

УДК 553.22+553.9+550.424 (470)

МЕТАСОМАТИТЫ ПО ШУНГИТОНОСНЫМ ПОРОДАМ МАКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ОНЕЖСКАЯ СТРУКТУРА, КАРЕЛИЯ)

© 2019 г. Л. В. Кулешевич^{1, *}, М. М. Филиппов^{1, *}, Н. А. Гольцин^{2, **},
Р. Ш. Крымский^{2, **}, К. И. Лохов^{3, ***}

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН
185920 Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
199106 Санкт-Петербург, Средний проспект, 74

³ Санкт-Петербургский государственный университет
197034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, ИНЗ СПбГУ

*E-mail: kuleshev@krc.karelia.ru; filipov@krc.karelia.ru

**E-mail: Robert_Krymsky@vsegei.ru; goltisn@mail.ru

***E-mail: k.lokhov@spbu.ru

Поступила в редакцию 10.03.2017 г.

Максовское месторождение метасапелитов (максовитов), содержащих шунгитовое вещество, расположено в восточной части Онежской структуры — бассейна, заложившегося и формировавшегося в палеопротерозое в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Залежь максовитов представляет собой диапировую складку, сформировавшуюся около 2050 ± 10 млн лет назад; она подстилается карбонатными толщами, перекрывается туфоалевролитами и прорвана габбродолеритами (1956 ± 5 млн лет). Неизменные максовиты — это пелитоморфные породы с массивной или неяснослоистой текстурой, с содержанием $C_{\text{орг}}$ около 30%. Наложённые на максовиты и на подстилающие толщи туфоалевролитов изменения развиваются в пределах гребневидной складки по зонам брекчирования. Эти изменения представлены щелочно-железо-магнезиальными метасоматитами с брекчированными текстурами, неоднородным минеральным и химическим составом; выделяются по интенсивной биотитизации, хлоритизации, развитию альбит-карбонатных с апатитом и карбонат-кварцевых с сульфидами прожилков. В зонах изменения повышается содержание Na, K, P, Ti, Mg-Fe и рудогенных компонентов. Время формирования метасоматитов, установленное Re-Os методом по сульфидам — 1558 ± 61 млн лет.

Ключевые слова: щелочно-железо-магнезиальные метасоматиты, геохимия, генезис, возраст, максовиты, туфоалевролиты, палеопротерозой, Онежский синклиниорий, Карелия.

DOI: 10.31857/S0024-497X20192149-164

Онежская палеопротерозойская синклиниорная структура, заложившаяся на архейском фундаменте в юго-восточной части Карелии, сложена стратиформными вулканогенно-осадочными бассейновыми отложениями нескольких надгоризонтов и прорывающими их интрузивными комплексами (рис. 1). Углеродсодержащие породы развиты в составе двух основных стратиграфических подразделений — людиковийском и калевийском надгоризонтах. Наиболее значительные концентрации шунгитового вещества приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта (рис. 2). Нижняя часть свиты представлена карбонат-содержащими туфоалевролитами; средняя и верхняя — углеродсодержащими породами и сланцами, развитыми по глинисто-карбонатным осадкам с примесью туфогенного материала, которые переслаивают-

ся с основными вулканитами и габбродолеритами. Месторождения углеродсодержащих пород — максовитов с содержанием $C_{\text{орг}}$ 10–45% (Максово, Загогино), приурочены к шестому горизонту шунгитовых пород (см. рис. 2), а месторождения шунгитов с более высоким содержанием $C_{\text{орг}}$ 45–80% (Шуньга) — к восьмому горизонту второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты. Максовское месторождение метасапелитов и другие аналогичные залежи представлены локальными купольными телами. Предполагается, что месторождения этого типа образовались в процессе формирования диапировых складок нагнетания по глинам, обогащённым органическим веществом.

Возраст пород заонежской свиты с высоким содержанием $C_{\text{орг}}$, определённый Re-Os методом для участка Шуньга, составил 2050 ± 10 млн лет [Hannah

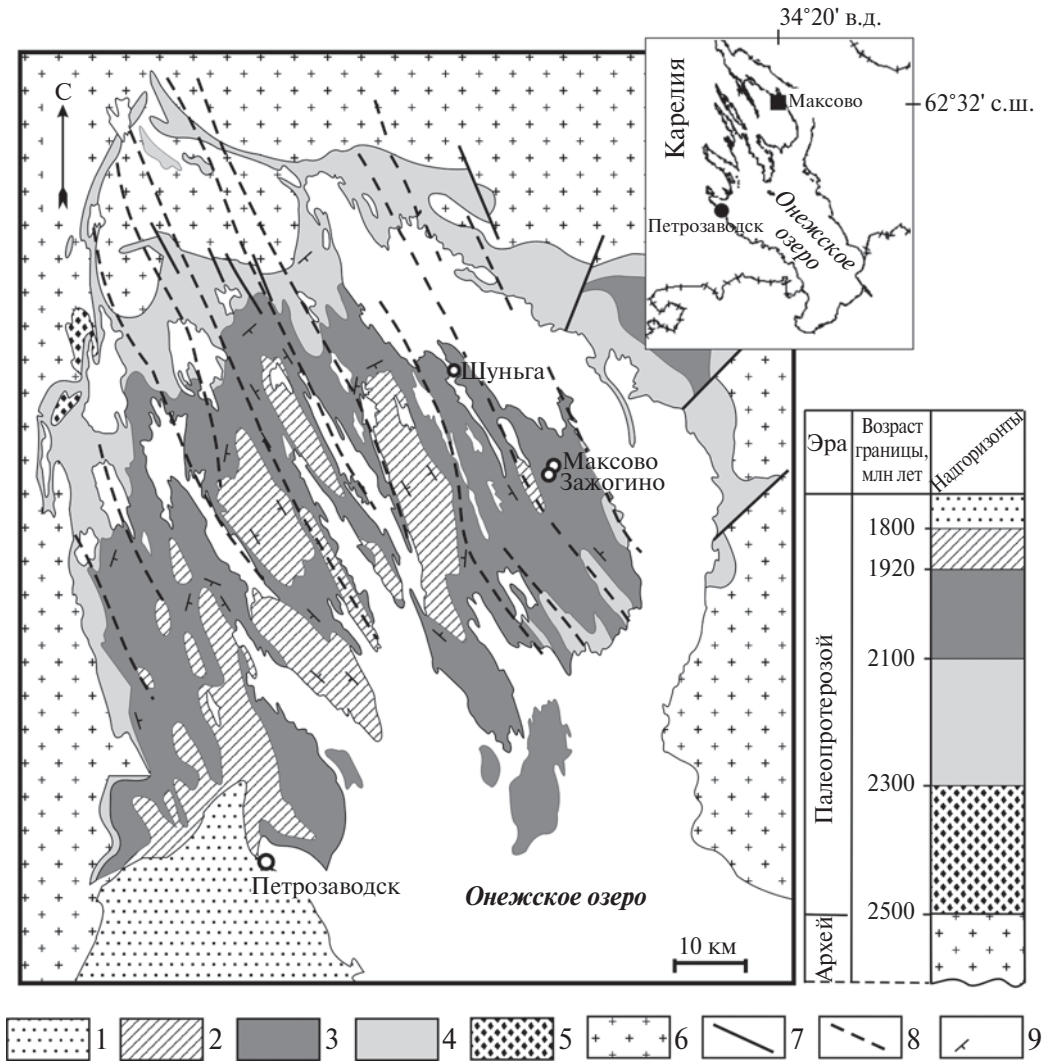


Рис. 1. Схема геологического строения Онежской структуры [Атлас ..., 2006].

1–5 — надгоризонты палеопротерозойских отложений Онежской структуры: 1 — вепсийский, 2 — калевийский, 3 — людиковийский, 4 — ятулийский, 5 — сариолийский, сумийский; 6 — архейский фундамент (гранито-гнейсы, гранит-зеленокаменные образования); 7 — разрывные нарушения; 8 — зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД); 9 — элементы залегания.

et al., 2008]. Возраст силлов, интрузирующих верхнюю подсвиту, оценивается в 1956 ± 5 млн лет [Степанова и др., 2014]. Метаморфические преобразования пород в Онежской структуре не превышают уровня низкотемпературной зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, поэтому на месторождении хорошо сохранились первичные признаки осадочных пород и генетические признаки биогенного органического вещества, преобразованного до метаантрацитового этапа углефикации (шунгитовое вещество) [Филиппов, 2002; Филиппов, Первунина, 2014].

На территории Онежской структуры широко развиты карбонатно-щелочные метасоматиты с комплексным Cu–(Au–Pd–Pt–Mo)–U–V оруденением [Билибина и др., 1991; Леденева,

Пакульнис, 1997; Кулешевич, Голубев, 2012]. Метасоматиты связаны со складчато-разрывными дислокациями (СРД) северо-западного простирания, сформированными на фоне более ранней складчатости (2-го порядка) Онежской структуры [Билибина и др., 1991; Металлогения ..., 1999; Онежская ..., 2011]. СРД — зоны узких надразломных складок 3-го порядка с трещинно-разрывными тектоническими нарушениями, рассланцеванием и метасоматическими изменениями пород. Низкотемпературные щелочные метасоматиты и сопровождающее их оруденение (месторождения Падминского типа) приурочены к контакту карбонатных пород туломозерской свиты ятулийского надгоризонта с малоуглеродистыми сланцами нижней подсвиты заонежской свиты.

Месторождение Максово расположено в пределах Толвуйской синклинали на участке, удаленном от влияния основных зон складчато-разрывных дислокаций. В центральной части месторождения каких-либо значительных метасоматических преобразований не установлено, тогда как в северо-западной его части были вскрыты осветленные пятнистые и брекчиевидные породы с прожилками, выделенные как метасоматиты [Купряков, 1994]. Они приурочены к гребневидной складке и наложены на метасапелиты и подстилающие их породы купольной диапировой структуры. Детальное изучение этих измененных пород не проводилось, но в работе [Филиппов, 2002] было сделано их краткое описание. В научных публикациях до настоящего времени не обсуждались тип метасоматоза, химический и вещественный состав метасоматитов и роль метасоматических процессов в развитии купольных структур.

