

УДК 550.382.3: 553.541

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ ОЗЕРКИ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА)

Е. Е. Климовская, А. В. Климовский

Институт геологии Карельского научного центра РАН

Работа посвящена исследованиям месторождения талькового камня Озерки (южная часть Костомукшской зеленокаменной структуры). По результатам петрофизических и минералого-геохимических исследований пород месторождения выявлены закономерности изменения магнитных свойств ультрамафитов в зависимости от интенсивности гидротермальных и метасоматических процессов. Результаты представляют практический интерес и применимы при поисково-разведочных работах, а также при эксплуатационной разведке с целью повышения эффективности комплекса горно-геологических работ.

К л ю ч е в ы е с л о в а : тальковый камень, Костомукшская зеленокаменная структура, коматиит, магнитная восприимчивость, магнитометрия, метаморфизм, метасоматоз, петрофизика.

E. E. Klimovskaya, A. V. Klimovskiy. GEOLOGICAL NATURE OF THE OZERKY SOAPSTONE DEPOSIT MAGNETIC ANOMALIES (KOSTOMUKSHA GREENSTONE BELT)

The paper deals with studies of the Ozerky soapstone deposit in the southern part of the Kostomuksha greenstone structure. A correlation between the alteration of magnetic properties of the ultrabasic rocks and the rates of hydrothermal and metasomatic processes was revealed through petrophysical, mineralogical and geochemical investigations. The results are of practical interest and can be used in prospecting and exploration, as well as operational exploration to improve the efficiency of the set of geological and mining activities.

Key words: soapstone, Kostomuksha greenstone structure, komatiite, magnetic susceptibility, magnetometry, metamorphism, metasomatism, petrophysics.

Введение

Добыча и использование талькового камня обусловлены физическими и декоративными свойствами данного сырья, обеспечивающими его применимость в энергоэффективных обогревательных установках как промышленного, так и бытового назначения (теплоаккумулирую-

щая роль). Мелкофракционный природный и термообработанный материал может использоваться для футеровок тепловых агрегатов, в качестве наполнителя для композиционных материалов, для производства керамических изделий с улучшенными свойствами и др. [Соколов, 1995]. Из тальковых руд Карелии, являющихся в общем случае тальковым камнем, воз-

можно получение тальковых концентратов, пригодных для применения в целлюлозно-бумажной, лакокрасочной, керамической промышленности, для производства резинотехнических изделий и пластмасс [Фурман, 1995].

Метаультрамафиты, к которым приурочены залежи талькового камня, обычно создают сильные магнитные аномалии, что позволяет эффективно использовать в поисковых работах магниторазведку. Однако не все типы измененных ультрамафитов представляют практический интерес, и вариации минерального состава могут отражаться в изменении петрофизических параметров (в частности, магнитной восприимчивости). Интерпретация магнитного поля с учетом данных о магнитной восприимчивости исследуемых пород позволяет сфокусироваться на более перспективных площадях и точнее оконтурить продуктивные тела, приводя к уменьшению затрат на разведочные и оценочные работы.

В данной работе представлены результаты геолого-петрофизических исследований пород месторождения талькового камня Озерки с целью установления связи между магнитными свойствами (магнитной восприимчивостью и, как следствие, с аномальным магнитным полем) измененных ультрамафитов и особенностями проявления процессов метаморфизма и метасоматоза. Месторождение талькового камня Озерки было открыто в результате поисково-оценочных работ сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН (В. А. Шеков, А. А. Иванов, А. В. Гаранжа, С. Я. Соколов) совместно со специалистами из Геологической службы Финляндии в рамках приграничного сотрудничества по проекту КОССТОУН (KOSSTONE PROJECT – Model of stone industry co-operation in the region of Euregio Karelia) в 2004–2005 гг.

Методы исследования

Фактический материал получен при проведении поисково-оценочных работ по договору с фирмой-лицензиатом ООО «Инкод» в 2005–2009 гг. Полевые геофизические работы на месторождении проводились сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН с 2004 г., начиная с масштаба 1 : 10 000, эта сеть была взята за основу для дальнейших детализационных работ масштаба 1 : 2000 на участке Озерки-1 и 1 : 5000 на участке Зеленая горка. Магнитометрия выполнена по сети 5×50 метров протонными магнитометрами. Измерения магнитной восприимчивости (χ) пород проводились по керну 21 скважины каппаметром КТ-5 с точностью измерения 10^{-5} ед. СИ. Замерам подвер-

гались все фрагменты керна длиной от 8 см, т. е. более диаметра датчика прибора. Каждый последующий замер брался после поворота керна по оси на 120° , глубинной отметке присваивалось осредненное по трем замерам значение. Если длина образца позволяла, производились измерения с шагом 3 см. Всего по данной схеме измерений получено 7662 осредненных значения.

