в процессе дегидратации серпентина, которая могла происходить как при высокой температуре контактовых воздействий на серпентиниты (например, гранитоидов), так и при интенсивных тектонических подвижках и при региональном метаморфизме эпидот-амфиболитовой и даже зеленосланцевой фации метаморфизма [5].

По результатам спектрального анализа (табл. 3), серпентиниты, перидотиты и оливиновые пироксениты характеризуются практически одинаковым содержанием (г/т) некоторых элементов группы железа: $\text{Ni} - 1300$, $\text{Co} - 110-120$, $\text{V} - 40$. Лишь по Cr и Ti между ними фиксируются некоторые различия. Так, если для серпентинитов и перидотитов среднее значение Cr соответствует 1910, а $\text{Ti} - 880$, то для оливиновых пироксенитов среднее значение Cr уменьшается (1800), а Ti , наоборот, увеличивается (950), что связано с уменьшением в них количества хромита и Cr -магнетита, с одной стороны, и увеличением содержания ильменита и титаномагнетита, с другой. Существенно отличаются от оливиновых двупироксеновые безоливиновые пироксениты, в кото-

рых меньше Ni и Co и больше Cr, Ti и V, что связано с преобладанием в их составе пироксенов, роговых обманок и наличием хром-магнетита и ильменита. Наиболее богаты Cr перидотиты из южной части массива, где содержание этого элемента иногда возрастает до 4700 г/т (Cr_2O_3 – до 0,65 %); при этом значение Cr/Al отношения в породах увеличивается до 25,2–26,5.

Пироксеновые и магнетитсодержащие горнблендиты характеризуются близким содержанием Co и V и заметно различаются по количеству Ni, Cr и Ti, что связано с различным количеством слагающих их роговых обманок, пироксенов и, особенно, магнетита. Актинолититы по количеству элементов-примесей близки к безоливиновым пироксенитам, если не считать того, что при почти одинаковом с пироксенитами количестве Ni, Co и Ti, они содержат почти вдвое меньше Cr и в 1,5 раза больше V. Это связано с меньшим содержанием в них Cr-магнетита и более высоким – магнетита. В сравнении с актинолититами тремолититы содержат значительно больше Ni, Co и Cr, которые концентрируются главным образом в тремолите, и в 2–3 раза меньше Ti и V; последние присутствуют в магнетите. Антофиллититы в основном сохраняют, как и тремолититы, тот же набор элементов-примесей в близких количественных соотношениях – для Ni, Co и V, которые концентрируются в антофиллите; лишь Cr и Ti содержатся в них в меньшем количестве. Наиболее низкое содержание Ni, Co и Cr установлено в плагиоклазовых амфиболитах, где эти элементы фиксируются в роговой обманке, а наибольшее количество Ti и V объясняется повышенным содержанием магнетита и ильменита. Медь, связанная очевидно с сульфидами, в количестве до 150 г/т установлена в оливиновых пироксенитах и в безоливиновых дупироксеновых их разностях (100 г/т), а также в слагающих их минералах: оливине, серпентине, магнетите, ортопироксене, роговой обманке и актинолите. Цинк в количестве 400–800 г/т в виде изоморфной примеси находится в магнетите, а скандий – в роговой обманке из различных типов метакльабазитов.

Генезис и метаморфизм метакльабазитов.

Выше отмечено, что метакльабазиты Камышеватского массива относятся к ультрафербазитам – продуктам дифференциации базальтовой магмы. Однако, при детальном анализе петрохимических характеристик метакльабазитов становится очевидным, что иногда по ряду признаков имеются некоторые отклонения от подобного заключения.

Так, повышенное содержание Cr_2O_3 до 0,65 % в некоторых разностях изученных пород (скв. 25, гл. 191,0 м, обр. 487 и гл. 267,0 м, обр. 488) приводит к увеличению Cr/Al отношения до 25,2–26,5. В то же время, резкое увеличение основности метакльабазитов в отдельных участках (скв. 29, гл. 136,0 м, обр. 386) приводит к заметному увеличению M/F отношения (до 8,7) и к понижению общей железистости до 10,1 %. Приведенные факты свидетельствуют о том, что исследованные породы иногда приближаются к более глубинной дунит-гарцбургитовой (гипербазитовой) формации. Подобные случаи неоднократно отмечены в литературе и для других комплексов ультрабазитов [18, 19]. Состав и особенности пород массива однозначно указывают на их магматическое происхождение. При этом отсутствие четко выраженных изменений ультрабазитов на контакте с вмещающими породами, с одной стороны, может указывать на внедрение кашеобразной магмы в виде протрузии, а с другой, на интенсивно проявленные процессы регионального метаморфизма, которые полностью затушевали эти изменения.