В настоящей статье приводятся материалы детального минералогического и геохимического изучения метасоматитов месторождения Максово. Основная цель работы — определение типа метасоматоза, времени его развития по отношению к формированию купольной структуры, признаков метасоматических изменений, характера их проявления, влияния на минеральный и вещественный состав максовитов и вмещающих пород.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение метасоматически измененных пород проводилось по традиционной методике сравнения минерального и геохимического состава измененной породы с типичными для месторождения максовитами и сланцами, развитыми по туфоалевролитам. Пробы для исследований были отобраны из керна разведочных скважин и действующего карьера. Анализ состава пород проводился с помощью химического и ICP-MS анализов в ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Породообразующие и рудные минералы изучались с использованием микронзондового анализатора, совмещенного с электронным микроскопом VEGA II LSH, Tescan с ЭДС приставкой INCA Energy 350. Микрофотографии выполнены на электронном микроскопе.

Re-Os изотопный анализ образцов выполнен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в работах [Крымский и др., 2011; Birck et al., 1997]. Бланки системы составляли Re = 76 пикограмм, Os = 0.46 пикограмм. Изотопный состав углерода определен в радиоуглеродной лаборатории

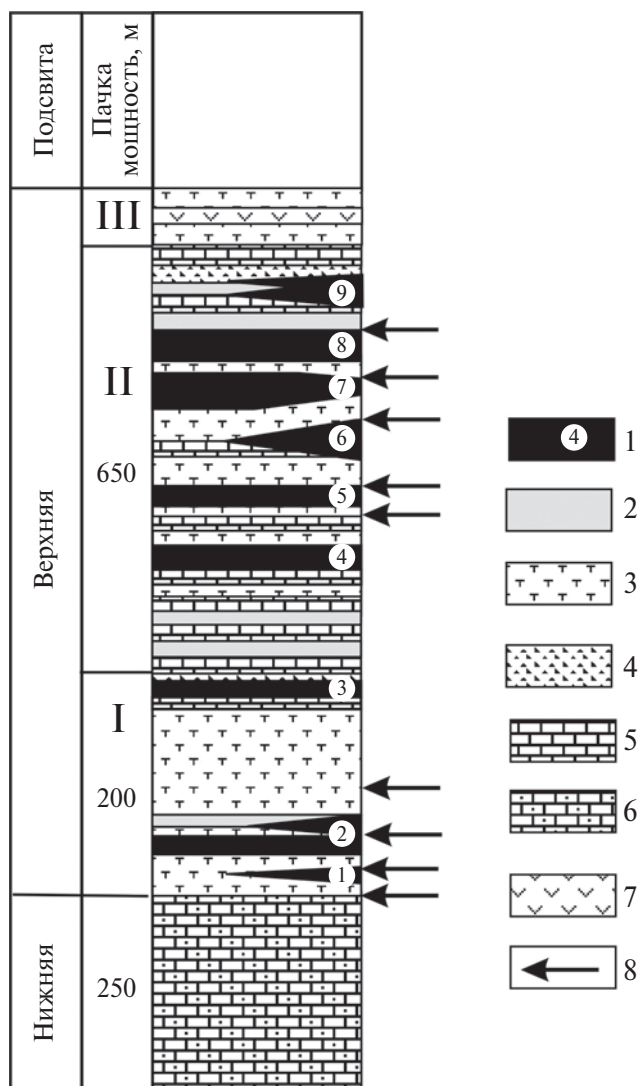


Рис. 2. Стратиграфическая колонка заонежской свиты людиковийского надгоризонта и положение горизонтов шунгитоносных пород.

1 — горизонты шунгитоносных пород и их номера; 2 — алевролиты; 3 — туффиты; туфоалевролиты; 4 — кремнистые породы; 5 — доломиты; 6 — карбонатсодержащие сланцы; 7 — базальты; 8 — местоположение силлов габбродолеритов.

Института истории материальной культуры РАН (г. Санкт-Петербург) на масс-спектрометре Thermo DeltaV по одноканальной схеме с элементным анализатором CE/NA-1102 (аналитик О.В. Лохова). Минимизация систематических ошибок осуществлялась путем выбора условий сжигания шунгитовых пород при повторных измерениях шуныгского антраксолита ($\delta^{13}\text{C} = -37.6 \pm 0.1\text{‰}$ PDB). Использовались аттестованные международные стандарты: графит MPG ($\delta^{13}\text{C} = -29.78 \pm 0.03\text{‰}$) и полиэтиленовая пленка PEF-1 ($\delta^{13}\text{C} = -31.49 \pm 0.03\text{‰}$ PDB). Воспроизводимость анализов $\pm 0.1\text{‰}$.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИИ И СОСТАВЕ ПОРОД

Месторождение Максово расположено в восточном борту Онежской синклиной структуры (см. рис. 1). В структурном плане оно приурочено к антиклинальной (диапировой) складке, частично срезанной эрозией (рис. 3). Размеры

месторождения в плане — примерно 500×700 м, мощность залежи в центральной части — до 120 м, запасы максовитов — около 30 млн т. Измененные породы были вскрыты скважиной 262; метасоматические изменения приурочены к наложенной на купольную структуру месторождения гребневидной складке, овальной

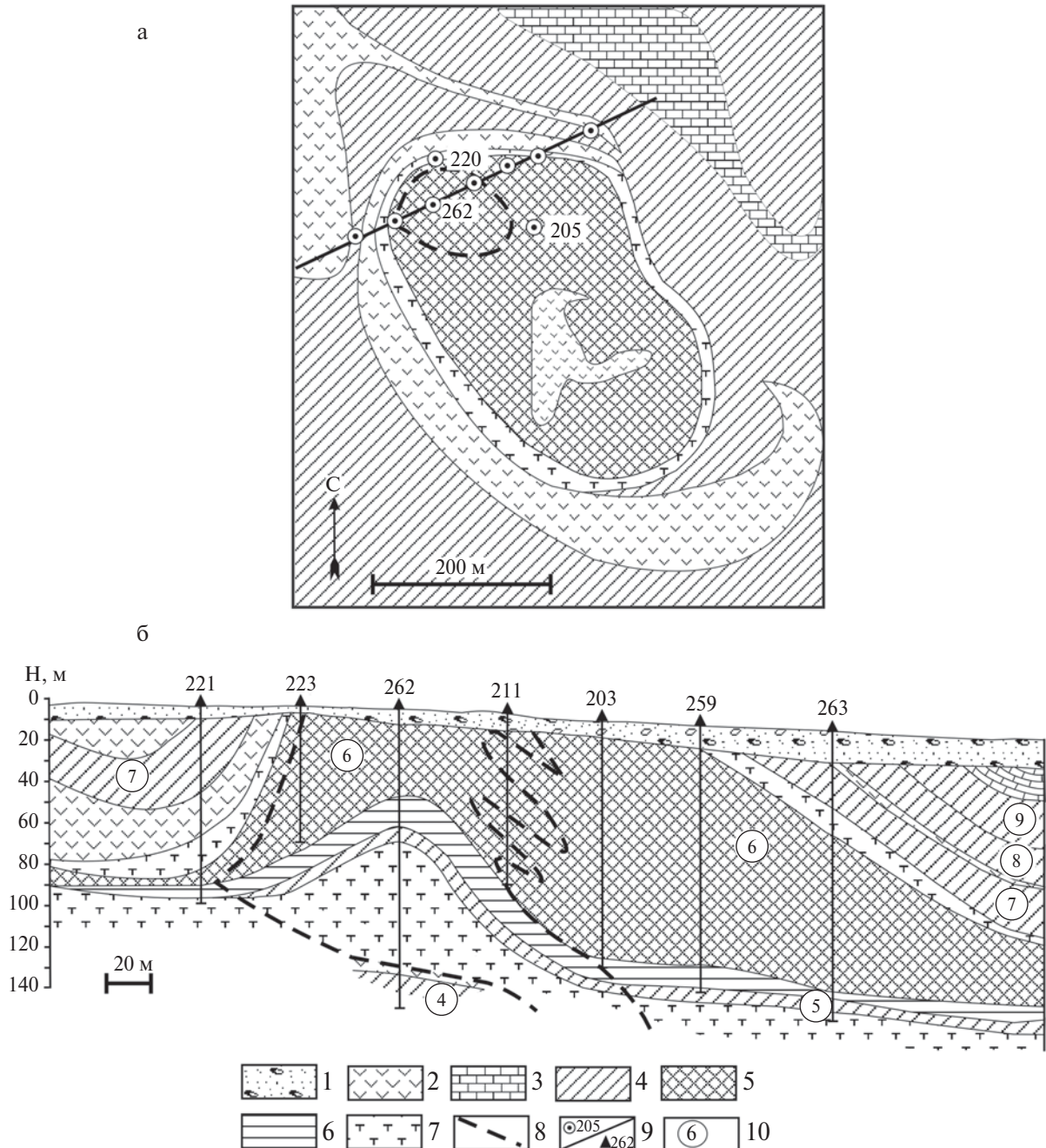


Рис. 3. Схема геологического строения месторождения Максово (а) и профиль (б), пересекающий область проявления метасоматоза (по [Купряков, 1994] с изменениями).

1 — четвертичные отложения; 2 — габбродолериты; 3 — доломиты; 4 — вмещающие шунгитоносные горизонты; 5 — максовиты, не затронутые процессами метасоматоза; 6 — переслаивание шунгитоносных туфоалевролитов, известняков; 7 — карбонатсодержащие туфоалевролиты; 8 — область проявления метасоматических процессов; 9 — скважина и ее номер; 10 — номер шунгитоносного горизонта. Н, м — абсолютная отметка в метрах.

в плане (диаметр около 160 м), с высотой до 80 м и углами падения крыльев до 70°.