Для интерпретации геолого-геофизических данных основные разновидности тальксодержащих и вмещающих пород месторождения, выделенные при документации керна скважин, а также по результатам каппаметрии, исследованы методами оптической микроскопии, химического и микронзондового анализа. При определении количественного минерального состава исследованных пород традиционными методами подсчета под микроскопом возникают трудности, связанные с неоднородным распределением минералов в породах, а также тонкочешуйчатой структурой и сростками минералов. Поэтому результаты определения количества минералов корректировались с помощью пересчета химических анализов проб на минеральный состав. Химические составы минералов, использованные при расчетах, определены по данным микронзондового анализа. Определение химического состава породообразующих и акцессорных минералов проводилось в Институте геологии КарНЦ РАН на микроанализаторе INCA Energy 350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH (аналитики А. Н. Терновой, А. Н. Сафранов).

Геологическое строение месторождения (участок Зеленая горка)

Месторождение талькового камня Озерки расположено в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры и приурочено к коматиитам рувинварской свиты контоксской серии неархей. Особенности геологического строения структуры детально рассмотрены в многочисленных работах [Чернов, 1964; Лазарев, 1971; Горьковец и др., 1981, 1991; Кожевников, 1982, 2000].

Месторождение Озерки включает в себя два участка Озерки-1 и Зеленая горка, расположенных в пределах единой аномальной зоны, выделяемой по магнитному полю, а также кажущемуся удельному сопротивлению. По горно-геологическим условиям участок Зеленая горка является более благоприятным для добычи и выбран для дальнейших детальных геолого-петрофизических исследований.

Месторождение расположено на периферии реликтовой вулканической постройки, выделяемой В. Я. Горьковцом [Горьковец и др., 1991]. По результатам исследования керн скважин толща измененных ультрамафитов сложена переслаивающимися маломощными дифференцированными лавовыми потоками коматиитов. По наличию зон спинифекс на уча-

стке Зеленая горка установлено не менее 5 потоков коматиитов.

В пределах участка исследования (450×300 м) толща тальксодержащих пород представляет собой дифференцированное крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания, согласно залегающее среди метабазальтов (рис. 1, Б).