В длительной эволюции (с раннего архея по настоящее время) после внедрения ультраосновной магмы в осадочно-эффузивную толщу можно выделить такие этапы преобразования (метаморфизма) ультрабазитов: 1. После охлаждения ультрабазитов при температуре не выше 400–500 °C под воздействием процессов регионального динамотермального метаморфизма они подвергались

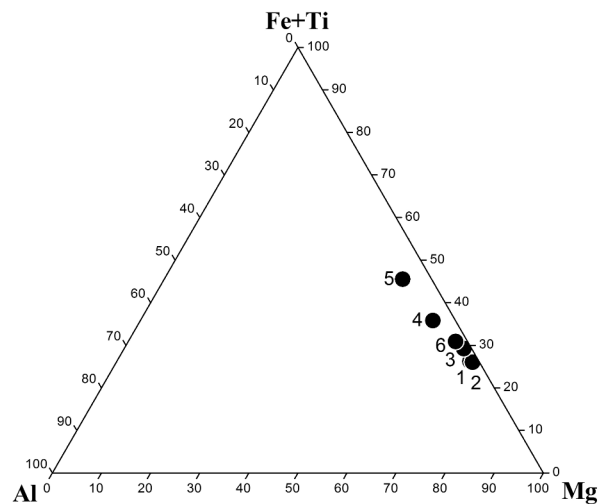


Рис. 2. Положения точек среднего состава метакльабазитов Камышеватского массива и метакломатитов Сурожского месторождения на диаграмме Al – Mg – (Fe + Ti) (по [3]): 1 – серпентиниты, 2 – метакломатиты, 3 – перидотиты, 4 – оливиновые пироксениты, 5 – горнблендиты, актинолититы, 6 – хлорит (флогопит)-тремолит-антофиллитовые породы

ранней изохимической серпентинизации (метаморфизму регрессивного этапа, по [20]), которая могла происходить под действием летучих, поступавших из зоны зарождения ультрабазитовой интрузии или при значительном привносе воды из вмещающих толщ в условиях повышенной щелочности растворов, что приводило к значительному увеличению объема горных пород [13]. В результате этих процессов образовались немагнитные зеленые серпентиниты, в которых серпентин представлен разностью, близкой к хризотилу или “петельчатым поперечно-волоконистым зеленовато-желтым серпентинам”, относительно богатым окисным железом, которое часто замещает кремний [20].

2. Регрессивный этап метаморфизма в жизни интрузии, сформировавший Камышеватский массив, сменился прогрессивным этапом, который соответствовал уровню фации зеленых сланцев. В этот период пироксениты и оливковые их разности замещались актинолититами. В процессе этого замещения происходил вынос Al, Fe, Ca и привнос Si, Mg и воды. При дальнейшем повышении температуры и давления гарцбургиты, лерцолиты и серпентинизированные их разности были подвергнуты интенсивной тремолитизации, которая сопровождалась значительным выносом Mg и привносом Si, Al, Ca и воды.

3. Учитывая, что роль пироксенитов среди ультрабазитов была относительно невысокой, концентрация Mg в метаморфических растворах при образовании актинолита и тремолита заметно возрастала. Поэтому при дальнейшем повышении температуры (до 600–650 °С) и давления в присутствии газо-водных растворов (низкая амфиболитовая фация) отмечается образование антофиллитита, причем не только по гарцбургиту и лерцолиту, но также и по актинолититу, тремолититу и даже по серпентиниту. Процессы антофиллитизации привели не только к образованию по упомянутым породам лучистых и сноповидных агрегатов этого минерала, но и к образованию мономинеральных антофиллититов, которые образуют прожилки (прослойки?) среди антофиллититосодержащих пород мощностью до 10–20 см с резким контактом [1, 22].

