
Л. В. Кулешевич, В. Д. Слюсарев, М. М. Лавров

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХАУТАВААРО-ВЕДЛОЗЕРСКОЙ ПЛОЩАДИ

В статье приводятся результаты многолетних металлогенических исследований (ЭПГ и Au), данные по интрузивному магматизму, изменениям пород, оруденению, минералогии Хаутавааро-Ведлозерской площади. Основные полевые материалы по базит-гипербазитовому магматизму были собраны В. Д. Слюсаревым, М. М. Лавровым, М. Г. Поповым, по колчеданным рудам – С. И. Рыбаковым, по кислым интрузиям и рудной минерализации – Л. В. Кулешевич, с учетом отчетных и опубликованных данных КГЭ, по материалам А. Ф. Горошко и В. В. Сиваева.

Геологическое строение и магматизм Хаутавааро-Ведлозерской площади

Лопийские вулканогенно-осадочные толщи вьетуккалампинской, лоухиваарской, каляярвинской, усмитсанъярвинской свит и прорывающие их интрузивы, выделяемые в Хаутаваарской структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, формировались в разных обстановках в интервале времени от 3,02 до 2,67 млрд лет. Изучением геологического строения территории занимались геологи ИГ КарНЦ РАН, КГЭ, ИГГД, СЗТГУ (С. И. Рыбаков, А. И. Светова, В. И. Робонен, В. В. Сиваев, А. Ф. Горошко и др.). Их данные по геологии и результаты, полученные авторами при металлогенических исследованиях, позволили составить современное представление о последовательности магматизма и выделить типы руд, встречающиеся в пределах площади (табл. 1, рис. 1).

Породы *вьетуккалампинской свиты* развиты в западной части площади, слагают несколько вулканических построек (Чалкинскую, Игнойльскую, Хаутаваарскую), имеющих разный коэффициент эксплозивности (Рыбаков, 1978, 1987). Андезиты Игнойльского некка имеют возраст 2995 ± 20 млн лет, дайки – 2945 ± 18 (U-Pb метод по циркону; Овчинникова, 1994). Вулканиды представлены шаровыми и миндалекаменными лавами, агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, туффитами, туффопесчаниками, в меньшем объеме углеродистыми сланцами с прослоями хемогенных кварцитов и маломощными горизонтами сульфидов, которые накапливались в субаквальной обстановке. Выделяемые в разрезе маломощные сульфидоносные горизонты являются первичными накопителями рудогенных элементов.

Деятельность этих вулканов происходила близко по времени с основным вулканизмом. Геологические и геохимические данные позволили С. А. Светову (2005) разработать модель геодинамического развития Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса и показать, что накопление ранних вулканидов и осадков среднего и кислого состава (вьетуккалампинской свиты) началось на энсиалической островной дуге, синхронно с ним в задуговом бассейне происходило излияние толеитовых базальтов и коматиитов лоухиваарской свиты.

Вулканическая серия *лоухиваарской свиты* представлена подушечными, массивными и миндалекаменными лавами и туфами толеитовых базальтов и коматиитами, отлагавшимися в протоокеаническом бассейне. Коматиитовые базальты несут признаки контаминации коровым материалом (Светов, 1997). Их возраст оценивается в 2980 ± 99 млн лет. Для коматиитов лоухиваарской свиты характерен в целом повышенный фон Ni, Co и присутствие рудной минерализации. Вулканидам комагматичны маломощные силлы и дайковые тела перидотитов. Представляют большой интерес участки сближенно расположенных зон колчеданной минерализации во вмещающих толщах с коматиитами на уч. Хаутаваарском, испытывавшие метаморфогенно-метасоматические преобразования.

Формирование ассоциации вулканидов кислого – среднего состава и осадочных пород *каляярвинской свиты* (BADR-серии) проходило в интервале 2,9–2,85 млрд лет в ходе развития вулканической дуги, заложенной позднее уже на коллажированном континентальном склоне – западной окраине Ведлозерского блока (Светов, 2005). Она представлена переслаивающейся толщей агломератовых, лапиллиевых и псаммитовых туфов и туффитов среднего состава, редкими прослоями лав, углеродсодержащими сланцами, силицитами с прослоями карбонатсодержащих сланцев, полосчатой формацией (ПЖФ) с горизонтами богатых колчеданных руд, обогащенных Zn, Cu. Дацинты, риолиты, дацитовые порфириды, их туфы, туфоконгломераты параллелизуются с кивилампинским кислым комплексом Сайзерской структуры и вожмозерской свитой в Каменноозерской структуре. Дайки, сопровождающие магматический комплекс, секут лоухиваарскую свиту (2860–2862 млн лет),

Игнойльскую вулканическую постройку (2862 млн) и габбро вьетуккалампинского комплекса (2854±14 млн лет; табл. 1). Дайки комагматичны Шуйскому комплексу, коррелируемому с Шилосским диорит-плагиогранитным в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (Кулешевич, Костин, 2003; Кулеше-

вич, 2006). Горизонты вкрапленно-прожилковых, полосчатых и массивных колчеданных руд калаярвинской свиты, а также небогатая сульфидная минерализация на контакте порфировых даек показывают устойчивый повышенный фон и часто содержат более высокие концентрации золота.

Т а б л и ц а 1

Корреляция геологических событий, магматизма и формирования оруденения в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе

№	Стратиграфическая шкала, рубеж	Геодинамическая обстановка, режим	Возраст, млн лет (ссылка)	Литология и магматический комплекс, млн лет	Металлогеническая специализация
Центрально-Карельская зона. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс. Хаутаваарская, Койкарская, Семченская, Эльмусская, Сайозерская, Остерская, Гармозерская структуры					
7				Кивачский к-с	
6	Неоархей: AR ₂ . Лопий: L ₂ ² (2650–2700)	Континентальная коллизия	2670 2700–2670 (10, 14, 15)	Метасоматиты сдвиговых зон. Виртаойский комплекс: лейкограниты, редкометаллельные пегматиты. Хаутаваарский массив (2670): монциты, сиениты, Na-K-граниты. Хижозеро: граниты (2700). Гармозерский к-с: гранодиориты, трондьемиты. Ондозеро, р. Суна: К-граниты (2684, 2689±30; 2700)	Ау-кварцевая, Ау-сульфидная (в шир-зонах) Ta, Nb, Li Mo, Ау-кварцевая Mo, Cu, Zn, Pb, Ау-полиметаллическая (Cu-Mo-порфировая)
5	L ₂ ² (2700–2800)	Пулл-апарт бассейн	2770–2725 (10, 12, 13) 2744 (10)	Сяргозерский к-с: сиениты, прорывающие гранодиориты (2770±15). Паданский к-с: габбро, монцитиориты, гранодиориты (2737±10; 2740, 2744). Аминдомаоя (2725±20). Эльмусский к-с: пироксениты, сиениты. Чалкинский массив: порфировидные граниты (2744±5). Усмитсаньярвинская свита (?). Полимиктовые конгломераты, граувакки (?)	Апатит, Ti, TR (?)
4	L ₂ ¹ (2800–2850)		2810 (11) 2830 (10)	Карташинский массив: граниты (2810±60 ?) Палая Ламба: плагиопорфиры (2830). Кульонская и лаваярвинская свиты: базальты.	Mo, редкие металлы, (Au-S?)
3	Мезоархей L ₂ ¹ (2850-2900)	Окраинно-континентальная	2840–2876 (10) 2854–2862 (7, 9)	Шуйский к-с, ранняя фаза Хаутаваарского массива: диориты, плагиограниты (2850), р. Лижма: трондьемиты (2850). Остерский к-с: гранит-порфиры (2860, 2876). Семченский к-с: габбро-диориты, тоналиты (2840, 2849). Дайки, сопровождающие их. Вьетуккалампинский к-с: габбро, феррогаббро. Хюрсюльский к-с: оливиниты, перидотиты, пироксениты. Калаярвинская свита: дациты, риолиты, туфы (2854, 2862), дайки кварцевых порфиров п. Хаутаваара (2862±41). Кивилампинская свита: дациты, риолиты, туфы (2860)	(Au-S ?) Au-S Ti, Fe, Cu (ЭПГ, Au) Ni, Cu, Co (Au с порфирами) Колчеданы (с Cu, Zn, Au) Au-S минерализация
2	L ₁ ¹ (2900–3000)	Островодужная Задуговый бассейн	2935 (8) 2945 (7) 2947 (16) 2985 (6), 2965–2992 2965–2980 (5) 2937–2980 3020 (4)	Койкары: дациты (2935±15). Вьетуккалампинская свита, Хаутаваара: андезиты, дациты (некк Игнойла – 2995±19), туфы. Дайки (2945±18). Осадки (2947). Чебинский массив: граниты (2985±10). Сайозерский к-с: габбро, диориты (2992; 2965; 2980). Палая ламба: гранодиориты (2950). Лоухиваарская свита: коматиты, базальты (2965, 2974, 2980). Интрузивные тела. Питкялампинская свита (2937, 2944, 2980): коматиты, базальты. Сайозерская толща: андезиты, дациты (3020±10)	Колчеданы Ni, Cu, Co (ЭПГ, Au)
1	Палеоархей: AR ₁ (>3000)		3150–3391 (1, 2, 3)	Ведлозерский комплекс: диориты, тоналиты. Волоцкая толща: амфиболиты (3391±76)	

П р и м е ч а н и е. 1 – (Пухтель и др., 1991); 2 – (Lobach-Zhuchenko et al., 1993); 3, 4 – (Лобиков и др., 1980); 5 – (Светов, Хухма, 1998); 6 – (Беляцкий и др., 2002); 7 – (Овчинникова и др., 1994); 8 – (Бибикова, Крылов, 1983); 9 – (Самсонов и др., 1996); 10 – (Лобач-Жученко и др., 2000); 11 – (Макеев и др., 2000); 12 – (Иванников, 1997); 13–14 – (Чекулаев и др., 1994, 1997); 15 – (Лобач-Жученко, Левченков, 1985). 16 – (Светов, 2005) (ссылки см. в ст.: Кулешевич, 2005). Жирным выделены рудные формации, содержащие золото (рудопроявления обнаружены).

