

П. В. Фролов

К ВОПРОСУ О ТАЛЬКОНОСНЫХ ПОЛЯХ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Введение

Планомерное геологическое и геофизическое изучение Костомукшского железорудного района начато в послевоенные годы в связи с открытием в 1946 г. Костомукшского месторождения железных руд и до 80-х годов было ориентировано на создание базы железорудного сырья. С начала 80-х годов расширяется направленность в изучении металлогении площади работ. По результатам исследований прошедших лет установлены перспективы площади на золото, алмазы, редкие металлы.

В 1988–2001 гг. в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры Карельской геологической экспедицией проводились поисковые работы на золото. С 2004 г. в пределах указанной площади начали проводиться работы по поискам талькового камня (в рамках программы приграничного сотрудничества TACIS). Территория золоторудного объекта Таловейс привлекла внимание в связи с работами на тальковый камень.

Геологическая позиция

Костомукшская зеленокаменная структура расположена в западной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны. Структура вытянута по длинной оси в северо-восточном направлении более чем на 20 км. Она отличается наиболее полным комплексом лопийских супракрустальных образований. По В. Н. Кожевникову (2000), породы супракрустального комплекса подразделяются на две группы:

1 – ранняя – мафическая стратотектоническая ассоциация с возрастом 2849 ± 39 млн лет, представлена толеитовыми метабазами и метакоматиитами (ниемиярвинская и рувинварская свиты);

2 – поздняя – гимольская стратотектоническая ассоциация с возрастом 2795 ± 29 млн лет, включает кислые вулканогенные, железисто-кремнистые и терригенные образования (нюкозерская толща, шурловарская, суккозерская, костомукшская и сурлампинская свиты).

Юго-западная часть Костомукшской зеленокаменной структуры сложена мафическим и вулка-

ногенно-осадочным комплексами, южное и восточное ее обрамление представлено двумя массивами гранитоидов – Ниемиярвинским и Восточным (Фурман, 2001). Значительную роль в разрезе играют ультраосновные вулканы, не имеющие такого широкого развития за пределами указанной части структуры.

Супракрустальные образования исследуемой площади по составу, пространственному положению и данным абсолютного возраста разделяются на три толщи: базальтовая, ультраосновная, железисто-кремнистая сланцевая.

Толеитовые метабаза и метакоматииты являются наиболее ранними образованиями Костомукшской зеленокаменной структуры. Формирование вулканитов мафического плато происходило в океанических условиях, на что указывает широкое развитие в разрезе лавовых потоков с шаровыми текстурами.

Породы *базальтовой толщи* представлены преимущественно толеитовыми метабазами. Выделяются две полосы их площадного развития – «восточная» и «западная», разделенные полосой железисто-кремнистых образований и кварцевых плагиопорфиров, прослеживающейся вдоль осевой части Костомукшской зеленокаменной структуры.

В «западной» полосе нижняя часть ее разреза сложена потоками лав с характерной для них миндалекаменной текстурой. Миндалины, размерами до 5 мм в поперечнике, кварцевого и карбонат-кварцевого состава. В них отмечается вкрапленность пирита, реже халькопирита. Вверх по разрезу они сменяются лавовыми потоками с подушечной текстурой. Шаровые текстуры сохраняются в виде сильно расплюснутых подушек.

В «восточной» полосе распространены тонкозернистые афанитовые метабаза массивного облика, участками с неясно выраженной сланцеватой и сланцевато-полосчатой текстурой, среди которых относительно реже наблюдаются лавовые потоки с шаровой текстурой.

В процессе метаморфизма базальты преобразованы в амфиболиты, среди которых наиболее распространены полевошпат-амфиболовые (роговообман-

ковые) и кварц-полевошпат-эпидот-амфиболовые минеральные разновидности. Наблюдаемая однородность рассматриваемой толщи осложняется линейными зонами гранат-рогообманкового порфиробластеза, согласными с простиранием доминирующей в метабазах сланцеватости северо-восточного направления.