4. В условиях амфиболитовой фации (а возможно и в более низкотемпературных условиях) происходила значительная перекристаллизация метакристаллитов, которая затрагивала, прежде всего, зерна оливина. Имеется много фактов, свидетельствующих о вторичном (метаморфогенном) происхождении оливина в процессе дегидратации

серпентина, которая могла происходить как при высокой температуре контактовых воздействий гранитоидов на серпентиниты, так и при интенсивных тектонических подвижках и при региональном метаморфизме средне- и низкотемпературных фаций.

О метаморфической природе изученных ультрабазитов свидетельствуют такие факты: 1) структурно-текстурные особенности пород выражаются в наличии неравномернотельных агрегатов оливина с неправильными контурами зерен в отличие от правильных полигональных зерен, характерных для магматических дунитов и перидотитов; 2) один из наиболее характерных признаков вторичных структур – более крупные зерна оливина (до 1,0–1,5 см) по сравнению с зернами ортопироксена. В первичных структурах всегда обратные соотношения; 3) метакристаллиты часто имеют бластопорфировую структуру, причем крупные зерна оливина имеют тот же состав, что и вмещающая их мелкозернистая масса, отличающая эти структуры от истинно порфировых; 4) оливин иногда содержит Fe^{3+} , входящее в структуру оливина. Это аномалия, поскольку Fe^{3+} в расплаве всегда соединяется с хромом; 5) на метаморфическую природу оливинов и ортопироксенов из оливиновых пироксенитов западной части массива указывает не только повышенная их общая железистость, но и глиноземистость пироксенов, в том числе присутствие Al_{VI} , который в магматических пироксенах всегда отсутствует. Возможно, метакристаллиты – породы гетерогенные: некоторые из них могут быть сильно измененными первично-магматическими породами, другие (большая часть) – метаморфогенными образованиями, возникшими за счет дегидратации серпентина. В целом же, это метакристаллиты, пережившие многочисленные метаморфические превращения [5].

5. В условиях более высокотемпературной амфиболитовой фации образовались горнблендиты – по пироксенитам и плагиоклазовые амфиболиты – по основным вулканитам. В западной части массива, где была пробурена гидрогеологическая скважина № 34, оливиновые пироксениты, по-видимому, локально, как и в пределах Андреевской магнитной аномалии (СТЗ), были подвергнуты метаморфизму гранулитовой фации [23]. Повышение термодинамических условий, очевидно, было обусловлено интенсивным прогревом пород, связанным с процессами гранитизации и образования плагиомигматитов и плагиогранитов. Если предположить, что оливин и ортопироксен в

оливиновых пироксенитах имеют магматическое происхождение и кристаллизовались из расплава, то, согласно установленной зависимости Fe/Mg распределения между оливином и ортопироксеном (1,011–1,115) для магнезиальных пород от температуры [при (Fe / Mg) $OPx = 0,1-0,2$], кристаллизация оливиновых пироксенитов могла бы происходить при температуре 950–1000 °С [12]. Судя по оливин-ортопироксеновому геотермометру [16], равновесие между этими минералами могло соответствовать температуре 1000–1050 °С, что вполне согласуется с приведенными выше данными (среднее 1000 °С). Глубинность кристаллизации магмы по равновесию оливин + ортопироксен оценивалась бы примерно в 6 км, а давление – в 2×10^8 Па [22, 11]. В действительности же, по данным дупироксеновой геотермометрии, равновесие $OPx_{16,7} - CPx_{12,4}$ (скв. 34, гл. 21,8 м) в оливиновых пироксенитах установилось при температуре 850–870 °С [22] и 780 °С [14], среднее 820 °С, что хорошо согласуется с результатами изучения клинопироксен-содержащих горнблендитов по $CPx-Nbl$ геотермометру – 840 °С [14]. Общее давление оценивается в 650–670 МПа [23].