На месторождении преобладают неизменные или слабоизмененные максовиты [Атлас ..., 2007]: в центральной части — массивные и неяснослоистые, в подошвенной части и на периферии — массивные, слабо брекчированные и слоистые. Породы содержат тонкодисперсное шунгитовое вещество — истощенный кероген (рис. 4а–4в), кварц, в небольшом количестве серицит (иллит), реже хлорит, карбонат и альбит, акцессорные минералы — рутил и глобулярный пирит. Содержание $C_{орг}$ в максовитах — 20–45% (среднее 30%); SiO_2 — 47–54.4% в брекчирован-

ных разностях увеличивается до 62.4% (табл. 1). Содержание MgO , CaO , Na_2O , Al_2O_3 и K_2O — низкое, содержание Fe (суммарного) — зависит от количества вкрапленных сульфидов. Высокие потери при прокаливании (ппп) связаны с органическим веществом и практически не зависят от малого количества водосодержащих силикатов.

В брекчированных породах в незначительных количествах появляются минералы поздних генераций, в том числе антраксолит. Хорошо ограненные небольшие кристаллы кварца и пирита отнесены ко 2-й генерации (см. рис. 4в, 4г), а прожилки этих минералов в брекчированных породах — к 3-й генерации. Среднее для место-

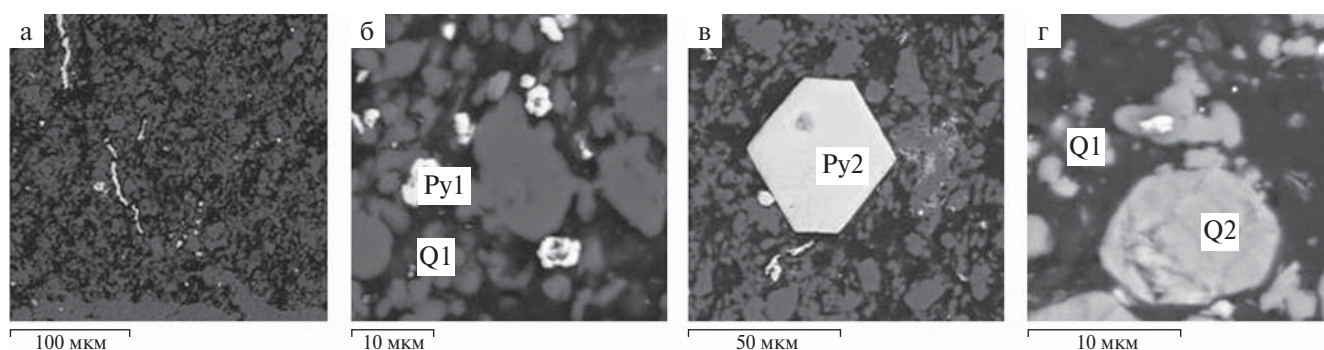


Рис. 4. Микрофотографии массивных максовитов центральной части месторождения. а — тонкодисперсное органическое вещество (темное) и пирит 1-й генерации (белое) в раннем кварце-1; б — глобули и фрамбонды пирита-1 (Py1) и кварц-1 (Q1); в — кристалл пирита 2-й генерации (Py2); г — кристаллы позднего кварца-2 (Q2) и мелкие глобули кварца-1 (Q1), темное — шунгитовое вещество, белое — пирит.

Таблица 1. Химический состав максовитов центральной части Максовского месторождения и развитых по ним метасоматитов (скв. 262)

Компоненты, масс. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	54.4	47.0	67.38	72.5	63.02	53.7	75.54	60.92	65.51	51.82	68.20	58.43
TiO_2	0.23	0.25	0.031	0.24	0.28	0.032	0.15	0.34	0.18	0.64		
Al_2O_3	3.74	4.16	5.06	4.73	4.73	5.31	3.45	8.7	5.33	6.6	5.98	6.05
Fe_2O_3	1.49	1.13	1.75	2.16	1.3	0.28	0.93	0.9	1.22	3.32		
FeO	0.55	0.42	1.61	1.3	1.44	1.44	2.59	2.15	1.76	1.14		
MnO	0.05	0.05	0.028	0.08	0.1	0.016	0.08	0.12	0.071	0.035		
MgO	0.59	0.57	1.04	0.81	0.36	1.47	1.01	3.17	1.31	3.21		
CaO	0.17	0.08	1.1	0.98	2.31	1.25	1.61	5.26	2.09	7.56		
Na_2O	0.06	0.02	1.6	0.57	0.39	0.73	0.75	2.7	1.12	1.69		
K_2O	1.34	1.25	0.58	0.88	1.19	1.12	0.56	0.87	0.87	1.27		
H_2O	0.8	0.7	0.14	0.24	0.21	0.22	0.17	0.18	0.19	0.45		
ппп	36.93	46.2	19.01	15.3	22.25	33.49	12.21	14.53	19.47	18.53		
P_2O_5	0.09	0.11	0.16	0.46	1.26	0.15	0.45	0.36	0.47	2.8	0.32	0.36
Cr_2O_3	0.025		0.05			0.006			0.01			

Таблица 1. Окончание

Компоненты, масс. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
V ₂ O ₅	0.043		0.03			0.06			0.02	0.045		
Сумма	99.57	99.62	99.87	100.25	99.84	99.59	99.5	100.2	99.88	99.71		
S _{общ.}	0.90	0.38	1.33	0.59	0.53	0.21	0.23	0.23	0.51	0.73	0.41	0.44
C _{орг.}	36.6	44.6	18.86	15.06	22.04	33.27	11.64	14.00	19.27	17.49	12.1	22.75
Глубина, м			10.0	11.0	19.0	33.8	35.0	41.0	10–41	44.0	7.4–11	27–31
n	21	11	1	1	1	1	1	1	6	1	16	4

Примечание. 1 — массивные и 2 — слабо трещиноватые максовиты центральной части месторождения; 3–9 — в различной степени измененные максовиты интервала 1 скв. 262; 10 — максовиты с апатит-альбит-карбонатными прожилками; 11 — низкоуглеродистые (шунгитоносные) сланцы и 12 — максовиты (основные характеристические параметры пород скв. 262, по данным Карельской ГЭ). Пробел — нет данных, n — количество определений, ппп — потери при прокаливании обеспечены в основном органическим веществом (C_{орг.}).

рождения отношение $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 = 0.293$, а преобладание K₂O над Na₂O позволяет отнести максовиты к первично-глинистым терригенным образованиям, не содержащим пирокластического материала основного состава [Юдович, Кетрис, 1988]. Для массивных и слаботрещиноватых максовитов характерны низкие концентрации P₂O₅, TiO₂, V₂O₅, Cr₂O₃ (см. табл. 1).

Метаморфизованные туфоалевролиты представлены тонкозернистыми биотит-альбит-карбонат-хлоритовыми сланцами с разным соотношением породообразующих минералов, с полосчатой, иногда брекчиевидной текстурой

и близки по составу основным туфам (табл. 2, анализы 1, 4). Нижняя часть разреза, вскрытого скважиной 262, представлена полосчатой толщей переслаивания (карбонатсодержащих пород и туфоалевролитов), породы содержат кальцит, доломит, кварц, серицит, хлорит. Переход от типичных максовитов к нижележащей толще фиксируется по снижению содержания C_{орг.} и резкому возрастанию содержаний CaO, MgO, Al₂O₃ (см. табл. 2). Радиоактивность пород основной части залежи максовитов редко превышает 20 мкР/час, а подстилающих карбонатных туфоалевролитов — 15 мкР/час.

Таблица 2. Химический состав туфоалевролитов и развитых по ним метасоматитов (скв. 262)

Компоненты, масс. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	35.67	30.65	60.86	47.97	36.4	44.05	38.26	42.58	35.9	58.06
TiO ₂	1.01	1.33	1.12	0.82	1.16	0.85	2.39	1.06	1.53	1.16
Al ₂ O ₃	9.85	12.13	12.4	10.31	9.75	12.05	14.96	13.47	15.77	17.83
Fe ₂ O ₃	7.56	2.44	4.34	5.23	11.63	2.16	8.14	5.37	3.19	2.43
FeO	5.3	9.36	1.48	3.57	4.78	9.89	8.25	8.11	9.51	2.87
MnO	0.071	0.076	0.029	0.103	0.075	0.123	0.077	0.111	0.073	0.019
MgO	15.01	19.41	3.3	7.41	10.55	11.05	11.93	14.75	9.07	3.36
CaO	8.84	7.04	2.72	8.53	7.56	4.48	1.39	1.32	1.17	0.37
Na ₂ O	0.15	0.03	5.67	1.86	1.13	0.54	2.83	0.03	2.84	0.08
K ₂ O	0.8	0.7	0.88	1.52	2.16	2.42	1.0	2.86	1.69	7.57
H ₂ O	0.43	0.63	0.22	0.23	0.27	0.39	0.52	0.43	0.4	0.3
ппп	14.95	15.22	5.85	11.24	11.96	9.96	9.86	9.16	18.06	5.5
P ₂ O ₅	0.14	0.20	0.59	0.087	0.20	0.08	0.05	0.02	0.21	0.04
Cr ₂ O ₃				0.01			0.019	0.013	0.18	0.023
V ₂ O ₅	0.035	0.042	0.042	0.06	0.056	0.072	0.081	0.062	0.07	0.105

Таблица 2. Окончание

Компоненты, масс. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Сумма	99.52	99.26	99.50	99.80	99.68	98.12	99.76	99.35	99.5	99.72
S _{общ.}	2.72	3.09	1.32	1.29	4.63	2.04	4.79	0.36	0.23	0.78
CO ₂	12.13	13.33	3.56	9.02	7.5	7.45	1.01	0.36	0.65	
Глубина, м	60–70	64.0	48.0	74–106	84.0	102	102.5	104.5	116.3	120.5
n	5	1	1	10	1	1	1	1	1	1

Примечание. 1 — туфоалеролиты интервала 2 (карбонат-хлоритовые сланцы); 2 — измененные высокомагнезиальные тальк-содержащие туфоалеролиты; 3 — альбитизированные туфоалеролиты (хлорит-кварц-альбитовые); 4 — туфоалеролиты основного состава интервала 3 (биотит-кварц-карбонат-альбит-хлоритовые сланцы); 5–8 — измененные туфоалеролиты с сульфидными прожилками; 9 — толща переслаивания карбонатных и хлоритовых сланцев; 10 — измененные породы с микроклиновым бластезом. Пробел — нет определений, n — количество определений.