Ультраосновные расплавы, по мнению ряда исследователей (Фурман, 2001), формировались из глубинного магматического очага по магмовыводящим каналам, контролируемым зонами разломов глубинного заложения, и изливались в условиях океана на ранее образованное базальтовое плато, выполняя его отрицательные формы рельефа – тектонические депрессии, грабены и другие. Ультраосновная толща выполняет одну из таких палеоструктур, изначально представлявшую собой ступенчатый грабен (трог), заложившийся на базальтовом океаническом плато в рифтовой зоне вдоль глубинного разлома. Формирование трога сопровождалось процессом излияния ультраосновных лав как из трещинных источников, так и из вулканических центров. Глубина трогаобразной синформы, заложенной на базальтовом основании и выполненной породами ультраосновной толщи, может составлять, по данным бурения, не менее 900 м.

Ультраосновная толща сложена хлорит-серпентиновыми, тремолитовыми, хлорит-тремолитовыми, актинолитовыми, тальк-карбонат-хлоритовыми, карбонат-тальковыми и другими разновидностями магнезиальных пород. Первичными породами являлись метаморфизованные ультрамафиты, участками сохраняющие структурно-текстурные особенности вулкаников: подушечные и шаровые лавы, автобрекчии, спинифекс-структуры, слоистые туфы и туфобрекчии.

Ультраосновная толща имеет преимущественно поточное строение. Так, в северной части полосы в многочисленных обнажениях отмечаются фрагменты двух типов потоков метакоматитов: массивные и дифференцированные.

Для *массивных потоков* характерна полигональная отдельность с участками развития мелкого пучкообразного спинифекса. В кровле потоков обычна маломощная (до 10 см) зонка автобрекчий, сложенная мелкими деформированными витрофицированными обломками различной формы. Потоки однородны и сложены серпентином, тремолитом, развивающимся как в массе породы, так и по фенокристаллам оливина (30–50%), с реликтами псевдоморфоз тремолита-хлорита по клинопироксеновому микроспинифексу в интерстициях.

Наиболее распространены *дифференцированные потоки*. Кровля этих потоков обычно брекчирована: сложена витрофицированными деформированными обломками, сцементированными хлорит-тремолитовым агрегатом. Вероятно, эта часть потоков представляет собой затвердевшую верхнюю корку лавы, затянутую вглубь потока при его течении (автобрекчия). Брекчированная кровля потоков выражена зоной (мощностью первые метры) оливинового спинифекса (оливин замещен тремолитом, хлоритом), состоящей из двух подзон: верхней – беспорядочного мелкого спинифекса и нижней – пакетного спинифекса, в которой длина пластин достигает 20 см, в целом увеличиваясь к подошве потоков. Базальные их части имеют массивное сложение и состоят из серпентин-хлорит-тремолитового агрегата, как и в недифференцированных потоках, замещающего оливин.

Буровыми работами на площади установлено около тридцати лавовых потоков. Большая часть потоков представлена метакоматитами с вариациями содержания MgO от 20 до 37%, среднее 25,7%. Наиболее высокие содержания MgO (29–37%) характерны для нижних частей потоков. В разрезе толщи нередки также пласты тремолит-хлоритовых пород, содержащих кварц и плагиоклаз, названные магнезиальными метабазами. От метакоматитов они отличаются пониженным содержанием MgO – от 10 до 18% (среднее 14,4%) и отсутствием характерных структурно-текстурных особенностей, свойственных лавовым потокам коматитов (таб.).

Химический состав пород участка южной части Костомукшской зеленокаменной структуры (данные Карельской геологической экспедиции)