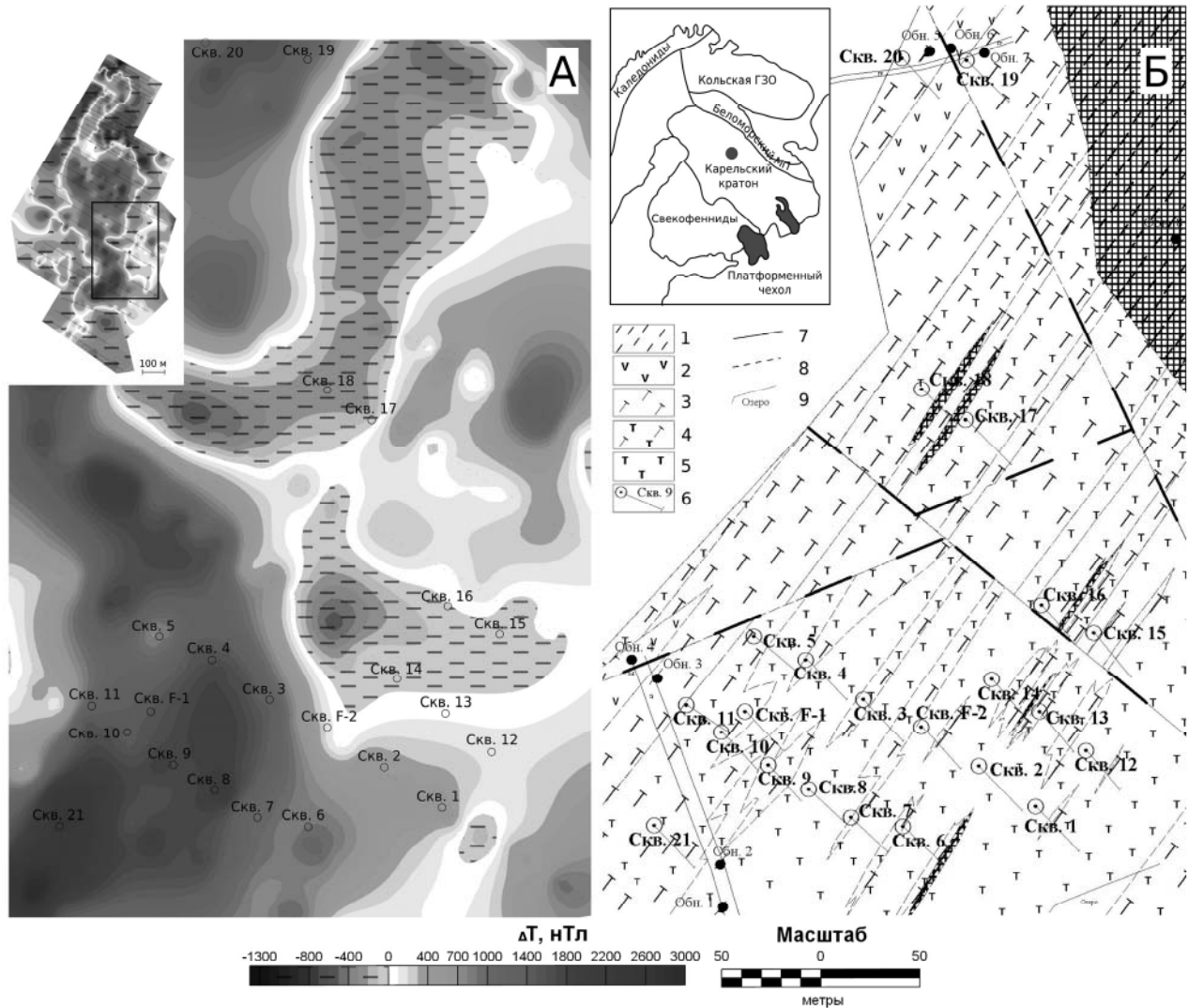


Рис. 1. А – План аномального магнитного поля на участке Зеленая горка (во врезке план аномального магнитного поля на месторождении Озерки с местоположением участка Зеленая горка). Б – Схема геологического строения участка Зеленая горка (составили А. В. Гаранжа, А. А. Иванов, Е. Е. Климовская):

1 – метагаббро; 2 – metabазальты; 3 – амфибол-хлоритовые породы; 4 – (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовые породы; 5 – карбонат-хлорит-тальковые породы; 6 – скважины и их номера; 7, 8 – геологические границы: установленные и предполагаемые; 9 – береговая линия (во врезке Фенноскандинавский щит с местоположением месторождения Озерки)

Метабазальты представлены мелкозернистыми рассланцованными темно-серыми породами полевошпат-роговообманкового состава, коренные выходы которых имеют грядообразные формы, обрамляющие западную и восточную часть участка.

Толща талькового камня сложена породами карбонат-хлорит-талькового состава с

подчиненным развитием тремолит-тальк-хлоритовых и амфибол-хлоритовых разностей.

Амфибол-хлоритовые породы образуют небольшие по мощности (от 2 до 20 м) линзообразные и пластовые тела в толще тальксодержащих пород и, вероятно, являются останцами, не затронутыми тальк-карбонатными изменениями. Представлены тонкозернистыми

массивными разностями серого и темно-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком. Секутся тальковыми, хлоритовыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками. Структура пород фибробластовая, нематолепидобластовая, порфиробластовая. Содержание породообразующих минералов: амфибол 20–60 %, хлорит 25–60 %, рудные 4–10 %, тальк 0–10 %, карбонат 0–5 %. Химические составы породообразующих минералов приведены в таблицах (табл. 1–4).

Амфибол представлен тремолитом, образующим волокнистые агрегаты, призматические кристаллы, развит не только в основной массе, но и в виде маломощных прожилков. Наблюдается замещение тремолита тальком и карбонатом. Хлорит образует чешуйчатые агрегаты, как и в остальных разновидностях тальксодержащих пород, представлен бледно-зеленым пеннином (по классификации Heu [Heu, 1954]). Карбонат образует изометричные зерна, зернистые массы и порфиробласты, представлен доломитом.

(Карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовые породы (переходные разности) представляют собой тонкозернистые разновидности от светло-серого до темно-серого цвета, в зависимости от содержания хлорита, с тальковыми, карбонатными, хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками размером от 1–3 мм до первых сантиметров. Структура пород порфиробластовая (зерна карбоната), структура основной ткани – лепидобластовая, нематолепидобластовая. Текстура массивная, сланцеватая. Содержание породообразующих минералов: тремолит 25–30 %, хлорит 20–40 %, тальк 20–40 %, карбонат 1–16 %, рудные 0–10 %.

