

## ТИПЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СМОРОДИНСКОГО ИНТРУЗИВА И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ЗОЛОТУХИНСКОГО КОМПЛЕКСА

П. С. Бойко

*Воронежский государственный университет*

*Поступила в редакцию 1 марта 2013 года*

**Аннотация.** *Минерогения основных и ультраосновных пород и их метаморфических различий золотухинского комплекса определяется наличием сульфидной медно-никелевой и окисно-рудной минерализации в пределах петротипического Смородинского полихронного и полифазного плутона. Первая из них, несмотря на незначительность выявленных в настоящее время рудных скопленений, представляет определенный интерес и подсечена как среди ультрамафитовой, так и мафитовой ассоциаций; вторая встречается только среди мафитовых различий пород золотухинского комплекса и характеризуется преобладанием ильменита над остальными рудными минералами.*

**Ключевые слова:** *сульфидные медно-никелевые руды, окиснорудная минерализация, мафиты, ультрамафиты, КМА, палеопротерозой.*

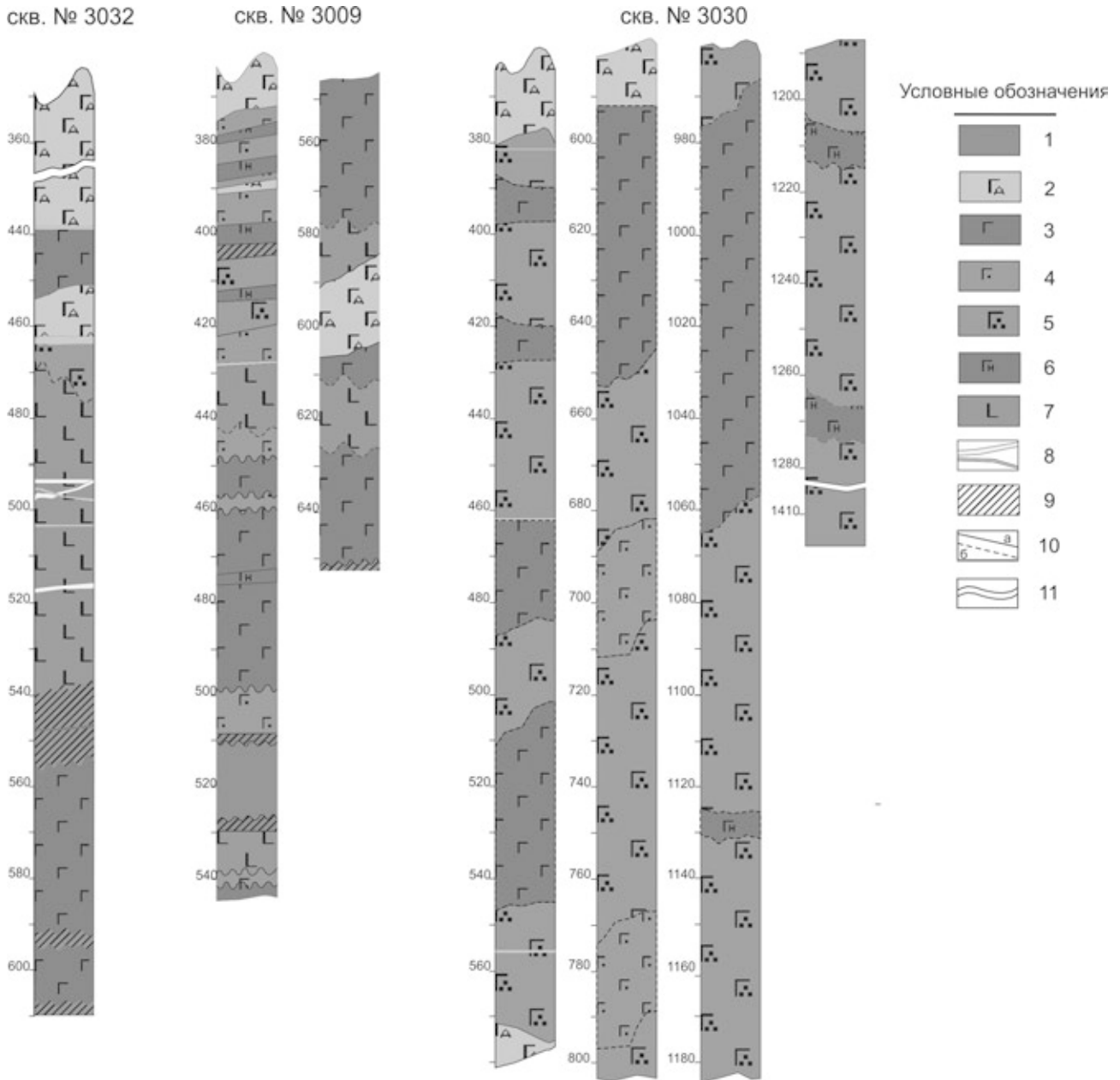
**Abstract.** *Minerageny of mafic and ultramafic rocks and their metamorphic differences of zolotukhinsky complex defined by the presence of copper-nickel sulphide and oxide mineralization within petrotypic Smorodinsky polychronous and polyphase pluton. The first of them, despite a slight presently identified ore clusters is of interest and are discovered among ultramafic and mafic associations, the second - only found differences among the mafic rocks of zolotukhinsky complex and characterized by a predominance over the rest of ilmenite ore minerals.*