МЕТАСОМАТИТЫ, РАЗВИТЫЕ ПО МАКСОВИТАМ И ТУФОАЛЕВРОЛИТАМ: ЛОКАЛИЗАЦИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Наиболее интенсивные изменения шунгитосодержащих пород и подстилающих туфоалеролитов были установлены в северо-западной части

месторождения Максово (скв. 262, см. рис. 3). Верхнюю часть скважины (интервал 1 до глубины 44.0 м) слагают максовиты и развитые по ним щелочно-железо-магнезиальные метасоматиты. Наиболее интенсивно метасоматиты проявились в зоне перехода от первого ко второму интервалу (рис. 5, см. табл. 1, анализ 10). В средней части скважины (44–109 м) вскрыты метаморфизо-

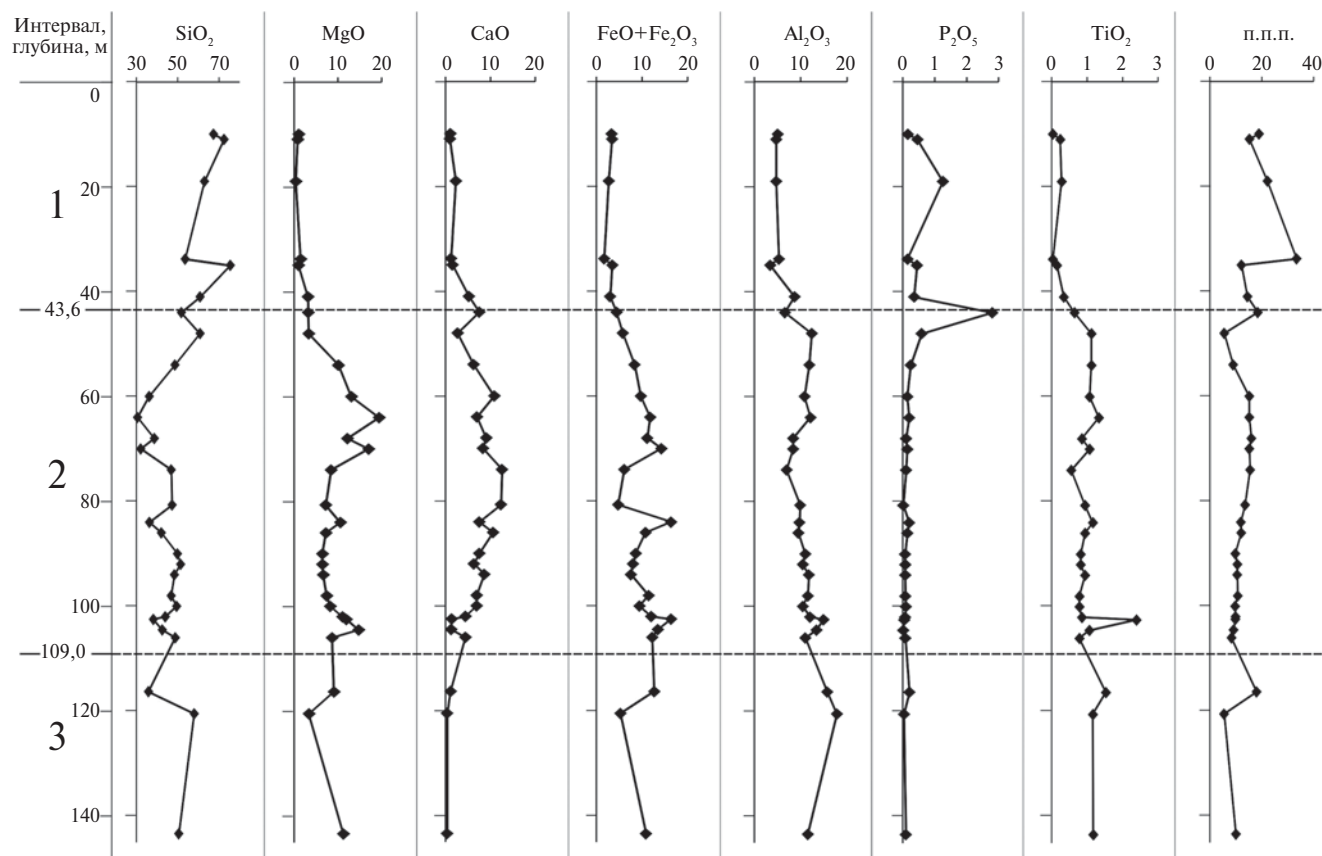


Рис. 5. Распределение макроэлементов (масс. %) в разрезе скв. 262. Интервал 1 — максовиты и метасоматиты по ним; интервалы 2, 3 — туфоалеролиты (2 — карбонат-хлоритовые, 3 — биотит-альбит-карбонат-хлоритовые сланцы).

ванные туфоалевролиты, по составу подразделяющиеся на два интервала (интервал 2 и интервал 3). Интервал 2 (44–74 м) представлен карбонат-хлоритовыми (см. табл. 2, анализ 1), тальк-карбонат-хлоритовыми (см. табл. 2, анализ 2) и хлорит-кварц-альбитовыми сланцами (см. табл. 2, анализ 3), иногда биотит-содержащими. В интервале 3 (74–109 м) породы представлены биотит-альбит-карбонат-хлоритовыми сланцами, развитыми по туфоалевролитам основного состава. В толще туфоалевролитов наиболее интенсивные изменения выявлены вблизи верхней границы интер-

вала 2 (44–54 м и 64 м, см. табл. 2, анализы 2, 3) и в низах интервала 3 (84–105 м, см. табл. 2, анализы 5–8). В пачке, залегающей ниже интервала 3, широкое распространение в породах получили наложенные биотит и микроклин. В соседних скважинах 220 и 205 карбонатсодержащие туфоалевролиты самой нижней пачки также интенсивно биотитизированы.

В брекчированных максовитах и туфоалевролитах текстуры первичных пород обычно сохраняются, что позволяет наметить интервалы распространения исходных (неизмененных)

Таблица 3. Микроэлементный состав максовитов, туфоалевролитов и измененных пород Максовского месторождения

Элемент, г/т	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ti	1242	1122	3920	1675–4171	2721	2533–3184	2627	3569	3154	422	5624
V	161	265	278	210–286	248	279–501	359	309	287	42.7	494
Cr	73.4	111	290	93–171	150	155–240	177	172	202	20	205
Mn	102	156	261	524–729	556	803–1022	796	650	706	132	542
Co	42	12	32	21–61	38	22–49	34	125	122	363	398
Ni	94	428	218	80–496	203	128–190	171	256	304	633	590
Cu	42	197	193	84–362	219	109–507	223	485	429	2037	8487
Zn	42	26	44	94–142	112	70–383	135	263	137	107	216
As	21	66	–	2–9.2	5	1.9–20.7	9	8.9	17.8	183	214
Se	13	10	2.5	0.75–27	11	3.2–14.2	6	26	20.5	149	24
Y	10	20	42	19–29	25	16.6–33.7	24	20.6	19.5	3.83	21
Zr	46	40	198	84–236	162	86–229	134	116	107	23	211
Nb	3.4	3.7	13.7	4–10.6	8.8	4.6–20.2	12	4.5	11.8	0.43	9.2
Mo	9.4	13	65	1.4–11.8	14.2	6–27.4	14	9.6	86.3	0.43	53
Ag	0.25	0.37	0.17	0.07–0.58	0.23	0.17–0.45	0.4	0.61	0.65	1.58	9.1
Sn	3.3	2.4	5.6	5.3–22.2	10.3	0.7–18.6	8.4	13.54	10	2.36	12
Sb	1.7	0.62	0.27	0.09–0.4	0.22	0.1–0.27	0.6	0.58	0.34	5.49	2.7
Ba	246	455	321	46–161	128	222–1286	478	321	208	24.5	106
ΣРЗЭ	25.2	90	107	76–145	96	56–137	85	151	56	12	62
Hf	1.48	1.11	5.3	2.38–6.68	4.5	3.41–6.34	3.8	3.27	2.98	0.73	5.8
Ta	0.33	0.25	0.85	0.27–0.71	0.55	0.32–1.88	0.9	0.28	0.38	0.02	0.6
W	0.8	0.82	0.98	0.08–2.51	0.8	0.08–0.34	0.2	–	–	–	1.3
Pb	8.3	2.6	12.5	5.1–19.08	10.7	4.9–9.44	8	12.5	13	34.9	12
Th	1.91	1	6.56	4.09–5.47	4.72	3.21–5.47	4.3	2.53	2.89	0.38	2.6
U	6.93	11.2	20.7	4.0–9.27	6.65	3.3–7.42	5.2	2.21	2.26	0.33	2.9
Глубина, м		10–33.8	48	54–74		90–106		84	86	86.5	102.5
n	5	2	1	6	6	7	7	1	1	1	1

Примечание. 1 — неизменные максовиты центральной части месторождения; 2–11 — скв. 262 (2 — неизменные максовиты интервала 1; 3 — метасоматиты, развитые на границе максовитов и туфоалевролитов; 4 — сланцы по туфоалевролитам интервала 2; 5 — среднее по интервалу 2; 6 — туфоалевролиты основного состава интервала 3; 7 — среднее по интервалу 3; 8–11 — измененные породы с сульфидными прожилками из интервала 3). Прочерк — ниже предела обнаружения; n — количество определений.

пород, выделить зоны распространения новообразованных минеральных ассоциаций и выяснить характер метасоматических изменений (см. рис. 5, табл. 1–3).