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	H ₂ O	Σ
1	46	43,93	0,91	14,75	11,80	0,21	9,69	7,48	2,38	0,66	0,15	2,11	0,15	100,21
2	104	42,61	0,32	3,91	10,22	0,15	5,18	25,73	0,43	0,12	0,02	8,77	He опр.	99,46
3	57	49,96	0,63	11,27	12,51	0,19	9,08	14,39	1,71	0,28	0,05	2,28	0,22	99,57
4	7	62,60	0,63	15,09	5,03	He опр.	6,21	2,40	3,30	1,35	He опр.	1,02	He опр.	97,76
5	14	55,34	0,74	17,41	7,78	0,10	5,37	4,50	4,53	1,94	0,42	2,20	0,12	100,45
6	42	60,10	0,59	15,87	6,09	0,08	4,31	3,86	4,79	1,76	0,16	1,85	0,12	99,53
7	28	67,41	0,37	15,29	4,01	0,05	2,56	2,00	4,61	2,32	0,17	1,26	He опр.	100,05
8	2	72,79	0,10	15,77	1,043	0,02	1,52	0,21	5,72	2,13	0,05	0,45	0,02	100,23
9	3	73,80	0,16	14,34	1,094	0,05	0,81	0,23	4,28	4,37	0,08	0,32	0,05	100,43
10	2	76,15	0,10	12,98	1,03	0,03	0,44	0,10	4,51	3,94	0,01	0,25	0,07	99,61
11	29	48,62	1,36	14,15	14,43	0,18	8,41	7,54	2,94	0,52	He опр.	1,08	He опр.	99,23

Примечание. n – количество анализов; 1 – толеитовые метабазациты; 2 – метакоматиты; 3 – магнезиальные метабазациты; 4 – андезитовые порфириты; 5–7 – массива Факторный: диориты (5), кварцевые диориты (6), гранодиорит-тоналиты (7); 8 – микроклин-плагиоклазовые и 9 – плагиомикроклиновые массива Таловейс; 10 – аплитовидные лейкограниты массива Таловейс; 11 – габбро-амфиболиты.

Таким образом, в составе мафической ассоциации выделяются две толщи: нижняя – базальтовая, основные вулканиды которой имеют площадное развитие, и верхняя – ультраосновная, слагающая в ее пределах узкую линейно-вытянутую трогообразную синформу.

Породы ультраосновного состава отмечаются и за пределами полосы развития ультраосновной толщи, где они могут ассоциировать как с вулканидами базальтовой толщи, так и с образованиями железисто-кремнистой сланцевой толщи. В железисто-кремнистой сланцевой толще ультрамафиты представляют продукты позднего ультраосновного магматизма. На это, в частности, указывает развитие ультрамафитовых интрузий в разрезе костомукшской свиты (встречены в пределах площади Костомукшского железорудного карьера).

В строении полосы *железисто-кремнистой толщи* участвуют, в основном, нерасчлененные вулканогенно-осадочные образования кислого состава, с которыми ассоциируют углеродсодержащие сланцы и железисто-кремнистые породы.

На породы толщи сильное воздействие оказали плагиомикроклиновые гранитоиды обрамления: сформировали проявленные в ней послонную мигматизацию и наложенную складчатость, сочетающиеся с узкими зонами минеральных преобразований пород (гранатовый, амфиболовый порфиробластез) в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Они обусловили также интенсивный калиевый метасоматоз пород толщи, развитие жил плагиомикроклиновых аплитов и кварцевого прожилкования, с которыми связана золоторудная и молибденовая минерализация.

На площади развиты *интрузивные образования* кислого (кварцевые плагиопорфиры, наблюдаемые в разрезах железисто-кремнистой сланцевой толщи, гранитоиды плагиомикроклинового, микроклин-плагиоклазового состава, слагающие два крупных массива: Ниemiярвинский и Таловейский, а также малые гранитоидные интрузии – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, прорывающие осадочно-вулканогенные образования), среднего (дайки, жилы, мелкие прожилки андезидацитовых порфиритов, установленных на участке Берендей, где они участвуют в строении золоторудных зон), основного (дайки габбро-диабазов) и ультраосновного (тела оливинитов и оливиновых пород и дайки щелочных ультраосновных пород, среди которых выделяются лампроиты и флогопитовые пикриты) составов. Формирование интрузивов заняло длительный период времени – от лопия до рифея включительно.

Структурный план территории определяется следующими основными элементами: системой продольных линейных складок второго порядка, ориентированных параллельно длинной продольной оси Костомукшской зеленокаменной структуры и разноориентированной системой разрывных нарушений.

Крупные складчатые структуры возникали в результате латерального укорачивания земной коры, что обусловлено внедрением и вертикальными движениями гранитоидов обрамления (Кожевников, 2000).