Модель формирования колчеданных руд для Карелии и Фенноскандинавского щита, а также связь оруденения с вулканогенными формациями были разработаны С. И. Рыбаковым (1978, 1987). Работы В. В. Сиваева, А. Ф. Горошко, И. Н. Рундквист (1976) и последние данные опробования С. И. Рыбакова показали перспек-

тивы руд, обогащенных полиметаллами и медью. Таким образом, из изложенного становится очевидно, что ассоциации вьетуккалампинской и особенно калаярвинской свит являются рудовмещающими для стратифицированных колчеданных руд и могут быть золото-содержащими.

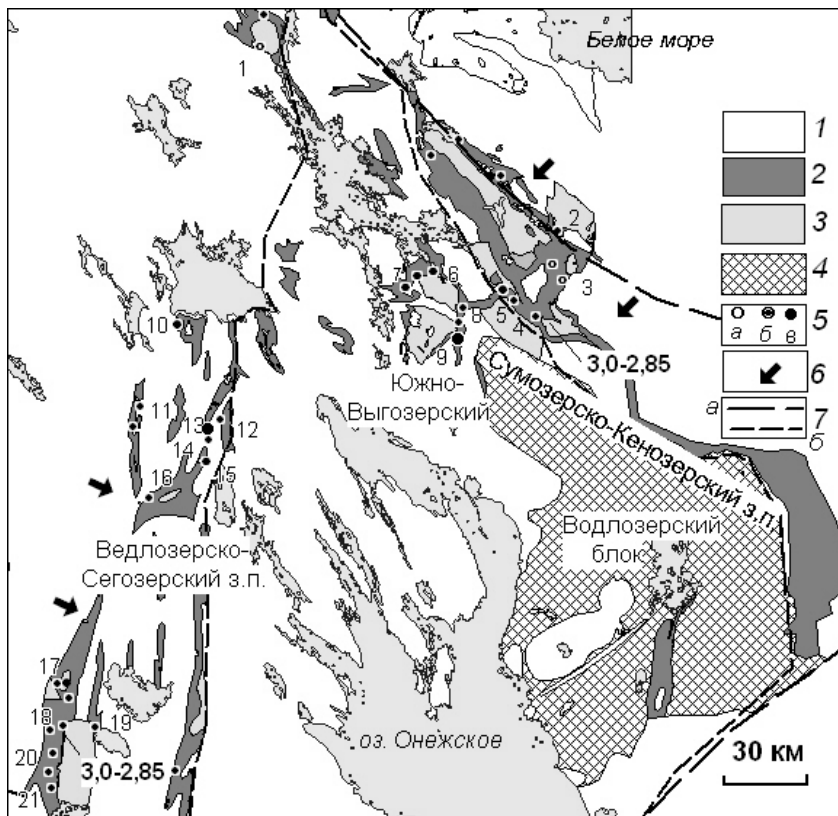


Рис. 1. Схема расположения благороднометалльных проявлений в зеленокаменных поясах в обрамлении Водлозерского блока (составлена Л. В. Кулешевич):

1 – нерасчлененные области; 2 – лопийские зеленокаменные пояса ранней генерации (3,0–2,86 млрд лет); 3 – интрузивные тела гранитоидов; 4 – образования Водлозерского блока; 5 – золоторудные и золотосодержащие проявления (мелкие значки) и месторождения (более крупные); 6 – направление субдукции (по моделям В. Н. Кожевникова, С. А. Светова, А. В. Самсонова); 7 – палеопротерозойская тектоническая зона (а) и контур более древних образований Водлозерского блока (б). Названия рудных объектов по номерам не приводятся

Повторное приоткрывание бассейнов сопровождалось накоплением толеитовых базальтов и туфо-конгломератов *кульюнской свиты*, затем формированием вулканогенно-осадочных комплексов *усмитсаньярвинской свиты*. В верхних частях разрезов отдельных структур зеленокаменного пояса присутствуют полимиктовые конгломераты, граувакки, слоистые и косослоистые осадки, сопоставимые с формациями Тимискаминг и Шавма в зеленокаменных поясах Канады и Зимбабве.

Накопление золота на Хаутавааро-Ведлозерской площади, так же как и в других структурах пояса, происходило совместно с сульфидами, и поэтому вулканогенно-осадочные комплексы кислого – среднего состава с горизонтами колчеданных руд, сформировавшиеся на ранней аккреционной стадии, представляют максимальный интерес, тогда как на коллизионной стадии развития первостепенное значение приобретают гранитоидные тела, разнообразные зоны преобразований и в целом структурный контроль. Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм и зоны изменений этих пород являются концентраторами ЭПГ. Так как кислые – средние вулканогенно-осадочные комплексы подробно охарактеризованы в работах С. И. Рыбакова (1978, 1987), А. И. Световой (1988), С. А. Светова (2005), в данной статье рассмотрим лишь интрузивные образования, наиболее перспективные относительно благородных металлов.

Вмещающие толщи прорываются разнообразными интрузивными телами (базит-гипербазитовыми, ТТГ, гранитами, табл. 1): хюрсюльским перидотит-пироксенитовым комплексом, вьетуккалампинским габброидным, шуйским диорит-плагиогранитным

(2850 млн лет), порфиридовыми К-Na-гранодиоритами-гранитами Чалкинского массива (2745 млн лет), гранитами (2700 млн лет), Хаутаваарским субщелочным массивом (возраст разных фаз от 2,85 до 2,67 млрд лет). Наиболее поздними магматическими образованиями в структуре являются малые интрузии и дайки лейкогранитов и редкометалльных пегматитов виртаюкского комплекса, палеопротерозойские габбро-долериты кивачского комплекса, Улялегский и Салминский массивы гранитов-рапакиви и сопровождающие их дайки и пегматиты в южной части Няльмозерской площади (1,65–1,57 млрд лет), которые секут лопийские толщи и зоны с оруденением. С ними связаны контактовые метаморфогенно-метасоматические преобразования пород и такие изменения, как биотитизация, эпидотизация, грейзены, скарны в самой южной части пояса. Кроме того, для полиметаллической минерализации в скарнированных породах и оруденения уч. Новые Пески предполагается связь с рифейскими гранитами (Кулешевич, Горошко, 1988; Горошко, 1993, 1998; Металлогения Карелии, 1999). Металлогеническая специализация интрузивных комплексов отражена в табл. 1.

Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм в Хаутаваарско-Ведлозерской структуре представлен лопийскими и палеопротерозойскими массивами, небольшими пластовыми телами и дайками. С коматиитами лоухиваарской свиты связаны небольшие тела серпентинизированных перидотитов и габбро. Наиболее крупные массивы – Хюрсюльский и Вьетуккалампинский (рис. 2), к палеопротерозойским относится Кивач (расположен севернее площади и в статье не рассматривается).

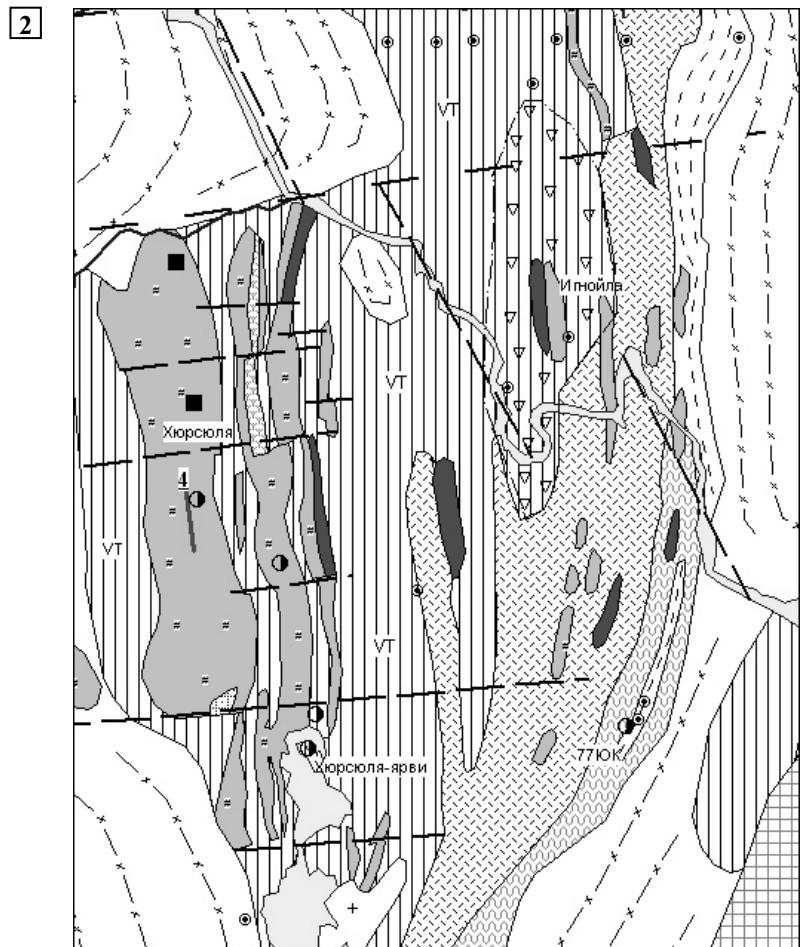
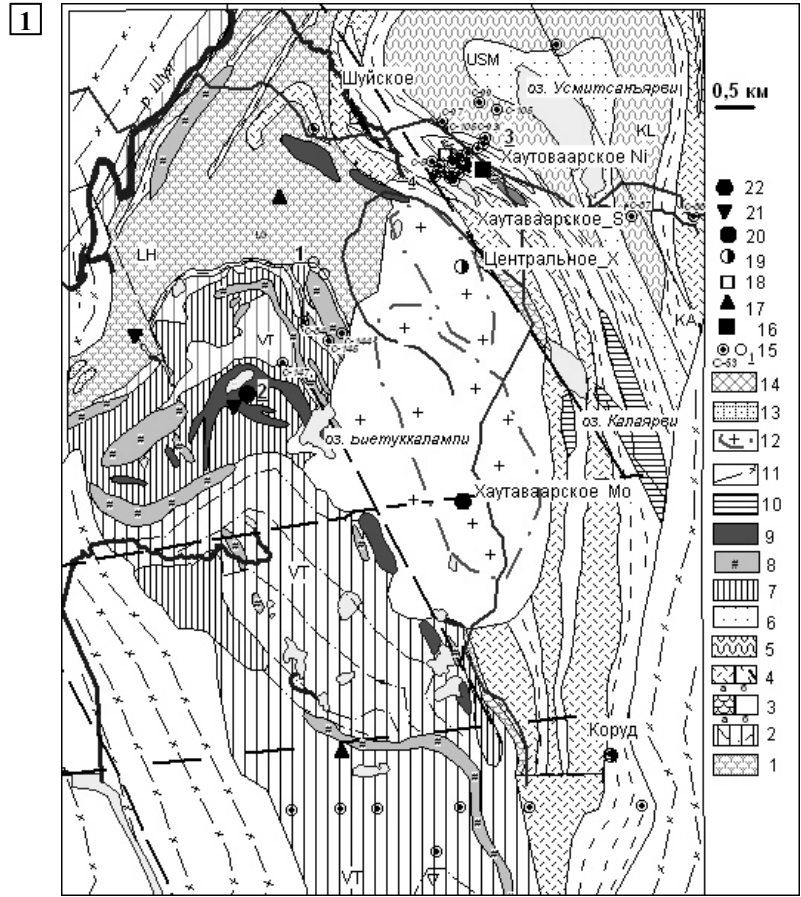


