

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕТАУЛЬТРАБАЗИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Г.Л. Кравченко<sup>1</sup>, Н.Ф. Русаков<sup>2</sup>*1 – Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины  
03142, просп. акад. Паладина, 34, г. Киев, Украина**2 – Производственное геологическое объединение «Донбассгеология»  
г. Бахмут, Донецкая обл., Украина*

Охарактеризованы архейские Ивановский массив метаультрабазитов, выявленный в Центральном Приазовье в бассейне р. Кильтичия, и аналогичные породы, обнажающиеся в среднем течении р. Обиточная. Высказано предположение о том, что эти близкие по составу, структурно-текстурным особенностям и происхождению породы, возможно, слагают единый в прошлом большой (до 15 км в поперечнике) Кильтичие-Обиточненский массив ультрабазитов – производных одного магматического очага. Породы названного массива представлены перидотитами (лерцолитами) и оливинowymi пироксенитами, сохранившимися в виде реликтовых «прослоев» (от 1 до 28 м) среди близких по возрасту амфиболовых пород. Особенность Кильтичие-Обиточненского массива – то, что в процессе наложенного регионального метаморфизма они были подвергнуты, кроме серпентинизации, еще и интенсивной амфиболитизации, в результате чего образовались горнблендиты и наиболее широко распространенные в исследованном районе актинолит-тремолитовые породы. Последние представлены: 1) хлорит-актинолит-антофиллитовыми и хлорит-актинолитовыми тремолититами, 2) существенно актинолитовыми (без антофиллита) хлорит-тремолитовыми актинолититами и собственно актинолититами. Первичномагматические ультрабазиты, образовавшиеся при внедрении кашеобразной магмы (в виде протрузии) во вмещающие породы, впоследствии пережили несколько этапов прогрессивного и регрессивного метаморфизма; в результате этого в настоящее время они представлены метаультрабазитами, большинство из которых необходимо рассматривать как вторичные метаморфогенные образования.

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

**Введение.** При глубинном геологическом картировании Центрального Приазовья (Русаков и др., 1977 г.) в пределах Салтычанского антиклинория [18] впервые выявлен новый – Ивановский массив метаультрабазитов. Массив расположен в бассейне р. Кильтичия, левого притока р. Обиточная, в юго-восточной части Салтычанского массива кварцевых диоритов и тоналитов [21]. Он приурочен к магнитной аномалии интенсивностью до 2000γ и к Ивановскому разлому, ориентированному в направлении СЗ 320°, практически параллельно сланцеватости вмещающих пород. Массив имеет форму удлинённого в северо-западном

направлении овала с небольшим сглаженным выступом на северо-восток и расположен в 1,0 км к северо-западу от с. Ивановка и в 2,3 км к юго-западу от с. Успеновка. Массив подтвержден глубокими (до 300,0 м) буровыми скважинами № 34, 161, 168. Размеры массива ~400–500 × 1000 м. Непосредственно массив находится в субмеридиональном окаймлении (как в «рубашке») кварцевых диоритов и гранодиоритов, которое имеет приблизительные размеры 2 × 4 км; кварцевые диориты и гранодиориты постепенно переходят в зону биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов (с прослоями амфиболитов) и плагиомигматитов западноприазовской серии (AR<sub>zp</sub>), которые здесь преобладают.

© Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф., 2017

Ивановский массив, как и Камышеватский [13], в разрезе имеет форму плитообразного силлоподобного тела мощностью 0,4–0,5 км, залегающего согласно с вмещающими породами, простирающие которых СЗ 310–320°, падение на юго-запад под углом 65–85°. В северо-восточной части к Ивановскому массиву (вкост простирания пород) примыкает согласная толща плагиоклазовых амфиболитов и роговообманково-плагиоклазовых гнейсов мощностью до 350–400 м, внутри которой, как и за ее пределами, отмечаются согласные тела метаультрабазитов, аналогичных ивановским, мощностью до 50–100 м. Среди метаультрабазитов Ивановского массива часто наблюдаются согласные и секущие жилы пегматита и аплитов-пегматита (преимущественно плагиоклазовые) мощностью от 0,5–1,0 до 5–10 м, а также зоны катаклаза, милонитизации и брекчирования. Реже встречаются дайки диабазов ( $\beta\mu$ PR).

Особенностью изученных метаультрабазитов и, прежде всего, перидотитов и оливинных пироксенитов, является то, что в процессе наложенного регионального метаморфизма они подверглись, кроме серпентинизации, еще и интенсивной амфиболитизации, в результате чего образовались горнблендиты и актинолит-тремолитовые породы. Горнблендиты выявлены в бассейнах рек Обиточная и Кильтичия среди плагиомигматитов (агматитов), где они в виде линзовидных и шаро-

видных образований до 3–5 м в поперечнике с резкими контактами отмечены среди белого кварц-плагиоклазового материала. В некоторых местах среди диоритов и гранодиоритов встречаются реликтовые полосы рассланцованных роговообманковых пород мощностью до 5–7 м, которые по составу отвечают горнблендиту.

Наиболее широко в районе исследований развиты актинолит-тремолитовые породы, среди которых выделяются две группы (табл. 1): 1) существенно тремолитовые: хлорит-актинолит-антофиллитовые и хлорит-актинолитовые тремолититы, которые преимущественно развиты в периферической части Ивановского массива (в верхней части интервала по скв. 34 до глубины ~100 м), 2) существенно актинолитовые (без антофиллита) – хлорит-тремолитовые актинолититы, иногда переходящие в типичные сланцы, которые с глубины ~150 м подвергались частичной гранитизации (диоритизации).

Ивановский массив слабо дифференцирован. В центральной его части развиты перидотиты, сохранившиеся в виде нечетко выраженных пластообразных тел мощностью (по скв. 34) 1,0–28,0 м среди актинолит-тремолитовых пород. Оливинные пироксениты приурочены главным образом к периферическим частям массива, где их пластообразные тела имеют мощность 2,5–7,5 м (табл. 1). Суммарная мощность перидотитов и

Таблица 1. Разрез по скв. 34 (Ивановский массив)

Интервал, м	Порода
0,0–0,2	Рыхлые отложения
0,2–31,0	Хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит
31,0–32,0	Аплитов-пегматит плагиоклазовый
32,0–36,0	Хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит
36,0–43,5	Пироксенит оливинный
43,5–54,0	Хлорит-антофиллит-актинолитовый тремолитит, участками хлорит-актинолитовый тремолитит
54,0–82,0	Перидотит
82,0–91,5	Хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит
91,5–94,0	Пироксенит оливинный
94,0–99,5	Хлорит-актинолитовый тремолитит
99,5–100,0	Аплитов-пегматит плагиоклазовый
100,0–101,3	Хлорит-тремолитовый актинолитит
101,3–102,3	Перидотит
102,3–109,2	Хлорит-антофиллит-актинолитовый тремолитит
109,2–116,5	Перидотит
116,5–152,0	Хлорит-тремолитовый ( $\pm$ антофиллит) актинолитит, участками гранитизированный
152,0–165,0	Хлорит-тремолитовый ( $\pm$ флогопит) актинолитит
165,0–188,0	Хлорит-флогопитовый актинолитит, в отдельных прослоях гранитизированный (диоритизация)
188,0–225,2	Хлорит-актинолитовый тремолитит (местами актинолитит), участками гранитизирован, с прослоями плагиоклазовых амфиболитов

оливиновых пироксенитов (46,3 м), сохранившихся в виде реликтов в процессе амфиболизации пород, не превышает 20 % от общего объема метаультрабазитов (225,2 м), вскрытых скв. 34. Контакты перидотитов и оливиновых пироксенитов с актинолит-тремолитовыми породами постепенные, а с мигматитами и диоритами бывают как четкими, так и расплывчатыми, что связано с наложенными процессами регионального метаморфизма и гранитизации.

Метаультрабазиты Ивановского массива во многом похожи не только на аналогичные породы Камышеватского массива [13], но и на метаультрабазиты, обнажающиеся на дневную поверхность в 7 км к юго-западу от Ивановского массива в среднем течении р. Обиточная вблизи х. Шевченко, х. Коза и с. Новосельское.

По мнению ряда исследователей (И.Г. Сагайдак, Г.К. Фельдман, А.С. Иванушко, а также Н.А. Спивак и Е.А. Судзиловская, проводившие в 1952 г. поиски алмазов в Западном Приазовье), метаультрабазиты бассейна р. Обиточная, а также Ивановского, Камышеватского (?) и других небольших массивов возможно слагают единый, в прошлом большой (до 15 км в поперечнике) Кильтичие-Обиточненский массив ультрабазитов – производных одного магматического очага. Мощные процессы гранитизации и Na-метасоматоза, происходившие в неоархее, в значительной степени переработали и преобразовали древние ультрабазиты в Центральной части Западного Приазовья в районе Салтычанского антиклинория в диориты, кварцевые диориты и тоналиты обиточненского комплекса (2920 млн лет) [3], а в западной части названного антиклинория – в плагиограниты шевченковского комплекса (2835 ± 15 млн лет) [1]. Метаультрабазиты крупного Кильтичие-Обиточненского массива сохранились по берегам р. Обиточная среди диоритов и плагиогранитов в виде обособленных островков, глыб, разной формы ксенолитов, плитообразных и скальных выходов размером от долей метра до 100 м в поперечнике. Отдельные фрагменты этого массива по р. Обиточная, в дополнение к уже известным ранее данным [18], были наново опробованы и изучены нами. Результаты исследования этих обнажений, как и Ивановского массива, приводятся в настоящей работе. Исходя из геологической позиции рассматриваемых образований, близости состава и структурно-текстурных особенностей пород р. Обиточная и Ивановского массива, описание их приводится совместно.

Из истории изучения метаультрабазитов надо указать, что Ивановский массив обнаружен лишь в 1977 г., а ультрабазиты бассейна р. Обиточная изучались с 1930-х годов на протяжении длительного времени как отдельными исследователями [16], так и в ходе среднемасштабного геологического картирования в 1940–1960 гг. [10, 11, 16, 19, 24]. Особенно большой вклад в исследование ультрабазитов и основных пород Западного Приазовья внес И.С. Усенко [18], который наиболее полно и системно изучил все имеющиеся на то время выходы данных пород на дневную поверхность и охарактеризовал условия их образования.

**Цель исследования:** детально изучить с помощью петрографических, минералогических и геохимических методов исследования впервые выявленный в Центральном Приазовье Ивановский массив метаультрабазитов и близкие ему по составу и происхождению породы, обнажающиеся на дневную поверхность в бассейне р. Обиточная и возможно являющиеся производными единого (архейского) магматического очага.