Разрывные нарушения представлены тремя разноориентированными системами разломов, которые в возрастном отношении располагаются в следующей последовательности (от ранних к поздним): северо-восточной (20–30°), субмеридиональной (350°) и субширотной (75–85°).

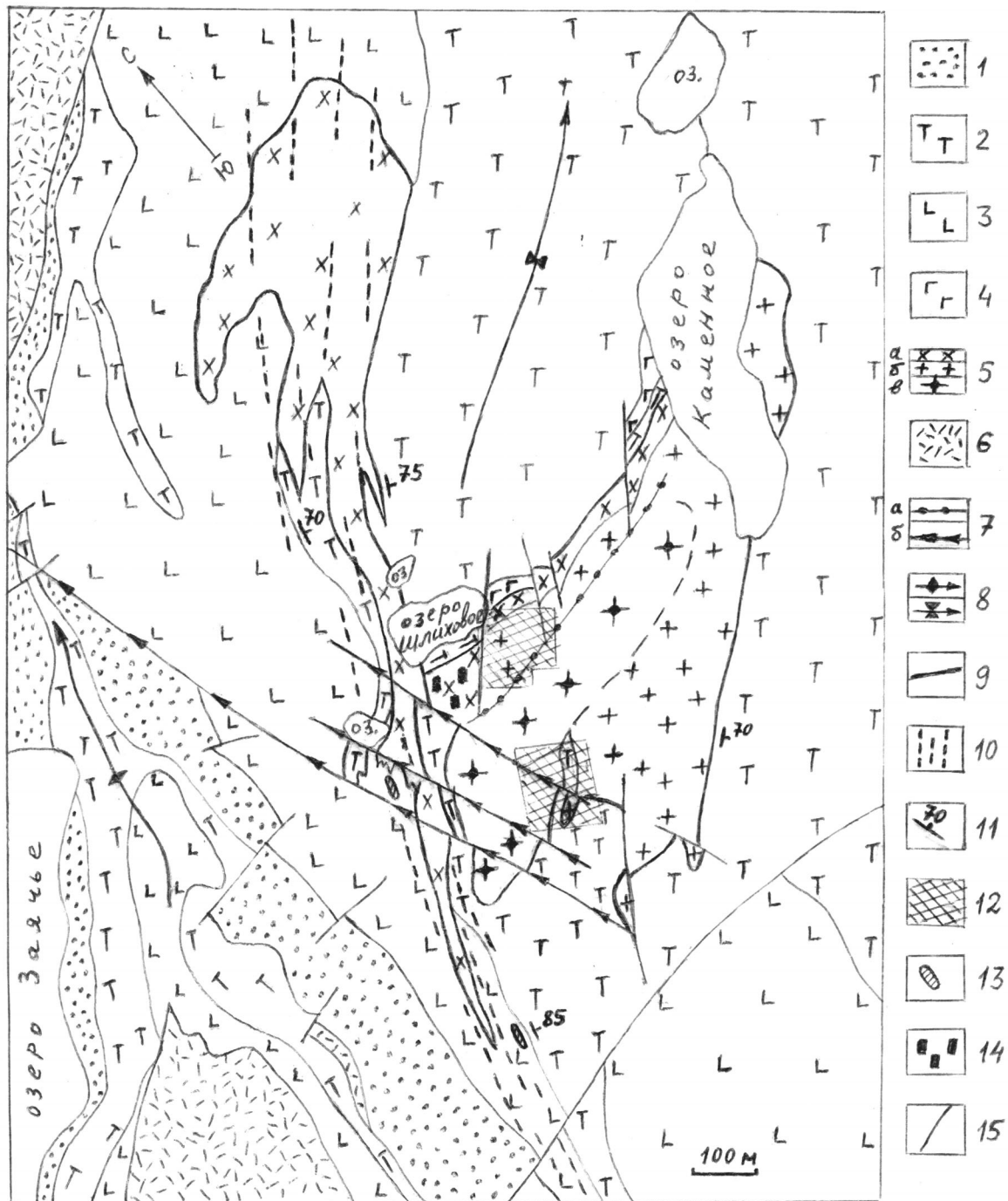
Северо-восточные нарушения заложились в лопии вследствие процессов складчатых деформаций и развивались параллельно осевым поверхностям складок различных порядков, наследуя их элементы. Наиболее интенсивно эти дизъюнктивные деформации проявились на крыльях складчатых структур, сложенных породами с отличающимися физико-механическими свойствами. Максимальная их концентрация отмечается вдоль северо-восточной ветви массива Факторный и обращенных навстречу друг другу бортов (восточного – антиклинальной и северо-восточного – синклинальной) изоклинальных складок в полосе шириной 100–200 м, вытянутой вдоль контакта базальтовой и ультраосновной толщ. Эта полоса нарушений, вскрытая рядом горных выработок, получила название Западный разлом (рис.).