**Key words:** *sulfide copper-nikel ores, oxide mineralization, mafic, ultramafic, KMA, Paleoproterozoic*

Золотухинский комплекс КМА представлен образованиями дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовой формации [1, 2, 3] и имеет двухфазное строение (первая дунит-перидотит-пироксенитовая и вторая, существенно габброидная, фазы) [1, 4]. Породные ассоциации комплекса слагают как самостоятельные ультрамафитовые, так и пространственно совмещенные с габброидами интрузии. Примером и петротипом первых может служить группа гипербазитовых интрузий Золотухинского участка, в свою очередь для вторых в этой роли выступает многофазный базит-гипербазитовый Смородинский плутон. **Смородинский плутон** в структурном отношении локализован в зоне пересечения нескольких субмеридионально и субширотно ориентированных разломов в пределах замыкания небольшой синклинальной складки (рис. 1). Массив представляет собой сочетание нескольких пространственно совмещенных геологических тел. Они представлены сравнительно небольшими пластообразными интрузиями гипербазитов, которые прорваны крупным штоком габброноритов. Оба эти образования принадлежат

первой и второй фазам золотухинского комплекса и, в свою очередь, пересечены крупным силлопоподобным телом габбродолеритов смородинского комплекса [1, 5, 6]. В процессе исследований [3, 7] в строении массивов комплекса были выделены ультрамафитовая и мафитовая интрузивно-дайковые ассоциации.

Ультрамафитовая ассоциация проявлена в южной части смородинского массива в виде нескольких субпластовых тел ультрамафитов, в петрографическом составе которых главную роль играют в различной степени серпентинизированные и амфиболизированные апоперидотитовые породы при подчиненной роли аподунитовых серпентинитов и оливинных пироксенитов, на контактах и в зонах трещиноватости сменяющихся тремолититами с большим содержанием талька [8]. Изученные апоперидотитовые серпентиниты – это массивные среднезернистые породы с реликтово-гипидиоморфной структурой, обусловленной сочетанием изометричных серпентинизированных зерен оливина-хризолита ( $\text{Fa}_{10-17}$ ) и орто- и клинопироксенов – диопсида ( $\text{En}_{45-56}$   $\text{Wo}_{41-46}$   $\text{Fs}_{1-9}$ ) и энстатита ( $\text{En}_{98-92}$ ) с присутствием роговой обманки.



**Рис. 1.** Схематические колонки скважин Смородинского плутона: 1 – аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты золотухинского комплекса; 2 – габбродолериты, долерит-пегматиты и троктолиты смородинского комплекса; 3 – свежие среднезернистые габбронориты золотухинского комплекса; 4 – слабоамфиболизированные среднезернистые габбронориты золотухинского комплекса; 5 – нацело амфиболизированные среднезернистые габбронориты золотухинского комплекса; 6 – мелкозернистые габбронориты интермагматических даек золотухинского комплекса; 7 – крупно-среднезернистые лейкократовые габбронориты золотухинского комплекса; 8 – дайки средних и кислых пород; 9 – зоны приконтактных метасоматических изменений; 10 – геологические границы слоев: а) достоверные; б) предполагаемые; 11 – разрыв колонки

С позиции петрохимии породы первой фазы золотухинского комплекса характеризуются [9, 10, 11] высоким содержанием магния (35% MgO) и железа (сумма FeO = 11,05%), постоянным присутствием алюминия и кальция (CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1,5–2 %), крайне низкой концентрацией щелочей и фосфора и по своему химическому составу в большей степени отвечают гарцбургитам-лерцолитам (табл. 1).

*Мафитовая ассоциация* в пределах Смородинского интрузива характеризуется неоднородным строением [3, 7]. Её основу слагают средне-крупнозернистые мезократовые габбронориты, в глубинных и краевых частях массива интенсивно амфиболизированные и биотитизированные, а в верхних апикальных частях массива – гранитизированные. В глубине центральной части штока

локализуются участки оливиновых габброноритов – чрезвычайно редкие в пределах вскрытого скважинами участка массива образования с точно неизученным характером залегания и границ, а в центральной части массива расположены лейкократовые крупнозернистые габбронориты (стратиформные анортозиты), образующие чередующиеся с участками среднезернистых габброноритов горизонты [7]. Породы второй фазы пересечены телами мелко-среднезернистых директивных габброноритов, обладающих нечеткими контактами, сопровождающимися «запылами» и включениями крупно-среднезернистых габброноритов, что позволяет считать эти образования интермагматическими дайками, внедрявшимися в еще не до конца остывший и раскристаллизованный расплав основной габброноритовой части штока [7]. Кроме этого в пределах массива установлены дайки мелкозернистых норитов и микрогаббро, вероятно характеризующие наиболее поздние стадии становления мафитовой ассоциации и характеризующиеся ровными четкими контактами и секущим положением в разрезе массива. В петрографическом отношении **средне-крупнозернистые габбронориты** обладают гипидиоморфнозернистой и габбровой структурой и массивной текстурой, сложены сочетанием короткопризматических пироксенов (2,5–3,0 мм) с таблитчатыми плагиоклазами (3,0–3,5 мм) двух типов (лабрадор-битовнит –  $An_{50-71}$  и андезин –  $An_{32-48}$ , в общей массе слагающих 35–70 об.% породы). Ромбические пироксены ( $En_{58-60}Wo_{2-6}Fs_{35-39}$ ) преобладают и составляют от 20 до 60 об.%, представлены короткопризматическими зернами размером от 0,3 до 1,5 мм; моноклинные разности (5–15 об.%) представлены ксеноморфным авгитом. В большей части разреза массива пироксены встречаются в виде реликтов и замещены вторичными амфиболами [7, 13]. Кроме того, второстепенные минералы представлены ксеноморфными скоплениями биотита и единичными зернами кварца. В петрохимическом отношении (табл. 1) габбронориты второй фазы золотухинского комплекса характеризуются несколько повышенными содержаниями магния (до 9%) и железа (до 15%), при высоких значениях кремнезема (до 54%), алюминия (до 15%) и кальция при низкой концентрации щелочей и фосфора и принадлежат к породам нормальной щелочности высокоглиноземистых пород калий-натровой серии [10].