Рис. 2. Схема геологического строения и размещения благороднометалльной минерализации на Хаугавааро-Ведлозерской площади (по материалам КГЭ и ИГ КарНЦ РАН: 1 – Хаугаваарский и 2 – Хюрсюльский участки; электронный вариант составлен Л. В. Кулешевич, С. А. Красавиным):

1 – лоухиваарская свита (базальты, коматиты); 2 – виетуккалампинская свита; 3–4 – калаярвинская свита (3 – базальты, породы среднего состава, 4 – туфы среднего состава); 5 – кульонская свита (базальты); 6 – усмисаньярвинская свита; 7 – габбро; 8 – ультрабазиты (Хюрсюльский к-с); 9 – феррогаббро (Виетуккалампинский к-с); 10 – габбро-диабазы; 11 – диориты, плагииграниты (Шуйский к-с), в том числе гранито-гнейсы; 12 – граниты и субщелочные фазы (обведены) Хаугаваарского массива; 13 – Na-K-граниты; 14 – граниты-рапакиви; 15 – скважины и их номера, обозначения; 16–22 – проявления: 16 – сульфидно-медно-никелевые, 17 – медные, 18 – колчеданные, 19 – золоторудные и золотосодержащие, 20 – титаномагнетитовые, 21 – тантал-ниобиевые, 22 – молибденовые. Цифры – участки работ: 1 – Фукситовый, 2 – Виетуккалампи, 3 – Хаугаваарский, 4 – Хюрсюля, подписи остальных вынесены на рисунках

Хюрсюльский базит-гипербазитовый массив вытянут в субмеридиональном направлении, имеет длину 12,5 км, ширину – до 2,5 км, по геофизическим данным прослеживается на глубину до 6 км. Он круто погружается на восток под углом 85°, смещен по субмеридиональной зоне, хорошо выделяется по магнитной аномалии. Массив изучался в 60–70-е годы М. Г. Поповым, С. А. Морозовым, В. В. Сиваевым, А. Ф. Горошко, геологами и геофизиками СЗТГУ и ЗГТ. Он дифференцирован и представлен несколькими фазами оливинитами-перидотитами и пироксенитами, включает крутопадающие тела и прорывается дайками габбро, имеющими отчетливые секущие контакты. Интрузивные ультрабазиты содержат клин вмещающих пород. Дайки габбро, секущие массив, имеют мощность от нескольких до 50 м, по составу они высокотитанистые (содержат титаномагнетит), контрастно выделяются

в магнитном поле (рис. 2). Они секут также вмещающие толщи, в том числе калаярвинскую свиту. В более ранних работах их геологическая позиция рассматривалась не всегда однозначно: они относились либо к поздней фазе хюрсюльского комплекса, либо к кивачскому комплексу.

Оливиниты содержат SiO₂ от 32,95 до 37,88%, MgO до 37,76%, концентрация NiO 0,12–0,47%, CoO 0,022%. В перидотитах SiO₂ 38,33%, MgO до 33,3%, NiO – 0,3%, CoO – 0,035%. В метапироксенитах (в том числе амфиболитизированных) количество SiO₂ увеличивается до 50,03%, CaO 15,16%, MgO 15,08%. Содержание P₂O₅ и V₂O₅ составляет 0,069 и 0,15%. Секущие их феррогаббро содержат SiO₂ 47,71%, MgO 14,5%, CaO 10,58%, концентрация TiO₂ в них повышается до 3,65%, что характерно для габбро вьетуккалампинского комплекса. Состав пород приводится по материалам М. Г. Попова (табл. 2).

Таблица 2

Химические составы пород участков Вьетуккалампи и Хюрсюля, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	47,75	46	42,82	43,3	55,28	58,18	59,24	34,82	33,33	43,78	47,39	43,09	50,89
TiO ₂	1,54	2,04	2,86	2,04	0,93	1,21	1	0,26	0,53	0,6	3,65	3,22	0,95
Al ₂ O ₃	12,32	11,27	10,23	9,69	13,02	12,32	11,41	0,84	3,33	3,73	3,65	10,81	14,35
Fe ₂ O ₃	4,72	5,91	8,5	9,2	1,59	1,3	2,15	9,35	8,12	7,3	2,68	5,02	6,74
FeO	13,04	14,61	16,52	13,86	9,81	13,41	14,85	4,71	7,22	6,46	10,35	14,50	11,49
MnO	0,25	0,22	0,24	0,22	0,19	0,11	0,07	0,19	0,21	0,2	0,25	0,78	0,31
MgO	5,88	5,89	5,48	7,45	5,28	6,62	6,2	35,15	30,16	23,54	15,08	5,65	1,59
CaO	8,91	9,35	9,2	9,18	6,61	1,29	0,43	1,28	2,94	9,16	15,16	10,58	5,92
Na ₂ O	2,05	1,79	1,52	1,48	3,66	1,5	0,48	0,057	0,088	0,24	0,65	3,03	4,98
K ₂ O	0,38	0,4	0,3	0,25	1,36	1,13	0,27	0,011	0,011	0,017	0,15	0,20	0,62
H ₂ O	0,17	0,13	0,06	0,22	0,29	0,21	0,17	0,66	0,44	0,22	0,25	0,13	0,08
ppp	2,57	2,09	1,88	2,24	1,42	2,3	2,98	12,90	8,79	4,64	3,75	3,24	1,73
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,08	0,07	0,15	0,21	0,27	0,027	0,061	0,005	0,046	0,16	0,20
Сумма	99,66	99,79	99,69	99,2	99,59	99,79	99,52						
CoO	0,014	0,006	0,015	0,024	0	0,0004	0,005	0,022	0,017	0,019	0,019	0,0018	0,006
NiO	0,005	0,004	0,005	0,006	0,006	0,003	0,008	0,195	0,17	0,082	0,039	0,001	0,004
CuO	0,01	0,009	0,012	0,011	0,006	0,005	0,006	0,0013	0,0017	0,009	0,036	0,007	0,005
Cr ₂ O ₃	0,006	0,004	0,004	0,006	0,005	0,009	0,006	0,25	0,21	0,27	0,053	0,005	0,023
V ₂ O ₅	0,14	0,186	0,234	0,278	0,045	0,001	0,006	0,022	0,041	0,062	0,071	0,02	–
ZnO	0,017	0,018	0,017	0,04	0,012	0,017	0,16						
Li ₂ O	0,008	0,0047	0,0035	0,0039	0,0086	0,0288	0,0287						
Rb ₂ O	0,0019	0,0017	0,0013	0,0016	0,008	0,0063	0,003						
Cs ₂ O	0,0005	0,0005	0,0008	0,0006	0,0006	0,0013	0,0007						
S	0,093	0,02	0,29	0,15	0,01	0,33	0,81	0,043	0,07	0,06	0,062	0,13	0,1
n	10	1	1	1	1	1	1						
Автор. №	9946/5-9958/2	9951	9950	9958/3	9953/2	9946/7	9946/1	Средние содержания, по М. Г. Попову (1968)					

Примечание. 1–7 – габбро с вкрапленностью титаномагнетита и ильменита, данные В. Д. Слюсарева; 2–4 – рудное феррогаббро с титаномагнетитом и ильменитом до 20%; 5 – пегматоидное габбро; 6 – измененные дайки с сульфидами (пирротин, халькопирит, пирит – до 10%) и ильменитом (1–2%); 7 – гранат-куммингтонит-кварц-сульфидные метасоматиты; 8–13 – метаморфизованные ультраосновные породы (серпентиниты и др., по М. Г. Попову); 8 – оливиниты, 9 – амфиболитизированные перидотиты, 10 – оливинитовые метапироксениты, 11 – метапироксениты амфиболитизированные, 12 – феррогаббро, 13 – лейкогаббро.

Коллажирование пород Хюрсюльского массива на позднем коллизионном этапе привело к смещению западной и восточной его частей друг относительно друга и появлению клина вмещающих пород (рис. 2). В это же время, по-видимому, внедрились дайки габбро, кварц-полевошатовых порфиров и гранитов; последние вызвали наиболее интенсивные изменения в ультрабазитах. Изменения в ореоле кислых даек и в зонах деформаций в ультрабазитах проявились в интенсивном развитии биотита, хлорита, тремолита, талька, карбоната, их прожилков, переотложении никелевой минерализации. В габбро и в контактовых зо-

нах с плагиопорфирами по плагиоклазу образуется эпидот, по пироксену – актинолит, а также зоны кварцевых жил и прожилков с сульфидами.

К вьетуккаламтинскому комплексу относятся массивы и небольшие дайки габбро («феррогаббро»), расположенные западнее и ЮЗ озер Вьетуккалампи, Рая-лампи и в других частях площади. Габбро прорывают вьетуккалампинскую, лоухиваарскую и калаярвинскую свиты. Крупные массивы типа Вьетуккалампи подобны Шилосскому в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе: дифференцированы от мезократовых до меланократовых габбро, содержат

рудные и пегматоидные зоны, хорошо выделяются в магнитном поле (с ΔZ до 6000 нТл) в связи с повышенным содержанием титаномагнетита и ильменита (Слюсарев и др., 1981). Особый тип метаморфизованных в амфиболитовой фации тел габброидов и оруденения в них представлен на Ведлозерском участке в южной части зеленокаменного пояса месторождением Палалахти, где породы преобразованы в амфиболиты, а Ti-Fe-руды представлены существенно ильменитовым типом с высоким содержанием Ti (Минерально-сырьевая база..., 2005).