**Минералого-петрографическая характеристика метаультрабазитов.** Метаультрабазиты представлены перидотитами, оливиновыми пироксенитами, горнблендитами и хлоритизированными актинолит-тремолитовыми породами. *Перидотиты* повсеместно амфиболизированы, серпентинизированы и хлоритизированы. Макроскопически это зеленовато-темно-серые до черных мелкозернистые, часто неравномернозернистые, иногда «пятнистые» или порфириовидные породы массивной или нечетко выраженной сланцеватой текстуры. Пятнистая текстура выражается в наличии темных или зеленовато-серых «порфириовидных» призматических неправильной формы или изометричных выделений размером до 0,7–0,8 см, (редко больше) оливина или тремолита среди более мелкозернистой хлорит-серпентин-тремолитовой массы. Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая, часто петельчатая, лепидонематобластовая, спутанно-волоконистая.

Минеральный состав, %: оливин 10–50, ортопироксен 5–10, клинопироксен, тремолит 20–60, антофиллит 0–20, актинолит 0–10, флогопит 0–15, шпинель, серпентин 10–40, хлорит 10–20, рудные минералы: магнетит 5–15, ильменит, хромит, шеелит, сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит, пентландит и др.

В отличие от зеленовато-черных перидотитов *оливиновые пироксениты* иногда имеют несколько более светлую окраску, хотя в большинстве случа-

ев по внешнему виду они практически неразличимы. При близком качественном минеральном составе они отличаются меньшим содержанием, %: оливина 5–20, серпентина 10–20, хлорита 10–15, магнетита 5–10 и более высоким количеством ортопироксена 10–20 и клинопироксена 20–40. Серовато-темно-зеленые клинопироксениты из скв. 161, залегающие в интервале 79,3–105,7 м среди тремолитов и актинолитов, содержат до 60–70 % клинопироксена.

*Амфиболовые метасульфиды* в Ивановском массиве и в бассейне р. Обиточная преобладают над всеми остальными породами и представлены сравнительно немногочисленными темно-зелеными плотными мелко-среднезернистыми массивно-кристаллическими (обр. 429) или рассланцованными (обр. 104) *горнблендитами*, сложенными главным образом зеленой роговой обманкой (до 88–98 %). В небольшом количестве в них присутствуют сфен, апатит, эпидот, магнетит. Эти породы слагают ксенолиты в агматитах (до 5–10 м) или реликтовые полосы (пачки) мощностью до 5–8 м среди гранодиоритов и кварцевых диоритов.

Среди амфиболовых пород наиболее широко развиты зеленовато- и коричневатые-серые неравнозернистые, участками пятнистые массивные, нередко рассланцованные *хлорит-актинолит-антофиллитовые, хлорит-актинолитовые тремолититы* и *светло-зеленые и зеленые хлорит-тремолитовые актинолититы*. Реже встречаются актинолит-тремолитовые породы, не содержащие хлорита или антофиллита, а также мономинеральные разновидности: тремолититы, актинолититы и антофиллититы. Среди хлорит-актинолит-тремолитовых и антофиллитовых пород встречаются мало мощные (до 3–5 см) прослои темно-зеленых существенно хлоритовых и магнетит-хлоритовых сланцев (*хлоритов*), сложенных светло-зелеными, иногда спутанно-переплетенными чешуйками и пластинками хлорита с вкрапленностью магнетита и редкими зернами цоизита и сфена. Структура актинолит-тремолитовых пород сноповидная, спутанно-волокнистая, нематобластовая. Текстура массивная, сланцеватая. Минеральный состав, %: тремолит 20–85, актинолит 15–90, хлорит 10–30, флогопит 0–20, антофиллит 0–30, магнетит 8–12.

Таблица 2. Химический состав минералов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	39,0	39,0	47,97	50,42	53,5	52,54	55,64	29,05	29,66	0,1
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,14	0,77	0,22	0,1	0,31	0,02	0,09	0,35	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	1,13	7,67	7,36	2,67	4,48	1,85	20,79	18,03	" "
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0,04	4,19	3,45	0,45	1,7	0,51	1,64	2,16	0,1
FeO	13,07	9,77	10,34	8,11	6,49	7,49	3,89	9,56	4,88	Не опр.
MnO	0,28	0,14	0,27	0,23	0,14	0,18	0,16	0,02	0,04	0,05
MgO	46,68	48,83	13,84	16,02	22,38	16,3	26,74	26,36	30,66	Сл.
CaO	0,28	0,49	12,26	12,3	11,48	14,58	8,4	Сл.	0,41	55,5
Na <sub>2</sub> O	0,1	Не обн.	1,4	1,0	0,56	0,6	0,1	" "	0,04	0,1
K <sub>2</sub> O	Не обн.	" "	0,3	0,1	Не обн.	0,1	0,16	" "	0,07	Сл.
H <sub>2</sub> O	" "	" "	Не обн.	Не обн.	0,2	0,2	Не обн.	0,2	0,64	Не обн.
П. п. п.	" "	0,9	1,37	1,26	1,76	0,95	2,97	12,11	12,62	" "
Сумма	100,41	100,44	100,38	100,47	99,73	99,57	100,44	99,82	99,75	100,35
$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	3,423	3,263	3,166	3,116	2,994	3,09	2,98	2,84	Не опр.	Не опр.
$n_g$	1,696	1,69	1,672	1,665	1,638	1,646	1,632	1,593	1,585	" "
$n_p$	1,658	1,652	1,65	1,643	1,615	1,623	1,609	1,588	1,581	" "
$f_{общ.}$	13,8	10,3	36,8	28,6	15,0	24,10	8,6	19,1	11,2	" "

*Примечание.* Кроме того, установлено в анализах, %: 8 – 0,14 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 9 – 0,19 NiO; 10 – 42,30 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 1,90 F; 0,30 TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Минерал: 1 – оливин из перидотита, обр. 428, х. Шевченко, р. Обиточная; 2 – то же, обр. 433, с. Новосельское, р. Обиточная; 3 – роговая обманка из измененного горнблендита (роговообманкового сланца), обр. 104, р. Обиточная ниже х. Шевченко; 4 – то же из горнблендита актинолитизированного и хлоритизированного, обр. 429, х. Коза, р. Обиточная; 5 – актинолит из хлорит-актинолит-антофиллитового тремолитита, обр. 399, скв. 34, гл. 107,3–108,8 м; 6 – то же из актинолитита эпидотизированного (с плагиоклазом), обр. 432, с. Новосельское, р. Обиточная; 7 – тремолит из перидотита, обр. 433; 8 – хлорит из хлорит-тремолитового актинолитита, обр. 393-126/1, с. Ивановка, р. Кильгичия; 9 – то же из хлоритизированного тремолитита-актинолитита, с. Успенковка, р. Кильгичия [18]; 10 – апатит, обр. 429. Коэффициенты:  $f_{общ.} = [(Fe + Mn) / (Fe + Mn + Mg)] \cdot 100$  %. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины, аналитики Р.Л. Левина (ан. 6), Б.В. Мирская (ан. 1–4, 7), А.Я. Ротарь (ан. 5, 8), Л.Д. Смирнова (ан. 10).

Оливин из перидотитов, судя по химическому составу (табл. 2, ан. 1, 2), принадлежит главным образом магнезиальному хризолиту ( $f_{\text{общ}} = 13,8-17,0 \%$ ) и лишь некоторые оливины из перидотитов (обр. 433) и оливиновых пироксенитов (скв. 34, гл. 36,7 м; скв. 101, гл. 39,5 м) имеют более магнезиальный состав и относятся к форстериту ( $f_{\text{общ}} = 9,4-10,8 \%$ ). Все оливины характеризуются высокой магнезиальностью и низкой кремнекислотностью, а также невысоким содержанием  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{CaO}$ . Наличие  $\text{TiO}_2$ , возможно, связано с некоторой засоренностью проанализированных фракций ильменитом, а  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – тремолитом. Несмотря на низкое содержание или полное отсутствие в составе оливина  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , нужно отметить, что большинство оливинов из исследованных метаультрабазитов содержат много мелких микровключений метаморфогенного магнетита, образовавшегося в процессе интенсивной и неоднократной серпентинизации данных пород, в редких случаях  $\text{Fe}^{3+}$ , возможно, входит в решетку оливина (табл. 2, ан. 2). Повсеместно оливин содержит повышенное количество Ni и ничтожно малое – Cr (табл. 3).

Ортопироксен – призматические зерна с отчетливой спайностью, иногда частично или полностью замещены бурым баститом; реже – свежие зерна; не плеохроирует, с косым погасанием,  $cNg = 0-8^\circ$ ;  $2V = 80-85^\circ$ , что указывает на принадлежность его к магнезиальному бронзиту ( $f_{\text{общ}} = 15-17 \%$ ). Отмечаются сростки ортопироксена с оливином.

Клинопироксен в перидотитах встречается сравнительно редко. Он представлен короткопризматическими бесцветными зернами, нередко частично замещенными серпентином или тремолитом;  $cNg = 42^\circ$ . Минерал относится к пироксенам диопсид-геденбергитового ряда и принадлежит диопсиду с  $f_{\text{общ}} = 12-13 \%$ . В клинопироксенитах из скв. 161 он преобладает в породе.

Роговая обманка (магнезиальная) из актинолитизированных и хлоритизированных массивных горнблендитов (из ксенолитов в агматитах) и рассланцованных горнблендитов (роговообманковых сланцев) характеризуется отчетливым плеохроизмом: от зеленого и голубовато-зеленого (обр. 104) по Ng до светло-желтого по Np. По химическому составу (табл. 2, ан. 3, 4) первая из них характеризуется недосыщенностью Ca и щелочами, умеренной глиноземистостью ( $\alpha_{\text{Si}} = [(\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Ti}_{\text{IV}}) / (\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Ti}_{\text{IV}} + \text{Si}_{\text{IV}})] \cdot 100 \%$  = 9,6;  $\alpha_{\text{VI}}^{3+} = [(\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} +$

$+ \text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Mn})] \cdot 100 \%$  = 16,6 и щелочностью  $\alpha_{\text{Ca}} = [(\text{Na} + \text{K}) / (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})] \cdot 100 \%$  = 13,3), низкой титанистостью и пониженной общей железистостью, а вторая – более высокой глиноземистостью ( $\alpha_{\text{Si}} = 12,5$ ;  $\alpha_{\text{VI}}^{3+} = 16,8$ ) и щелочностью ( $\alpha_{\text{Ca}} = 19,0$ ), а также титанистостью, насыщенностью Ca и щелочами и более высокой общей железистостью. По соотношению щелочность – глиноземистость и кремнекислотность – магнезиальность обе роговые обманки относятся к эдениту.