**Лейкократовые габбронориты** (анортозиты) характеризуются порфирированной структурой и пятнистой текстурой за счет обособления скопле-

ний крупнозернистых зерен плагиоклаза, слагающих до 75–90 об.% и распределенных между ними скоплений и иногда прорастающих их отдельных изометричных амфиболизированных зерен пироксена (5–10%) при постоянном присутствии ксеноморфных выделений титаномагнетита. Плагиоклаз представлен крупными таблитчатыми (5 мм) и удлиненными (до 10 мм) иногда зональными зернами андезина, реликты пироксена представлены гиперстеном. Среди наиболее амфиболизированных зерен пироксенов отмечаются отдельные обособления биотита неправильной формы.

**Мелко-среднезернистые габбронориты интермагматических даек** обладают габбровой структурой, массивной, местами директивной текстурой за счет слабоудлиненных зерен плагиоклаза лабрадор-андезина ( $An_{46-50}$ ) с содержанием до 45–50 об.% и амфиболизированных по периферии пироксенов: диопсида и гиперстена. В породах отмечаются отдельные единичные зерна биотита, кварца и акцессорный апатит. Они характеризуются [10, 11] сходными со среднезернистыми аналогами петрохимическими характеристиками.

Рудные минералы достаточно широко распространены в пределах Смородинского плутона. Вся совокупность представлена тремя типами рудных ассоциаций: сульфидной, окиснорудной и шеелитовой. Последняя обнаружена в пределах тела рассланцованных в зоне тектонического нарушения амфиболитов неуставленной природы (они в равной степени могут относиться к обоянскому ПМК и к измененным базитам золотухинского комплекса) [1, 5] и потому в настоящей публикации не рассматриваются.

Связанные с габброноритами золотухинского комплекса проявления сульфидной медно-никелевой минерализации встречены только в пределах Смородинского массива. Оруденение установлено в скважинах 3009 и 3030. Скважина 3009 вскрыла оруденелые габбронориты с трахитоидной текстурой на глубине 487,8–480 м и 635,2 м. Содержание никеля в этой зоне не превышает 0,1%, кобальта 0,01%, меди меньше 0,01% [1]. Наиболее представительная по содержанию сульфидов минерализация вскрыта скважиной 3030. Здесь, в габброноритах золотухинского комплекса (начиная с гл. 837,7 м), отмечается весьма неравномерно распределенная минерализация в количестве от 1–2 до 5–8% от объема породы, представленная мелкой рассеянной вкрапленностью, а также гнездовидными и прожилковидными выделениями. На отдельных интервалах (843,1–844,5 м, 1125,3–1125,5 м,

Таблица 1  
Соотношения петрогенных окислов и некоторых рудных элементов в породах золотухинского комплекса Смординского интрузива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	38,35	41,14	40,89	41,51	48,66	51,16	48,95	51,24	39,84	49,69	49,31	50,47	52,02	49,44	50,33	44,28	48,11	52,44	42,75	49,95	48,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	6,68	2,39	12,23	17,20	16,41	14,75	16,67	11,96	16,57	11,95	6,09	18,17	14,36	16,05	25,36	14,84	16,79	14,35	15,64	9,62
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,72	0,25	2,40	0,37	0,37	1,52	0,74	3,74	1,25	0,68	0,83	0,48	0,56	1,00	0,86	2,82	0,84	2,14	1,79	1,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,78	9,97	13,55	20,85	8,95	9,86	13,87	10,38	24,74	11,93	15,17	21,98	9,01	14,46	11,31	9,44	14,26	9,33	19,89	12,80	16,42
FeO	13,30	8,97	12,20	18,77	8,06	8,87	12,48	9,34	22,27	10,74	13,65	19,78	8,11	13,01	10,18	8,50	12,83	8,40	17,90	11,52	14,78
MnO	0,177	0,125	0,213	0,152	0,116	0,157	0,149	0,153	0,182	0,163	0,222	0,317	0,144	0,191	0,155	0,059	0,124	0,136	0,171	0,176	0,232
MgO	32,56	26,25	29,31	7,56	9,97	7,91	7,08	7,26	5,97	6,95	10,61	13,35	8,14	9,33	8,00	3,97	5,19	6,71	6,23	6,09	10,04
CaO	3,18	3,12	2,37	11,07	9,36	9,87	9,13	8,33	9,29	8,85	6,01	3,48	8,49	7,56	9,17	8,97	10,26	8,13	11,41	8,88	10,49
Na <sub>2</sub> O	0,35	1,01	0,18	1,97	3,03	3,23	2,92	3,52	2,13	3,44	1,75	0,84	2,80	2,13	2,56	3,10	2,98	3,18	2,36	3,22	2,22
K <sub>2</sub> O	0,02	0,15	0,09	0,23	0,51	0,29	0,43	0,44	0,47	0,44	0,54	0,54	0,37	0,50	0,39	1,27	0,43	0,56	0,15	0,57	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,09	<0,02	0,10	0,04	0,01	0,09	0,16	0,27	0,08	0,16	0,14	<0,02	<0,02	0,08	0,09	0,66	0,27	0,01	0,35	0,16
S	0,03	0,06	0,04	1,04	–	0,14	0,11	0,05	0,28	0,07	0,13	0,15	0,03	0,29	0,12	0,21	0,11	0,19	0,24	0,14	0,16
LOI	7,58	10,09	10,06	0,62	1,61	0,42	0,78	0,85	0,87	0,37	3,22	1,53	0,14	0,92	0,63	1,92	0,00	1,22	0,03	0,16	>>>
Cr	2291	1817	1046	145	150	184	114	97	25	93	313	498	260	152	203	799	61	67	108	116	659
V	84	104	75	676	80	113	346	122	624	150	92	155	72	90	112	245	306	99	799	176	214
Co	86	56	140	52	18	23	35	22	49	20	67	90	50	67	35	55	35	15	87	25	42
Ni	2041	1690	2904	139	69	62	45	61	51	33	167	231	96	211	117	208	68	64	243	41	129
Cu	18	29	11	51	–	48	26	23	82	36	88	81	43	255	105	135	60	66	153	24	35
Zn	106	84	207	84	51	55	78	80	125	84	127	198	69	102	74	320	79	68	90	97	103