Таблица 1. Химический состав и формульные коэффициенты амфиболов

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 10-7,65	Скв. F1-5,5	Скв. F1-32,87
SiO ₂	53,6	55,9	57,85	57,36
Al ₂ O ₃		0,24		
FeO*	12,64	4,41	3,42	3,75
MnO	0,79			
MgO	22,35	21,71	23,96	23,02
CaO	0,32	12,5	12,13	12,21
Na ₂ O				
Сумма	89,7	94,76	97,36	96,34
Si	8,1	7,95	7,95	7,98
Al ^{IV}		0,04		
Sum T	8,1	7,99	7,95	7,98
Al ^{VI}				
Mg	5	4,6	4,91	4,78
Fe ²⁺		0,4	0,09	0,22
Mn				
Sum C	5	5	5	5
Mg	0,4			
Fe ²⁺	1,6	0,13	0,3	0,22
Mn	0,1			
Na				
Ca	0,05	1,91	1,79	1,82
Sum B	2,15	2,03	2,09	2,04
Na				
K				
Sum A				
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,76	0,9	0,93	0,92
Название амфибола	Куммингтонит	Тремолит	Тремолит	Тремолит
Примечание		Спинифекс		
f	24,1	10,2	7,4	8,4

Примечание. Здесь и в табл. 2–4: название образца содержит номер скважины и глубину отбора в м; FeO* – суммарное железо в форме FeO; f = Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)×100% – коэффициент железистости. Скв. 1-32,7 – карбонат-хлорит-тальковая порода; скв. 10-7,65, скв. F1-5,5 – тремолит-тальк-хлоритовая порода; скв. F1-32,87 – хлорит-амфиболовая порода. Расчет кристаллохимических формул и номенклатура по: [Leak, 1997].

Таблица 2. Химический состав и формульные коэффициенты карбонатов

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 1-32,7	Скв. 4-11,38	Скв. 10-7,65	Скв. 12-10,54	Скв. F1-5,5	Скв. F2-13,05	Скв. F2-13,05	Скв. F2-13,05	Скв. F2-13,05
FeO*	5,18		3,05	3,25	4,45	3,16	12,2	2,37	2,84	53,57
MnO	0,65		0,26	0,76	0,46	0,82	0,65	1,17		2,18
MgO	17,48		19,63	18,69	18,33	18,59	40,91	0,76	21,24	9,75
CaO	27,42	51,37	28,63	27,57	27,91	27,16		52,39	30,69	1,79
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
CO ₂	49,28	48,63	48,42	49,75	48,85	50,28	46,24	43,3	45,23	32,7
Fe ²⁺	0,136		0,079	0,084	0,116	0,082	0,151	0,033	0,074	0,832
Mn	0,017		0,007	0,02	0,012	0,022	0,008	0,017		0,034
Mg	0,817		0,909	0,866	0,853	0,861	0,904	0,019	0,984	0,27
Ca	0,921	0,906	0,952	0,918	0,934	0,904		0,941	1,022	0,036
C	2,109	1,094	2,053	2,111	2,084	2,132	0,936	0,991	1,92	0,829
Название карбоната	Доломит	Кальцит	Доломит	Доломит	Доломит	Доломит	Брейнерит	Кальцит	Доломит	Сидерит
Содержание FeCO ₃ , %	7	0	4	4	6	4	15	3	4	83

Примечание. CO₂ определено по разности. Здесь и в табл. 3–4: скв. 12-10,54, скв. F2-13,05 – карбонат-хлорит-тальковая порода; скв. 4-11,38 – тремолит-тальк-хлоритовая порода.

Таблица 3. Химический состав и формульные коэффициенты хлорита

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 4-11,38	Скв. 10-7,65	Скв. 12-10,54	Скв. F1-5,5	Скв. F1-32,87	Скв. F2-13,05
SiO ₂	31,46	32,56	32,6	30,52	33,53	32,61	32,83
Al ₂ O ₃	14,93	14,61	14,31	15,51	14,79	14,68	14,61
FeO*	11,65	8,47	8,45	11,51	8,44	7,89	6,62
MgO	26,87	30,69	29,28	27,34	30,47	29,64	31,12
Cr ₂ O ₃	0,75	0,71	0,36	0,82	0,51	0,32	0,2
Сумма	85,65	87,05	85	85,7	87,73	85,14	85,38
Mg	4,03	4,43	4,34	4,08	4,37	4,38	4,54
Fe ²⁺	0,98	0,69	0,7	0,96	0,68	0,65	0,54
Cr	0,06	0,05	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02
Al ^{VI}	0,94	0,83	0,93	0,89	0,91	0,95	0,9
Al ^{IV}	0,83	0,84	0,75	0,94	0,77	0,77	0,78
Si	3,17	3,16	3,25	3,06	3,23	3,23	3,22
f	20	13	14	19	13	13	11