Тремолит – бесцветные крупные (до 5–7 мм) и мелкие шестоватые, удлиненно- и короткопризматические кристаллы и спутанно-волоконистые агрегаты, нередко с густой сыпью более позднего магнетита, который очевидно выделялся при замещении ортопироксена тремолитом и фиксировался в трещинах спайности. Как более поздний минерал, тремолит развивается по оливины и ортопироксену и даже по серпентину. По результатам химического анализа (табл. 2, ан. 7), тремолит из перидотита характеризуется высокими магнезиальностью ( $f_{\text{общ}} = 8,6 \%$ ), кремнекислотностью, низкими значениями титанистости, марганцовистости и щелочности. Присутствие  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вероятно связано с замещением ортопироксена тремолитом или с включением шпинели, а наличие  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – с включением метаморфогенного магнетита.

Актинолит – светло- и бледно-зеленые шестовато-лучистые и короткопризматические зерна (до 4–5 мм), в отдельных участках – мелкозернистые спутанно-волоконистые агрегаты; повсеместно наблюдается в ассоциации с более поздним хлоритом, который нередко замещает актинолит. Часто отмечаются сростания актинолита и тремолита, но тремолит очевидно более поздний, поскольку в широких призматических зернах тремолита иногда наблюдаются реликтовые зерна актинолита. В отличие от тремолита актинолиты нередко отмечены вблизи плагиоклазовых амфиболитов и особенно часто – в зонах гранитизации (диоритизации), где широко развиты жилы и прожилки белого плагиоаплита и пегматита. В таких участках актинолититы обогащаются светло-зеленым флогопитом, который часто развивается по актинолиту или образует гнездовидные скопления. Кроме того, на контакте с аплито-пегматитами иногда наблюдаются флогопит-роговообманково-плагиоклазовые кристаллосланцы, в которых скопления светло-зеленого флогопита торцевыми частями чешуек и

пластинок (т. е. поперек полосчатости или сланцеватости) как бы упираются в стенки аплит-пегматитового прожилка. Как следует из результатов химического анализа (табл. 2, ан. 5, 6), актинолит, 399 из хлорит-актинолит-антофиллитового тремолитита, расположенного вблизи пластового тела перидотита (скв. 34, гл. 109,2–116,5 м), характеризуется низкими значениями глиноземистости, титанистости, кальциевости и щелочности, в отличие от актинолита, обр. 432, который был отобран из частично затронутых диоритизацией крупнозернистых с включением зерен плагиоклаза актинолититов; для последнего актинолита свойственны несколько более высокие глиноземистость, титанистость, щелочность и кальциевость. Высокое содержание CaO, вероятно, связано еще и с тем, что в составе проанализированной фракции было выявлено незначительное количество эпидота.

*Антофиллит* установлен во многих разновидностях метаультрабазитов. Он наблюдается в виде свежих бесцветных шестоватых и игольчатых кристаллов, имеет прямое погасание и, как один из наиболее поздних минералов, практически не подвергался вторичным процессам изменения и загрязнения метаморфогенным магнетитом. Антофиллит характеризуется высокой магнезиальностью и низкой общей железистостью (15–17 %). Сноповидные кристаллы антофиллита нередко развиваются по оливину, тремолиту, актинолиту и даже по хлориту, причем замещение указанных минералов происходит иногда не только вдоль, но и поперек сланцеватости. Изредка в хлорит-антофиллит-актинолитовых тремолититах отмечаются маломощные (до 5–10 см) прослой почти мономинеральных антофиллититов с расплывчатыми контактами с вмещающими породами. По антофиллиту иногда развиваются серпентин, хлорит, тальк и карбонат.

*Хлорит* присутствует в виде двух разновидностей: 1) почти бесцветные четко образованные пластинки отмечаются, как правило, в гнездовидных обособлениях, 2) бледнозеленоватые лапчатые и неправильной формы чешуйки разной величины развиваются обычно по тремолиту, актинолиту и оливину, реже наблюдается в гнездах и прослойках. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 8, 9), хлорит из хлорит-тремолитовых актинолититов и тремолитит-актинолититов [18] относится к подсемейству дисептохлоритов группы клинохлора [7, 8], для которых характерны высокая магнезиальность и низкие кремнекис-

лотность, глиноземистость, общая железистость и степень окисления железа.

*Серпентин* развивается по оливину, причем последний часто в виде реликтовых изометричных и ксеноморфных мелких зерен (сотые доли миллиметра) отмечается в сплошной серпентиновой массе, представленной преимущественно удлиненными, часто переплетенными «шнурочками» бледно-желтовато-зеленоватого хризотила. Более поздний пластинчатый антигорит развивается по хризотилу и встречается реже. Серпентин повсеместно ассоциирует с метаморфогенным магнетитом, который в виде мелких «червячков» и пятен фиксируется в трещинах и внутри серпентиновых петель. В ассоциации с хлоритом и карбонатом в перидотитах иногда наблюдается тальк, который образует мелкочешуйчатые агрегаты, а также бесцветные пластинки (до 0,05–0,2 мм) и развивается обычно по оливину, тремолиту, хлориту или антофиллиту. В зонах дробления и повышенной трещиноватости в метаультрабазитах нередко присутствует карбонат, который образует прожилковидные или гнездовидные выделения и представлен доломитом или брейнеритом, а в пироксенитах и актинолит-тремолитовых породах – белым кальцитом.

*Рудные минералы* представлены главным образом магнетитом и значительно реже сульфидами Fe, Cu, Ni и другими минералами. Магнетит, как и в других метаультрабазитах Приазовья [13, 18] отмечается в виде двух генераций: 1) отдельные овальные или идиоморфные зерна (до 0,1–0,2 мм) рассеяны в общей массе породы или образуют гнездовидные обособления, этот магнетит (иногда титаномагнетит) сингенетичен образованию самой породы, 2) более поздний метаморфогенный (вторичный) *магнетит*, который встречается наиболее часто. Он выполняет тонкие трещины и межзерновые пространства, либо приурочен к трещинам спайности в нерудных минералах (тремолит, актинолит, хлорит и др.), особенно много его в виде «червячков» или пятен в перидотитах и оливиновых пироксенитах в ассоциации с жилками хризотила среди реликтовых зерен оливина. В актинолититах иногда наблюдается магнетит в виде короткостолбчатых зерен размером 0,01–0,1 мм, которые ориентированы обычно параллельно сланцеватости пород. Иногда в хлорит-актинолитовых тремолититах (скв. 34, гл. 214 м) в сростках с магнетитом отмечается густо-зеленая *шпинель*, ксеноморфные зерна которой достигают 0,1–0,3 мм в поперечнике.

Сульфиды железа (пирротин, пирит) меди (халькопирит) и, реже, никеля (пентландит) образуют в метаультрабазах как рассеянную вкрапленность (0,05–0,2 мм), так и прожилковидные и гнездовидные выделения. Подобные сростки магнетита с пирротинном, пиритом, халькопиритом и пентландитом размером до 2–4 мм были встречены в хлорит-флогопитовых актинолититах (скв. 34, гл. 175,6 м) и оливиновых клинопироксенитах (скв. 161, гл. 81,3–85,3 м) в зонах дробления и повышенной трещиноватости. *Ильменит* встречается довольно часто, но нигде не образует каких-либо скоплений. Он наблюдается в виде единичных таблитчатых зерен размером до 0,5–0,1 мм и ассоциирует обычно с магнетитом. *Хромит* наблюдается сравнительно редко. Он обнаружен в сростках с ранним магнетитом в хлорит-флогопитовых актинолититах из зоны дробления, где установлена повышенная сульфидная (Fe, Cu) минерализация.

*Шеелит* выявлен только в кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилках из хлорит-антофиллит-актинолитовых тремолититов (с оливином), где он в небольшом количестве присутствует в тяжелой фракции (0,1 г) шлиха из протолочной пробы (скв. 34, гл. 48,0 м, обр. 395) весом 2,0 кг. Шеелит представлен мелкими (0,1–0,3 мм) серо-

вато-белыми свежими зернами, которые в коротковолновом ультрафиолетовом излучении люминесцируют желтоватым цветом, что указывает на примесь в его составе меди. Согласно результатам, полученным на рентгеновском микроанализаторе (аналитик Л.Г. Самойлович, ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины), шеелит, обр. 395 содержит, %: WO<sub>3</sub> 80,08; CaO 19,17; CuO 0,25; сумма 99,50 [12]. *Anatim* (обр. 429) как аксессуарный минерал в виде редких бесцветных зерен установлен в горнблендитах, обнажающихся по р. Обиточная вблизи х. Коza. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 10), он представлен фторапатитом, содержащим небольшое количество редкоземельных элементов цериевой группы.

**Химический состав и геохимические особенности метаультрабазитов.** В табл. 4 приведены результаты химического анализа метаультрабазитов, отобранных из картировочной скв. 34 (частично из скв. 161), а также из естественных обнажений по р. Обиточная, расположенных на протяжении примерно 12–13 км от б. Криничная (ниже х. Шевченко) через х. Коza до с. Новосельское. *Перидотиты* из скв. 34, 116 и естественных обнажений по химическому составу довольно близки. Различия между ними состоят лишь в несколько более высоком содержании TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в перидо-

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в метаультрабазах и слагающих их минералах, г/т

Порода, минерал	Ni	Co	Cr	Ti	V	Sc	Прочие
Перидотит (n = 19)	800–2600 1610	40–250 112	900–2500 1485	800–2000 1065	30–100 47	3–10 9	Mo 1, Sn 1–3, Zr 10–20
Оливин (n = 4)	1000–1500 1230	100–200 175	0–10 5	10–60 30	10	0–1 0,8	Cu 5–10
Пироксенит оливиновый (n = 3)	800–2000 1535	70–140 110	900–1200 1000	1000	50–60 53	10	Cu 50, Zn 400, Sn 1–4, Y 3
Хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит (n = 18)	550–2600 1440	40–170 57	560–2600 810	600–2000 1250	30–100 61	4–20 11	Cu 100, Zr 15, Zn 400, Sn 1–4
Тремолит (n = 10)	100–600 305	10–80 36	20–300 162	60–600 235	10–20 11	2–20 12	Cu 5–30, Y 5–10
Антофиллит (n = 1)	400	30	–	200	10	–	Cu 10, Y 5
Хлорит-актинолитовый тремолитит (n = 29)	530–1800 930	40–210 80	560–2000 1545	600–5000 1425	30–100 68	5–20 12	Cu 75, Zn 340, Zr 25, Sn 1–4, Y 3–8 La 10
Актинолит (n = 6)	150–300 242	20–40 32	40–200 110	150–800 508	10–100 42	15–30 20	Cu 6, Y 3–15
Хлорит (n = 4)	300–800 525	30–80 45	150–1000 490	60–200 135	10–30 20	–	Cu 10–40
Амфиболит плагиоклазовый (n = 3)	180–350 263	25–60 38	100–300 200	2000–10000 4835	100–400 267	–	Zr 20–50, Cu 20–80, Zn 200–300, S 10–15, Y 10

*Примечание.* Низкое содержание никеля в оливине, вероятно, связано с засоренностью проанализированной фракции оливина брейнеритом.