Примечание: анализ выполнен методом РФА в ИГЕМ РАН, аналитик к.х.н., А.И. Якушев; петрогенные окислы, сера и LOI приведены в масс.%, рудные – в г/т. Цифрами обозначены: 1–3 – апотеридогитовые серпентиниты ультрамафитовой ассоциации: 1 – скв. 3009, гл. 522,0 м; 2 – скв. 3011, гл. 401 м; 3 – скв. 3015, гл. 427,1 м; 4–13 – среднерудные габбронориты мафитовой ассоциации: 4 – скв. 3009, гл. 478,6 м; 5 – скв. 3009, гл. 508,6 м; 6 – скв. 3009, гл. 525,0 м; 7 – скв. 3022, гл. 243,2 м; 8 – скв. 3022, инт. 308,0–312,0 м; 9 – скв. 3022, гл. 471,5 м; 10 – скв. 3024, инт. 578,5–579,0 м; 11 – скв. 3030, гл. 1094,0 м; 12 – скв. 3030, гл. 1139,0 м; 13 – скв. 3030, гл. 1355,0 м; 14–17 – лейкогатовые габбронориты мафитовой ассоциации (анортозиты): 14 – скв. 3009, инт. 526,9–546,6 м; 15 – скв. 3009, инт. 612,7–624,0 м; 16 – скв. 3009, гл. 625,0 м; 17 – скв. 3030, гл. 565,5 м; 18–21 – мелкозернистые габбронориты интермагматических даек: 18 – скв. 3009, гл. 422,1 м; 19 – скв. 3009, гл. 481,5 м; 20 – скв. 3024, инт. 491,5–492,5 м; 21 – скв. 3024, инт. 495,0–496,0 м

1130,2–1140,0 м, 1168,0–1172,7 м, 1182,9–1184,3 м, 1190,2–1191,5 м) содержание сульфидов составляет 10–15% объема породы. Характерно, что повышенные содержания сульфидов приурочены к измененным участкам габброноритов (амфиболизированным, биотитизированным, окварцованным).

На основании морфологических и структурных признаков, минерального состава руд, выделяются два типа сульфидной минерализации: а) рассеянная вкрапленность интерстиционного типа (сингенетическая) пентландит-халькопирит-магнетит-пирротиновой ассоциации в габброноритах; б) гнездово-вкрапленная и прожилково-вкрапленная (эпигенетическая) минерализация сфалерит-пентландит-пирит-ильменит-магнетит-пирротиновой ассоциации, связанная с зонами метаморфического изменения габброноритов (породами кварц-биотит-хлорит-тремолитового состава). Эти два типа минерализации пространственно совмещены, но четко различаются по формам выделения, ассоциации и взаимоотношениям с силикатными минералами и, в меньшей мере, по минералогическому составу.

**Сингенетическая сульфидная вкрапленность** в обогащенных зонах минерализации в габброноритах выделяется в виде густой, обильной мелкозернистой вкрапленности по всей массе породы а также в виде крупноагрегатной сидеронитовой вкрапленности с размером отдельных рудных агрегатов от 15 мм. Рудные минералы (размер выделений от 1,5–2,5 до 15 мм) располагается в интерстициях неизмененных или слабоизмененных ромбического пироксена, плагиоклаза, биотита и находятся в следующих количественных соотношениях (в относ. %): пирротин – 80–85%, пентландит – 1,5–4%, пирит – 5–10%, халькопирит – 5–8%, магнетит, ильменит – 5–10%. При метасоматическом изменении вмещающего габбронорита сингенетическая рудная вкрапленность корродируется вторичными амфиболами, хлоритом. Содержание никеля в минерализованных габброноритах составляет 0,16%, кобальта 0,05 и меди до 0,25% [1].

**Эпигенетическая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация** вскрыта скв. 3030 [1]. На глубине 1190,2 м. встречено два рудных прожилка мощностью 5–7 см: один с медно-никелевым, другой с кобальт-медно-никелевым оруденением. Аналогичный прожилок с неустановленной мощностью встречен также в интервале 1191,6–1193,5 м. Массивное в центральных частях прожилков оруденение к периферии обычно переходит в густо-вкрапленное из-за коррозионного срастания сульфидов с тонковолокнистыми агре-

гатами вторичных амфиболов, отчего очертания эпигенетических выделений сульфидов часто расплывчатые, нечеткие. В участках эпигенетического оруденения отмечается трещиноватость и развитие по трещинам наиболее поздних низкотемпературных халькопирит-пирит-карбонатных прожилков и агрегатов. Пирит, кроме того, иногда совместно с магнетитом, развивается по пирротину, образуя зернистые агрегаты и метакристаллы. Гнездовые скопления рудных минералов имеют резко ксеноморфные очертания и представлены как сыпью мелких угловатых зерен, так и прожилковидно-неправильными и прожилковыми выделениями размером от сотых долей до 5–6 мм и обычно располагается в участках значительно измененного габбронорита (амфиболизированного, хлоритизированного), а также ассоциирует с карбонат-хлоритовыми, кварц-биотит-хлоритовыми прожилками.