Зона Западного разлома фиксируется рассланцеванием и дроблением пород, зонками окварцевания и кварцевыми жилами (в том числе золотоносными), березит-лиственитовыми изменениями и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, развитием жил и даек гранитоидов, осями геофизических аномалий (ВП), к ней приурочены вторичные ореолы золота и серебра и ряд пунктов золоторудной минерализации. Указанные факты позволяют рассматривать эту зону разлома в качестве одной из основных рудоконтролирующих структур Таловейского рудного поля. Можно предположить, что зона Западного разлома и оперяющих его нарушений субширотной ориентировки в замке синклинали явилась той проницаемой зоной, по которой происходило внедрение гранитоидов массива Факторный, постмагматических и гидротермальных растворов. Наличие северо-восточных нарушений во всем объеме интрузивного тела (зоны рассланцевания, дробления, кварцевого прожилкования, кварцевые жилы) указывает на неоднократную активизацию подвижек по ним.

Разлом субширотной ориентировки, выполненный раннепротерозойской дайкой габбро-амфиболитов, прослеживается вдоль северного контакта широтной ветви массива Факторный. Параллельно ему в 50–100 м к югу на расстоянии 500 м в гранит-порфирах массива Факторный протягивается разлом с рифейской дайкой пикритов. Заключенная в гранит-порфирах между этими разломами продуктивная золоторудная зона блокируется залечивающими их дайками, что свидетельствует об их пострудном происхождении (Фурман, 2001).

Субмеридиональные разломы выполняются рифейскими дайками лампроитов (Борисова, 1998). Разломы пересекают гранитоиды западной части массива Факторный и метавулканиты основного-ультраосновного состава. Выполнены обычно одной или двумя мало-

мощными (0,5–1,0 м) параллельными друг другу дайками, разделенными вмещающими породами. На отдельных участках разломы представлены зонами дробления мощностью до 1–5 м, насыщенными серией жильных и дайковых тел лампроитов.



Геологическая схема участка Таловейс (составлена на основе схематической геологической карты В. Н. Фурмана, 2001):

1 – «Западная» полоса железисто-кремнистой сланцевой толщи, включающая залежи железистых кварцитов проявления золота «Участок Юго-Западный»; 2 – ультраосновная толща; 3 – базальтовая толща; 4 – габбро-амфиболиты; 5 – гранитоиды массива Факторный: фаза I – диориты и кварцевые диориты (а); фаза II – гранодиориты, трондьемиты и низкощелочные граниты краевой (б) и центральной, обогащенной голубым кварцем (в) гранит-порфировой части массива; 6 – кварцевые плагипорфиры; 7 – дайки: а – пикритов, б – лампроитов; 8 – осевые поверхности складок (а – антиклиналей, б – синклиналей) и направление погружения их шарниров; 9 – разрывные нарушения; 10 – зона Западного разлома; 11 – элементы залегания; 12 – участки локализации продуктивных золоторудных зон; 13 – наиболее крупные золотоносные кварцевые жилы; 14 – арсенопиритовая минерализация; 15 – геологические границы

Структуры тальконосных полей

Основные элементы *золоторудной* модели объекта Таловейс (Фурман, 2001):

– наличие сложноскладчатой структуры в западном крыле Восточной синклинали, сложенной породами железисто-кремнистой сланцевой, базальтовой и ультраосновной толщ;