татах р. Обиточная за счет повышенного количества хлорита и ильменита.

В сравнении с аналогичными породами Камышевского массива и Западного Приазовья (табл. 5) исследованные перидотиты отличаются повышенными общей железистостью (22,3 %), титанистостью, глиноземистостью, более высоким содержанием  $Fe_2O_3$  (до 11,26 % за счет повышенных количеств магнетита),  $MnO$ ,  $CaO$  (интенсивная амфиболизация главным образом за счет тремолита), близкими значениями  $Cr_2O_3$  (кроме Камышевского массива), кремнекислотности, щелочности и более низкими количествами  $NiO$  и  $P_2O_5$ . При близких содержаниях виртуального ортопироксена ( $y$ ) [17] в исследованных породах несколько больше клинопироксена ( $x$ ) и меньше оливина ( $z$ ), более низкие отношения  $M/F$ ,  $Cr/Al$  и более высокие –  $Ti/Fe$ ,  $Ti/Mg$  и, особенно,  $Ti/Cr$ . На классификационных диаграммах  $O1 - OPx - CPx$ ,  $A(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) - S[SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)]$ , вес. % [4] и А.Н. Заварицкого перидотиты попадают в поле лерцолита и лишь изредка – в поле амфиболового перидотита. Только перидотиты (ан. 1) из района х. Шевченко на диаграмме  $A - S$  располагаются в поле пикрита. Средний состав перидотитов ( $z = 49,7$ ;  $y = 30,7$ ;  $x = 19,6$  %) также отвечает лерцолиту. На диаграмме Н.Д. Соболева [17] точки состава данных пород попадают в поле перидотита и лишь один анализ (№ 5) располагается вблизи границы полей перидотита и пироксенита. На диаграмме  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  перидотиты благодаря высокой основности ( $b = 55,7$ ) и низкой щелочности тяготеют к полю дунитов и оливинитов.

Таким образом, наличие  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  и щелочей, повышенная общая железистость и относительно невысокие значения отношений  $M/F$ ,  $Cr/Al$ ,  $Ti/Fe$ ,  $Ti/Mg$ ,  $Ti/Cr$  (табл. 5) свидетельствуют о принадлежности изученных перидотитов (лерцолитов) к ультрафербазитам [17] – продуктам дифференциации базальтовой магмы (габбро-перидотитовая или габбро-пироксенит-перидотитовая формация) [18, 22].

*Оливиновые пироксениты* во многом повторяют особенности химизма перидотитов. Пересчет химических анализов рассматриваемых пород на виртуальные оливин ( $z$ ), орто- ( $y$ ) и клинопироксен ( $x$ ) показывает, что в отличие от перидотитов при близких содержаниях клинопироксена они характеризуются заметно более низким количеством оливина и более высоким – ортопироксена (табл. 5). Средний состав оливиновых пироксе-

нитов:  $z = 31,2$ ;  $y = 51,4$  и  $x = 17,4$  % отвечает оливиновому вебстериту. При практически равных содержаниях  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  и  $CaO$  данным породам свойственны более высокие глиноземистость и щелочность, более низкая общая железистость (19,5 %) и несколько меньше  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$ . В сравнении с оливиновыми пироксенитами Камышевского массива описываемые породы характеризуются близкими количествами  $z$ ,  $y$ ,  $x$ , а также почти одинаковыми содержаниями  $MgO$ ,  $NiO$ ,  $CaO$ , существенно более высоким содержанием  $Fe_2O_3$ , а также более низкими значениями отношений  $M/F$ ,  $Cr/Al$ ,  $Ti/Fe$ ,  $Ti/Mg$  (табл. 4, 5). В соответствии с высокой основностью рассматриваемых пород ( $b = 50,5 - 54,5$ ) точки их состава на диаграмме Н.Д. Соболева [17] попадают в поле пироксенита. На классификационной диаграмме  $O1 - OPx - CPx$  [4] оливиновые пироксениты располагаются в поле оливинового вебстерита (ан. 6, 7, 9) или оливинового ортопироксенита (ан. 8). На диаграммах  $A - S$  и А.Н. Заварицкого они попадают в поле лерцолита, амфиболового перидотита или верлита, а на диаграмме  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  – в поле пироксенита либо горнблендита.

Оливиновые клинопироксениты из скв. 161 (гл. 83,3 м), залегающие в интервале 79,3–105,7 м (к сожалению, керновый материал скв. 161, нам изучить не удалось по объективным причинам), по химическому составу (%) иногда приближаются к гипабиссальной, несколько обогащенной железом, породе – слюдяному пикриту ( $SiO_2$  42,96;  $TiO_2$  1,42;  $Al_2O_3$  6,89;  $Fe_2O_3$  5,76;  $FeO$  13,62;  $MnO$  0,34;  $MgO$  17,44;  $CaO$  5,07;  $Na_2O$  1,20;  $K_2O$  1,24;  $P_2O_5$  0,08;  $SO_3$  0,12;  $H_2O$  0,38; П. п. п. 3,09; Сумма 99,61;  $f_{общ} = 38,1$  %;  $f_o = 0,28$ ), для которого характерно повышенное содержание  $TiO_2$ .

Химический состав актинолитизированных и хлоритизированных горнблендитов представлен одним анализом (табл. 4, ан. 19). В сравнении с более свежим горнблендитом Камышевского массива исследованная порода характеризуется повышенной кремнекислотностью, более высоким содержанием  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Cr_2O_3$  и пониженным –  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  (менее глиноземистая роговая обманка) и щелочей при равных или близких значениях  $MnO$ ,  $NiO$ ,  $f_{общ}$  и отношения  $M/F$ . На классификационных диаграммах А.Н. Заварицкого и  $A - S$  горнблендиты отвечают соответственно диаллагиту и клинопироксениту, а на диаграмме  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$  – пироксениту-горнблендиту.

Среди актинолито-тремолитовых пород выделяются: 1) хлорит-актинолит-антофиллитовые

Таблица 4. Химический состав горных пород, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	39,82	41,1	43,1	41,9	40,84	44,52	43,82	43,75	41,59	52,45	49,17
TiO <sub>2</sub>	0,4	0,3	0,22	0,3	0,56	0,38	0,18	0,1	0,3	0,21	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,28	3,61	2,74	2,82	4,8	2,66	6,04	4,99	7,28	2,84	4,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	Не опр.	0,08	0,12	0,16	0,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,35	8,08	7,68	7,75	11,26	8,19	7,25	3,39	0,03	5,1	3,48
FeO	5,24	7,24	7,75	8,94	6,67	7,51	2,87	4,28	5,01	3,61	8
MnO	0,22	0,25	0,23	0,24	0,24	0,24	0,19	0,05	0,14	0,01	0,18
MgO	32,14	29,03	27,19	27,54	26,8	27,24	30,03	34,19	29,39	25,37	24,59
NiO	0,14	Не опр.	0,07	0,14	0,15	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,13
CoO	0,01	" "	0,01	0,02	0,02	0,01	" "	" "	" "	" "	Не обн.
CaO	4,98	3,73	5,62	4,71	3,75	5,5	2,65	1,18	8,34	1,27	5,54
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,27	0,06	0,05	0,02	0,06	0,46	0,26	Сл.	0,39	0,14
K <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,67	0,52	Сл.	0,53	Не обн.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,06	0,04	0,04	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05	Не обн.	0,03
SO <sub>3</sub>	0,33	0,19	0,6	0,1	0,26	0,14	0,33	0,15	0,02	0,03	Не обн.
S	0,01	Не опр.	0,19	0,15	0,01	0,21	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,2	0,16
C	0,14	" "	0,1	0,14	0,16	0,11	" "	" "	" "	Не опр.	Не опр.
H <sub>2</sub> O	Не обн.	0,33	0,45	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,8	0,32	0,91	0,59	0,03
П. п. п.	5,65	6,15	4	5,13	4,16	3,19	4,72	7,36	7,47	7,47	3,89
Сумма	100,07	100,38	100,05	100,11	99,96	100,28	100,06	100,59	100,53	100,17	100,3
<i>f</i> <sub>общ</sub>	15,2	22,3	23,5	24,8	26,3	23,7	15,2	10,7	9	15,4	20,5
<i>f</i> <sub>о</sub>	0,48	0,5	0,47	0,44	0,6	0,49	0,7	0,41	0,005	0,56	0,28
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>											
<i>b</i>	55,7	57,6	55,2	56	54	54,5	50,5	52,7	51,6	–	–
<i>2c</i>	6,1	3,9	3,2	3,3	5,7	3,1	6,9	5,6	8,3	–	–
<i>s</i>	38,2	38,5	41,6	40,7	40,3	42,4	42,6	41,7	40,1	–	–
<i>z</i>	56,2	59,4	42,1	47,2	43,6	37,2	25,1	35	37,5	–	–
<i>y</i>	22,2	25,1	33,9	32,6	39,8	39,8	63,1	59,9	20,6	–	–
<i>x</i>	21,6	15,5	24	20,2	16,6	23	11,8	5,1	41,9	–	–
<i>h</i>	31,5	33,6	30,1	28,1	43,2	32,9	53,4	26,1	0,14	–	–
<i>M/F</i>	5,6	3,5	3,2	3	2,8	3,2	5,6	8,3	10,1	5,5	3,9
<i>Параметры, по А.Н. Заварицкому</i>											
<i>a</i>	0,1	0,6	0,2	0,1	0,1	0,1	1,7	1,1	0	1,3	0,3
<i>c</i>	3,0	1,8	1,5	1,6	2,8	1,5	2,7	1,2	4,3	1,0	2,5
<i>b</i>	57,6	56,9	56,1	57,0	55,7	55,4	52,2	56,2	53,4	45,0	48,7
<i>s</i>	39,3	40,7	42,2	41,3	41,4	43,0	43,4	41,5	42,3	52,7	48,5
<i>c'(a')</i>	3,9	3,8	7,9	6,0	2,2	7,6	0,2	3,7	8,8	0,8	6,8
<i>m'</i>	81,4	74,8	70,5	70,7	72,0	70,4	84,6	85,9	83,0	84,0	74,0
<i>f'</i>	14,7	21,4	21,6	23,3	25,8	22,0	15,2	10,4	8,2	15,2	19,2
<i>a/c</i>	0,04	0,33	0,13	0,08	0,02	0,09	0,63	0,92	0	1,3	0,11
<i>Q</i>	–24,6	–21,6	–17,5	–19,2	–20,0	–15,7	–19,3	–20,4	–19,7	1,8	–6,0