Массив *Виетуккалампи* изучался по двум профилям, вкрест предполагаемого простираения интрузивного тела (Слюсарев и др., 2007). Рудная зона в нем имеет мощность ~70 м. Оруденение представлено титаномагнетитом и ильменитом от 6 до 25%. Лейкократовость пород увеличивается к СВ. Массив пересекается многочисленными порфировыми дайками, кварцевыми диоритами, мелкозернистыми габбро-диабазами. На контакте с одной из таких порфировых даек в габбро развиты наложенные гранат-куммингтонит-кварцевые либо кварц-куммингтонитовые метасоматиты, окварцевание, биотитизация, кварцевые жилы, которые сопровождаются турмалином и сульфидами.

Габбро – мелко- и равномернозернистые породы, иногда участками пегматоидного и гранофи-

рового строения. По минеральному составу это плагиоклаз и амфибол, встречаются реликты пироксена, почти полностью замещенного роговой обманкой. Плагиоклаз раскислен до андезина, по нему развивается эпидот. Роговая обманка темно-зеленая, замещается хлоритом. Биотит встречается в количестве 1–3%, но вблизи кислых порфировых даек, диоритов и прожилков его количество может достигать 5–20%. Титаномагнетит имеет решетку распада, представленную ильменитом. Количество сульфидов составляет 1–3%, апатит (0,5–1%) имеет игольчатый облик. Гранофиры развиваются в форме червеобразных сростаний кварца и альбита, окружают плагиоклаз, что указывает на повышенное количество кремнезема и щелочей в конце процесса кристаллизации.

По химическому составу (табл. 2, рис. 3) габбро уч. Виетуккалампи содержат SiO_2 42,82–54,12%, сумма щелочей – до 3,21%, MgO 4,1–7,45%; в пегматоидном теле (анализ № 1) сумма щелочей достигает 5,02%. В титаномагнетитовых рудах суммарное содержание железа равно 20–25%, TiO_2 – до 2,86%, V_2O_5 0,28%, S 0,72–0,81%. Габбро участка Рая-Лампи содержат повышенные концентрации железа (6–7% Fe_2O_3 , 13–14% FeO), TiO_2 (1,40–2,0%) и V_2O_5 (0,10–0,14%).

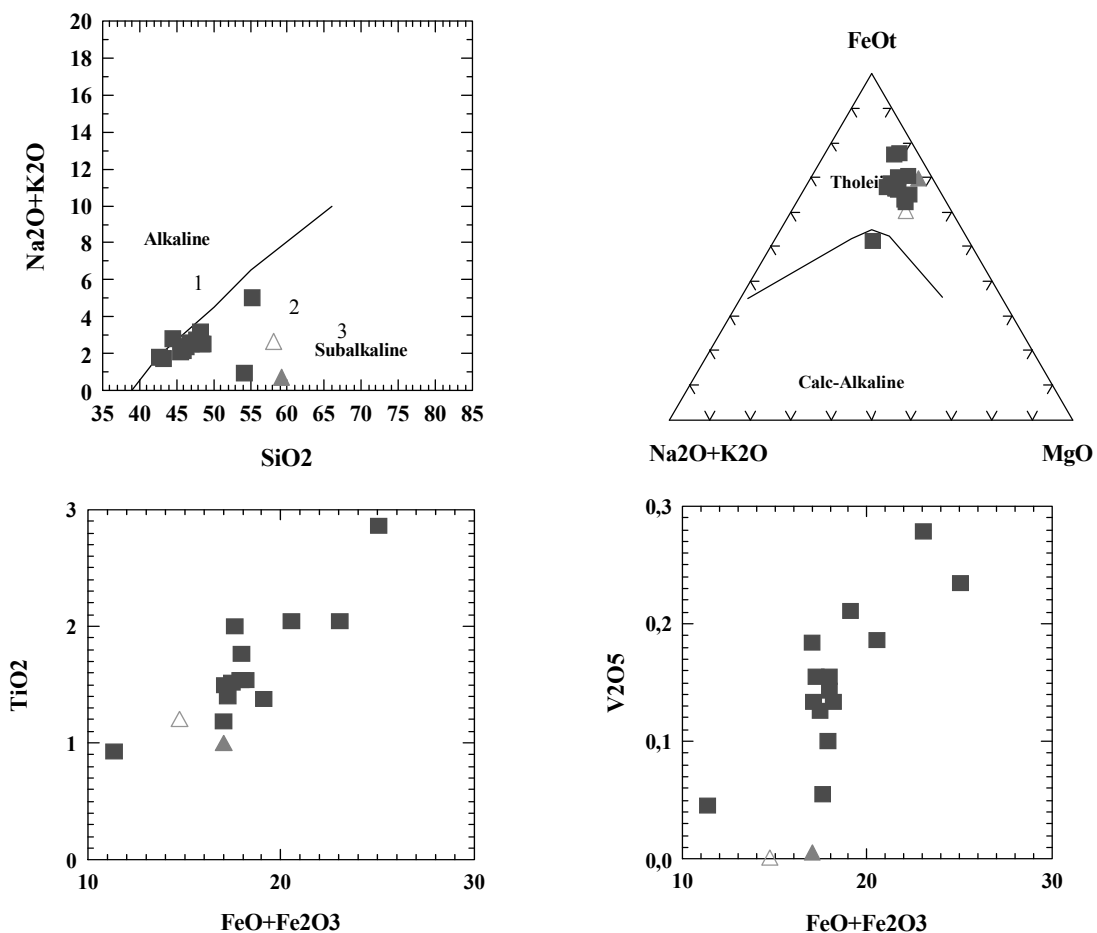


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для пород Виетуккалампинского комплекса:

1 – оруденелые метагаббро; 2 – плагиопорфиры (дайки); 3 – куммингтонитовые метасоматиты

Петрохимическая характеристика ультрабазитов дается по материалам М. Г. Попова (табл. 2). Оливиниты и перидотиты содержат SiO₂ 33,33–34,82%, MgO 30,16–35,15%, NiO до 0,47%, CoO ~ 0,02%. В метапироксенитах (в том числе амфиболизированных) количество SiO₂ увеличивается до 43,73%, MgO 23,54%. В секущих их дайках феррогаббро количество SiO₂ составляет 43,09–47,39%, TiO₂ до 3,65%. В лейкогаббро и пегматоидных повышается Na-щелочность, за счет увеличения количества плагиоклаза.

Дайки тонкозернистых плагиопорфиоров (андезитов, дацитов; табл. 2) обычно тонкозернистые, порфиоровые или фельзитовые, состоят из плагиоклаза, кварца, темноцветные минералы в них представлены биотитом, роговой обманкой, плагиоклаз замещается эпидотом. По зонам расланцевания развивается мусковит. Из рудных минералов встречается ильменит (1–3%), пирротин и халькопирит (1–3%). Порфиоровые дайки (андезитов, дацитов, риолитов) наиболее кучно расположены в западной части участка, их мощность иногда достигает 20 м. Дайки кварцевых диоритов встречены в СВ части участка (обн. 9953/3). В поле развития даек отмечается вкрапленность сульфидов и повышенные содержания золота в дайках и габброидах.

В западной части уч. Виетуккалампи на контакте дайки и габбро в зоне кварц-амфиболовых метасоматитов (мощность 2–10 м) с характерными удлиненными порфиробластами куммингтонита, граната, кварца, эпидота, биотита развита сульфидная вкрапленность (до 10–12%). Она представлена пирротинном, халькопиритом, пиритом, ильменитом. Вблизи кварцевого ядра происходит укрупнение всех минералов и наложение более поздних слюд и турмалина. В метасоматитах содержание SiO₂ 59,24%, CaO снижается, концентрация Li₂O возрастает до 0,03% (в связи с появлением биотита и турмалина), а TiO₂ достигает 1,21% благодаря ильмениту и сфену (табл. 2, № 6–7).

Изучение составов амфиболов из метагаббро и метасоматитов вблизи с дайкой позволяет сказать, что в габбро развита кальциевая роговая обманка с отношением Al^{IV}/Al^{VI} как 1,22–1,52/0,65–0,78, в мета-

соматитах, как и было определено, – куммингтонит (табл. 3).

Оксиды из рудных горизонтов интрузии габбро уч. Виетуккалампи представлены титаномагнетитом, ильменитом, сфеном в количестве до 15–20%. Титаномагнетит образует октаэдрические зерна и их срастания размером до 2–3 мм. Он обычно бывает частично или полностью замещен ильменитом, при этом иногда сохраняется лишь скелетная решетка ильменита, которая позднее замещается сфеном. Решетка распада двух фаз обычно образуется при охлаждении высокотитанистого магнетита: при этом избыток Ti-фазы выделяется в виде пластинок ильменита (T ~ 650 °C). Дальнейшие его замещения связаны с метаморфизмом руд. Замещенные сфеном зерна окружены каймами биотита, что свидетельствует о привносе K и перераспределении Fe, Mg, Ti. Титаномагнетит в наименее измененных габбро содержит Ti 5,75% (табл. 4), V – 0,50–0,61%, Mn – до 0,72%.

Ильменит встречается в куммингтонитовых метасоматитах, в эпидотизированных габбро с сульфидами (табл. 4/11–13), а также в измененных кислых дайках, секущих габбро и сильно обогащенных Ti за счет миграции его из титаномагнетита (табл. 2/6–7). Его особенностью является обогащение Mn, что характерно для метасоматических процессов, сопровождающих отложение золото-сульфидной минерализации. В рудных горизонтах встречается циркон. Циркон содержит Zr 47,23–38,46%, примеси Fe до 2,22–7,52%, Ca 0,41%, Mn 0,57%, Hf до 1,14%. Образование циркона, вероятно, также связано с процессами преобразования габбро.

Кислый интрузивный магматизм. Средние и кислые архейские интрузии Хаутаваарской структуры образуют зональные или многофазные массивы: наиболее ранним из них является Шуйский комплекс (ТТГ), более поздними – порфиroidные K-Na-гранодиориты и граниты (Чалкинский комплекс). Субщелочные породы (монциты–сиениты, субщелочные граниты) слагают позднюю фазу Хаутаваарского массива.