6. В связи с общим понижением температуры и давления прогрессивный метаморфизм сменился регрессивным (диафторезом), который на первом этапе (как, кстати, и в прогрессивной ветви) привел к образованию на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций горнблендитов (с роговой обманкой, обр. 337) по оливиновым пироксенитам и плагиоклазовым амфиболитов – очевидно, по основным кристаллическим сланцам. Кристаллизация магнезиальной (обр. 442) и гастингситоподобной (обр. 337) роговых обманок в горнблендитах, согласно геобарометру Холлистера [25] осуществлялась в интервале $1,7-4,9 \times 10^8$ Па. Формирование плагиоклазовых амфиболитов ($Nbl_{46}-Pl_{44}$), согласно роговообманково-плагиоклазовому геотермометру Перчука [14], происходило при температуре ~ 600 °С.

7. При понижении температуры и давления в условиях эпидот-амфиболитовой и граничащей с ней зеленосланцевой фаций высокотемпературные роговые обманки в метаультрабазитах замещались более низкотемпературными магнезиальными роговыми обманками (обр. 453), а позже – тремолитовыми (обр. 335, 485, 486), актинолитовыми (обр. 336) их разностями, а также актинолитами (обр. 385) и тремолитами (обр. 488).

8. Дальнейшее понижение термодинамических условий (зеленосланцевая фация) протекало

с участием большого количества растворов, что обусловило гидротермальный характер измененный ультрабазитов. В этот период при значительном выносе Si и Mg и привносе воды в условиях частичной или полной перекристаллизации ранних серпентинитов образовались так называемые антигоритовые серпентиниты, с которыми связано некоторое восстановление Fe и появление метаморфогенного магнетита. Тонкопластинчатый антигорит в виде волнистых поперечно-пластинчатых жилок обычно замещает ядра петель в раннем серпентине. Процесс серпентинизации как ранней, так и последующей антигоритовой стадий многостадийный и неоднократный. Часто разграничить начальную и конечную стадии серпентинизации бывает очень трудно, практически невозможно. Далее в результате привноса Al и выноса Mg, Si и воды происходило образование хлорита (прохлорита), который развивался по оливиному, тремолиту, актинолиту и серпентину. При дальнейшем притоке растворов, обогащенных кремнием, по оливиному, тремолиту, серпентину, хлориту образуется мелкочешуйчатый тальк, который иногда образует гнездовидные и жилковидные скопления. Если регрессивный метаморфизм протекал без участия CO_2 , то в породах отсутствуют карбонаты. Если же с участием таковой, то образовывались карбонаты (брейнерит, анкерит, доломит) главным образом по серпентину, хлориту, тальку.

9. В заключительный этап регрессивного метаморфизма при внедрении жил пегматита и гибридных гранодиоритов происходило изменение метаультрабазитов растворами, обогащенными K, Si и щелочами. С этим этапом связана флогопитизация, которая отмечается в зонах расщепления и вблизи контактов с пегматитами. Флогопит развивается обычно по хлориту, тремолиту, актинолиту, а кварц – в тектонически ослабленных зонах [1, 17, 23].

Выводы. 1. Впервые выявлен и закартирован Камышеватский массив метаультрабазитов, расположенный на СЗ продолжении СТЗ в зоне пересечения субширотного Кильтичийского разлома с СЗ продолжением разлома, ограничивающего с ЮЗ СТЗ.

2. Детально исследованы метаультрабазиты массива, представленные аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, серпентинизированными и амфиболизированными перидотитами, оливиновыми и безоливиновыми пироксенитами, а также метаморфизованными их раз-

ностями: горнблендитами, тремолитами, актинолитами и флогопит (хлорит)-тремолит-антофиллитовыми породами.

3. Первичный состав пород массива соответствует дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и оливиновым пироксенитам. По соотношению M/Fe (4,5–7,2), $f_{общ}$ (12,1–17,9) и повышенному содержанию Al_2O_3 , TiO_2 , CaO и щелочей изученные породы принадлежат к ультрафербазитам – продуктам дифференциации базальтовой магмы, т. е. к габбро-перидотитовой формации. При увеличении основности пород и содержания Cr_2O_3 в отдельных участках развития метаультрабазитов отмечается переход к более глубинной гипербазитовой формации.

4. Отсутствие четко выраженных контактовых изменений в ультрабазитах может указывать как на внедрение кашеобразной магмы в виде

протрузии, так и на интенсивно проявленные процессы регионального метаморфизма, которые полностью затушевали эти изменения.