Рудные минералы в эпигенетической вкрапленности находятся в следующих количественных соотношениях (в относ. %): пирротин – 40–60%, пирит – 2–10%, пентландит – 2–4%, халькопирит – 5–20%, магнетит – 15–25%, ильменит – 3–7%, сфалерит – доли процента, маккинавит. Для эпигенетической минерализации характерно несколько повышенное содержание пентландита (до 5–7% рудных), халькопирита (до 25%), наличие сфалерита в пирротине и халькопирите, что обуславливает и более высокими содержаниями полезных компонентов (никель до 1,96%, медь – до 2,21%, кобальт – до 0,5%), хотя в целом по рудному интервалу скв. 3030 содержания этих элементов невысоки (никель – 0,1–0,38%, медь – 0,01–0,22%, кобальт – 0,04–0,05%) [1].

**Основные рудообразующие минералы** (пирротин, пентландит, магнетит, халькопирит) являются общими для всех типов минерализации, различаясь своими генерациями, формами выделения и взаимоотношениями.

**Пирротин** слагает основную массу всех сульфидных вкрапленников, прожилков и гнезд, образуя аллотриоморфные агрегаты. Форма его зерен различная – полигональная, неправильная, округлая с хорошо проявленной спайностью по одному и двум направлениям. Пирротин является вмещающим практически для всех остальных рудных минералов, с одним из которых образует твердый раствор (пентландит, халькопирит), другие развиваются метасоматически, замещая его (магнетит, пирит), или сингенетичны с ним (магнетит, часть хромшпинелидов, иногда сфалерит).

**Халькопирит** чаще всего обладает ангдральными формами, занимая промежутки между зер-

нами пирротина или располагаясь в периферических частях сульфидных агрегатов. Иногда содержит вросстки сфалерита и маккинавита. Реже встречается в виде мелких изолированных включений в силикатах, по трещинам в амфиболах и тонких графических сростаний с вторичными минералами. В поздних гидротермальных прожилках образует сростания с пиритом (табл. 2).

**Пентландит** выделяется в тесной ассоциации с пирротинном и халькопиритом, главным образом, в форме пламеневидных продуктов распада твердого раствора в пирротине. Размер таких выделений обычно не превышает сотых долей, реже достигает десятые доли мм. Изредка встречаются неправильные удлиненные зерна (0,1–0,2 мм), играющие роль мелких порфирированных вкрапленников в пирротине.

Таблица 2

*Локальные рентгеноспектральные анализы (масс.%) и кристаллохимические формулы пирита и халькопирита из мафитов золотухинского комплекса*

	1	2	3	4	5
S	51,78	52,04	51,52	34,31	51,97
Ti	0,04	0,09	0,01	0,09	0
Fe	46,48	44,97	46,50	32,33	47,48
Co	1,12	2,59	1,25	–	0,2
Ni	0,28	0,07	–	–	0,24
Cu	0,17	–	0,22	32,92	–
As	–	–	0,26	–	–
Sum	99,87	99,76	99,76	99,65	99,89
<i>Количество ионов в формульных единицах (рассчитано на 2S)</i>					
Fe	1,005	0,961	1,010	1,028	1,018
Co	0,024	0,054	0,026	0	0,004
Ni	0,006	0,006	0,006	0,009	0,006
Cu	0,003	–	0,004	0,968	–

Примечание: 1–3,5 – пириты (1 – скв. 3009, гл. 625,0; 2 – скв. 3030, гл. 1355,0; 3, 5 – скв. 3032, гл. 522,5); 4 – халькопирит (скв. 3032, гл. 522,5). Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе INCA 250, аналитик Н.С. Базиков (ВГУ).

**Пирит** представлен зернистыми ксеноморфными агрегатами, прожилками и идиоморфными метакристаллами и чаще всего ассоциирует с пирротинном, иногда образует самостоятельные выделения или сростания с халькопиритом и магнетитом (рис. 2, табл. 2).

**Магнетит** и **ильменит** встречаются, главным образом, в виде совместных сростаний: ильменит содержится в резко подчиненном количестве в виде

ксеноморфных зерен двойникового строения или находится в закономерном пластинчатом сростании с магнетитом. Более поздние генерации магнетита в виде мелкозернистых агрегатов и прожилков, развиваются метасоматическим путем по сульфидам или совместно с пиритом в кварц-карбонатных прожилках.