Таблица 3

Состав амфиболов из габбро и метасоматитов уч. Виетуккалампи

Компонент	1		2		3		4		5	
	9958/2-1		9958/2-2		9958/2-3		9958/2-4		9946/7	
	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.	%	ф. ед.
Si	21,18	6,78	21,12	6,47	21,67	6,77	21,74	6,78	25,89	7,98
Al	5,83	1,94	6,81	2,17	5,91	1,92	6,17	2,00	4,95	1,59
Fe	16,38	2,64	15,95	2,46	15,39	8,70	15,34	2,41	14,46	2,24
Mg	4,45	1,65	5,05	1,79	4,86	2,42	4,87	1,75	6,36	2,26
Mn	0	0	0,36	0,06	0,33	1,76	0	0	0	0
Ti	0	0	0,24	0,04	0,41	0,08	0,31	0,05	0	0
Ca	8,57	1,92	7,5	1,61	8,24	1,80	8,16	1,78	1,68	0,36
Na	0,92	0,36	0,93	0,35	0,94	0,36	0,97	0,37	1,51	0,57
K	0,43	0,1	0,36	0,08	0,6	0,13	0,64	0,14	0	0
Sc	0,29		0		0		0			
O	41,25		41,67		41,66		41,79		43,73	
Сумма	99,39		99,99		100,01		99,99		98,58	
Al ^{IV}		1,22		1,52		1,23		1,22		0,02
Al ^{VI}		0,72		0,65		0,70		0,78		1,56

Примечание. 1–4 – роговая обманка из рудной зоны в габбро; 5 – куммингтонит из метасоматитов.

Таблица 4

Состав рудных минералов из феррогаббро уч. Виетуккалампи

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Fe (%)	76,89	76,96	77,04	74,36	66,85	74,78	0,31	0,43	36,67	31,08	36,37	36,62	34,45
Ti				1,98	5,75		22,65	22,67	31,67	31,25	31,9	31,7	31,78
V	0,61	0,56	0,5	0,58	0,51								
Al							0,4	0,36					
Si					0,75	0,96	15,61	15,58					
Ca					0,69	0,19	16,76	19,76					
Mn					0,72	0,45				6,11			2,07
O	22,5	22,48	22,46	23,08	24,73	22,91	41,26	41,22	31,66	31,56	31,73	31,67	31,7
Сумма	100	100	100	100	100	99,29	96,99	100,02	100	100	100	99,99	100

Примечание. 1–6 – магнетиты из рудного габбро (обр. 9936); 7–8 – сфен (обр. 9936); 9–13 – ильменит: 9 – обр. 9936, габбро с титаномагнетитом, 10 – измененное, 11–12 – обр. 9946/7, метасоматиты куммингтонитовые, 13 – обр. 9958/2, зона в габбро с Au-сульфидной минерализацией. М/з анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (аналитик А. Н. Терновой), приведены к 100%.

Шуйский комплекс включает кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты с возрастом 2850 млн лет, прорывает лопийские толщи (в том числе калаярвинскую свиту) и вызывает их деформации. Развит в обрамлении и краевых частях структуры, реже в ее центральных частях, образуя небольшие массивы, вероятно, слагает раннюю фазу Хаутаваарского массива. Кварцевые диориты содержат олигоклаз, биотит, кварц, роговую обманку, в незначительном количестве мусковит, микроклин, из аксессуарных встречаются апатит, ортит, сфен, магнетит. Количество SiO₂ в них составляет 62,5%, сумма щелочей 6,45% (табл. 5). Гранодиориты и плагиограниты содержат плагиоклаз, кварц, биотит, небольшое количество микроклина (иногда до 10%). Аксессуарные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, рутилом, ильменитом, вторичные – эпидотом, хлоритом, серицитом. Количество SiO₂ в этих породах составляет 68,96%,

сумма щелочей 7,35%, Na₂O > K₂O. Появление тонкошелушчатого серицита и зон с эпидотом и сульфидами в этих гранитоидах заслуживает внимания при опробовании.

Чалкинский массив и подобные тела в пределах Хаутаваарской площади представлены кварцевыми диоритами (1-я фаза) и лейкократовыми порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами. Содержание SiO₂ в них 61,32–74,06% (от кварцевых диоритов до порфировидных гранитов, табл. 4), сумма щелочей 5,66–8,27%, соотношение Na₂O/K₂O – от 1,58 до 0,88. Возраст пород ~2744 млн лет. Нерасчлененные граниты нормального и субщелочного ряда по площади образуют небольшие обособленные тела, породы неравномернозернистые, порфировидные (размер вкрапленников микроклина достигает 1–2 см в диаметре). Вероятно, коррелируются с чалкинскими. Содержат SiO₂ 71,94–73,58%, сумма щелочей 8,33–8,53%.

Таблица 5

Химический состав диоритов, гранитов и сиенитов Хаутаваарской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	62,50	68,96	73,58	71,94	55,03	66,70	65,16	69,57	71,29	61,32	74,06	73,92	74,46	72,8
TiO ₂	0,59	0,36	0,10	0,24	0,73	0,49	0,63	0,38	0,37	0,56	0,18	0,05	0,05	0,045
Al ₂ O ₃	16,15	14,99	14,54	14,58	15,86	15,18	18,19	14,76	14,15	15,92	13,51	15,42	13,85	13,7
Fe ₂ O ₃	6,51	3,21	1,55	2,32	7,66	3,31	1,41	2,81	2,00	1,80	0,22	0,42	0,52	0,24
FeO	–	–	–	–	–	–	1,05	–	0,76	3,66	1,15	0,43	0,43	0,33
MnO	0,10	0,06	0,16	0,02	0,12	0,06	0,05	0,04	0,05	0,08	0,03	0,013	0,018	0,004
MgO	2,50	1,22	0,49	0,69	4,98	1,48	0,49	1,00	0,90	3,76	0,30	0,15	0,15	0,1
CaO	4,27	2,36	1,23	1,67	6,09	2,02	1,64	2,03	1,65	4,10	0,98	1,12	0,70	0,32
Na ₂ O	3,49	4,36	4,60	4,50	3,59	4,01	6,58	4,45	3,41	3,47	3,87	6,67	4,97	2,26
K ₂ O	2,96	2,99	3,73	4,03	3,00	5,50	4,08	4,08	4,03	2,19	4,40	0,74	4,26	9,5
S	0,1	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,035	0,03	0,05	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,06	0,10	0,4	0,17	0,26	0,16	0,14	0,11	0,11	–	–	–
ппп	1,22	0,82	0,33	0,52	1,59	1,04	0,76	0,76	1,32	1,22	0,60	0,45	0,12	0,11
H ₂ O	0,34	0,25	0,31	0,40	0,17	0,29	0,17	0,19	0,20	0,26	0,11	0,20	0,13	0,12
Сумма	100,80	99,74	100,57	101,01	99,25	100,51	100,44	100,23	100,27	99,61	99,55	99,59	99,74	99,33
n	4	14	10	11	4	8	2	10	5	8	1	1	1	2
Na ₂ O + K ₂ O	6,45	7,35	8,33	8,53	6,59	9,51	10,66	8,53	7,44	5,66	8,27	7,41	9,21	11,76
Na ₂ O/K ₂ O	1,18	1,46	1,23	1,12	1,20	0,73	1,61	1,09	0,85	1,58	0,88	9,01	1,17	0,24
al	1,79	3,38	6,67	4,84	1,25	2,22	6,17	3,87	3,87	1,73	8,09	15,42	12,59	20,15
Ka	1,80	1,44	1,25	1,24	1,73	1,21	1,19	1,26	1,42	1,97	1,21	1,31	1,08	0,98
mg	0,43	0,43	0,36	0,37	0,57	0,35	0,28	0,42	0,39	0,56	0,29	0,25	0,23	0,27
A/CNK	1,26	1,19	1,14	1,10	1,08	1,05	1,09	1,09	1,23	1,35	1,12	1,21	1,03	0,96

Примечание. Использованы химические анализы: № 1–9 из: Сиваев, Горошко, 1988, № 10–11 – из: Стратиграфия докембрия., 1992 и авторов. 12–14 – анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН. Шуйский комплекс: 1 – диорит, 2 – гранодиорит, 3 – гранит; 4 – граниты, секущие шуйский комплекс. Хаутаваарский массив: 5 – монзонит, 6 – кварцевый сиенит, 7 – сиенит, 8, 9 – субщелочной гранит. Чалкинский массив: 10 – кварцевый диорит, 11 – порфировидный К-гранит, секущий диориты. Комплексы: 1–4 – Шуйский комплекс, 5–9 – Хаутаваарский массив, 10–11 – Чалкинский массив; 12 – дайки риолитов уч. Виетуккалампи (обр. К-4/1); 13 – дайки крупнозернистых К-гранитов (обр. К-1/4); 14 – калиевый пегматоидный гранит (обр. К-1/3, К-4/2).

Хаутаваарский массив имеет размер $6 \times 2,5$ км. Неоднороден, содержит несколько фаз внедрения. Кровля массива погружается на запад под углом $30-45^\circ$, СВ контакт близкий к вертикальному залеганию. Массив слагают породы нормального и субщелочного ряда (диориты-гранодиориты и монцитониты, сиениты, граниты; табл. 5). В контактовых зонах он содержит ксенолиты амфиболитов луохиваарской свиты и микроклинизированные тонкозернистые дациты каляярвинской свиты. Субщелочные породы представлены монцитонитами, кварцевыми сиенитами, щелочными сиенитами, Na-K гранитами. Количество SiO_2 в монцитонитах и в кварцевых сиенитах колеблется от 55,03 до 66,70–65,16%, в субщелочных сиенитах и гранитах составляет 69,57–71,29%. Количество щелочей увеличивается от 6,59 до 10,64%, глиноземистость весьма высокая, $A/CNK = 1,05-1,23$, $mg = 0,28-0,51$ (реже до 0,57). Содержание малых элементов (в г/т) составляет: Rb 241–248, Sr 406–407 ($Rb/Sr = 0,59-0,61$), Ba 1850–2210 (высокое), Y 20–24, Zr 263–270, Nb 18–19 (Ранний докембрий..., 2005). K-Na-породы комплекса попадают в субщелочную область.