5. Установлено, что между серпентинитами массива и содержащими спинифекс-структуры метакоматиитами ЮВ части СТЗ существует определенное сходство (порфиридные структуры с крупными выделениями оливина, практически аналогичный химический состав). Близость химического состава и структурно-текстурных особенностей названных пород, вероятно, имеет вторичное (метаморфогенное) происхождение, при котором и те и другие породы могли образоваться в процессе дегидратации серпентина; последняя могла происходить как при высокой температуре контактов воздействий гранитоидов, так и при региональном метаморфизме средних и низких ступеней.

Литература

1. Байраков В.В. Про метаморфізм ультраосновних порід Західного Приазов'я. *Доп. АН УРСР, сер. Б.* 1972. № 2. С. 99–102.
2. Байраков В.В. Нові дані з мінералогії азбестоносних метаультрабазитів Західного Приазов'я. *Доп. АН УРСР, сер. Б.* 1979. № 7. С. 498–503.
3. Бобров О.Б., Малюк Б.І., Сіворонов А.О. Метакоматити Сорокинської зеленокам'яної структури (Західне Приазов'я). *Мінерал. журн.* 2001. 23, № 2/3. С. 84–94.
4. Богатиков О.А., Васильев Ю.Р., Дмитриев Ю.Н. и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. Т. 5. 508 с.
5. Велинский В.В., Банников О.А. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 103 с.
6. Галецкий Л.С., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Толщина земной коры и металлогения Украинского щита. *Докл. АН УССР, сер. Б.* 1985. № 10. С. 12–16.
7. Глевасский Е.Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье. *Мінерал. журн.* 1996. 18, № 4. С. 72–88.
8. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: В 5 т. М.: Мир, 1965. Т. 1. 371 с.
9. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: В 5 т. М.: Мир, 1965. Т. 2. 406 с.
10. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). К.: УкрДГРІ, 2004. 29 с.
11. Курепин В.А. Термодинамический анализ минеральных равновесий в пироксенсодержащих горных породах. *Породообразующие пироксены Украинского щита.* – К.: Наук. думка, 1979. С. 115–127.
12. Маракушев А.А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин. *Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии.* М.: Наука, 1968. С. 31–52.
13. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.
14. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
15. Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. *Геохимия.* 1959. № 8. С. 679–695.
16. Сутурин А.Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 141 с.
17. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. К.: Изд-во АН УССР, 1960. 177 с.
18. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. К.: Наук. думка, 1984. 232 с.
19. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1981. 252 с.
20. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
21. Щербак Н.П., Єсипчук К.Е. Установление древнейших гранитоидов в докембрии Приазовья. *Докл. АН УССР, сер. Б.* 1977. № 10. С. 904–906.
22. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. К.: Наук. думка, 1985. 224 с.
23. Яковлев Б.Г., Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. Метаморфические комплексы Сорокинской зоны (Приазовье) – продукт деструкции гранулитовой архейской коры. *Геол. журн.* 1989. № 5. С. 111–117.
24. Helena S., Keiji Y. Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy. *Clays and Clay Miner.* 1979. 27, N 3. P. 161–174.
25. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcalkaline platon. *Amer. Miner.* 1987. 72. P. 231–239.