Метасоматиты, развитые по максовитам интервала 1 ($C_{орг} 23\%$), характеризуются брекчированной текстурой, неравномерно-зернистой структурой, пересекаются различными по составу прожилками (рис. 6). На фоне общей биотитизации и хлоритизации (Fe-Mg метасоматитов) в них, развивается альбитизация по зонам брекчирования и в виде прожилков. Минеральный состав измененных пород представлен биотитом, кварцем, кальцитом, хлоритом, апатитом, рутилом. Измененные породы пересекаются прожилками, содержащими кварц, кальцит, альбит, биотит, апатит, сульфиды. Вблизи контактов с прожилками содержание антракосолита увеличивается до 40%.

Темные слюды в Fe-Mg метасоматитах представлены двумя генерациями: мелкозернистым

биотитом, развитым в массе породы и более крупнозернистой его разновидностью, формирующейся в зонах контакта с кварц-карбонатными прожилками. В биотите калия — 5.0–6.5%, $Mg > Fe$, он относится к низкокалиевому гидробиотиту, который распространен не только в верхнем, но и в нижних интервалах скважины.

Мелкозернистый апатит 1-й генерации образует скопления в биотит-хлоритовых метасоматитах, развитых по максовитам. Более крупные зерна апатита 2-й генерации встречаются в виде гнезд и скоплений в альбит-биотит-карбонатных прожилках (см. рис. 6б–6е), секущих кварц-карбонатные прожилки (см. рис. 6г, 6д). В кварцево-кальцитовых прожилках и вдоль их контактов с вмещающими породами присутствуют сульфиды, титанит и монацит. Содержание вкрапленных сульфидов в приконтактных зонах — до 1–5%, в прожилках — до 60%. Рудные (сульфидные) минералы представлены в основном пиритом

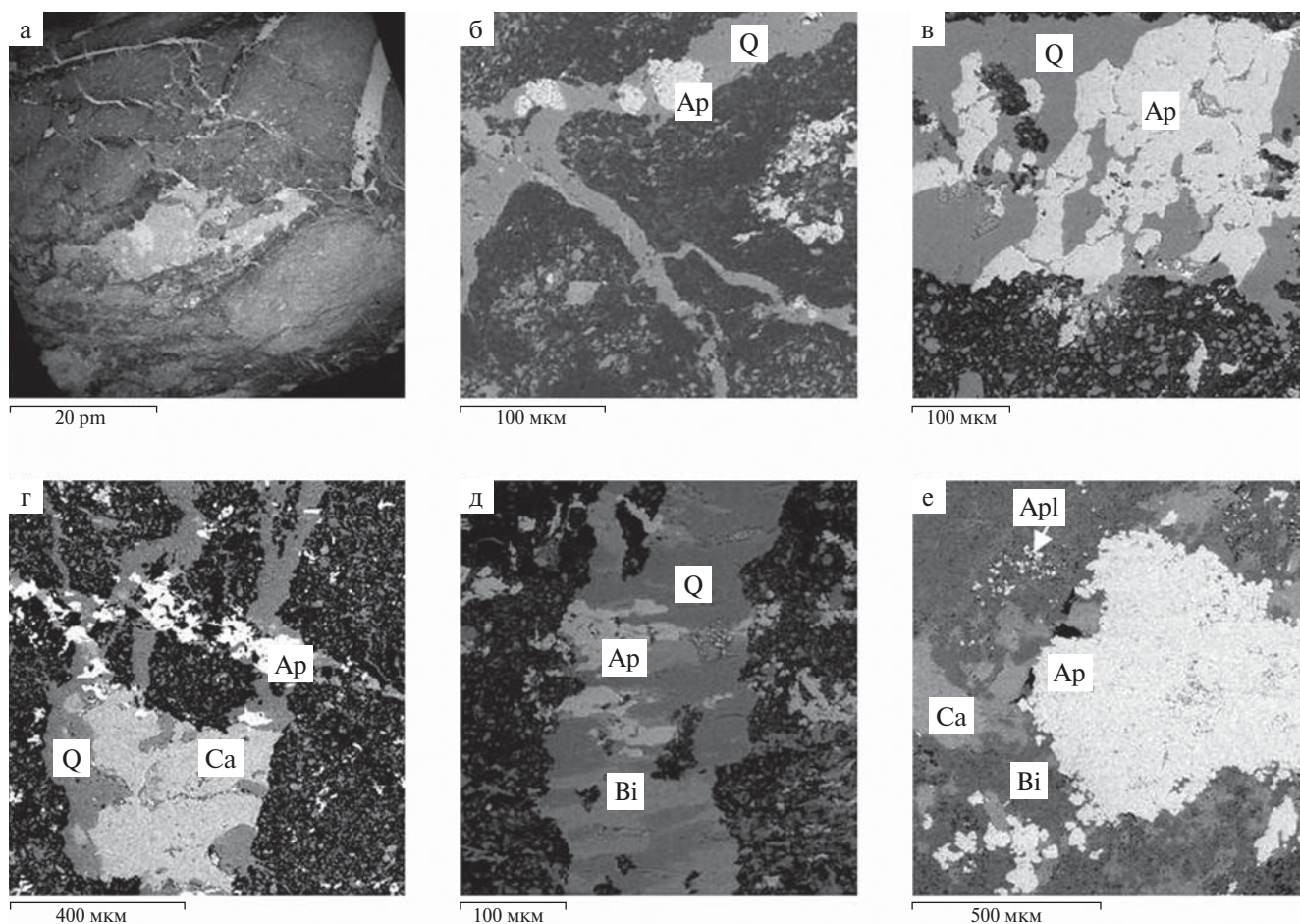


Рис. 6. Микрофотографии метасоматитов интервала 1 скв. 262.

а, б — брекчиевидная и прожилковая текстура в измененных максовитах (обр. 25.6 м); в — апатит (Ap) в кварцевом (Q) прожилке (обр. 25.3 м); г — апатит пересекает кварцево-карбонатные прожилки в максовите; д — апатит с биотитом (Bi) ориентированы перпендикулярно стенкам кварцевого прожилка (обр. 25.3 м); е — гнезда апатита в сростании с кальцитом (Ca), мелкозернистые биотит и апатит-1 (Apl) (обр. 28.3 м).

и халькопиритом, в меньшем количестве встречаются виоларит, кобальтин, герсдорфит, мелонит, Ni-содержащий пирротин, галенит, молибденит, сфалерит. Реже встречаются клаусталит и U-Ti минералы (на границе интервалов 1 и 2).

Распределение минералов метасоматической стадии неравномерное, сопровождается цементацией раздробленных пород карбонатно-слюдистым, карбонатно-кварцевым или альбит-карбонатным материалом, образованием прожилков, в связи с этим метасоматиты не имеют четко выраженной зональности и относятся нами к неполно проявленным.

Метасоматиты, развитые по туфоалевролитам. Среди сланцев, развитых по туфоалевролитам (интервалы 2 и 3) выделяются зоны с Fe-Mg минералами, наложенным метакристаллическим карбонатом, микроклином или с сульфидными прожилками. Породы обоих интервалов

тонкозернистые, с неоднородной (массивной, слоистой, гофрированной, брекчиевидной, прожилковой) текстурой (рис. 7а–7е).

Минеральный состав измененных пород интервала 2 представлен: хлоритом, карбонатом, тальком, иногда биотитом; а интервала 3 — хлоритом, карбонатом, альбитом, кварцем, биотитом. Хлорит в туфоалевролитах обоих интервалов составляет основную массу породы и характеризуется Fe-Mg составом. На глубине 63.6 м выделяется пластинчатый тальк в ассоциации с магнезитом и брейнеритом (см. рис. 7г). В измененных сланцах интервала 3 рассеяны удлиненные ромбоэдры и развиты прожилки наложенного кальцита (см. рис. 7б, 7в). В участках пород с повышенной К-щелочностью присутствуют биотит и микроклин в составе прожилков и в форме рассеянных метакристаллов (см. рис. 7д). Вблизи прожилков развит зональный Ва-содержащий микроклин