Таблица 3

*Локальные рентгеноспектральные анализы (масс.%) и кристаллохимические формулы ильменита из интрузивных и жильных пород золотухинского комплекса*

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	–	–	–	–
TiO <sub>2</sub>	49,85	51,23	50,66	51,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–
FeO	50,03	48,77	48,46	47,87
MnO	–	–	–	–
MgO	–	–	–	–
Sum	99,88	100	99,12	99,29
<i>Количество ионов в формульных единицах (рассчитано на 3O)</i>				
Si	–	–	–	–
Ti	0,946	0,972	0,970	0,983
Al	–	–	–	–
Cr	–	–	–	–
Fe <sup>3+</sup>	0,108	0,056	0,061	0,033
Fe <sup>2+</sup>	0,946	0,972	0,970	0,983
Mn	–	–	–	–
Mg	–	–	–	–
<i>Нормативный состав</i>				
MgTiO <sub>3</sub>	–	–	–	–
FeTiO <sub>3</sub>	0,897	0,946	0,941	0,967
MnTiO <sub>3</sub>	–	–	–	–
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,103	0,054	0,059	0,033

Примечание: ильменит из мафитов золотухинского комплекса: 1–3 – свежие среднезернистые габбронориты: 1 – скв. 3021, гл. 303,5; 2 – скв. 3021, гл. 328,0; 3 – скв. 3022, гл. 318,7; 4 – крупнозернистое амфиболизированное габбронориты, скв. 3030, гл. 1355,0. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе INCA 250, аналитик Н.С. Базиков (ВГУ). Миналы: MgTiO<sub>3</sub> – гейкит; FeTiO<sub>3</sub> – ильменит; MnTiO<sub>3</sub> – пирофанит; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – гематит.

**Окиснорудная минерализация** в породах Смородинского плутона представлена выделениями преимущественно магнетита, титаномагнетита, ильменита, характеризующимися неравномерным распространением. Ильменит (табл. 3, рис. 2) преобладает на всем интервале, с максимальной концентрацией в скв. 3009, в интервале 372,3–450,0 м,

с дальнейшим некоторым снижением его количества с последующим увеличением с глубиной до 650,0 м. Магнетит – второй по значимости минерал рудной ассоциации – концентрируется в основном в центральной части и его содержание с глубиной более 580,0 м уменьшается. Титаномагнетит в сравнении с предыдущими встречается намного реже и наиболее яркие его проявления приурочены к области до 400 м.

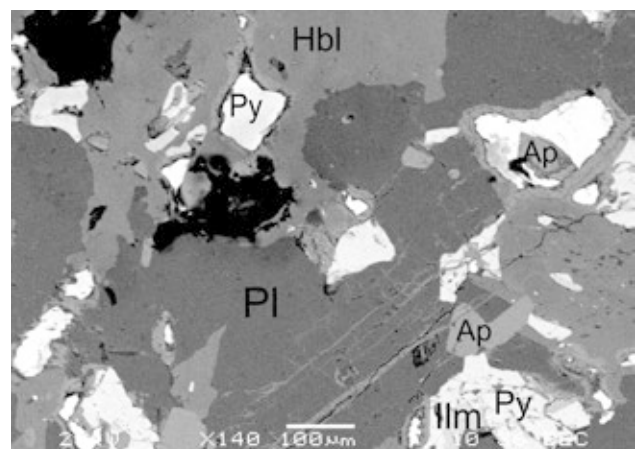
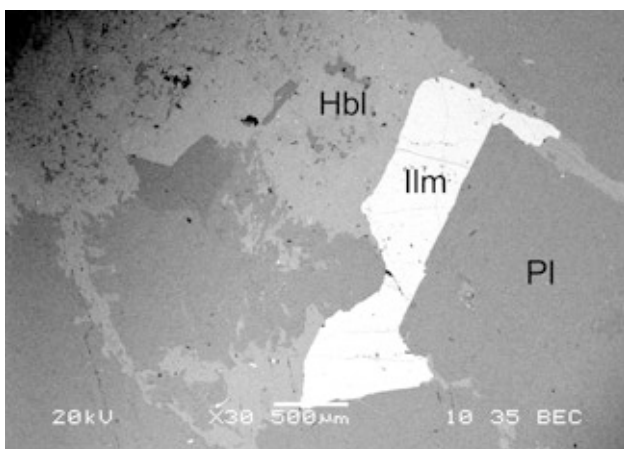
Преобладающая масса рудных вкрапленников имеет ксеноморфную форму с извилистыми прямолинейными границами, определяемыми контурами прилегающих к ним нерудных кристаллов (плагиоклаза и пироксенов). Размеры рудных выделений обнаруживают отчетливую зависимость от структуры пород, в среднезернистых породах они изменяются от 1–1,5 до 2,0–2,5 мм, в пегматоидных составляют 3,0–4,0 мм в поперечнике. Реакционные взаимоотношения на границе вкрапленников обычно отсутствуют. Лишь иногда около них на контакте с пироксенами и реже плагиоклазами развита прерывистая тонкая каемка – «бахрома» волокнисто-чешуйчатых агрегатов биотита. Характерна определенная пространственная приуроченность рудных минералов к скоплениям биотита.

Магнетит (Mgt), являющийся основным компонентом окиснорудной минерализации по морфологическим особенностям и взаимоотношениям с сопутствующими минералами разделяется на несколько типов. Магнетит первого типа (Mgt1) располагается по периферии зерен ильменита или в силикатах. Минералы находятся в тесном срастании друг с другом и выделяются в виде неправильной формы зерен. Магнетит второго типа (Mgt2) характеризуется ксеноморфными зернами (0,5–0,8 мм), которые совместно с ильменитом и

титаномагнетитом образуют сидеронитовые, спорадические мирмекитоподобные скопления. Мирмекитовые вроски магнетита по размерам очень разнообразны – от тончайших до грубо червеобразных. Зерна магнетита обладают сложным внутренним строением, обусловленным явлениями распада высокотемпературного титаномагнетита. Иногда в магнетите наблюдаются пластинки ильменита. В случае замещения магнетита остается решетчатая сетка, выполненная ильменитом. Третий типа магнетита (Mgt3) образует неправильной мелкой формы зерна и веретенообразные вроски в силикатах. Иногда магнетит развивается по амфиболам, наследуя от них лучистую структуру. Видимо, эта генерация магнетита является наиболее поздней. Кроме того магнетит развивается по сульфидам. По своей морфологии и времени образования он также относится к третьей форме.