– наличие двухфазной диорит-гранодиоритовой интрузии массива Факторный, прорывающей эти толщи и участвующей в формировании складчатой структуры участка;

– интенсивное проявление дизъюнктивных деформаций северо-восточной ориентировки – формирование зоны Западного разлома, по которой происходило внедрение гранитоидов массива Факторный, постмагматических и гидротермальных растворов;

– рудоконтролирующая и рудо локализирующая роль северо-восточных разрывных нарушений и гранитоидов массива Факторный в формировании золоторудной минерализации, обусловленная пространственно-временной связью пликативных и дизъюнктивных деформаций и кислого магматизма.

В последнее время южная часть Костомукшской зеленокаменной структуры с развитыми здесь полями ультрамафитов обозначилась перспективной на *тальковый камень*. Участок поисковых работ на золото Таловейс особенно показателен в этом плане.

В 2003 г. на данной территории Северной геологической экспедицией проводились работы по поискам талькового камня. Некоторые из пройденных шурфов и канав вскрыли породу тальк-хлоритового состава (в районе диоритового штока северо-восточной ветви массива Факторный).

По данным бурения, проводившегося Карельской геологической экспедицией, известно о широком развитии тальк-хлорит-тремолитовых пород, образовавшихся за счет ультраосновных вулканитов контоксской серии. *Тальк-хлорит-тремолитовые породы представляют собой отдельную разновидность талькового камня.*

Поле развития пород гимольской серии Костомукшской зеленокаменной структуры характеризуется наличием не только железорудных горизонтов, но и разномасштабных пластообразных тел ультрамафитов; последние представлены тальк-хлоритовыми породами, в различной степени обогащенными карбонатами. Интрузивные комагматы ультраосновных лав прорывали вулканогенно-осадочную толщу; в ряде случаев они также изменены до тальк-хлоритовых пород.

На территории значительную часть площади занимают поля развития ультрамафитов, представляющих лавовые фации. Ультрамафиты претерпели существенные метасоматические изменения.

Породы ультрамафитовой толщи целесообразно разделять на два типа: пироксенитовые комагмиты и перидотитовые комагмиты. Пироксенитовые комагмиты представляют собой серпентиниты амфибол-хлорит-серпентинового состава, иногда слабо оталь-

кованные (чаще в виде корочки оталькования). Породы массивные, нередко с подушечной текстурой. Значительно более существенному оталькованию подверглись перидотитовые комагмиты – как более высокомагнезиальные породы. Подушечных текстур здесь уже не встречается, а имеют место автобрекчии.

Главный фактор возможности наличия залежей талькового камня – петрографический. Залежи могут быть локализованы в поле развития перидотитовых комагмитов.

Структурно-тектонический фактор определяет размещение тальконосного поля.

Внедрение интрузий гранитоидов определено зонами разломов северо-восточной и субширотной систем. Эти же системы в целом контролируют золотое оруденение объекта – кварцево-жильное и штокверковое. В зоне пересечения разноориентированных разломов имеет место так называемый рудный столб. Здесь золотоносные кварцевые жилы имеют кулисообразное залегание. Наряду с золотой, развита арсенипиритовая минерализация.

Указанные зоны разломов контролируют и поля размещения залежей талькового камня. Главные залежи *тальк-карбонатных* пород приурочены к осевой зоне синклинали и к ее юго-восточному крылу. Вся эта площадь занимает «угол» между Западным разломом северо-восточного простирания и зоной субширотных нарушений.

В приконтактных зонах ультрамафитов с гранитоидами, интрузиями габброидов, в кварцево-жильных зонах и т. д. присутствуют *тальк-хлоритовые*, тальк-хлорит-амфиболовые, тальк-серпентин-тремолитовые и другие разновидности талькового камня.

Интрузивные ультрамафиты, встреченные в единичных случаях, представляют собой массивные неоталькованные серпентиниты с прожилками хризотил-асбеста и поискового интереса на тальковый камень не имеют.