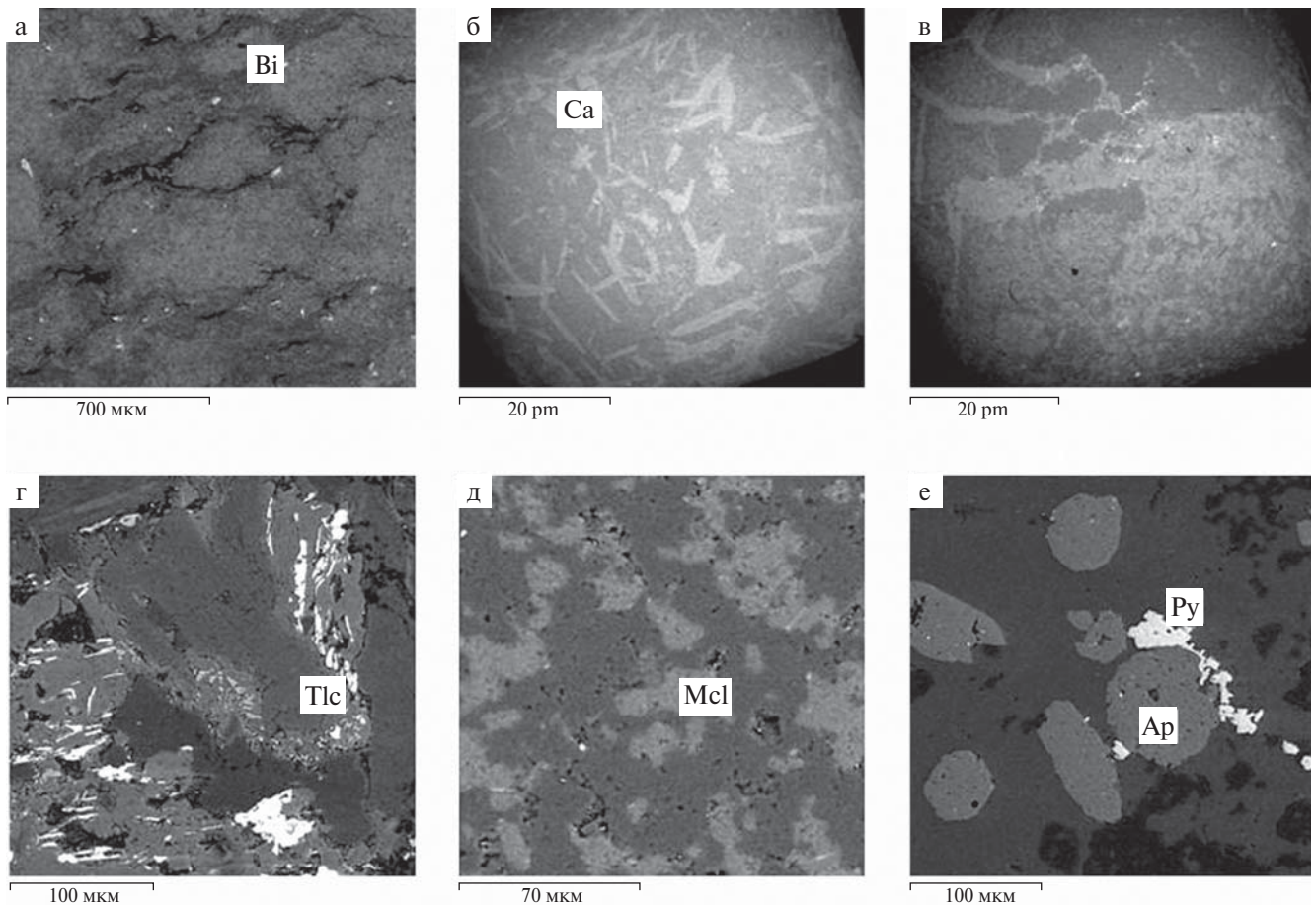


Рис. 7. Микрофотографии текстур и минеральных ассоциаций метаморфизованных туфоалевролитов основного состава и развитых по ним метасоматитов.

а — карбонат-биотит-хлоритовый сланец со слоисто-гофрированной текстурой (обр. 59.3 м); б — метакристаллы кальцита в хлоритовых сланцах (обр. 80.2 м); в — брекчиевидно-прожилковая текстура: сланцы пересечены карбонатными (Ca) прожилками (обр. 87.3 м); г — метакристаллы талька (Tlc) в карбонат-хлоритовых сланцах с сульфидами (белое), представленными пиритом, виоларитом, мелонитом (обр. 63.6 м); д — наложенный микроклин (Mcl) (обр. 82.2 м); е — метакристаллы апатита (Ap) и пирита (Py) (обр. 87.3 м).

и поздний барит, что приводит к повышенным содержаниям Ва в породах (см. табл. 3).

Акцессорные минералы в обоих интервалах представлены апатитом, рутилом, монацитом, ксенотимом, цирконом, реже встречаются торито-силикато-фосфаты. В породах с повышенной К-щелочностью установлен ильменорутит (Nb_2O_5 10–14%, FeO 4–6%). Цирконы встречаются в виде зональных раздробленных зерен с повышенным содержанием Hf, причем ранняя генерация циркона обрастает, “залечивается” более поздней. Монацит, ксенотим, апатит тяготеют к сульфид-карбонатным скоплениям и прожилкам (см. рис. 7г, 7е).

Вкрапленно-прожилковая рудная минерализация (5–20% сульфидов) наиболее интенсивно развита в интервале 3 на глубинах 80–87 м и 100–104 м. В интервале 2 в составе вкрапленности преобладают халькопирит, пирит, виоларит. В прожилках, секущих сланцы (метаморфизованные туфоалевролиты) интервала 3 и вблизи этих прожилков, развиты пирит, халькопирит, виоларит, пирротин, Ni-пирротин, кобальтин, герсдорфит, сфалерит, молибденит, встречаются галенит, реже клаусталит, селеногаленит, антимонит.

На границах между интервалами 1 и 2, 2 и 3 в участках неоднородных пород повышается содержание Th и U. Метасоматиты, развитые по максовитам, выделяются локальными максимумами радиоактивности до 40 мкР/час, что не характерно для неизменных пород месторождения и нарушает качественные характеристики первичных максовитов как полезного ископаемого.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

В измененных максовитах интервала 1 (см. рис. 5, табл. 1) наблюдается максимальное содержание SiO_2 и высокие потери при прокаливании относительно неизменных пород. В них также увеличивается содержание Al_2O_3 , MgO, CaO, меняется соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (увеличивается Fe^{2+}). Содержание Na_2O локально возрастает до 1.6–2.7%, K_2O — до 1.12–1.27%. В тех же участках встречаются наиболее высокие концентрации P_2O_5 и TiO_2 — компонентов, мигрирующих в щелочных растворах. В неизменных максовитах месторождения содержание P_2O_5 обычно не превышает 0.02–0.1% (скв. 259), а в измененных — возрастает до 2.8% (см. табл. 1, анализ 10). Таким образом, концентрация фосфора увеличивается в десятки раз,

что, вероятно, связано с привносом этого элемента. Среднее содержание TiO_2 в неизменных максовитах — 0.2%, в зонах окварцевания снижается до 0.03%, в щелочных метасоматитах увеличивается до 0.64% (см. табл. 1, анализ 10), концентрации рудогенных элементов распределены неравномерно (см. табл. 3).

В карбонат-хлоритовых сланцах интервала 2 среднее содержание SiO_2 — 35.67%, MgO — 15.01%, CaO — 8.84%, потери при прокаливании (ппп) ~15%; глиноземистость пород умеренная (Al_2O_3 9.85%); $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ — 12.86%, P_2O_5 — 0.14%, TiO_2 ~1% (см. табл. 2). Эта группа пород отличается низким содержанием щелочей (см. табл. 2, анализ 1, рис. 5). В измененных участках, где происходило переотложение железо-магнезиальных компонентов, содержание MgO достигает 19.41% (см. табл. 2, анализ 2) и в породах встречается тальк. Наиболее высокое содержание Na_2O (5.67%, см. табл. 2, анализ 3) и альбитизация фиксируются в зоне перехода от интервала 1 к интервалу 2 на глубине 48 м.

В породах интервала 3 содержание SiO_2 составляет ~48%, MgO — 7.41%, $\Sigma(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ — до 3.38%, ппп ~10%, что коррелируется с минеральным составом метаморфизованных основных туфоалевролитов (биотит-кальцит-альбит-хлоритовых сланцев). Изменения пород этого интервала, а также залегающей ниже полосчатой толщи, также сопровождаются увеличением содержания щелочей (Na_2O — до 2.84%, K_2O — до 2.86%, на глубине 120.5 м — до 7.57% K_2O , см. табл. 2).

Интервалы 2 и 3 характеризуются повышенными содержаниями различных элементов (см. табл. 3, в г/т): Cr (до 171–240), V (286–501), Y (19–42), Zr (до 80–236), Nb (5–25), Sn (5–22.4), Ва (до 222–1286), $\Sigma\text{PЗЭ}$ (51–248). В зоне метасоматических изменений к прожилкам сульфидов (сфалерит-пирротин-халькопирит-кварц-карбонатным) приурочены максимальные концентрации рудогенных элементов (в г/т): Cu (429–8487), Ni (304–633), Co (122–398), Zn (216–614), As (18–214), Sb (0.3–5.5), Se (до 149), Mo (27–86.3), Pb (35), Ag (1.6), Te (1–2) (см. табл. 3, анализы 8–11). Распределение РЗЭ слабо дифференцировано, подобно туфам основных вулканитов.

Изотопный состав органического углерода определен в отдельных пробах керна скв. 262. Величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ на глубинах: 10.0 м и 33.8 м — -26.4‰; 86.5 м — -27.3‰; 120.5 м — -25.5‰. Шунгитовое вещество в пробах верхней части разреза (10–33.8 м) представлено преимуще-

ственно остаточным керогеном, миграционный антраксолит (120.5 м) характеризуется относительно более легким изотопным составом углерода. Подобные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ установлены и для других участков купольного тела: в пробах керна скв. 205 на глубине 120 м $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ — -24.99% , в кровле купола — -26.39% .

ВОЗРАСТ ИСХОДНЫХ МАКСОВИТОВ И РАЗВИТЫХ ПО НИМ МЕТАСОМАТИТОВ

Для проведения изотопного Re-Os датирования из керна скв. 262 (глубина 46.7 м) был отобран штуф максовитов без видимой рудной минерализации, который был распилен (через 1 см) для получения образцов (табл. 4, № 1–6). Из той же скважины (глубина 84.8 м) был также отобран штуф неоднородных по составу туфоалевролитов с сульфидами. Из этого штуфа выпилены образцы пород с редкой вкрапленностью сульфидов (см. табл. 4, № 7–12) и образцы (см. табл. 4, № 13–16) прожилков с массивными сульфидами. Каждый образец прожилковых сульфидов был разделен на электромагнитную и неэлектромагнитную фракции.

Измеренные повышенные концентрации Re и Os в максовитах, отобранных с глубины 46.7 м

(см. табл. 4), являются достаточно типичными для черных сланцев [Kendall et al., 2009a; Kendall et al., 2009b]. Для них было получено изохронное построение, отвечающее возрасту 1933 ± 170 млн лет при величине среднеквадратичного взвешенного отношения СКВО = 386 (рис. 8а). Большая величина СКВО $\gg 1$, указывает на существенное нарушение изотопной Re-Os системы при наложенных метасоматических процессах. Это не позволяет рассматривать полученную зависимость как изохрону. Однако исключение экспериментальной точки 1, вещество которой обогатено кварцем и обладает заметно более высоким начальным отношением изотопов осмия, позволяет получить изохрону 1923 ± 77 млн лет при СКВО = 66.

Для туфоалевролитов, отобранных с глубины 84.8 м, изохронное построение (см. рис. 8в) также указывает на существенную нарушенность изотопной Re-Os системы: СКВО = 786, возраст 2014 ± 210 млн лет. Полученные оценки возраста седиментации в пределах погрешности соответствуют имеющимся данным об интервале возрастов формирования пород людикийского надгоризонта 1980–2090 млн лет [Лохов и др., 2011; Гольцин и др., 2010].