Таблица 4. Химический состав и кристаллохимические формулы талька

Образец	Скв. 1-32,7	Скв. 4-11,38	Скв. 10-7,65	Скв. 12-10,54	Скв. F1-5,5	Скв. F2-13,05
SiO ₂	59,98	62,7	63,31	60,8	63,80	65,11
MgO	28,05	29,44	30,11	28,29	30,50	31,81
FeO*	4,02	2,89	3,08	4,76	3,37	2,73
Сумма	92,04	95,03	96,5	92,7	97,67	99,65
Mg	2,78	2,82	2,83	2,76	2,84	2,89
Fe ²⁺	0,22	0,15	0,16	0,26	0,18	0,14
Si	3,99	4,03	4	3,98	3,99	3,97
f	7	4	5	9	6	5

Основная ткань породы состоит из тонкозернистого агрегата чешуек талька, хлорита, удлинённых призм и волокон тремолита, на фоне которой развиваются ксенобласты и зернистые массы доломита. Характерно наличие тонкой рудной сыпи между волокнами тремолита, в линзовидных скоплениях хлорита, а также в зернах доломита. Фиксируется замещение тремолит-хлоритовых агрегатов тальком и карбонатом.

Карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень) представляют собой мелко- и тонкозернистые разновидности от светло- до темно-серого цвета (в зависимости от преобладания карбоната либо хлорита) с тальковыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками мощностью от 1–3 мм до первых сантиметров. По сравнению с (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовыми породами в целом содержат большее количество карбоната и талька, а также являются менее твердыми, что позволяет уверенно выделять их при документации керна. Содержание породообразующих минералов: тальк 30–55 %, хлорит 20–40 %, карбонат 10–30 %, рудные до 5 %.

Породы данной группы имеют порфиروبластовые структуры, где порфиробласты представлены зернами карбоната и иногда куммингтонита, основная ткань сложена тонкочешуйчатым агрегатом талька, хлорита и зернами карбоната. Текстура массивная, сланцеватая.

Карбонат, образующий ксенобласты, зернистые массы и в некоторых образцах ромбоэдрические метакристаллы, представлен до-

ломитом. В нижних кумулятивных частях потоков наблюдаются зерна брейнерита, замещающиеся кальцитом, доломитом и сидеритом (табл. 2).

Куммингтонит образует бесцветные расщепленные длиннопризматические кристаллы и лучистые агрегаты с полисинтетическими двойниками, замещается преимущественно тальком, в меньшей степени карбонатом.

Для всех разновидностей пород характерно наличие магнетита, ильменита (содержание которых до 10 %), акцессорных хромшпинелидов и бедной вкрапленности сульфидов, представленных пирротинном, пентландитом, пиритом, халькопиритом, миллеритом, сфалеритом и галенитом. Отмечается наличие апатита и единичные находки циркона.

Для пород участка характерно наличие реликтовых ортокумулятивных и спинифекс структур. Зоны спинифекс преимущественно сложены тальк-хлоритовыми (\pm тремолит), а в амфибол-хлоритовых разностях тремолит-хлоритовыми, минеральными разновидностями и диагностируются по наличию разноориентированных пучков из темных и светлых полос, микроскопически определяется, что светлые полосы сложены чешуйками талька (и/или тремолита), темные – хлоритом. В породах участка выделяются зоны различных спинифекс структур: мелкого, разноориентированного и параллельного пакетного спинифекса. Ортокумулятивные структуры обнаруживаются микроскопически, псевдоморфозы по оливину подчеркиваются цепочками тонкораспеленных магнетита и ильменита.

Наилучшая сохранность реликтовых структур отмечается в юго-западной и центральной части участка (скв. 4-11, 17, F-1, F-2). В восточной части участка (скв. 1, 12) породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, характеризуются отсутствием первичных структур коматиитов.

В толще талькового камня отмечаются мелкие вытянутые дайковые тела основного состава мощностью 1,2–5 м. Дайки сложены темными зеленовато-серыми мелкозернистыми плагиоклаз-амфиболовыми породами массивной, реже сланцеватой текстуры.

На контактах дайковых тел, а также на контактах талькосодеждающих пород с вмещающими метабазальтами возникает биметасоматическая реакционная зональность, включающая следующие зоны: (карбонат)-тремолит-хлорит-тальковая с порфиробластами амфибола, хлорит-амфиболовая, амфиболовая, (хлорит)-тальковая, биотитит, измененная основная порода.

Анализируя геологические данные, можно заключить, что исследуемый объект отличается от разрабатываемых финских месторождений. Отличия отмечаются главным образом по минеральному составу талькового камня, что является следствием различного состава исходных пород. На территории Финляндии залежи талькового камня, имеющие практический интерес, приурочены к мощным кумулятивным комплексам коматиитов (представленных серпентинитами) и имеют карбонат-тальковый минеральный состав. Тальковый камень месторождения Озерки вследствие образования по переслаивающимся маломощным дифференцированным потокам коматиитов характеризуется повышенным количеством глинозема, что отражается в образовании значительного количества хлорита. Неоднородность строения лавовых потоков, сопровождаемая изменением химического состава пород от кровли к подошве (увеличением по мере роста доли кумулятивного оливина содержания MgO, снижения CaO, Al₂O₃, FeO_{общ}), приводит к неоднородному по составу строению залежи талькового камня и сложному распределению аномального магнитного поля над ультрамафитами.