*Примечание.* Кроме того, установлено, %: 10 – 0,10 CO<sub>2</sub>; 12 – 0,24 CO<sub>2</sub>; 21 – 0,24 CO<sub>2</sub>. *Порода:* 1 – перидотит, обр. 428, х. Шевченко, р. Обиточная; 2 – то же, скв. 161/1а, вблизи с. Ивановка, р. Кильтичия; 3 – то же, обр. 397, скв. 34, гл. 77,0–78,5 м; 4 – то же, обр. 396, там же, гл. 60,5–62,5 м; 5 – то же, обр. 433, с. Новосельское, р. Обиточная; 6 – пироксенит оливиновый, обр. 394, скв. 34, гл. 42,0 м; 7 – то же, там же, гл. 43,0 м; 8 – то же, там же, гл. 36,7 м; 9 – то же, скв. 101, гл. 39,5 м, бассейн р. Обиточная ниже х. Шевченко; 10 – хлорит-серпентин-актинолит-антофиллитовый тремолитит, скв. 34, гл. 34,0 м; 11 – хлорит-антофиллит-актинолитовый тремолитит с оливином, обр. 395, там же, гл. 47,0–48,0 м; 12 – хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит, обр. 398, там же, гл. 83,7–85,2 м; 13 – то же, обр. 399, там же, гл. 107,3–108,8 м; 14 – хлорит-актинолитовый тремолитит, там же, гл. 45,2 м; 15 – хлорит-тремолитовый актинолитит, обр. 787/247,

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕТАУЛЬТРАБАЗИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИАЗОВЬЯ**

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
49,5	51,54	51,19	50,64	45,2	53,72	48,7	49,48	53,04	44,14
0,27	0,4	0,17	0,31	0,4	0,32	0,82	0,5	0,46	2,5
2,35	2,58	4,32	8,39	6,58	2,18	5,6	5,08	7,44	16,74
0,17	0,12	Не опр.	Не опр.	0,54	0,06	0,17	0,22	0,05	Не опр.
2,85	6,58	5,76	3,12	5,63	7,07	2,82	6,76	3,59	2,93
10,92	7,27	3,6	5,09	6,43	5,72	9,3	7,27	4,31	9,07
0,24	0,29	0,19	0,04	0,14	0,25	0,18	0,25	0,16	0,05
25	22,94	22,05	16,86	22,59	22,37	18,85	15,94	14,02	9,81
0,11	0,05	Не опр.	0,05	0,05	0,1	0,1	0,03	0,03	Не опр.
Не обн.	0,01	" "	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02	0,01	Не обн.	" "
3,88	5,32	10,11	9,33	8,06	5,86	10,82	12,39	14,1	8,3
0,16	0,17	0,7	0,99	0,26	0,17	0,82	0,71	1,4	2,86
Сл.	0,03	0,24	0,1	0,16	0,02	0,05	0,06	0,2	1,45
0,08	0,05	0,05	0,1	0,06	0,05	0,06	0,18	0,13	0,42
Сл.	0,08	0,28	0,13	Не опр.	0,08	0,18	0,63	0,01	0,05
0,27	0,25	Не опр.	0,08	0,02	0,12	0,76	0,01	0,01	Не обн.
Не опр.	0,14	" "	Не опр.	Не опр.	0,07	0,27	0,06	0,05	Не опр.
Сл.	Не обн.	0,19	0,46	0,17	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,21
3,96	2,23	1,97	3,87	4,04	1,52	1,49	0,43	0,75	1,52
100	100,05	100,82	100,16	100,33	99,68	101,01	100,01	99,75	100,29
23,5	24,8	18,6	20,8	22,4	23,5	26,4	32,5	23,7	40,2
0,19	0,45	0,59	0,35	0,44	0,53	0,22	0,47	0,43	0,22
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>									
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,3	3	4,4	3,8	3,5	3,4	2,8	2,1	3,2	1,5
<i>Параметры, по А.Н. Заварицкому</i>									
0,3	0,4	1,5	2,2	0,7	0,3	1,6	1,4	3	8,6
1,2	1,3	1,7	4,5	3,6	1,1	2,5	2,3	3	7,1
50,2	48,2	47,5	39,6	49,4	46,6	46,9	46,3	40	31,3
48,3	50,1	49,3	53,7	46,3	52	49	50	54	53
5,7	8,7	18,4	15,3	10,5	10,7	19,3	23,8	30,9	10
72,1	68,6	66,4	67	69,4	68,9	59,4	51,5	52,8	53,8
22,2	22,7	15,2	17,7	20,1	20,4	21,3	24,7	16,3	36,2
0,25	0,28	0,88	0,48	0,2	0,32	0,67	0,64	1	1,2
-5,2	-1,7	-6,1	-1,4	-12,4	2,3	-7,8	-5,2	-0,9	-18,3

с. Ивановка, р. Кильтичия; 16 – хлорит-актинолитовый тремолитит, обр. 431, х. Коза, р. Обиточная; 17 – то же, обр. 400, скв. 34, гл. 124,0–125,5 м; 18 – хлорит-тремолитовый актинолитит, обр. 401, там же, гл. 163,8–165,3 м; 19 – горнблендит актинолитизированный и хлоритизированный, обр. 429, х. Коза, р. Обиточная; 20 – актинолитит эпидотизированный (с плагиоклазом), обр. 432, с. Новосельское, там же; 21 – амфиболит плагиоклазовый, скв. 34, гл. 195,6 м. Анализы выполнены в химических лабораториях ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины, аналитики Т.И. Сатарова (ан.11,16), Л.Д. Смирнова (ан. 12), ПГО Донбассгеология (ан. 2, 7–10, 13–15, 21), ПГО Укрчерметгеология, аналитик М.П. Бидриенко (ан. 1,3–6, 17–20).

Таблица 5. Средний химический состав метабазитов Ивановского массива, бассейна р. Обиточная и некоторых районов распространения аналогичных пород Западного Приазовья, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	41,35	40,7	40,34	44,17	43,48	50,66	43,87	53,97	49,89	44,84
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,22	0,2	0,28	0,4	0,26	1,37	0,18	0,4	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	2,19	3,2	4,35	5,47	3,09	8,33	2,75	5,41	5,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,14	0,32	0,13	0,1	0,34	0,17	0,03	0,21	0,25	0,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,02	5,95	3,8	7,72	3,29	4,5	4,93	1,43	4,88	8,13
FeO	7,17	5,04	7,72	5,19	7,15	7,45	8,38	7,89	6,03	5,57
MnO	0,24	0,16	0,15	0,22	0,16	0,18	0,12	0,18	0,16	0,18
MgO	28,54	32,44	31,29	28,64	28,3	24,48	21,11	25,86	20,54	22,57
NiO	0,1	0,26	0,28	0,15	0,15	0,07	0,23	0,25	0,08	0,14
CaO	4,56	2,98	3,17	4,08	4,67	4,0	6,88	3,81	8,84	8,04
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,2	0,1	0,26	0,39	0,18	0,53	0,35	0,59	0,41
K <sub>2</sub> O	0,03	0,11	0,05	0,35	0,46	0,15	0,13	0,64	0,11	0,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,04	0,09	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,08
SO <sub>3</sub>	0,3	He опр.	He опр.	0,15	He опр.	0,03	He опр.	He опр.	0,17	He опр.
S	He опр.	0,04	" "	0,14	0,12	0,16	" "	" "	0,25	" "
CO <sub>2</sub>	He обн.	0,29	" "	0,03	0,35	0,17	" "	" "	He обн.	" "
C	0,11	He опр.	" "	0,08	He опр.	0,05	" "	" "	0,17	" "
H <sub>2</sub> O	0,16	0,55	0,31	0,21	0,18	0,16	0,16	0,18	0,27	0,16
П. п. п.	5,02	8,33	9,55	4,16	5,33	4,38	4,3	2,79	2,58	4,27
Сумма	100,11	99,82	100,38	100,33	100,2	100,2	100,43	100,57	100,4	100,78
$f_{\text{общ}}$	22,3	15,5	16,8	19,5	17,0	21,4	25,6	16,9	22,3	24,6
$f_o$	0,5	0,51	0,31	0,6	0,3	0,37	0,35	0,15	0,43	0,57
<i>Параметры, по Н.Д. Соболеву</i>										
$s$	39,9	40,3	39,8	42,5	42,5	—	—	—	—	—
$2c$	4,4	2,8	3,8	5,0	6,6	—	—	—	—	—
$b$	55,7	56,9	56,4	52,5	50,9	—	—	—	—	—
$z$	49,7	53,6	57,4	31,2	26,9	—	—	—	—	—
$y$	30,7	33,5	28,9	51,4	52,0	—	—	—	—	—
$x$	19,6	12,9	13,7	17,4	21,1	—	—	—	—	—
$h$	33,3	34,8	18,3	43,2	17,1	—	—	—	—	—
$M/F$	3,6	5,3	4,9	4,4	5,1	3,7	3	4,8	3,6	3,1
<i>Петрохимические коэффициенты</i>										
Cr/Al	2,6	9,1	3,1	3,7	4,3	3,2	0,4	4	2,7	1,9
Ti/Fe	2,5	2,1	1,8	2,3	4	2,3	10,7	2	3,8	2,6
Ti/Mg	1,3	0,7	0,6	1	1,4	1,1	6,5	0,7	1,9	1,5
Ti/Cr	2,6	0,7	1,5	3,8	1,2	1,5	45,7	0,9	1,6	2,1

*Примечание.* Кроме того, установлено, %: в ан. 1 – 0,01 СоО; ан. 6 – 0,01 СоО. *Порода:* 1 – перидотит,  $n = 5$ ; 2 – то же, Камышевский массив,  $n = 13$  [13]; 3 – то же, Западное Приазовье,  $n = 4$  [18]; 4 – пироксенит оливинный,  $n = 2$ ; 5 – то же, Камышевский массив,  $n = 4$ ; 6 – хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит,  $n = 4$ ; 7 – хлорит-антофиллитовый актинолитит, Западное Приазовье,  $n = 3$ ; 8 – хлорит(флогопит)-тремолит-антофиллитовая порода, Камышевский массив,  $n = 2$ ; 9 – хлорит-актинолитовый тремолитит,  $n = 5$ ; 10 – хлоритовый актинолитит, Западное Приазовье,  $n = 3$ .