Титаномагнетит (Timgt) представлен как ранними мелкими выделениями, так и более поздними крупными ксеноморфными зернами и агрегатами, местами слагающими до 40–50 % от окиснорудной минерализации. Внутреннее строение титаномагнетитов неоднородно и осложнено наличием четко выраженных решетчатых и пластинчатых структур распада твердых растворов, обусловленных пересекающимися пластинчатыми вросками ильменита.

Ильменит (Ilm) встречается также в виде нескольких типов зерен: зерна ранней генерации представлены тонкой вкрапленностью мелких округлых и призматических зерен, располагающихся вдоль плоскостей спайности пироксенов; другой тип ильменита представлен сидеронитовой вкрапленностью (до 5 мм) и находится в виде самостоятельных изометричных или ксеноморфных зерен. Самый поздний ильменит представлен тончайши-



**Рис. 2.** Микрофотографии (в отраженных электронах) рудных минералов: слева – крупные ксеноморфные выделения ильменита (скв. 3021, гл. 303,0); справа – мелкие зерна и корродирующие ильменит оторочки пирита (скв. 3022, гл. 318,7). Условные обозначения минералов приведены по [14]

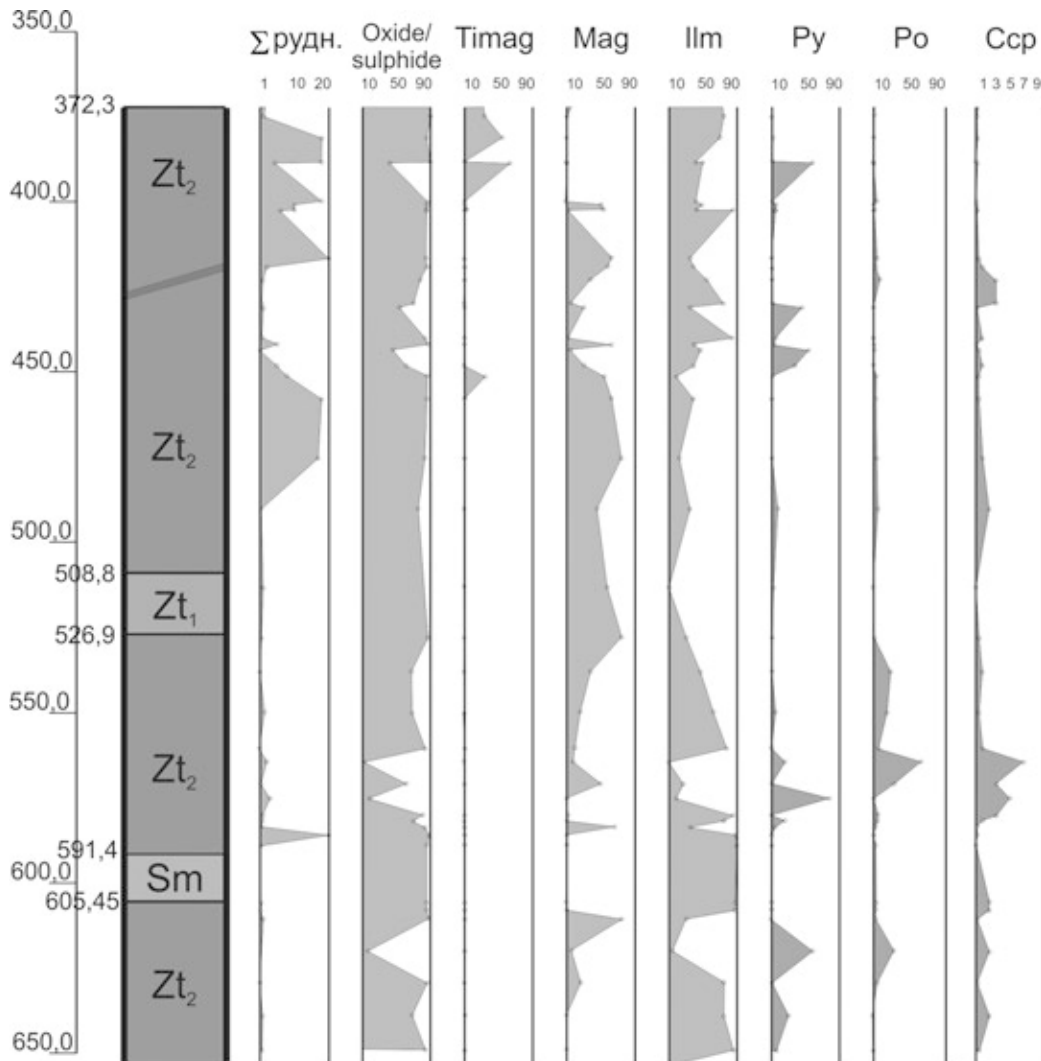
ми иголочками, выделившимися в силикатах по плоскостям спайности.

**Распределение в разрезе и взаимное соотношение окиснорудной и сульфидной минерализаций** в пределах Смородинского ультрамафитового массива было исследовано на основе описания скважины 3009 (рис. 3). В пределах скважины сумма рудных (окиснорудной и сульфидной минерализации) колеблется от единичных зерен до 25%, при ведущей роли окиснорудной минерализации практически на всем протяжении скважины. Однако, несмотря на значительную разницу в содержании, сульфиды входят в состав рудной минерализации пород золотухинского комплекса наравне с окиснорудными минералами: магнетит и титаномагнетит корродированы и замещены сульфидами, при этом пирротин замещает только магнетит при сохранении ильменитовых пластинок распада твердого раствора. Нередко

сульфиды концентрируются по периферии и трещинам окиснорудных образований, а также во многих случаях образуют самостоятельные мелкие обособленные вкрапленники среди породообразующих силикатов.