Геофизические данные и обсуждение результатов

В общем плане аномального магнитного поля единого участка (рис. 1, А) четко выделяется сложная по форме меридионально ориентированная положительная аномалия ΔТ интенсивностью до 3490 нТл. Минимальное значение на участке составляет –1450 нТл, сред-

нее – 240 нТл. Условно единую аномалию можно разделить на три части: северную, вытянутую на север-северо-восток (в пределах участка Озерки-1); центральную, изометричную и наиболее обширную; а также южную аномалию в форме полукольца, обращенного на запад. Участок Зеленая горка пространственно содержит большую часть южной и затрагивает фрагмент центральной аномальной области. Поперечный размер южной аномалии от 100 до 150 м. Значения ΔТ в пределах аномалии более 1000 нТл и достигают на юге 3000 нТл.

По данным петрографических исследований высокие значения магнитного поля над ультрамафитами обусловлены присутствием в них значительного количества магнетита (пирротин отмечается в качестве акцессорного), который встречается в двух формах:

– в виде тонкой вкрапленности размером до 0,05–0,1 мм, неравномерно распределенной по породе, а при наличии реликтовых спинифекс структур образующей цепочки по граням первичных минералов, а также в виде отдельных кристаллов кубического габитуса размером до 0,3 мм, вероятно представляющих собой полностью замещенные зерна хромшпинелидов (в первом случае магнетит представлен хроммагнетитом с Cr₂O₃ до 2 %, во втором случае Cr₂O₃ до 6,6 %);

– магнетитовые каймы в зональных зернах хромшпинелидов. Реликтовые ядра хромитов содержат Cr₂O₃ в количестве 50–52,8 %, FeO 32,2–35 %, Al₂O₃ 12–13,9 %, MgO 1,4–2,2 %, ZnO 0,9–2,1 %. Для магнетитовой каймы характерны содержания FeO_{общ} 70–97,5 %, Cr₂O₃ 2,5–30 %. Отмечается рост содержания Cr₂O₃ от внешнего края магнетитовой каймы к краевой части ядра зерна хромшпинелида.

Количество магнетита в измененных коматиитах определяется первичным распределением FeO_{общ}, интенсивностью метаморфических, гидротермальных и метасоматических процессов. Гидротермальные и метасоматические воздействия приводят к частичному или полному уничтожению магнетита или к кристаллизации минералов с низкими магнитными свойствами.

Содержание магнетита в исследованных породах и значения магнитной восприимчивости приведены в табл. 5. В целом отмечается снижение количества магнетита от амфибол-хлоритовых к карбонат-тальк-хлоритовым разностям при увеличении количества талька и карбоната, что обусловлено увеличением интенсивности тальк-карбонатных изменений (ростом химического потенциала углекислоты). Магнитная восприимчивость коррелирует с содержанием магнетита с коэффициентом корреляции Пирсона 0,90.

Таблица 5. Содержание магнетита в породах участка и значения магнитной восприимчивости

Тип породы	Образец	Количество магнетита, %	α , $\times 10^{-3}$ ед. СИ	Тип породы	Образец	Количество магнетита, %	α , $\times 10^{-3}$ ед. СИ	
Карбонат-хлорит-тальковая	Скв. 1-32,7	1	23	(Карбонат)-тремолит-тальк-хлоритовая	Скв. 3-24,95	2	17	
	Скв. 2-17,08	4	46		Скв. 4-35,42	4	50	
	Скв. 5-27,14	5	63		Скв. 7-34,06	6	78	
	Скв. 6-32,21	3	24		Скв. 8-16,7	5	51	
	Скв. 7-18,21	4	47		Скв. 9-4,25	4	57	
	Скв. 10-37,45	3	73		Скв. 9-20,15	5	60	
	Скв. 11-26,77	5	65		Скв. 10-7,95*	8	120	
	Скв. 12-10,54	3	34		Скв. 11-42,7	3	46	
	Скв. 12-33,21	4	35		Скв. 12-23,33	2	0,4	
	Скв. 14-14,08	2	11		Скв. 13-22,53	1	0,5	
	Скв. F1-13,1	3	–		Скв. 14-29,58	<1	3	
	Скв. F2-7	3	–		Скв. F1-8,16	4	–	
	Скв. F2-17,25	3	–		Скв. F2-31,66	2	–	
	Скв. F2-20,6	2	–		Амфибол-хлоритовая	Скв. 3-29,56	6	62
	Скв. F2-29,06	4	–			Скв. 8-32,5*	4	37
Скв. F2-37,52	3	–	Скв. 10-23,13	3		75		
Дайка основных пород	Скв. 14-40,04	<1	0,6		Скв. F1-32,87	5	–	

Примечание. Образцы, отмеченные звездочкой, отобраны из зон со структурой спинифекс.