тремолититы (табл. 4, ан. 10–13), 2) хлорит-актинолитовые тремолититы (ан. 14, 16, 17) и хлорит-тремолитовые актинолититы (ан. 15, 18). В обеих названных группах фиксируется повышенное содержание актинолита, в результате чего тремо-

лититы иногда постепенно сменяются актинолититами. Поэтому мы сочли возможным сравнить по химизму (табл. 5) антофиллит- и актинолитсодержащие тремолититы с хлорит-антофиллитовыми актинолититами Западного Приазовья, с

одной стороны, а также хлорит-актинолитовые тремолититы и хлорит-тремолитовые актинолититы с хлоритовыми актинолититами Западного Приазовья, с другой.

Для всех разностей актинолито-тремолитовых пород характерно присутствие NiO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, причем если NiO установлен в небольшом количестве (0,07–0,08 %) во всех исследованных породах, то количество Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хлорит-актинолитовых тремолититах и хлоритовых актинолититах заметно преобладает (0,25 %) над таковым в антофиллитсодержащих породах, в которых содержание этого компонента не превышает 0,17 % (табл. 4). В сравнении с хлорит-антофиллитовыми актинолититами Западного Приазовья (табл. 5, ан. 7) изученные хлорит-антофиллит-актинолитовые тремолититы (ан. 6) отличаются более высоким содержанием SiO<sub>2</sub> и MgO (за счет антофиллита) и пониженным – TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO (меньше тремолита и актинолита) и  $f_{\text{общ}}$ ; в отличие от аналогичных пород Камышеватского массива (ан. 8), отличающихся повышенной магнезиальностью, исследованные антофиллитсодержащие породы характеризуются более высокими значениями Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и  $f_{\text{общ}}$  и меньшими – SiO<sub>2</sub> и щелочей при близких значениях содержания TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO.

В сравнении с хлоритовыми актинолититами Западного Приазовья (табл. 5, ан. 10), хлорит-актинолитовые тремолититы (табл. 4, ан. 14, 16, 17) и хлорит-тремолитовые актинолититы (ан. 15, 18) района исследований при равных или близких количествах TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO (тремолит и актинолит) и щелочей характеризуются более высокими значениями SiO<sub>2</sub>, отношений M/F, Cr/Al и меньшими Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO и  $f_{\text{общ}}$ . На классификационных диаграммах А.Н. Заварицкого и *A – S* антофиллитсодержащие тремолититы (ан. 10–13) располагаются соответственно вблизи бронзитита и ортопироксенита; хлорит-тремолитовые актинолититы (ан. 15, 18, 20) – вблизи горнблендита и вебстерита, а хлорит-актинолитовые тремолититы (ан. 14, 16, 17) – вблизи диаллагита и вебстерита. На диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) все исследованные актинолит-тремолитовые породы располагаются в поле пироксенита-горнблендита либо горнблендита.

Если не учитывать наложенные процессы регионального метаморфизма, которые, вероятно, происходили в изохимических условиях и в результате которых первично-магматические ультрабазиты были интенсивно амфиболлизированы, то можно сделать вывод, что по особенностям

химического состава описанные горнблендиты, хлорит-актинолит-тремолитовые и антофиллитсодержащие породы характеризуются повышенной основностью и относятся к низкоглиноземистым породам нормального петрохимического ряда преимущественно Na и значительно реже K-Na серий семейства пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамафитов).

Фоновые содержания элементов-примесей в метаультрабазитах и слагающих их минералах, по данным количественного спектрального анализа, приведены в табл. 3. Процессы метаморфического преобразования ультрабазитов способствовали выносу Ni, Co и Cr из исходных пород, в результате чего в настоящее время они существенно обеднены этими элементами. Перидотиты и оливиновые пироксениты содержат практически одинаковые количества Co и Sc. Что касается Ni, то содержание его в перидотитах выше (на 5 %) и Cr – на 50 %, что связано с более высоким количеством в них оливина и хромшпинелидов. Ti, V и Sc присутствуют в обеих разностях метаультрабазитов примерно в равных количествах. Основным концентратом Ni и Co служит оливин, Cr фиксируется в хромшпинелидах и пироксенах, Ti – в ильмените и титаномagnetите, V – в магнетите и Sc – в пироксенах и амфиболах; Cu и Mo связаны с сульфидами, а Zn в виде изоморфной примеси входит в решетку магнетита.

В сравнении с кларками для ультраосновных пород по А.П. Виноградову [6], перидотиты и оливиновые пироксениты содержат меньше на 20 % Ni, на 30–50 % Cr и почти в два раза меньше Co. В то же время они характеризуются более высокими, чем кларковые, значениями содержания Ti (более, чем в три раза), V – на 20 % и Sc – в два раза, обогащение которыми, вероятно, происходило в процессе метаморфизма.

Хлорит-актинолит-антофиллитовые тремолититы (аналоги ортопироксенитов) содержат повышенные количества Ni, Cr и Ti; значительно меньшие содержания характерны для Co, V и Sc. Минералы-носители Ni, Co, Cr и Ti – тремолит и антофиллит. Хлорит-актинолитовые тремолититы и хлоритовые актинолититы (аналоги горнблендитов и вебстеритов), в сравнении с антофиллитсодержащими породами, содержат больше Ti (на 15 %), Cr (вдвое), Co (на 30 %) и V (на 10 %), но значительно меньше Ni (на 40 %), очевидно, из-за отсутствия антофиллита. Минерал-носитель Ni, Co и Cr – хлорит, а Ti и V – актинолит и магнетит. В целом же актинолит-тремолитовые поро-

ды, по сравнению с перидотитами и оливиновыми пироксенитами, минимум на 10–20 % обеднены Ni и Co, но в то же время несколько обогащены Cr, Ti, V и Sc. Наиболее низкие содержания Ni, Co и Cr выявлены в плагиоклазовых амфиболитах, где эти элементы в виде примеси входят в состав роговой обманки. В то же время в амфиболитах установлены повышенные количества Ti и V, присутствие которых связано с повышенным содержанием магнетита и ильменита.

По данным пробирного анализа (табл. 6), в перидотитах и хлорит-антофиллит-актинолитовых тремолититах района исследований обнаружены Pt, Pd и Au, содержание которых находится на уровне кларка (Pt) и ниже его, по А.П. Виноградову [6], либо в пять раз ниже кларка (Pd) или в 2–10 раз выше его (Au).

#### Генезис и метаморфизм метаультрабазитов.

Выше отмечено, что метаультрабазиты Ивановского массива и бассейна р. Обиточная, как и аналогичные породы Камышевского массива, принадлежат к ультрафербазитам – продуктам дифференциации базальтовой магмы. В то же время при анализе петрохимических характеристик изученных пород выяснилось, что по ряду признаков имеются существенные отклонения от такого заключения. Так, при некотором увеличении общей железистости перидотитов (22,3 %, средн.) и равной общей железистости (19,5 %, средн.) оливиновых пироксенитов с таковыми Камышевского массива отмечаются участки (или отдельные «прослой» в скв. 34) с резким увеличением основности метаультрабазитов. Это приводит, например в оливиновых пироксенитах, к существенному увеличению  $M/F$  отношения (до

8,3–10,1) и к снижению общей железистости до 9,0–10,7. При этом оливин становится более магнезиальным: до 9,4–10,9 % ( $f_{\text{общ}}$ ) – в оливиновых пироксенитах и 10,3–13,8 % – в перидотитах. Эти данные свидетельствуют о том, что исследованные породы не однородны и по составу иногда приближаются к более глубоинной дунит-гарцбургитовой (гипербазитовой) формации. Аналогичные случаи отмечались в литературе и для других комплексов ультрабазитов [20, 22].

Состав и особенности изученных пород однозначно указывают на их магматическое происхождение. Ультраосновная магма внедрялась во вмещающие породы, очевидно, в виде протрузии. Кашеобразная магма при этом заполняла полости и трещины отслоения, практически не взаимодействуя с вмещающими породами. Если в зоне контакта и наблюдались какие-то изменения вмещающих пород, то в процессе регионального метаморфизма и последующей за ним гранитизации они были полностью затушованы и изменены.

В длительной эволюции (с раннего архея до настоящего времени) после внедрения ультраосновной магмы в осадочно-эффузивную толщу можно выделить несколько этапов преобразования (метаморфизма) ультрабазитов:

1. После охлаждения ультрабазитов при температуре не выше 400–500 °С под воздействием процессов регионального динамотермального метаморфизма они были подвергнуты ранней изохимической серпентинизации (метаморфизму регрессивного этапа, по [23]); последняя могла происходить под воздействием летучих, поступавших из зоны зарождения ультрабазитовой интрузии или при значительном привносе воды из вме-

Таблица 6. Содержание платины, палладия и золота в метаультрабазитах

Номер пробы	Порода	Место взятия	Содержание, г/т		
			Pt	Pd	Au
67/1КП-31	Перидотит	р. Обиточная, х. Шевченко	0,20*	–	–
428	" "	" "	–	0,024	0,052
ШТ-10	Актинолитит хлорит-тремолитовый	р. Обиточная, х. Коза	0,10*	–	–
395	Хлорит-антофиллит-актинолитовый тремолитит с оливином	Скв. 34, гл. 47,0–48,0 м	–	0,025	0,011
396	Перидотит	Скв. 34, гл. 60,5–62,5 м	–	0,024	0,021
397	" "	Скв. 34, гл. 77,0–78,5 м	–	0,021	0,013
398	Хлорит-актинолит-антофиллитовый тремолитит	Скв. 34, гл. 83,7–85,2 м	–	0,014	0,008
399	" "	Скв. 34, гл. 107,3–108,8 м	–	0,023	0,01
400	Хлорит-актинолитовый тремолитит	Скв. 34, гл. 124,0–125,5 м	–	0,023	0,012

Примечание. \* Данные Н.А. Спивак и Е.А. Судзиловской, 1952 г. Определение палладия и золота выполнено в лабораториях пробирного анализа ИГМР им. Н.П. Семеновко НАН Украины и ЦНИГРИ (г. Тула, РФ).

щающих толщ в условиях повышенной щелочности растворов, что привело к значительному увеличению объема горных пород [14]. В результате этого образовались немагнитные зеленые серпентиниты (за пределами массива) и серпентинизированные перидотиты, в которых серпентин представлен тонковолокнистым хризотилом.

2. Регрессивный метаморфизм в жизни интрузии сменился прогрессивным этапом, который отвечал уровню фации зеленых сланцев. В этот период оливиновые пироксениты замещались актинолититами. При этом происходил вынос Al, Fe, Ca и привнос Si, Mg и воды. При повышении температуры и давления лерцолиты и их серпентинизированные разности подвергались интенсивной тремолитизации, которая привела к наиболее широкому развитию тремолититов в районе исследований и сопровождалась значительным выносом Mg и привносом Si, Al, Ca и воды.