В основном такие сульфидные метаморфозы представлены пиритом, при этом кроме окислов он также развивается по халькопириту и пирротину, образуя порой значительные скопления. Магнетит, ильменит и ильменомагнетит являются наиболее ранними по времени кристаллизации и выделились в собственно магматический этап формирования интрузии.

Сульфидная часть расплава выделялась в несколько стадий: в позднемагматическую стадию (после основной массы титано-магнетитовой ассоциации) отложились сингенетические руды пентландит-халькопирит-пирротинового состава с примесью сфалерита, входящего в твердый раствор



**Рис. 3.** Распределение окиснорудной и сульфидной минерализации в пределах ассоциаций габброноритов второй фазы золотухинского комплекса (на примере скв. 3009). Условные обозначения минералов приведены по [14]



с пирротином и халькопиритом, и магнетитом 2-й генерации, образующего зернистые сростания с пирротином, пиритом; далее, в процессе авто- и аллометаморфических изменений (пневматолито-гидротермальный этап) в ассоциации с актинолитом, тремолитом, хлоритом, кварцем и биотитом отложилась основная масса сульфидов (эпигенетические руды) того же состава, однако с характерным повышенным содержанием пентландита и сфалерита. Еще часть сульфидов вероятнее всего отложилась в гидротермальный этап, характерными минералами которого являются пирит, халькопирит, частично, магнетит, галенит.

### Выводы

Наличие в составе сульфидного оруденения в основном пентландита распада твердого раствора указывает на некоторую бедность никелем расплава, из которого кристаллизовались сульфиды. Кроме того, из исследования распределения рудных минералов в пределах скважины 3009 наиболее существенными в пределах Смородинского массива и перспективными для габброидов золотухинского комплекса следует считать ильменит-магнетит-титаномагнетитовые окисные руды, скопления которых практически постоянно преобладают над сульфидами в разрезе плутона и достигают на отдельных участках содержания до 20 об.% в составе среднезернистых габброноритов и лейкоратовых габброноритов (анортозитов).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №12-05-31297 мол-а, а также ГК 14.В37.21.0585; ГК 14.В37.21.1253; НИР 5.381.204

### ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов Н. М. Гипербазиты КМА / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. – Воронеж, 1981. – 252 с.
2. Чернышов Н. М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) / Н. М. Чернышов. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 448 с.
3. Бойко П. С. Петрографические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА / П. С. Бойко // Труды молодых ученых Воронежского государственного университета. Вып. № 1–2. – Воронеж, 2010. – С. 107–112.
4. Бочаров В. Л. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА / В. Л. Бочаров [и др.]. – Воронеж, 1993. – 176 с.
5. Чернышов Н. М. Траппы Курской магнитной аномалии / Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков. – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1983. – 276 с.
6. Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минерогеническая оценка перспектив рудоносности габбродо-леритовых массивов трапповой формации ВКМ : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. Ю. Альбеков. – Воронеж, 2002. – 24 с.
7. Бойко П. С. Петрография пород второй фазы золотухинского комплекса (структурно-формационная зона КМА) / П. С. Бойко // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия: Геология. – 2010. – № 2. – С. 159–170.
8. Бойко П. С. Некоторые особенности серпентинитов первой фазы Золотухинского комплекса КМА / П. С. Бойко // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии : материалы 21-й молодежной науч. конф., СПб., 18–25 окт. 2010 г. – СПб., 2010. – Т. 1. – С. 212–215.
9. Чернышов Н. М. Химические составы основных и ультраосновных пород докембрия Воронежского кристаллического массива : справочник / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров. – Воронеж, 1972. – 240 с.
10. Бойко П. С. Петрохимические особенности породных ассоциаций золотухинского комплекса КМА в связи с оценкой его формационной принадлежности и металлогенической специализацией / П. С. Бойко // Материалы Всероссийской конференции. – Петрозаводск, 2009. – С. 25–29.
11. Бойко П. С. Минералого-геохимические особенности пород и признаки контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА / П. С. Бойко // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия: Геология. – 2012. – № 1. – С. 67–75.
12. Palme H. Abundances of the elements in the solar system / H. Palme, H. Beer // Landolt-Borstein Group VI: astronomy and astrophysics: instruments; methods; Solar System. – Berlin : Springer, 1993. – P. 196–221.
13. Бойко П. С. Предварительная оценка параметров метаморфизма пород второй фазы золотухинского комплекса КМА по сосуществующим амфиболам / П. С. Бойко // Электронный сборник тезисов Пятой Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск. – URL: [http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik\\_2010/02\\_petrology/631.pdf](http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/02_petrology/631.pdf).
14. Whitney D. L. Abbreviations for names of rock-forming minerals / D. L. Whitney, B. W. Evans // American Mineralogist. – 2010. – V. 95. – P. 185–187.

Воронежский государственный университет  
П. С. Бойко, преподаватель кафедры минералогии,  
петрографии и геохимии  
Тел. 8 (473) 220-87-79  
boyko@geol.vsu.ru

Voronezh State University  
P. S. Boiko, lecturer, Chair of Mineralogy, Petrography  
and Geochemistry  
Tel. 8 (473) 220-87-79  
boyko@geol.vsu.ru