По результатам каппаметрии керн, отражающим характер и интенсивность вторичных процессов, выделяются три группы измененных ультрамафитов.

В первую группу объединены разности с относительно высокими значениями магнитной восприимчивости α около $(40-60) \times 10^{-3}$ ед. СИ с большим количеством высокоамплитудных отклонений как в область высоких, так и в область низких значений α (рис. 2, скв. 4, 10). Это большая часть пород участка, включающая породы, недостаточно проработанные углекислыми растворами амфибол-хлоритового, (карбонат)-тремолит-тальк-хлоритового состава, а также карбонат-хлорит-тальковые породы (тальковый камень) с неравномерным распределением магнетита, но с большим его содержанием относительно пород второй группы. Максимальные значения магнитной восприимчивости, превышающие 80×10^{-3} ед. СИ (до 150×10^{-3} ед. СИ), обусловленные значительным количеством магнетита (до 10 %), соответствуют разностям с зонами спинифекс. Вероятно, это связано с относительно повышенным содержанием $FeO_{общ}$ в верхних частях потоков коматиитов.

Ко второй группе относятся карбонат-тальк-хлоритовые породы (тальковый камень) (в скв. 1, 12, 14) с относительно спокойным распределением магнитной восприимчивости с фоновыми значениями $(20-40) \times 10^{-3}$ ед. СИ (рис. 2, скв. 1, 12). Данные породы имеют брекчиевидную, полосчатую текстуру с большим количеством карбонатных жил и прожилков, низкие содержания магнетита (до 3 %). Понижение содержания магнетита сопряжено с ростом железистости породообразующих силикатов и карбонатов (табл. 1–4).

Наибольшие колебания железистости отмечаются для хлорита, так как он оказывается наиболее чувствительным к изменению внешних условий [Коренбаум, 1967]. Увеличение железистости доломита обусловлено повышением химического потенциала углекислоты в растворе, следовательно, породы данной группы были наиболее проработаны. Снижение количества магнетита при увеличении железистости минералов свидетельствует о низком химическом потенциале кислорода [Коренбаум, 1967].

Третья группа включает породы в составе метасоматической зональности, образующейся на контакте ультрамафитов с дайками и вмещающими основными породами. Для данных пород характерны стабильно низкие (без резких отклонений) значения магнитной восприимчивости менее 10×10^{-3} ед. СИ (рис. 2, скв. 12). Метасоматические процессы приводят к полной потере магнетита, и магнитная восприимчивость пород обусловлена наличием только парамагнитных минералов.

Анализ геолого-петрофизических данных показал, что наибольшие значения магнитного поля на поверхности создают недостаточно проработанные углекислыми растворами ультрамафиты. Аномалии обусловлены наличием относительно повышенного количества магнетита, образующегося при метаморфизме исходных коматиитов. При увеличении интенсивности гидротермально-метасоматической проработки пород происходит разложение магнетита и переход железа в состав породообразующих силикатов и карбонатов, что отражается в снижении величины полного вектора магнитной индукции ΔT . Локальные понижения аномального магнитного поля сви-

детельствуют о наличии даек основного состава и метасоматически измененных ультрамафитов в экзоконтактах. При малой мощности даек 1,2–5 м зона их влияния (формирова-

ние биметасоматической реакционной зональности) достигает 4 м, что сказывается на качестве талькового камня (изменяя его свойства).