В ореоле массива развиты высокотемпературные изменения вмещающих пород – микроклинизация и биотитизация, в том числе наложенная на габбро. В обрамлении массива и в ореоле поздних его фаз проявлена молибденовая минерализация и золото-сульфидно-кварцевые жилы (Сиваев, Горошко, 1988). Возраст пород поздних фаз внедрения, по последним данным, оценивается в 2670 млн лет.

Дайки крупнозернистых и пегматоидных красных гранитов, как предполагается, генетически связанные с Улялегским массивом гранитов-рапакиви, содержат до 50–70% микроклина. Они отличаются от других гранитов повышенным количеством SiO_2 – 72,8–74,46%, суммой щелочей 9,23–11,43%, Rb_2O 0,1125–0,1283% и Cs_2O 0,042%.

Метаморфические преобразования пород достигали зеленосланцевой-амфиболитовой фации умеренных давлений, в локальных шир-зонах – повышенных давлений с бластическим развитием минералов. В ореоле массивов внутрискрутурных архейских гранитов и гранитов-рапакиви в южной части пояса фиксируются деформации и приконтактные метаморфические и метасоматические преобразования.

Полезные ископаемые. В Хаутавааро-Ведлозерской структуре (рис. 1) известны разнообразные типы руд: вулканогенно-осадочные стратифицированные колчеданные, сульфидно-медно-никелевые в ультрабазитах; среди руд черных металлов выделяются титаномагнетитовые (ильменит-титаномагнетитовые) в габбро, ильменитовые в амфиболитах по габбро, магнетитовые в полосчатых вулканогенно-осадочных толщах. Молибденовая минерализация развита в ореолах порфировидных гранитов и Хаутаваарского массива. Золото и платиноиды были обнаружены в ходе геологических работ КГЭ и ИГ КарНЦ РАН, эти данные вошли в кадастр (Рундквист, 1976; Сиваев, Горошко, 1988; Горошко, 1993, 1998; Рыбаков и др., 1994; Металлогения Карелии, 1999).

К главным типам *платинометалльных рудных формаций* в Хаутавааро-Ведлозерской площади относятся (по В. Д. Слюсареву и М. М. Лаврову; Металлогения Карелии, 1999; Рыбаков и др., 1994, даются упрощенно): 1 – магматическая ильменит-титаномагнетитовая сульфидсодержащая с ЭПГ в габбро; 2 – сульфидная медно-никелевая с ЭПГ в ультрабазитах (в том числе в зонах метаморфогенно-метасоматических преобразований); 3 – гидротермально-метасоматическая сульфидная с ЭПГ в вулканогенно-осадочных толщах и углеродистых сланцах.

Главными типами *золотосодержащих* и *золоторудных формаций* являются (по А. Ф. Горошко, с некоторыми дополнениями): 1 – золото-сульфидная минерализация, ассоциирующая с колчеданами; 2 – золото-медно-молибден-порфировое оруденение в зонах изменений и окварцевания в ореоле Хаутаваарского и других массивов; 3 – золото-сульфидная минерализация в зонах рассланцевания и низкотемпературных изменений в контактовых частях интрузий габбро и порфировых даек (Хюрсюльский, Виестуккалампи и др.); 4 – золото-сульфидная, золото-сульфо-арсенидная минерализация (в Восточной и Западной субмеридиональной шир-зонах); 5 – золото-серебро-полиметаллическое оруденение в ореоле гранитов-рапакиви в скарнах и пропилитах; а также 6 – аллювиальные отложения с россыпным золотом в палеодолине р. Шуи.

Среди *рудоконтролирующих структур*, благоприятных для обнаружения золота на площади, можно выделить области доминирующего развития даек и зоны деформаций в обрамлении внутрискрутурных гранитоидных тел. Более региональный характер носят субмеридиональные шир-зоны, тяготеющие к восточному и западному бортам структуры и связанные с коллизионным этапом развития территории. К ним приурочено большинство золоторудных проявлений. Главная Восточная зона смятия и рассланцевания пород – Восточная шир-зона, по А. Ф. Горошко (1993), имеет ширину от 200 до 1800 м и прослеживается вдоль восточного борта Хаутаваарской структуры. Параллельно ей выделяется 2-я зона, протягивающаяся в том же направлении от оз. Сямозеро к северу. Третья, Западная Хюрсюльская шир-зона выделяется вдоль западного борта структуры. Она насыщена дайками, и в нее попадают центральная тектоническая зона в ультрабазитовом массиве и его рассланцованные контакты. В пределах этих меридиональных структур развита мелкая наложенная изоклиная складчатость, рассланцевание и интенсивные низкотемпературные метасоматические преобразования березит-лиственитового и кварц-серицитового типа, наложенные на метаморфические парагенезисы, образовавшиеся при более высоких T и P.

Локализация благороднометалльной минерализации

1. Платиноиды и золото в сульфидно-медно-никелевых и титаномагнетитовых рудах в базит-гипербазитовых комплексах. Для Хаутавааро-Вед-

лозерской площади наиболее значимые концентрации ЭПГ и сопутствующего им Au были установлены в сульфидных медно-никелевых рудах в серпентинитах по перидотитам, метакоматитах и в ильменит-титаномагнетитовых рудах, содержащих сульфидную вкрапленность в габбро, а также в зонах изменений этих пород и руд (табл. 5).

ЭПГ и Au в коматитах и перидотитах (участки Хаутаваарский, Хюрсюля). Коматиты Хаутаваарской структуры в зонах рассланцевания и изменения превращены в сланцы, которые содержат тремолит, хлорит, карбонат, иногда тальк. Данный парагенезис отражает низкотемпературный характер их измене-

ний. К подобным зонам бывает также приурочена небогатая сульфидная вкрапленность (3–6%), представленная пирротином, халькопиритом, пентландитом, магнетитом, ильменитом и более редкими минералами. На *Хаутаваарском участке* в бессульфидных коматитах и интрузивных перидотитах и пироксенитах концентрация благородных металлов низкая, но иногда достигает Pt и Pd до 0,011–0,015 г/т, Au до 0,001–0,024 г/т. В зонах, обогащенных сульфидами (С-51), содержание Pt возрастает до 0,55 г/т, Pd до 1,1 г/т, Au до 0,31–0,45 г/т (табл. 6). Подобные тенденции характерны для тел перидотитов (С-154) и прорывающих их габбро (С-53).

Таблица 6

Содержание благородных металлов в породах и рудах некоторых участков Хаутавааро-Ведлозерской, Койкарской и Корбозеро-Семчереченской структур

Участок	Порода и рудная минерализация (№ образца)	N	Содержание (г/т)			
			Pt	Pd	Rh	Au
Вьетукка-лампи	Габбро магнетитсодержащие (обрн. 975/1, 977-6, у озера) Вмещающая туфогенная толща среднего состава с бедной сульфидной вкрапленностью (1, 2, 3)*	4	0,01–0,017	0,012–0,015		0,009–0,012
		6	0,02	0,02–0,03		0,02
	Габбро мелкозернистое краевой зоны (9941/6 и 9)	2	0,016–0,020	0,006–0,007		0,001–0,002
	Габбро рудное магнетитсодержащее с бедной вкрапленностью сульфидов (9946/1–9951)	20	н–0,018	н–0,012	н	0,012–0,11
	Габбро рудное с сульфидами до 10% (9953/2, 9954, 9955)	6	н	н	н	0,07–0,55
	Габбро вблизи контакта с дайками дацитов, сульфидсодержащие (9958)	2	н	н	н	0,15–0,68
	(9958/2)	2	н	0,013	н	3,5–3,9
	9958/3	2	н	н	н	0,091–0,3
	9958/4	2	н	н	н	0,096–0,12
	Габбро с магнетитом до 30% (975/1)	2	н	н	н	0,0096–0,012
Хюрсюля	Массив. Серпентиниты по ультрабазитам с бедной сульфидной вкрапленностью (С-3)	10	0,011–0,014	0,014–0,015	н	0,001–0,024
	Пироксенит с бедной сульфидной вкрапленностью (С-4)	4	н	н	н	н–0,0086
	(С-29, Коруд)	2	0,0053–0,013	0,026–0,059	0,0011	0,0094–0,45
Хаутаваара	Серицит-хлорит-кварцевые сланцы по туфам с небогатой сульфидной вкрапленностью (С-115)	5	0,72–0,96	0,79–1,1	0,062–0,13	0,0012–0,1
	Углеродсодержащие сланцы с сульфидной вкрапленностью (С-51/173; С-53)	6	н	0,014–0,037	н	0,0048–0,44
	То же (С-68/298,7–304,2)	2	0,007–0,011	0,025–0,035		5,5
	Углеродсодержащие сланцы с бедной сульфидной вкрапленностью (С-121/21; 1224/10)	4	н	н–0,085	н	н–0,14
	Туфы с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	2	0,019	0,06–0,064	н	н
	Пирротиновая руда (838/1-2)	4	н	0,014–0,044	н	0,03–0,24
	Магнетитовая руда (838; С-138/69)	4	н	н–0,018	н	н–0,06
	Хлорит-тремолит-серпентиновые сланцы (С-51)	8	0,039–0,55	0,25–1,1	0,0013–0,038	0,0017–0,0099
	Коматиты (1249/5) и туфы коматитов с бедной сульфидной вкрапленностью (Р-426/6)	2	н–0,012	н	н	н–0,12
	Хлорит-тремолитовый сланец с сульфидами (С-154/20)	2	0,71–0,72	2,1	0,025–0,026	0,021–0,081
	Фукуситовые сланцы с бедной сульфидной вкрапленностью вблизи коматитов	1	0,62	3,4	0,09	0,012
	Метабазальты с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	4	н	н	н	н
	Ультрабазиты с бедной сульфидной вкрапленностью (С-154)	8	н–0,486	0,029–0,573	н–0,05	н–0,011
	Габбро с сульфидной вкрапленностью	2	0,195–0,292	0,402–0,479	0,04–0,047	0,008–0,01
	Габбро эпидотизированное с сульфидной вкрапленностью (С-53)	4	0,0053–0,11	0,012–5,0	0,01–0,02	0,061–0,31
Р. Семча-Корбозеро (Севернее Хаутаваары)	Углеродсодержащие сланцы с сульфидами (С-2)	2	н	0,086–0,091	н	н–0,19
	Березитизированные кислые вулканыты с сульфидной вкрапленностью (обр. С. И. Рыбакова)	2	н	н–0,005	н	0,45–39,2
	Метабазальты с бедной сульфидной вкрапленностью	2	н	0,10–0,11	н	н
Койкары	Актинолитовые сланцы с сульфидами	2	н	н	н	0,012–0,45

Примечание. Архив ИГ, использованы данные В. Д. Слюсарева, М. М. Лаврова, С. И. Рыбакова, А. И. Световой. N – количество анализов. Данные пробирно-спектрального анализа (выполнен в ЦНИГРИ, г. Тула), * – атомно-абсорбционный анализ (выполнен в ИГ КарНЦ РАН).