Таблица 4. Результаты изучения изотопной Re–Os системы в породах и сульфидах Максовского месторождения (скв. 262)

№	Образец	Масса навески, г	Re, мг/т	Os, мг/т	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	2 σ , %	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2 σ , %
1	Максовит	0.50659	43.3	1.286	746	0.271	27.927	0.185
2	–	0.50399	40.8	1.163	677	0.447	23.330	0.068
3	–	0.21610	40.2	1.021	1100	0.437	37.191	0.254
4	–	0.52476	37.1	1.071	680	0.158	23.864	0.066
5	–	0.52331	19.8	0.925	216	0.194	8.614	0.074
6	–	0.19267	20.4	0.699	424	0.382	15.742	0.115
7	Туфоалевролит	0.53527	4.96	0.267	167	0.426	6.862	0.094
8	–	0.37343	9.89	0.318	465	0.268	16.410	0.217
9	–	0.55831	8.10	0.330	303	0.251	12.230	0.094
10	–	0.51968	1.94	0.200	70	0.383	4.015	0.212
11	–	0.54637	13.4	0.411	634	0.292	23.656	0.246
12	–	0.56154	18.2	0.586	502	0.253	18.261	0.094
13	Сульфиды	0.12441	1.90	0.100	141	0.449	3.919	0.261
14	–	0.21801	5.07	0.248	186	0.321	6.999	0.209
15	–	0.22239	41.7	0.720	7426	0.424	197.683	0.190
16	–	0.20980	18.4	0.619	436	0.421	15.867	0.228

Примечание. 1–6 — образец с глубины 46.7 м; 7–16 — образец с глубины 84.8 м (13, 15 — сульфиды неэлектромагнитной фракции, 14, 16 — сульфиды электромагнитной фракции).

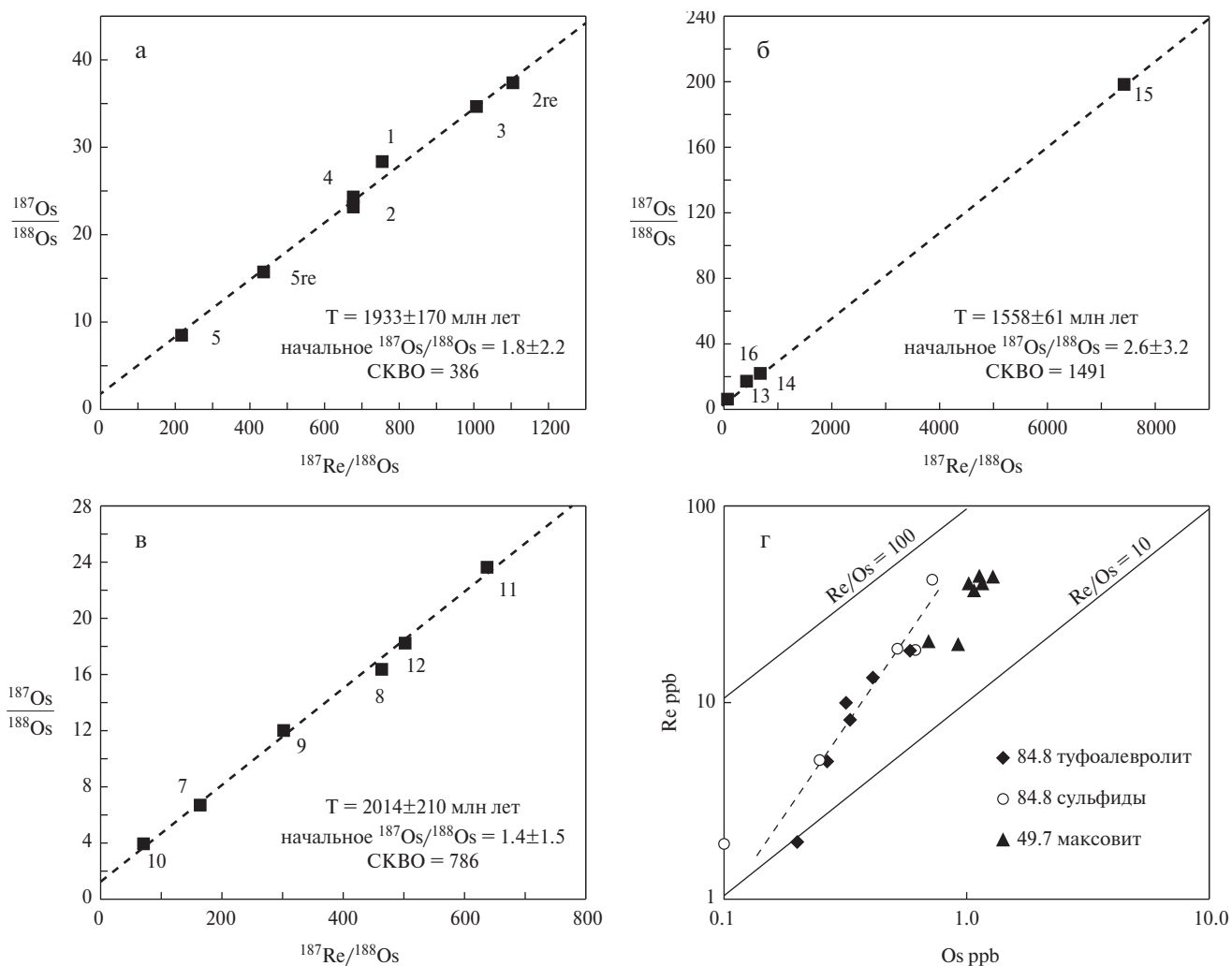


Рис. 8. Изохронная зависимость (а–в) и зависимость Re/Os отношения от концентрации элементов (г) в углеродистых и сульфидсодержащих породах (скв. 262).
 а — изохронное построение для образца максовитов с глубины 46.7 м; б — изохронная зависимость для сульфидов с глубины 84.8 м; в — изохронная зависимость для туфоалевролитов углеродсодержащих с глубины 84.8 м; г — зависимость величины Re/Os отношения от концентрации Re и Os в пробах (пунктирной линией показана зависимость для проб с глубины 84.8 м).

Для проб измененных пород с прожилками сульфидов, отобранных с глубины 84.8 м, получена изохрона, отвечающая возрасту их кристаллизации около 1558 ± 61 млн лет (см. рис. 8б). При этом наклон изохроны, а следовательно и возрастная оценка, определяются минеральным веществом не электромагнитной фракции образца № 15. В этой фракции, по-видимому, присутствует молибденит, поскольку концентрация Re составляет 41.7 мг/т (см. табл. 4), тогда как в халькопиритах — 0.5–5 мг/т, а в пирите и пирротине — еще менее. Полученные данные по времени образования сульфидов коррелируются с возрастом габбродолеритов в районе пос. Шуньга (1573 ± 43 млн лет) [Лохов и др., 2011].

В относительно неизменном образце максовитов с глубины 46.7 м нет корреляции отношения Re/Os с концентрацией Re или Os (см. рис. 8г). Это указывает на то, что их носителем является собственно шунгитовое вещество [Kendall et al., 2009a]. В туфоалевролитах с бедной сульфидной вкрапленностью и в массивных сульфидах прожилков с глубины 84.8 м такие зависимости наблюдаются, что указывает на присутствие Re и Os в составе сульфидов. Для всех изученных образцов начальное отношение изотопов Os указывает на коровый источник вещества.

Таким образом, большая величина SKBO изохронных зависимостей, по-видимому, определяется наложенными процессами, которые в Онежской структуре характеризовались мульт-

тистадийным проявлением в течение протерозоя [Лохов и др., 2011; Гольцин и др., 2010]. Возраст прожилковой сульфидной минерализации, завершающей метасоматоз, и соответственно рудообразование этого этапа, моложе возраста осадкообразования почти на 440 млн лет и близок метасоматозу Падминского типа.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ геологических, структурных, геофизических материалов позволяет утверждать, что складчато-разрывные дислокационные процессы, проявленные в Онежской структуре, способствовали формированию, в том числе, и купольной структуры месторождения Максово. С ними связано образование наложенной на диапировую структуру гребневидной складки, брекчирование пород и их метасоматические изменения. Состав метасоматитов зависел от типа исходных пород с шунгитовым веществом или туфолалевролитов, а интенсивность проявления — от степени брекчирования, прожилкования. По характеру изменений (щелочно-железомагнезиальных) исследованные метасоматиты подобны метасоматитам Падминского типа, но отличаются тем, что развиваются преимущественно по высокоуглеродистым породам.

Щелочные растворы сыграли существенную роль в формировании сульфидной минерализации. Они способствовали как привносу рудогенных элементов с более глубоких уровней, так и их перераспределению в породах месторождения (рассеянные концентрации в максовитах и туфолалевролитах). В миграции участвовали также и углеводороды, в настоящее время в метасоматитах они представлены антраксолитом (с более легким изотопным составом $\delta^{13}C_{\text{орг}}$). По данным ICP-MS анализа, в разных интервалах изменений пород установлены повышенные относительно неизменных максовитов концентрации ряда элементов: Ti, P, Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Y, Zr, Nb, PЗЭ, Sn, U, Th. В зонах сульфидных прожилков одновременно с Cu повышается содержание Ni, Co, Zn, As, Se, Pb, Ag, Sb и Mo (см. табл. 3).

Выделено три интервала пород, отличающихся как по первичному составу, так и по характеру метасоматических преобразований и геохимии. Интервал 1 — зона неполно проявленного метасоматоза, наложенного на типичные максовиты. Он проявился в виде прожилков и новообразованных минералов в цементе брекчий; в жильных ассоциациях появляется антраксолит, однако содержание $C_{\text{орг}}$ в целом снижается. Це-

мент брекчий представлен хлоритом, биотитом, встречаются аксессуарные апатит и рутил. В секущих прожилках образуются более крупные, по сравнению с ассоциацией в цементе брекчий, выделения минералов второй генерации: кальцит, кварц, крупночешуйчатый биотит, альбит, апатит, монацит, ксенотим, виоларит, халькопирит, сфалерит.