3. Поскольку роль оливиновых пироксенитов среди ультрабазитов была относительно невысокой, концентрация Mg в метаморфических растворах при образовании актинолита и тремолита возрастала. Вследствие этого при последующем повышении температуры до 600–650 °С и давления с участием газо-водных растворов (низкая амфиболитовая фация) происходило образование антофиллита, причем не только по лерцолиту, но и по актинолититу и тремолититу. Процессы антофиллитизации привели к широкому образованию лучистых и сноповидных кристаллов как по актинолититам и тремолититам, так иногда и к образованию мономинеральных антофиллититов, которые образуют прослойки среди антофиллитсодержащих пород мощностью до 5–10 см [2, 25].

4. При повышении температуры (амфиболитовая фация) метаультрабазиты подверглись интенсивной перекристаллизации, в ходе которой изменения коснулись, прежде всего, оливина и пироксенов. Многочисленные данные свидетельствуют о вторичном (метаморфогенном) происхождении этих минералов в процессе дегидратации серпентина; последняя могла происходить как в условиях высокой температуры контактовых воздействий гранитоидов на серпентинизированные метаультрабазиты, так и при тектонических подвижках или региональном метаморфизме средне- и низкотемпературных фаций. О метаморфической природе изученных пород свидетельствуют такие факты: 1) зерна оливина характеризуются неправильной, реже изометричной формой и разными размерами. Порода часто

имеет бластопорфировидную структуру; 2) оливины и ортопироксены (по аналогии с Камышеватским массивом) нередко содержат Fe<sup>3+</sup> (обр. 433), которое иногда, возможно, входит в структуру минерала, что служит признаком перекристаллизации и вторичного происхождения; 3) оливины часто образуют более крупные зерна, чем ортопироксены, а в магматических ультрабазитах всегда обратные соотношения; 4) ортопироксен местами содержит реликты оливина или серпентина, что указывает на его более позднее (вторичное) происхождение. В целом, оливин и ортопироксены – гетерогенные минералы; среди них возможно есть измененные первично-магматические разности, но большинство из них – вторичные метаморфогенные образования [5].

5. В условиях амфиболитовой фации по пироксенитам образуются мономинеральные роговообманковые породы – горнблендиты, сложенные среднетемпературными роговыми обманками типа эденита (обр. 104, 429). В более низкотемпературных условиях они подверглись наложенным процессам актинолитизации, хлоритизации и частичному рассланцеванию. Согласно геобарометру Холлистера [26], давление, при котором происходило их формирование, не превышало  $(2,29–2,74) \cdot 10^8$  Па.

6. В отдельных участках исследованного района (в частности, в скв. 34, гл. 54–82 м) вследствие интенсивного и неравномерного прогрева метаультрабазитов внедрявшимися гранитоидами и диоритами уровень метаморфизма, предположительно (к сожалению, выделить и проанализировать орто- и клинопироксены не удалось) достигал 800 °С, что следует из анализа диаграммы двупироксенового геотермометра Л.Л. Перчука [15] и составов орто- и клинопироксена, полученных с помощью оптических методов:  $(\text{OPx}_{16} - \text{CPx}_{13}) - X_{\text{OPx}}^{\text{Mg}} - X_{\text{CPx}}^{\text{Mg}}$ .

7. При общем понижении температуры и давления прогрессивный метаморфизм сменился регрессивным (диафторезом), который в начале снова привел к образованию горнблендитов по пироксенитам, наблюдаемым в настоящее время в виде ксенолитов в гранитоидах и диоритах и сложенных, как и в Камышеватском массиве, высокотемпературными гастингситоподобными роговыми обманками. Одновременно с горнблендитами, вероятно, происходило образование плагиоклазовых амфиболитов по основным кристаллическим сланцам – продуктам высокотемпературного метаморфизма основных вулканитов.

8. При дальнейшем понижении температуры и давления в условиях эпидот-амфиболитовой и граничащей с ней зеленосланцевой фации высокотемпературные роговые обманки в метаультрабазитах замещались более низкотемпературными магнезиальными роговыми обманками, а позже – тремолитовыми, актинолитовыми их разностями, а также актинолитами (обр. 399, 432) и тремолитами (обр. 433); последние пользуются весьма широким распространением в пределах всего Кильгичие-Обиточненского массива.

9. Последующее понижение термодинамических условий (зеленосланцевая фация) происходило с участием большого количества растворов, что обусловило гидротермальный характер изменения метаультрабазитов. При этом при выносе Si и Mg и привносе воды в условиях частичной или полной перекристаллизации серпентинизированных метаультрабазитов в их составе образуется более поздний, по сравнению с хризотилом, антигоритовый тонкопластинчатый серпентин, с которым связано некоторое восстановление Fe и появление метаморфогенного магнетита. При этом пластинчатый серпентин замещал ядра петель в раннем серпентине. Процесс серпентинизации ранней и последующей антигоритовой стадии был многостадийным и неоднократным. Поэтому разграничивать начальную и конечную стадии серпентинизации бывает очень трудно. В дальнейшем при привносе Al и выносе Mg, Si и воды происходило образование хлорита (клинохлора), который развивался по оливину, тремолиту, актинолиту и серпентину. Хлоритизация, как и амфиболитизация (тремолит, актинолит) метаультрабазитов района исследований пользуется наиболее широким распространением среди новообразованных минералов в метаультрабазитах. При последующем притоке растворов, обогащенных Si, по оливину, тремолиту, серпентину и хлориту образуется мелко- и тонкочешуйчатый тальк, который местами отмечается в виде гнездовидных или жилковидных скоплений. В условиях притока метаморфических растворов, обогащенных  $\text{CO}_2$ , по серпентину, хлориту и тальку образовывались карбонаты (брейнерит, доломит).

10. На заключительном этапе регрессивного метаморфизма при внедрении жил пегматита и диорита происходило изменение метаультрабази-

тов растворами, обогащенными K, Si и щелочами, что привело к образованию зон флогопитизации вблизи контактов с пегматитами. Флогопит развивается по хлориту, тремолиту, актинолиту, кварц – в тектонически ослабленных зонах [2, 18, 25].

**Выводы.** Впервые выявлен новый – Ивановский – массив метаультрабазитов, расположенный в бассейне р. Кильгичия, в ЮВ части Салтычанского массива кварцевых диоритов и тоналитов, залегающий субсогласно с вмещающими породами в зоне Ивановского разлома. Детально исследованы метаультрабазиты массива и близкие ему по составу и происхождению породы, обнажающиеся на дневную поверхность в среднем течении р. Обиточная. Возможно и те, и другие – производные одного (архейского) магматического очага.

Высказано предположение о том, что породы Ивановского массива и таковые бассейна р. Обиточная слагают единый в прошлом большой (до 15 км в поперечнике) Кильгичие-Обиточненский массив ультрабазитов, представленный перидотитами и оливиновыми пироксенитами.

Первичный состав пород массива отвечает лерцолитам, орто-, клинопироксенитам и вебстеритам. По соотношению  $M/F$  (3,6–4,4),  $f_{\text{общ}}$  (19,5–22,3 %) и повышенному содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , CaO и щелочей изученные породы принадлежат к ультрафербазитам – продуктам дифференциации базальтовой магмы, т. е. к габброперидотитовой формации. При увеличении основности пород ( $M/F$  до 8,3–10,1) и снижения  $f_{\text{общ}}$  (до 9,0–10,7 %) в отдельных участках развития метаультрабазитов отмечается переход к более глубокой гипербазитовой формации.

Первично-магматические ультрабазиты, образовавшиеся при внедрении во вмещающие породы кашеобразной магмы (в виде протрузии), пережили несколько этапов прогрессивного и регрессивного метаморфизма, в результате чего они были серпентинизированы и интенсивно амфиболитизированы. При этом перидотиты и оливиновые пироксениты сохранились лишь в виде реликтовых прослоев среди наиболее распространенных хлорит-актинолит-тремолитовых пород. В настоящее время большинство метаультрабазитов необходимо рассматривать как вторичные метаморфогенные образования.

**Литература**

1. Артеменко Г.В. Геохронология среднеприднепровской, приазовской и курской гранит-зеленокаменных областей: Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. – Киев, 1998. – 435 с.
2. Байраков В.В. Про метаморфізм ультраосновних порід Західного Приазов'я. *Доп. АН УРСР, сер. Б.* 1972, № 2. С. 99–102.
3. Бибикина С.Б., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В. и др. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества. *Петрология.* 2008. **16**, № 3. С. 227–247.
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. М.: Наука, 1986. 103 с.
6. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород Земной коры. *Геохимия.* 1962. № 7. С. 555–571.
7. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
8. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. В 5 т. М.: Мир, 1966. Т. 3. 317 с.
9. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). Київ, 2004. 29 с.
10. Иванушко А.С. Тектоника и стратиграфия докембрия Приазовья. *Геол. журн.* 1972. Вып. 6. С. 130–138.
11. Кравченко Г.Л., Довгань Р.Н., Баранова Н.М. и др. Объяснительная записка к геологической карте листа L-37-VII (Бердянск) м-ба 1:200 000. М.: Недра. 1970.
12. Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. Новые данные о проявлениях шеелита в Приазовье. *Геол. журн.* 1987. **47**, № 5. С. 126–133.
13. Кравченко Г.Л., Русаков Н.Ф. О Камышеватском массиве метаультрабазитов (Западное Приазовье). *Геохімія та рудоутворення.* 2016. Вып. 37. С. 22–42.
14. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264 с.
15. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
16. Сагайдак И.Г. Петрографический очерк Среднего Приазовья. *Докембрий УССР*, ч. 1. М.: ГИНТИ, 1937. С. 21–23.
17. Соболев Н.Д. К петрохимии ультраосновных пород. *Геохимия.* 1959. № 8. С. 679–695.
18. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, 1960. 177 с.
19. Фельдман Г.К. Вопросы стратиграфии кристаллических пород Среднего Приазовья. *Научн. Зап. Днепр. ун-та.* 1941. **27**, вып. 2. С. 35–42.
20. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1984. 232 с.
21. Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья. Киев: Наук. думка, 1977. 163 с.
22. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. Воронеж, 1981. 252 с.
23. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
24. Эйнон О.Л., Єсипчук К.Є., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. Киев, 1971. 184 с.
25. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. Киев: Наук. думка, 1985. 224 с.
26. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. a Q. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcaline platon. *Amer. Miner.* 1987. **72**. P. 231–239.