Сульфидная медно-никелевая минерализация *базит-ультрабазитового Хюрсюльского массива* приурочена к измененным (оталькованным) серпентинитам по перидотитам и представлена пирротинном, пентландитом, виоларитом, халькопиритом. Содержание Ni в рудах достигает 0,2–0,6% (P₂ 4,5 млн т; Минерально-сырьевая база..., 2005). Концентрация благородных металлов повышается только в зонах с сульфидной вкрапленностью.

Сульфидсодержащие сланцы по коматиитам и фукситовые листвениты вблизи контакта с ними (уч. *Фукситовый*). На контакте с метакоматиитами рассланцованные породы вулканогенно-осадочной толщи (кислые – на уч. *Фукситовом*) приобретают ярко-зеленый цвет и обогащаются тонкочешуйчатым изумрудно-зеленым фукситом, хлоритом, кварцем, карбонатом. Это происходит за счет дополнительного привноса K и Sr из метакоматиитов: вмещающие сланцы изменяются до лиственитов. Мощность изученных зон достигает 3–6 м, видимая протяженность – десятки метров. В этих зонах наблюдается увеличение суммы ЭПГ от 0,02 до 1,0–1,5 и 4,1 г/т (в 2–2,5 раза относительно коматиитов: Pt 0,72–0,62 г/т, Pd 2,1–3,4 г/т). Содержание Au в лиственитах составляет 0,12 г/т, геохимический фон – 0,02–0,06 г/т. Однако значительных концентраций Au из-за недостаточного объема опробования пока не обнаружено. Подобные зоны рудной минерализации, выявленные на Приполярном Урале (месторождение Чудное и др.), содержат ~40 г/т и представляют новый перспективный тип месторождений благородных металлов.

Рудопроявление Хюрсюльское. Вмещающие толщи и сам базит-ультрабазитовый Хюрсюльский массив испытали метасоматические преобразования в зонах деформаций и под влиянием внедрившихся даек кварц-полевошпатовых порфиров и гранитов. К подобным зонам деформаций и изменения чаще всего приурочены кварцевые жилы, прожилки с сульфидами и зоны с вкрапленной минерализацией, опробование которых проводилось КГЭ. На уч. Хюрсюльском было установлено, что зоны развития жил (встречается до 10 сближенных жил) имеют меридиональное простирание и значительную протяженность от 200 до 1500 м при мощности 0,3–5 м. Жилы и прожилки чаще локализируются на контактах с габбро, во вмещающей толще и реже в ультрабазитах. Сульфиды встречаются в альбандах жил и на их выклинивании. Руды гнездово-вкрапленные, мелкозернистые, с содержанием сульфидов 3–10%, представлены пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, пиритом. Концентрации элементов достигают Cu 0,2–0,5%, Zn 0,2–0,5%, Cd до 0,2%, Ag 10–20 г/т. Золото образует зерна размером менее 0,08 мм. Содержание Au в скважинах С-15ЮК, С-21ЮК, С-85 колеблется от 1 до 22 г/т (ср. 8 г/т, данные СЗМ и пробирного анализа, КГЭ). Хюрсюльское проявление оценено до глубины 350 м по P₂ 10 т (Сиваев, Горошко, 1988; Минерально-сырьевая база..., 2005).

Благороднометалльная минерализация в феррогаббро вьетуккаламбинского комплекса приурочена к участкам титаномагнетитового оруденения, содержащим сульфиды (халькопирит, пирротин), к

ним тяготеют также платиноиды. На уч. Вьетуккалампи концентрация МПГ оказалась невысокой (сумма 0,02–0,04 г/т, табл. 5). На уч. Хаутаваарском, по данным М. М. Лаврова, в габбро, прорывающих ультрабазиты и содержащих титаномагнетит и сульфиды в количестве 5–7% (С-53), концентрация благородных металлов составляет: Pt 0,049–0,11 г/т, Pd до 0,74–5 г/т, Au до 0,061–0,31 г/т.

Рудопроявление Вьетуккалампи. Золото-сульфидное прожилково-вкрапленное оруденение было обнаружено в габброидах центральной части участка Вьетуккалампи. Рудная минерализация пространственно сближена с областью развития максимального количества порфировых даек, секущих метагаббро: они могли сопровождаться оруденением и могли оказать влияние на перераспределение первичной минерализации в габбро под воздействием сопровождающих их гидротермальных растворов. Габбро в рудной зоне эпидотизировано, биотитизировано и содержит сульфидов до 5–10%. Мощность зоны изменений 20 м. Рудное тело не оконтурено, его мощность до 2 м. Содержание Au в измененных габбро увеличивается от фоновых концентраций (0,001–0,002 г/т в краевой зоне интрузии) до 0,1–0,68 г/т (в околорудной зоне; табл. 6). В рудном теле, представленном маломощными кварцевыми прожилками с сульфидами, секущими измененные габбро, установлено до 3,5–3,9 г/т Au.

Сульфидная минерализация в габбро вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная, представлена пирротинном, халькопиритом, реже встречаются самородное серебро, галенит, золото пока обнаружено не было (табл. 7). Пирит (и марказит) приурочен к поздним кварцевым просечкам вблизи зон, пересекаемых дайками плагиопорфиров. Колломорфный марказит образует «ажурные» выделения, замещая пирротин. В зоне кварц-куммингтонитовых метасоматитов с сульфидами на этом же участке установлено 0,011 г/т Au (Слюсарев и др., 2007).

2. Золотосодержащие колчеданные руды. Колчеданные руды (месторождения *Хаутаваарское, Шуйское, Няльозеро, Ведлозеро* и др.) – наиболее распространенная рудная формация в пределах всего Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Состав и строение залежей, метаморфические преобразования руд рассмотрены в работах С. И. Рыбакова (1978, 1980, 1987), В. Д. Конкина, Г. В. Ручкина (Конкин и др., 1974; Ручкин и др., 1973; Ручкин, 1984). Отложение колчеданных руд нижнего стратиграфического уровня (вьетуккаламбинская свита) происходило в палеодепрессиях вблизи центров эндогенной активности на раннем этапе развития зеленокаменного пояса. Более богатые массивные, полосчатые и вкрапленно-прожилковые колчеданные горизонты приурочены к калаярвинской свите и прослеживаются вдоль западной полосы структуры. Руды содержат примеси полиметаллов, среди них богатые пиритовые и пирротиновые почти не золотосодержащие; руды с халькопиритом содержат иногда повышенные концентрации золота. Золото в них было обнаружено КГЭ при переопробовании залежей на

флангах Хаутаваарского, Няльозерского и Ведлозерского месторождений. По материалам авторов (табл. 6 и более ранние результаты С. И. Рыбакова), вмещающим оруденение толщам в целом присущи низкие фоновые, а иногда аномальные концентрации, составляющие 0,0012–0,1 г/т Au в туфах, 0,0048–0,44 г/т – в сульфидсодержащих черных слан-

цах. В пирротиновых разновидностях колчеданных руд установлено 0,03–0,24 г/т Au, в магнетитовых – 0,06 г/т. При значительном масштабе развития и невысоких концентрациях Au (ср. 0,2–0,3 г/т) прогнозные ресурсы категории P₃ колчеданных месторождений и проявлений составляют 10–35 т (Сиваев, Горошко, 1988; Минерально-сырьевая база..., 2005).

Таблица 7

Микрозондовые анализы минералов из рудной зоны уч. Виетуккалампи

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S (%)	39,82	39,21	42,43	33,02	13,72	42,9	43,14	0,23	1,77	1,91
Fe	28,98	29,33	55,78	2,46	2,04	57,1	56,86		1,18	1,22
Cu	31,2	31,47		64,52						
Pb					83,39					
Ag								99,77	97,05	97,05
Сумма	100	100,01	98,21	100	98,05	100	100	100	100	100
ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.	ф. ед.			
S	2,21	2,18	1,14	0,99	0,99	1,70	1,71	0,01	0,06	0,06
Fe	0,92	0,94	0,86	0,04	0,08	1,30	1,29		0,02	0,02
Cu	0,87	0,88	0	1,97	0					
Pb			0	0	0,93					
Ag								0,99	0,92	0,92
Сумма	4	4	2	3	2	3	3	1	1	1
№ обр.	9946/7	9958/2	9946/7	9958/2	9958/2	9946/7	9958/2	9958/2	9958/2	9958/2

П р и м е ч а н и е. 1–2 – халькопирит, 3 – пирротин, 4 – халькозин, 5 – галенит, 6–7 – марказит колломорфного строения. 8–10 – самородное серебро. М/з анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (аналитик А. Н. Терновой), приведены к 100%.

В Хаутаваарском рудном поле выделяются участки, наиболее обогащенные полиметаллами, с характерным развитием жильно-штокеркового окварцевания, т. е. с более поздними генерациями сульфидов. Мощность подобных зон бывает 1–10 м, протяженность 50–100 м. Рудная минерализация представлена пирротином, пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Руды содержат Zn до 20,44%, Cu до 1%, прогнозные ресурсы по цинку оцениваются в несколько тонн. Зоны золото-полисульфидной минерализации установлены в углеродистых сланцах и туффитах андезит-дацитового состава калаярвинской свиты. Состав вкрапленных и гнездово-прожилковых руд в этих скважинах преимущественно пирротиновый (до 18–20%), присутствует халькопирит (1–2%). В рудах встречаются редкие минералы цумоит, буланжерит, джемсонит, в пирротине пламенивидный пентландит (обр. С-48/62 и С-89/136,5; Металлогеническая эволюция..., 1993). Содержание золота в них достигает 2 и 5,5 г/т (в С-51ЮК/275–284 м и С-68ЮК/298,7–304,2 м). В связи с близостью ультраосновного тела при метаморфизме руды обогащаются Ni – 0,03%, содержание Cu составляет 0,18–0,3%, ЭПГ до 0,021–2,2 г/т, по данным М. М. Лаврова, С. И. Рыбакова.