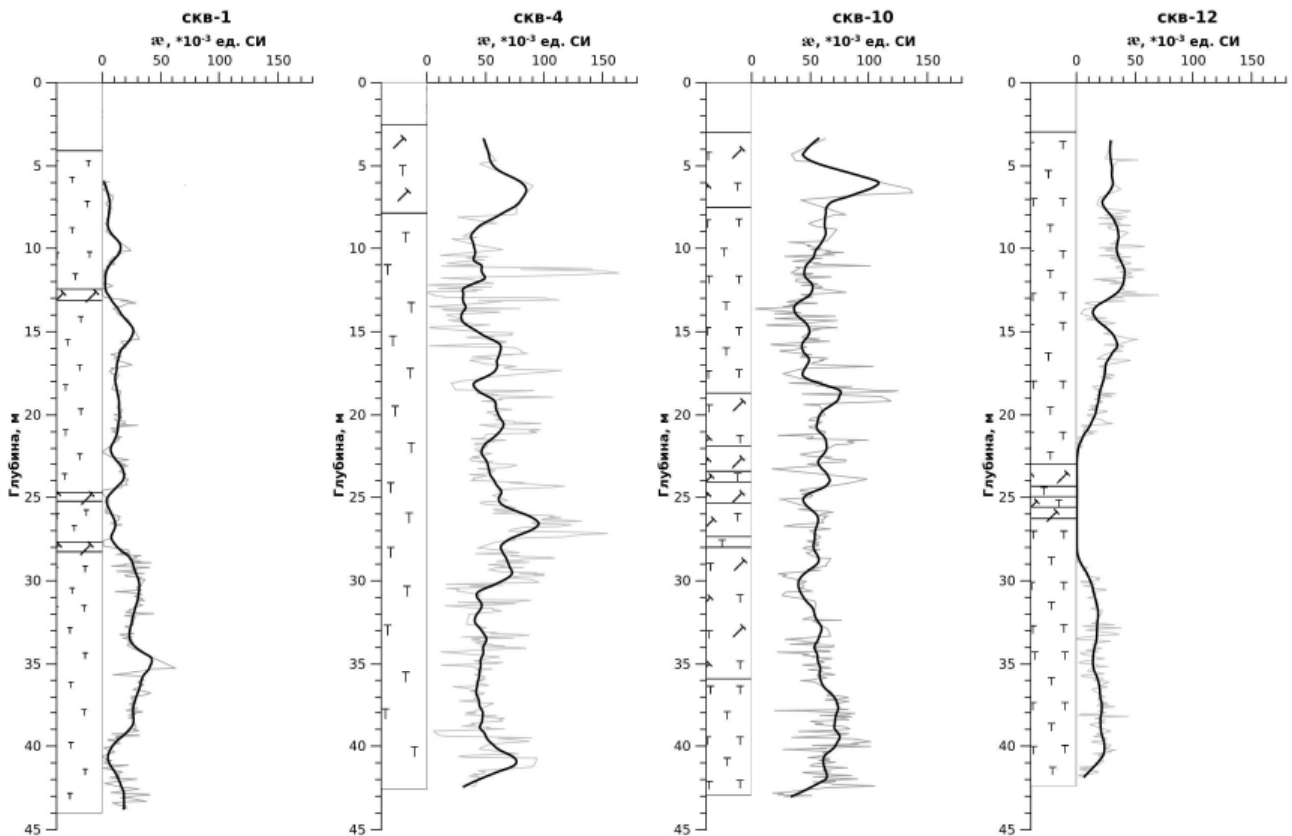


Рис. 2. Геологические колонки и графики магнитной восприимчивости выборочных скважин участка Зеленая горка:

серый график – осредненные значения по трем замерам на каждой глубинной отметке, черный график – сглаженное значение магнитной восприимчивости. Усл. обозн. см. на рис. 1

Выводы

Основным назначением магниторазведки при поисках залежей талькового камня является прослеживание областей развития ультрамафитов среди вмещающих пород. Вследствие понижения значений аномального магнитного поля вблизи контакта измененных ультрамафитов и вмещающих metabазальтов точное определение местоположения контакта может быть получено при использовании электроразведки, так как metabазальты выделяются резким повышением значений кажущегося удельного сопротивления. Сложное поведение магнитного поля в пределах аномалии обусловлено неоднородностью строения потоков коматиитов, степенью метаморфизма, интенсивностью гидротермально-метасоматических изменений.

По результатам каппаметрии тальковому камню соответствует широкий диапазон зна-

чений магнитной восприимчивости. Наблюдается уменьшение χ от зоны, примыкающей к недостаточно проработанным коматиитам, к области интенсивно проработанных пород. Поэтому для точного определения пространственного положения области развития талькового камня среди ультрамафитов необходимо использование в комплексе других геофизических методов.

Литература

Опубликованная

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск: Карелия, 1981. 143 с.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 176 с.

Кожевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л.: Наука, 1982. 184 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 223 с.

Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 455 с.

Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 192 с.

Соколов В. И. Талько-хлоритовые сланцы и пути их комплексного использования. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1995. 128 с.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Л., 1964. 187 с.

Hey M. H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. 30. P. 277–292.

Leak B. E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 219–246.

Фондовая

Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на карбонат-тальковые руды в пределах Светлоозерского массива ультрамафитов в 1990–1994 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1995.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Климовская Екатерина Евгеньевна

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
тел.: (8142) 766173

Klimovskaya, Ekaterina

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
tel.: (8142) 766173

Климовский Александр Валерьевич

младший научный сотрудник
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
тел.: (8142) 783471

Klimovskiy, Alexandr

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
tel.: (8142) 783471