**References**

1. Artemenko H.V. (1998). Geochronology of the middleprydnyprovskoy, pryazovskoy and kurskoy greenstone areas. [Geohronolohyya sredneprydneprovskoy, pryazovskoy y kurskoy hranyt-zelenokamennyh oblastej]. Kyev, 435 p. [in Russian].
2. Bayrakov V.V. (1972). About metamorphism of ultrabasic rocks of Western Azov area [Pro metamorfizm ultraosnovnyh porid Zahidnoho Pryazov'ya]. *Dop. AN URSR, ser. B.*, No. 2, pp. 99-102. [in Ukrainian].
3. Bybykova S.B., Lobach-Zhuchenko S.B., Artemenko H.V. et al. (2008). Late Archean magmatic complexes of the Pryazovsk terrain of the Ukrainian Shield [Pozdnearhejskye mahmatycheskye komplekxy Pryazovskoho terrejna Ukraynskoho shhyta: heolohycheskoe polozhenye, yzotopnyj vozrast, ystochnyky veshhestva]. *Petrolohyya.* **16**, No. 3, pp. 227-247. [in Russian].
4. Bohatykov O.A., Vasylyev Yu.R., Dmytryev Yu.N. et al. (1988). Magmatic rocks. Ultrabasic rocks [Mahmatycheskye hornye porody. Ul'traosnovnye porody]. V. 5. Moscow: Nauka. 508 p. [in Russian].
5. Velynskyj V.V., Bannykov O.A. (1986). Olivines of Alpine-type ultramafic rocks [Olyvyny al'pynotypnyh hyperbazytov]. Moscow: Nauka. 103 p. [in Russian].
6. Vynogradov A.P. (1962). Middle concentration of chemical elements in the main varieties ingenious rocks of Earth's crust [Srednye sodержaniya himycheskyh elementov v glavnyh tyпах yzverzhennyh hornyh porod Zemnoj kory]. *Geochemistry.* № 7. pp. 555-571. [in Russian].
7. Hodovykov A.A. (1975). Mineralogy [Myneralohyya]. Moscow: Nedra. 519 p. [in Russian].
8. Dyr U.A., Hawui R.A., Zusman Dzh. (1966). Rock-forming minerals [Porodoobrazuyushhye myneraly]. V. 5. Moscow: Myr. 317 p. [in Russian].
9. Yesypchuk K.Yu., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M. et al. (2004). Correlation of the chronostratigraphic scheme of Precambrian of the Ukrainian Shield (explanation note) [Korelyacijna hronostratyhrafichna shema rann'oho dokembriyu Ukrayins'koho shhyta (poyasnyval'na zapyska)]. Kyiv. 29 p. [in Ukrainian].

10. Yvanushko A.S. (1972). Tectonic and stratigraphy of Precambrian of Pryazove [Tektonyka y stratyhrafyya dokembryya Pryazov'ya]. *Geol. zhurn.* **6**, pp. 130-138. [in Russian].
11. Kravchenko H.L., Dovhan' R.N., Baranova N.M. et al. (1970). The explanation note for the geological map of L-37-VII sheet (Berdyansk) scale 1:200 000 [Obyasnytel'naya zapyska k heolohycheskoj karte lysta L-37-VII (Berdyansk) m-ba 1:200 000]. Moscow: Nedra. 4,7. p. 1. [in Russian].
12. Kravchenko H.L., Rusakov N.F. (1987). New data of scheelite discovery in Pryazove [Novye dannye o proyavlenyyah sheelyta v Pryazov'e]. *Geol. Zhurn.* **47**, No. 5. pp. 126-133. [in Russian].
13. Kravchenko H.L., Rusakov N.F. (2016). About the Kamyshevatskiy massif of meteuiltrasbasites (Western Pryazove) [O Kamyshevatskom massyve metaul'trabazytov (Zapadnoe Pryazov'e)]. *Gechemistry and Ore Formation.* **37**. pp. 22-42. [in Russian].
14. Marakushev A.A. (1979). Petrogenesis and ore formation [Petrohenezys y rudoobrazovanye]. Moscow: Nauka. 264 p. [in Russian].
15. Perchuk L.L. (1970). The equilibrium of rock-forming minerals [Ravnovesyya porodoobrazuyushhyh myneralov]. Moscow: Nauka, 391 p. [in Russian].
16. Sahajdak Y.H. (1937). Petrography essay of the Middle Pryazove [Petrohrafycheskyj ocherk Sredneho Pryazov'ya]. Dokembryj USSR, V. 1. Moscow. pp. 21-33. [in Russian].
17. Sobolev N.D. (1959). As to petrochemistry of ultrabasic rocks [K petrohymyy ul'traosnovnyh porod]. *Geochemistry.* No. 8. pp. 679-695. [in Russian].
18. Usenko Yu.S. (1960). The basic and ultrabasic rocks of the Western Azov area [Osnovnye y ul'traosnovnye porody Zapadnoho Pryazov'ya]. Kyiv. 177 p. [in Russian].
19. Fel'dman H.K. (1941). Stratigraphical questions of crystalline rocks of the Middle Pryazove [Voprosy stratyhrafyy kystallicheskyh porod Sredneho Pryazov'ya]. *Nauchn. Zap. Dnepr. un-ta.* **27**. v. 2. pp.35-42. [in Russian].
20. Fomyn A.B. (1984). Geochemistry of hyperbasites of the Ukrainian Shield [Heohymyya hyperbazytov Ukraynskoho shhyta]. Kyiv: Naukova dumka, 232 p. [in Russian].
21. Cukanov V.A. (1977). Petrology of Precambrian granitoids of Pryazovya [Petrolohyya rannedokembryjskyh hranytoydyv Pryazov'ya]. Kyiv: Naukova dumka, 163 p. [in Russian].
22. Chernyshov N.M., Bocharov V.L., Frolov S.M. (1981). Hyperbasites of KMA [Hyperbazyty KMA]. Voronezh. 252 p. [in Russian].
23. Shtejnberh D.S., Chashhuhyn Y.S. (1977). Serpentinization of ultrabasic rocks [Serpentynyzacyya ul'trabazytov]. Moscow: Nauka. 312 p. [in Russian].
24. Ejnor O.L., Eypchuk K.E., Cukanov V.A. (1971). Precambrian of the Western Pryazovya [Dokembryj Zapadnoho Pryazov'ya]. Kyev. 184 p. [in Russian].
25. Yakovlev B.H., Stepenko S.B. (1985). Mineral equilibrium and metamorphism conditions of Precambrian mafic rocks [Myneral'nye ravnovesyya y uslovyya metamorfyzma dokembryjskyh mafytov]. Kyev: Naukova dumka. 224 p. [in Russian].
26. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. a Q. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcaline platon. *Amer. Miner.* **72**. pp. 231-239.

***Кравченко Г.Л., Русаков М.Ф.***

***Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ***

**Нові дані про металаультрабазити Центрального Приазов'я**

Охарактеризовано архейський Іванівський масив металаультрабазитів, який виявлено в Центральному Приазов'ї в басейні р. Кильтичя, та аналогічні породи, що відслонюються в середній течії р. Обиточна. Висловлено припущення про те, що ці близькі за складом, структурно-текстурними особливостями і походженням породи, можливо, створюють єдиний у минулому великий (до 15 км в поперечнику) Кильтичье-Обиточненський масив ультрабазитів, які є похідними одного магматичного осередку. Породи названого масиву представлені перидотитами (лерцолітами) та олівіновими піроксенітами, що збереглися у вигляді реліктових «прошарків» (від 1 до 28 м) серед більш пізніх амфіболових порід. Особливістю Кильтичье-Обиточненського масиву є те, що в процесі накладеного регіонального метаморфізму вони були піддані, крім серпентинізації, ще й інтенсивній амфіболізації, внаслідок чого утворились горнблендити і найбільш поширені в досліджуваному районі актиноліт-тремолітові породи. Останні представлені: 1) хлорит-актиноліт-антофілітовими і хлорит-актинолітовими тремолітитами; 2) суттєво актинолітовими (без антофіліту) хлорит-тремолітовими актинолітитами і власне актинолітитами. Первісно-магматичні ультрабазити, що утворилися у процесі вкорінення кашеподібної магми (у вигляді протрузії) у вмісній породі, пізніше пережили декілька етапів прогресивного і регресивного метаморфізму, внаслідок чого нині вони представлені металаультрабазитами, більшість із яких необхідно розглядати як вторинні метаморфогенні утворення.

*Ключові слова:* металаультрабазит, порода, мінерал, інтрузія.

*Kravchenko G.L., Rusakon N.F.*

*M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation  
of the National Academy of Science of Ukraine, Kyiv*

**New data on metaultrabasites of Cenral Azov area**

The Archean of Ivanovka metaultrabazite massif in the central Azov area in basin of Kiltichiya river is characterized. Analogical rocks are exposed on the surface as boulders, xenoliths and rock outcrops (up to 100 m) in the middle flow of the Obitochna river. It is suggested that these rocks similar in composition, structural and textural characteristics and origin are made up the single large (up to 15 km in diameter) Kiltichie-Obitochna ultramafic massif, the rocks from which have been derived from the same magma chamber. The rocks of this massif are presented by peridotites and olivine pyroxenites preserved as a relict "layers" (from 1 to 28 m) among more older amphibole rocks. The primary composition of these rocks are coincided to lherzolite, ortho- and clinopyroxenites, websterites. By  $f_{\text{TOT}}$  (19,5-22,3%) ratio and increased content of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , CaO and alkalis these rocks belong to ultraferribasites as differentiates of basaltic magma, i.e. they belong to gabbro-peridotite complex. In some parts of metaultrabasites with increasing of rock basicity (M/F to 8,3-10,1) and decreasing  $f_{\text{TOT}}$  (up to 9,0-10,7%) is observed transition to more deeply hyperbasite formations. The peculiarity of rocks in the Kiltichie-Obitochna massif occurs during imposed regional metamorphism they had been serpentinized and intensive amphibolized. As a result hornblende and wide distributed actinolite-tramolite rocks have been formed. The last are presented 1) chlorite-actinolite-anthophyllite and chlorite-actinolite tremolites and 2) significantly actinolite (without anthophyllite) chlorite-tremolite actinolites and properly aktinolites. Primary magmatic ultrabasites that were formed during introducing porridge-like magma (as protrusion) into host rocks and later they have been undergone progressive and regressive metamorphism by some times. As a result of these processes they are presented by metaultrabasites. Majority of them are considered as secondary metamorphic rocks. Intensive processes of granitization and Na-metasomatism that had taken place in Neoproterozoic essentially converted ancient metaultrabasites in diorites, quartz diorites and tonalite of obitochna complex (2.92 Ga) in the central and eastern part of the massif while these metaultrabasites of Shevchenko complex (2.83 Ga) of western part this massif have been converted in plagiogranites and plagiomigmatite.

*Keywords:* metaultrabazite, rock, mineral, intrusion.

Поступила 10.05.2016.