В геоморфологическом плане гранитоиды, серпентиниты, оталькованные породы могут быть отражены в виде возвышенностей с заметным превышением, в виде коренных выходов в небольших уступах и «лбах». Тальк-карбонатные образования следует опосредованно искать в пониженных плоских заболоченных участках.

Вопросы генезиса

Излившиеся в океанических условиях перидотитовые комагмиты были серпентинизированы в процессе автометаморфизма и в последующем в условиях регрессивного метаморфизма, под действием углекислоты, превращены в тальк-карбонатные породы. Внедрение гранитоидов по зонам тектонических нарушений с привнесом кремнезема и глинозема (либо последующие гидротермальные процессы соответствующей специализации без внедрения интрузий) приводило к видоизменению тальк-карбонатных образований и менее изменен-

ных серпентинитов в талькосодеждающие породы более сложного минерального состава – с хлоритом, амфиболом и др.

Предполагается генетическая связь талькообразования с золотом. Структуры рудных полей могут быть общими. Как золоторудная минерализация, так и процессы талькообразования связаны с зонами разломов глубинного заложения. Внедрение интрузий средне-кислого состава может определять типы золотой минерализации, а также минеральный состав и качество талькового камня.

Процессы лиственизации ультраосновных пород происходят вслед за талькообразованием. При этом кроме метасоматических изменений минералов происходит и перераспределение рудных компонентов. Лиственины нередко являются золотоносными.

Для «полного» вулканогенно-осадочного зеленокаменного разреза характерны мафиты базальтового плато, мафит-ультрамафитовая вулканогенная толща, а также колчеданные горизонты, хемогенные кварциты и углеродистые сланцы, образованные и отложенные на сформировавшееся океаническое ложе в результате гидротермально-фумарольной деятельности вулканов. Нередко толщи кварцитов (и колчеданов) несут в себе повышенную золотую минерализацию. Ультрамафиты под действием углекислоты, находящейся в значительных количествах, при определенных РТ-условиях преобразуются в тальк-карбонатные образования. Наличие углеродистых сланцев указывает на значительный привнос углерода из верхней мантии и, значит, на возможность названных процессов. Толщи кварцитов и углеродистых сланцев маркируют «полные» зеленокаменные разрезы.

В коматиитах серпентинизация и последующие карбонат-тальковые изменения протекают непосредственно в ходе кристаллизации ультраосновной магмы.

Преобразование серпентинитов в карбонат-тальковые породы является процессом, индивидуальным для каждого потока в отдельности, и контролируется парциальным давлением CO_2 в водной среде.

Поисковые признаки наличия тальконосных комплексов:

- поля развития перидотитовых коматиитов;
- зоны разломов глубинного заложения и узлы пересечений разноориентированных разломов;
- наличие пластов или реликтов углеродистых сланцев;
- интрузии кислого – основного состава (образуется тальк-хлоритовый камень и его разновидности);
- наличие никелевых залежей, связанных с коматиитами;
- наличие золоторудной минерализации в полях развития лавовых фаций ультрамафитов;
- коренные выходы оталькованных серпентинитов в виде уступов, лбов и наличие в непосредственной близости плоских заболоченных равнин (ситуация может дополняться присутствием валунов и глыб тальк-карбонатных обохренных пород).

Заключение

Главную роль в образовании *тальк-карбонатных* пород по серпентинитам играла углекислота при соответствующих РТ-условиях. Привнос гидротерм с кремнеземом и глиноземом приводил к образованию *тальк-хлоритовых* пород и других промежуточных разновидностей талькового камня.

Поля развития перидотитовых коматиитов южной части Костомукшской зеленокаменной структуры перспективны на тальковый камень разных типов.

Геологическое строение золоторудного объекта Таловейс иллюстрирует процессы талькообразования в зеленокаменных поясах Карельского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

Борисова Р. И. и др. Отчет о результатах поисково-картировочных работ в пределах Костомукшского железорудного района (объект Костомукшский лампроитовый), проведенных в 1991–1997 гг. Петрозаводск, 1998. Фонды КГЭ.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса

Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

Фурман В. Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1988–2001 гг. Петрозаводск, 2001. Фонды КГЭ.