В интервалах 2 и 3 породы более однородные. Их текстурные особенности и состав свидетельствуют о том, что изменения наложены на туфолалевролиты основного состава. Изменения пород выразились в перекристаллизации мафических минералов и образовании более крупных новообразованных генераций минералов: Fe-Mg-хлорита, Fe-Mg-карбонатов, талька, биотита, кальцита сульфидов. Наблюдается увеличение магнезиальности пород, при одновременном относительном увеличении халькофильных и редких элементов в зонах с рудными прожилками. Прожилки в этих интервалах содержат сульфоарсениды Fe, Ni, Co, сульфиды полиметаллов, клаусталит и молибденит. В зонах с повышенным содержанием К появляются микроклин, слюды и прожилки с сульфидами полиметаллов. Образование сульфидных прожилков, содержащих молибденит, сопровождается привносом Re и увеличением отношения Re/Os (см. табл. 4). Время образования сульфидной минерализации, завершающей формирование прожилковых гидротермально-метасоматических ассоциаций минералов, оценивается в 1558 ± 61 млн лет по данным Re-Os метода. Вкрапленно-прожилковая рудная минерализация в сланцевых толщах образуется на поздних стадиях преобразований и носит смешанный характер: связана с привносом мафитовых и гранитофильных элементов. Значительных концентраций рудогенных элементов в метасоматитах скважины 262 не выявлено. Однако аномальные содержания (см. табл. 3), вероятно, могут представлять собой удаленные ореолы более богатых рудных зон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Онежской структуры на фоне бассейновых вулканогенно-осадочных комплексов развиваются процессы пластичного перераспределения вещества, интрузивного магматизма, последующих метаморфических и метасоматических преобразований, обусловленные двумя основными этапами структурно-тектонической перестройки и диапиризмом. Все эти процессы оказали влияние на формирование купольных месторождений шунгитсодержащих пород. К основным критериям, по которым можно выде-

лять и прогнозировать зоны метасоматоза в купольных структурах относятся: 1 — структурные и геофизические [Филиппов, 2002; Филиппов, Клабуков, 2002], 2 — текстурно-структурные особенности пород, 3 — изменения минерального состава, 4 — геохимические. Структурные критерии: наличие гребневидных складок, осложняющих купольные тела максовского типа; приуроченность к этим структурам неоднородных геофизических полей, резко отличающихся от характерных для максовитов аномалий. Текстурно-структурные особенности пород и их неоднородный состав, связанные с наложенными зонами брекчирования, с образованием прожилков, метакристаллов карбонатов и микроклина. Минералогические особенности, вызванные изменением первичного состава пород за счет появления наложенных ассоциаций минералов в прожилках и в цементе брекчий, более крупных, по сравнению с неизмененными породами, образований альбита, хлорита, кварца, биотита, кальцита, апатита, сульфидов, антраколита, увеличения количества некоторых акцессорных минералов. Геохимические особенности в зонах изменений отражают специфику процессов: в зонах брекчий — увеличение Si, Ca; в зонах альбитизации — повышение концентраций Na, P, Ti, Na, PЗЭ, Ni, Cr, Co; в зонах биотитизации и железомagneзиального метасоматоза — K, Mg-Fe, Cu, Zn, Pb, S, Se; в зонах микроклинизации — K, Ba, Zr, Nb, Sn, Mo; карбонат-кварц-сульфидных прожилков — сидеро-, халько-, гранитофильных элементов.

Для метасоматитов характерно локальное положение — приуроченность к зонам повышенной трещиноватости в купольных телах с наложенными гребневидными складками. Именно в гребнях создавались зоны повышенной проницаемости, благоприятные для проникновения растворов, вызвавших метасоматические изменения. Характер изменения пород на Максовском месторождении подобен метасоматитам Падминского месторождения, но проявлен менее значительно и в иной, высокоуглеродистой среде. Подобие наблюдается и в типе рудной минерализации — разнообразные сульфиды и несовместимые элементы (Fe, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, S, Se, PЗЭ, Nb) в зонах изменения, а также в незначительном повышении радиоактивности на контактах разных пород. Метасоматоз и формирование купольных тел максовитов разделены большим временным интервалом. Наложённые деформации и метасоматические изменения осложняют строение залежей и нарушают качественные характеристики максовитов как углеродсодержащего сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас текстур и структур шунгитоносных пород Онежского синклинория / Ред. М. М. Филиппов, В. А. Мележик. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 79 с.

Билибина Т. В., Мельников Е. К., Савицкий А. В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 3–14.

Гольцин Н. А., Лохов К. И., Капитонов И. Н. и др. Полистадийные преобразования высокоуглеродистых пород людиковия Онежского прогиба // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 66–79.

Крымский Р. Ш., Сергеев Д. С., Брюгманн Г. Э и др. Опыт изучения изотопного состава осмия и распределения элементов платиновой группы в перидотитах литосферной мантии Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения. 2011. Т. 46. С. 51–60.

Кулешевич Л. В., Голубев А. И. Благородные металлы в щелочных метасоматитах Средней Падмы, Карелия // Руды и металлы. 2012. № 1. С. 17–25.

Куряков С. В. Геология и генезис шунгитовых пород Зажогинского месторождения // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии (генезис, эволюция, методы изучения) / Под ред. М. М. Филиппова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. С. 93–97.

Лохов К. И., Гольцин Н. А., Капитонов И. Н. и др. Изотопное датирование полистадийно-преобразованных пород заонежской свиты в Хмельозерской синклинали // Онежская палеопротерозойская структура / Под ред. Л. В. Глушанина, Н. В. Шарова, В. В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 297–313.

Леденева Н. В., Пакульнис Г. В. Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 258–268.

Металлогения Карелии / Под ред. С. И. Рыбакова, А. И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Под ред. Л. В. Глушанина, Н. В. Шарова, В. В. Щипцова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2014. № 1. С. 3–16.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 282 с.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Принципы выявления центров купольных шунгитоносных структур Толвуйской синклинали по геофизическим данным // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2002. Вып. 5. С. 97–106.

Филиппов М. М., Первунина А. В. Литогенетический фактор формирования купольных месторождений

метасапропелитов Онежской структуры, Карелия // Глубинная нефть. www.deepoil.ru/e-journal. 2014. Т. 3. С. 461–476.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Birck J. L., Barman M. R., Campas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostand Newslett. 1997. V. 20. № 1. P. 19–27.

Hannah J. L., Stein H., Yang G. et al. Re-Os geochronology of a 2.05 Ga fossil oil field near Shunga, Karelia, NW Russia // Abstr. 33-rd Intern. Geol. Congress. Oslo, 2008. С. 4271–4272.

Kendall B., Creaser R. A., Calver C. R. et al. Correlation of Sturtian diamictite successions in southern Australia and northwestern Tasmania by Re-Os black shale geochronology and the ambiguity of “Sturtian”-type diamictite–cap carbonate pairs as chronostratigraphic marker horizons // Precambrian Res. 2009a. V. 172. P. 301–310.

Kendall B., Creaser R. A., Gordon G. W., Anbar A. D. Re-Os and Mo isotope systematics of black shales from the Middle Proterozoic Velkerri and Wollogorang Formations, McArthur Basin, northern Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2009 б. V. 73. P. 2534–2558.

METASOMATIC ROCKS AFTER SHUNGITE-BEARING ROCKS OF THE MAKSOVO DEPOSIT, ONEGA STRUCTURE, KARELIA

L. V. Kuleshevich^{1, *}, M. M. Filippov^{1, *}, N. A. Goltsin^{2, **},
R. Sh. Krymsky^{2, **}, K. I. Lokhov^{3, ***}

¹ Institute of Geology, KarRC, RAS, Pushkinskaya str. 11, Petrozavodsk, 185920 Russia

² VSEGEI, Sredny prospekt 74, St. Petersburg, 199106 Russia

³ SPbGU (INZ SPbGU), Universitetskaya nab. 7/9, St. Petersburg 197034 Russia

*E-mail: kuleshev@krc.karelia.ru; filipov@krc.karelia.ru

**E-mail: Robert_Krymsky@vsegei.ru; goltisn@mail.ru

***E-mail: k.lokhov@spbu.ru

Received October 03, 2017

The Maksovo metasapropelite deposit, which contains shungite matter and is called maksovite, is located in the eastern Onega structure. The deposit is a diapiric fold which formed ca. 2070±10 Ma ago. It is underlain by carbonate rocks and overlain by tuff siltstones and is cross-cut by 1956±5 Ma gabbro-dolerites. Unaltered maksovites are pelitomorphic rocks with a massive to mildly layered texture and moderate concentrations of all petrogenic components and C_{org} of about 30%. Fe-Mg rich and alkaline metasomatic rocks evolve after maksovites and mafic and carbonate tuff siltstones in the northwestern part of the deposit within a multiple ridge-like fold after brecciation zones. They differ from unaltered sedimentary rocks in heterogeneous (brecciated, streaky) textures, mineral and chemical composition and are saturated with numerous sulphide, carbonate, quartz and albite veinlets. They are identified by intense biotitization, chloritization and the presence of calcite, microcline metacrystals, albite-carbonate metacrystals with apatite and carbonate-quartz metacrystals with sulphides and rutile, veinlets and disseminated mineralization. Na concentration rises to 5.67% and K concentration to 7.57%. P and Ti concentrations, accompanying alkaline metasomatism, as well as Mg-Fe and ore-bearing components (often incompatible), increase locally. Metasomatic rocks evolve heterogeneously and are represented by breccia zones. Their slightly elevated radioactivity disturbs the qualitative characteristics of primary maksovite as a useful mineral. Maksovites were dated at 1558±61 Ma by the Re-Os method from sulphides.

Keywords: alkaline-Fe-Mg metasomatic rocks, geochemistry, genesis, age, maksovites, tuff siltstone, paleoproterozoic, Onega synclinorium, Karelia.

DOI: 10.31857/S0024-497X20192149–164