Reference

1. Bayrakov, V.V. (1972). Pro metamorfizm ul'traosnovnykh porid Zakhidnoho Pryazov'ya [About metamorphism of ultramafic rocks of the Western Azov area]. *Dop. AN URSSR, ser. B*, № 2, S. 99-102. [in Ukrainian].
2. Bayrakov, V.V. (1979). Novi dani z mineralohiyi azbestonosnykh metaul'trabazytiv Zakhidnoho Pryazov'ya [New data on mineralogy of asbestos metaultrabasites of the Western Azov area]. *Dop. AN URSSR, ser. B*, № 7, S. 498-503. [in Ukrainian].
3. Bobrov, O.B., Maluk, B.I., Sivoronov, A.O. (2001). Metakomatiyity Sorokyns'koyi zelenokam'yanoyi struktury (Zakhidne Pryazov'ya) [Metakomatiites of the Sorokynska greenstone structure (Western Azov area)]. *Mineral. Journ.* **23**, № 2/3. S. 84-94. [in Ukrainian].
4. Bogatkov, O.A., Vasily'v, J.R., Dmitriev, J.N. et al. (1988). Mahmatycheskiye hornye porodny. Ul'traosnovnyye porodny. [Igneous rocks. The ultramafic rocks]. Moscow: Nauka. V. 5. 508 s. [in Russian].
5. Velinsky, V.V., Bannikov, O.A. (1986). Olyvyny al'pynotyynykh hyperbazytiv [Olivines of Alpine-type ultramafic rocks]. – Novosibirsk: Nauka. 103 s. [in Russian].
6. Haletskyy, L.S., Sollohub, V.B., Chekunov, A.V. (1985). Tolshchyna zemnoy kory y metallohenyya Ukraynskoho shchyta [The thickness of the earth's crust and metallogeny of the Ukrainian shield]. *Dokl. AN USSR, ser. B*, № 10. S. 12-16. [in Russian].
7. Hlevasskyy, E.B. (1996). Zelenokamennyye poyasa y perspektyvy poyskov zolotoho orudenenyia v Pryazov'e [The greenstone belts and prospects of gold mineralization searching in the Azov area]. *Mineral. Journ.* **18**, № 4. S. 72-88. [in Russian].
8. Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1965). Porodoobrazuyushchyye myneraly [Rockforming minerals]: V 5 t. Moscow: Myr. 2. 406 s. [in Russian].
9. Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1965). Porodoobrazuyushchyye myneraly [Rockforming minerals]: V 5 t. Moscow: Myr. 1. 371 s. [in Russian].
10. Yesypchuk, K.Yu., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M. ta in. (2004). Korelyatsiyna khronostratyhrafichna skhema rann'oho dokembriyu Ukrayins'koho shchyta (poyasnyval'na zapyska) [Early Precambrian correlation khronostratyhrafichna skhema of the Ukrainian Shield (explanatory note)]. Kyiv, UkrDGRI, 29 s. [in Ukrainian].
11. Kurepyn, V.A. (1979). Termodynamycheskyy analiz myneral'nykh ravnesyiy v pyroksensoderzhashchykh hornykh porodakh [Thermodynamic analysis of mineral equilibrium in the pyroxene-containing rocks]. *Porodoobrazuyushchyye pyrokseny Ukraynskoho shchyta*. [Rockforming pyroxenes of the Ukrainian Shield]. Kyiv: Nauk. dumka, 1979. S. 115-127. [in Russian].
12. Marakushev, A.A. (1968). Vlyyanye temperatury na ravnesyia ortopyroksen-kl'ynopyroksen y ortopyroksen-olyvyn [The effect of temperature on the equilibrium orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-olivine]. *Metasomatizm y druhyye voprosy fizyko-khymycheskoy petrolohiy*. [Metasomatism and other issues of physicochemical petrology]. Moscow: Nauka, 1968. S. 31-52. [in Russian].
13. Marakushev, A.A. (1979). Petrohenezys y rudoobrazovanye [Petrogenesis and mineralization]. Moscow: Nauka, 264 s. [in Russian].
14. Perchuk, L.L. (1970). Ravnesyia porodoobrazuyushchykh myneralov [The equilibrium of rock-forming minerals]. Moscow: Nauka, 391 s. [in Russian].
15. Sobolev, N.D. (1959). K petrokhymyy ul'traosnovnykh hornykh porod [As to petrochemistry of ultrabasic rocks]. *Geochemistry*, № 8. S. 679-695. [in Russian].
16. Suturn, A.N. (1978). Neokhymyya hyperbazytiv Vostochnoho Sayana [Geochemistry of ultramafic rocks of the Eastern Sayan]. Novosibirsk: Nauka, 141 s. [in Russian].
17. Usenko, I.S. Osnovnyye y ul'traosnovnyye porodny Zapadnoho Pryazov'ya [The basic and ultrabasic rocks of the Western Azov area]. Kyiv: Yzd-vo AN USSR, 177 s. [in Russian].
18. Fomyn, A.B. (1984). Neokhymyya hyperbazytiv Ukraynskoho shchyta [Geochemistry of ultramafic rocks of the Ukrainian shield]. Kyiv: Nauk. dumka. 232 s. [in Russian].