На Няльозерском участке золото-полисульфидная вкрапленная минерализация локализована вблизи колчеданных руд в туфах среднего состава, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации и представленных гранат-амфиболовыми, кварц-биотитовыми и хлорит-кварцевыми сланцами. Отмечается влияние гранитов-рапакиви. Горизонт вкрапленно-прожилковых колчеданно-полиметаллических руд имеет мощность 80 м, прослеживается на 1300 м. Золото-сульфидная минерализация установлена вблизи колчеданных горизонтов в С-94Н (в интерва-

лах 42–47 м, 112–114,2 м и 119–123 м) и в С-99Н (182,6–186,3 м). Мощность золотосодержащих зон 2–5 м, судя по ситуации разреза, протяженность может быть значительная. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, представлены пиритом, пирротином (5–10%), с примесью арсенопирита, галенита, сфалерита (до 1%). В рудах установлено: Zn от 1 до 13,01%, Pb 0,05–0,67%, Ag 2–15 г/т, Au 0,3–3,9 г/т (Сиваев, Горошко 1988).

Ведлозерское проявление золото-сульфидных руд находится к СЗ от оз. Ведлозеро. Вмещающая вулканогенно-осадочная толща представлена породами калаярвинской свиты – гранат-биотит-амфиболовыми, серицит-кварц-плаггиоклазовыми и углеродсодержащими сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Золоторудная минерализация здесь была обнаружена в брекчированных и окварцованных породах, содержащих сульфиды (3–5%) вблизи серноколчеданной залежи (в висячем и лежащем боках, С-15В, данные КГЭ). Мощность зон минерализации 3–7 м, протяженность – до 1 км. Сульфиды представлены пиритом, пирротином, единичными выделениями галенита, сфалерита, арсенопирита, реже встречаются шеелит, касситерит. Изучение минералогии руд Ведлозерского рудопроявления проводилось С. И. Рыбаковым и Н. Е. Сергеевой (обр. 1012/2; Металлогеническая эволюция..., 1993), которыми были обнаружены такие редкие минералы, как станнин (Cu 28,56–29,55%, S 30,26–31,22%, Fe 10,97–12,35%, Zn 0,78–1,55%, Sn 27,07–29,10%), Теканфильдит (Ag 59,22–62,70%, S 9,92–10,37%, Sn 9,04–9,61%, Te 20,05–20,98%), Fe-фрейбергит (Cu 13,1–18,6%, Ag 25,90–33,1%, Fe 5,30–5,8%, Sb 26,3–28,4%), пираргирит (Ag 62,4%, S 15,9%, Sb 21,5%), брейтгауптит (NiSb₂), ульманнит (NiSSb). Содержа-

ние Au в рудах – 0,1–3 г/т, Ag 5,7–174 г/т, W до 6–20 г/т. Прогнозные ресурсы золота 10 т (ср. 3 г/т Au) и 1 т серебра (при содержании 100 г/т; кадастр).

3. Золото-сульфидно-кварцевое оруденение в ореоле порфировых даек. Дайковый комплекс широко развит в Хаутаваарской структуре, особенно в обрамлении Хаутаваарского массива. Рудная минерализация выявлена в габбро на контакте их с дайками кварц-плагиопорфиров, однако оруденение не везде опробовано. К подобному типу относятся рассмотренные проявления Виетуккалампи, Хюрсюльское (табл. 6).

4. Молибденовое и золото-кварцево-жильное оруденение в эндо- и экзоконтактовой зоне гранитных массивов. С субщелочным Хаутаваарским массивом связаны молибденовая и золото-кварцевая минерализация (*рудное проявление Центральное-Хаутаваарское и Хаутаваарское-Мо*). Прогнозные ресурсы молибдена в восточном ореоле массива категории P₃ составляют 100 тыс. т (ср. Мо 0,032%; Сиваев и др., 1982).

Метасоматические изменения во внешнем ореоле субщелочного массива представлены микроклинизацией и биотитизацией, околожильные изменения – серицитизацией. Золоторудная минерализация локализуется в северном эндоконтакте в кварцевой жиле ССВ простираения, имеющей крутое падение на ССЗ, длину 20 м и мощность 0,3 м. Руды вкрапленные, малосульфидные (пирита 0,5%). Самородное золото тонкодисперсное, образует уплощенные частицы размером 0,03–0,2 мм, его содержание колеблется от 0,03 до 20 г/т (P₂ 4,5 т; Сиваев, Горошко, 1988).

5. Золото-сульфидные проявления в зонах расланцевания (шир-зонах) и метасоматического изменения вмещающих пород. Наибольшие перспективы Хаутавааро-Ведлозерской части зеленокаменного пояса связаны с золото-сульфидным и сульфидно-кварцевым формационными типами руд в субмеридиональной Восточной шир-зоне, примерами проявлений этого формационного типа являются Коруд, С-77ЮК, Новые Пески (Сиваев, Горошко, 1988). Золото-сульфидное проявление Коруд (севернее д. Игнойла) приурочено к толще калаярвинской свиты. Расланцевание пород сопровождается серицитизацией, окварцеванием и турмалинизацией. Золотосодержащие интервалы были вскрыты в С-29ЮК (21–26 м и 109,6–110,2 м), их мощность 3,2 и 0,4 м. Падение рудных зон крутое, субсогласное со сланцеватостью вмещающих пород. Вкрапленные руды (Au 0,1–0,6 г/т) содержат арсенопирит и пирит

в количестве 0,5–1,0%, халькопирит, тонкодисперсное золото. Подобная вкрапленная минерализация золото-сульфидного типа (Au 0,6–1 г/т) с содержанием пирита и арсенопирита 3–5% была прослежена на простираении этой же рудной зоны в С-77 ЮК (6,8–8,85 м, мощность зоны 1,8 м) в окварцованных хлорит-серицит-кварцевых сланцах.

Рудное проявление Новые Пески расположено севернее Улягского массива в экзоконтактовой зоне гранитов-рапакиви, в ороговикованных амфиболитах по базальтам. Как предполагают исследователи этого объекта (Сиваев, Горошко, 1988), на оруденение оказали дополнительное влияние граниты Улягского массива. На участке выявлены два золото-сульфидно-кварцевых рудных тела жильнообразной извилистой и пластовой формы мощностью от 0,2–0,4 м до 2,2 м, протяженностью около 200 м. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, мелкозернистые с полосчатой текстурой. Они содержат пирит до 30–50%, арсенопирит 3–15%, единичные зерна сфалерита и золота размером 0,15 мм. Содержание Au в рудах колеблется от 3,2 до 56,4 г/т (ср. 10 г/т), Pd до 1,01 г/т, Pt 0,11 г/т. Прогнозные ресурсы оцениваются в 12 т (Сиваев, Горошко, 1988).

В заключение можно отметить, что метакоматииты и интрузивные ультрабазиты с сульфидной минерализацией и зоны изменений в них, а также участки с порфировыми дайками относятся к перспективным на обнаружение платиноидов и золота (уч. Хаутаваарский и Хюрсюльский, Виетуккалампи). Приведенный обзор позволяет в пределах Хаутавааро-Ведлозерской площади выделить области, перспективные на золото, они соответствуют площадям, выделенным ранее А. Ф. Горошко: 1 – Хаутаваарское рудное поле (области развития колчеданных руд и коматиитов); 2 – две меридиональные шир-зоны Восточная (Калаярвинская) и Западная (Хюрсюльская); 3 – надкупольные ореолы Хаутаваарского массива и других тел гранитов и монзонитов. Наибольший интерес при поисках представляют: 1 – области концентрации даек габбро и порфиров с сульфидной вкрапленностью; 2 – участки колчеданных руд или сульфидной вкрапленности, близко расположенные от измененных ультрабазитов (коматиитов или перидотитов), 3 – ореолы гранитоидных, в том числе субщелочных, массивов с Си-Мо-порфировой и полиметаллической минерализацией и 4 – шир-зоны с полиметаллической и арсенопиритовой минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Горошко А. Ф. Вопросы геологии и металлогении южной части Карельского геоблока (на примере Хаутаваарской гранит-зеленокаменной структуры) // Геология Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 1993. С. 171–192.

Конкин В. Д., Ручкин Г. В. Геотектоническая позиция серноколчеданных месторождений Карелии // Сов. геология. 1974. № 12. С. 94–104.

Кулешевич Л. В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 81–99.

Кулешевич Л. В., Костин В. А. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск, 2003. С. 44–57.

Кулешевич Л. В., Горошко А. Ф. Сурьмяно-мышьяковая минерализация в зонах свекокарельской и архейской активизации // Минералогия докембрия Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 121–129.

Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск, 2005. 280 с.

Попов М. Г. Хюрсюльский базит-гипербазитовый магматизм: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1968.

Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб., 2005. 182 с.

Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М., 1984. 237 с.

Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Ветошкин И. Д. и др. Пирротины колчеданных месторождений Карелии // Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. М., 1973. С. 61–67.

Рыбаков С. И. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л., 1978. 192 с.

Рыбаков С. И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980. 135 с.

Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987. 269 с.

Рыбаков С. И., Голубев А. И., Лавров М. М. и др. Платиноиды в докембрийских комплексах Карелии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 77–105.

Светов С. А. Коматит-толеитовые ассоциации Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1997. 172 с.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2005. 229 с.

Светова А. И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Центральной Карелии. Петрозаводск, 1988. 148 с.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф., Горбатюк Л. В. Отчет о групповой геологической съемке и доизучению масштаба 1 : 50 000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. 1982 // Фонды КГЭ. Инв. № 1529.

Сиваев В. В., Горошко А. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые Улялежского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и средне-масштабного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983–1988 гг. в Южной Карелии // Фонды ТГФ. Петрозаводск, 1988. Инв. № 228-1.

Слюсарев В. Д., Кайряк А. И., Богачев А. И. и др. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе юго-восточной Карелии // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л., 1981. С. 39–51.

Слюсарев В. Д., Кулешевич Л. В., Лавров М. М. Благороднометалльная минерализация в габброидном массиве района оз. Виетуккалампи (Хаутаваарская структура) // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск, 2007. С. 112–116.