Кравченко Г.Л., Русаков М.Ф.

Про Комишувацький масив метабазитів (Західне Приазов'я).

Уперше виявлено і закартовано Комишувацький масив метабазитів, що розташований на ПнЗ продовженні Сорокинської тектонічної зони (СТЗ). Породи масиву представлені аподунітовими і апоперидотитовими серпентинітами, перидотитами, олівіновими та безолівіновими піроксенітами, а також метаморфізованими їх відмінами – горнблендітами, актинолітитами, тремолітитами і флогопіт(хлорит)-тремоліт-антофілітовими породами. Масив слабо диференційований, у периферічних частинах складений олівіновими піроксенітами, а в центральній – серпентинітами і перидотитами. Детально охарактеризовано петрографічні, петрохімічні і геохімічні особливості порід, породоутворювальні та рудні мінерали, якими вони складені. Наявність TiO_2 , Al_2O_3 , CaO і лугів, підвищена загальна залізистість та невисокі значення співвідношення M/F і Cr/Al свідчать про приналежність вивчених порід до ультрафербазитів (габро-перидотитова формація). Висловлено припущення про те, що досліджувані породи є переважно метаморфогенними утвореннями, що виникли за рахунок дегідратації серпентину в процесі укорінювання гранітоїдів. Наведено дані про внутрішню будову масиву, взаємовідношення його із СТЗ і про деяку схожість і відмінність метабазитів масиву з метакоматітами, що виявленими недавно у південній частині СТЗ. Встановлено, що метабазити Комишувацького масиву генетично тісно пов'язані з ультрабазитами СТЗ і є прямим ПнЗ продовженням пластових інтрузій, розвинутих у прибортових частинах уздовж усієї СТЗ.

Ключові слова: масив, метабазит, мінерал, порода, інтрузія.

Kravchenko G.L., Rusakov N.F.

On Kamyshevatsky metaultrabasite massif (Western Azov area).

For the first time Kamyshevatsky metaultrabasite massif on the NW extension of the Sorokinska tectonic zone (STS) is revealed and mapped. Rocks of this massif are presented by apodunite and apoperidotite serpentinites, peridotites, olivine-bearing and olivine-free pyroxenites and their metamorphosed varieties, i.e. hornblendites, aktinolitites, tremolitites and phlogopite (chlorite) -tremolite-anthophyllite rocks. The primary composition of the massif corresponds to dunites, harzburgites, lherzolites and olivine pyroxenites. The massif is slightly differentiated and in the peripheral parts consist of olivine pyroxenites, and in the center of serpentinites and peridotites. Absence of distinctly displayed contact alternations in ultrabasites can evidence on injection of porridge-like magma as a protrusion or on intensive display of regional metamorphism and granitization which fully shaded these alterations. Petrographic, petrochemical and geochemical features of rocks, their rock-forming and ore minerals are described in detail. The presence of TiO_2 , Al_2O_3 , CaO and alkalis, increased total iron content and low ratio of M/F and Cr/Al indicate on belonging of the studied rocks to ultraferrobasites (gabbro-peridotite association). It is suggested that these rocks are predominantly metamorphosed at the expanse of serpentine dehydration during the granitoid intrusions. The data on internal structure of the massif, its relationship with STS and some similarities and differences concerning metaultrabasite with metakomatiites that have been recently identified in the southern part of STS are presented. The similarity between these rocks consists in availability porphyreous texture with large crystals of olivine in them, as well as practically the same chemical composition of serpentinites and komatiites with the spinifex textures in metaultrabasite Kamyshevatsky massif were not found. As the rocks of this region have been transformed by multiple dynamic and thermal influences, the primary structure in these rocks could hardly been preserved. It is probable that the metaultrabasite and metakomatiites have a secondary (metamorphogeneous) origin at which they could have crystallized in the processes of serpentine dehydration. The latter may have a place at high contact thermal influence of granitoids or at the regional metamorphism of the moderate and low degrees. It is established that metaultrabasites of Kamyshevatsky massif are genetically closely related to those ones in STS this massif represent direct NW-continuation of layering intrusions which are spread in edge parts of STS.

Keywords: massif, metaultrabasite, mineral, rock, intrusion.

Поступила 15.12.2015.