



Институт геологии  
Карельского научного центра РАН  
1961–2011

Золото и платина Карелии

В. И. Иващенко, А. И. Голубев

## Золото и платина Карелии:

формационно-генетические типы оруденения и перспективы

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2011



В. И. Иващенко, А. И. Голубев

KARELIAN RESEARCH CENTRE  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOLOGY

V.I. IVASHCHENKO, A.I. GOLUBEV

**GOLD AND PLATINUM OF KARELIA:  
GENETIC TYPES OF MINERALIZATION  
AND PROSPECTS**

Scientific editor

Academician of RAS D.V. Rundkvist

PETROZAVODSK  
2011

КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

В.И. ИВАЩЕНКО, А.И. ГОЛУБЕВ

**ЗОЛОТО И ПЛАТИНА КАРЕЛИИ:  
ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ**

Научный редактор  
академик РАН Д.В. Рундквист

ПЕТРОЗАВОДСК  
2011

УДК [553.411.071+553.491.1]: [553.061+553.07] (470.22)  
ББК 26.341(2Рос.Кар)  
И24

Научный редактор  
академик РАН Д.В. Рундквист

Рецензенты:

докт. геол.-мин. наук, проф. А.Б. Вревский (Санкт-Петербург)  
канд. геол.-мин. наук В.С. Степанов (Петрозаводск)  
горн. инж.-геолог А.В. Федюк (Петрозаводск)

И24 **Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы.** Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 369 с.: ил. 166, табл. 80. Библиогр. 701 назв.  
ISBN 978-5-9274-0485-8

В монографии систематизированы литературные и фондовые материалы по металлогении золота и платины Карельского региона. На основе большого объема оригинальных фактических данных, полученных авторами за 30–40-летний период минерагенетических исследований территории Карелии, и результатов геологических наблюдений, полученных при посещении многих золоторудных месторождений Фенноскандии, осуществлена формационно-генетическая типизация благороднометалльного оруденения Карелии и сопредельных с ней территорий, установлены принципиальные отличия металлогении золота и платиноидов для архея и протерозоя Фенноскандинавского щита.

Монография будет полезной для выработки современной стратегии и тактики поисков и прогнозирования благороднометалльного оруденения в пределах Карельского региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ Президиума РАН № 14, 23, 24 «Научные основы инновационных энергоресурсосберегающих экологически безопасных технологий оценки и освоения природных и техногенных ресурсов» и Программы ОНЗ-2 РАН «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

The authors have summarized data on the gold and platinum metallogeny of the Karelian region available in the literature and archives. The genetic types of noble-metal mineralization of Karelia and adjacent territories are classified on the basis of extensive evidence obtained by the authors over a 30–40-year period of mineragenetic study of Karelia and the results of geological observations of many gold deposits in Fennoscandia. Principal differences between the Archaean and Proterozoic gold and platinum metallogeny of the Fennoscandian Shield were revealed.

The monograph will be useful for developing the modern strategy and tactics of prospecting and forecasting of noble-metal mineralization in the Karelian region.

The project was supported by the RAS Presidium Programmes Nos. 14, 23 and 24 «The scientific fundamentals of innovative energy-saving, environmentally safe technologies of the assessment and use of natural and artificial resources» and the RAS ESU-2 Programme «Basic geological problems and the conditions of formation and the principles of forecasting of conventional and new types of big strategic mineral deposits».

УДК [553.411.071+553.491.1]: [553.061+553.07] (470.22)  
ББК 26.341(2Рос.Кар)

ISBN 978-5-9274-0485-8

© Иващенко В.И., Голубев А.И., 2011  
© Карельский научный центр РАН, 2011  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2011

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	9
<b>ГЛАВА 1. История и состояние металлогенической изученности Карельского региона на золото и платиноиды</b> .....	16
1.1. Общая металлогеническая изученность территории Карелии .....	16
1.2. Металлогеническая изученность территории Карелии на золото .....	18
1.3. Металлогеническая изученность территории Карелии на МПГ .....	23
<b>ГЛАВА 2. Формационно-генетическая типизация платиноносных объектов территории Карелии</b> .....	25
2.1. Малосульфидная платинометалльная рудная формация .....	25
2.1.1. Олангский расслоенный комплекс .....	25
2.1.1.1. Интрузив Луккулайсваара .....	27
2.1.1.2. Интрузив Кивакка .....	37
2.1.1.3. Интрузив Ципринга .....	41
2.1.2. Бураковский расслоенный комплекс .....	43
2.1.2.1. Геологическое строение и платиноносность Бураковского плутона .....	46
2.1.3. Кааламский комплекс .....	62
2.1.3.1. Геологическое строение Кааламского массива и его сателлитов .....	63
2.1.3.2. благороднометалльные проявления Кааламского комплекса .....	68
2.2. Сульфидная платиноидно-медно-никелевая рудная формация .....	69
2.2.1. Интрузивный тип .....	69
2.2.2. Вулканический (коматиитовый) тип .....	77
2.3. Платиноидносодержащая хромитовая рудная формация .....	81
2.3.1. Расслоенные интрузии .....	82
2.3.2. Базит-гипербазитовые интрузии .....	88
2.4. Платиноидносодержащая титаномагнетитовая с ванадием рудная формация .....	88
2.4.1. Трапповая (толеит-базальтовая) формация .....	88
2.4.1.1. Комплексная характеристика титаномагнетитовых с золотом и МПГ рудопроявлений Пудожгорского типа .....	90
2.4.1.1.1. Геологическое строение Пудожгорского интрузива .....	90
2.4.1.1.2. благороднометалльное оруденение Пудожгорского комплекса .....	97
2.4.2. Щелочно-ультраосновная формация .....	106
2.4.2.1. Тикшеозерский массив .....	107
2.4.2.2. Еletzозерский массив .....	111
2.4.3. Базит-гипербазитовая формация .....	115
2.4.3.1. Беломорский мобильный пояс .....	115
2.4.3.2. Карельский кратон .....	120
2.4.3.3. Ладожский складчатый пояс .....	122
2.5. Платиноидносодержащая медно-молибден-порфировая рудная формация .....	126
2.6. Платинополиметалльная рудная формация в углеродистых сланцах и метасоматитах .....	135
2.6.1. Онежский тип .....	136
2.6.1.1. Стратиформные подтипы .....	136
2.6.1.1.1. Платиноидный в сульфидно-битумных метасоматитах (Нижне-Уницкий подтип) .....	143
2.6.1.1.2. благороднометалльный (Au-Pt-Pd) в кварц-битумоидно-карбонатно-сульфидных метасоматитах (Пургинский подтип) .....	144
2.6.1.1.3. Zn-Mo-Cu-платиноидный в сульфидоносных шунгитовых сланцах (Толвуйский подтип) .....	145
2.6.1.2. Комплексное благороднометалльное оруденение в метасоматитах зон складчато-разрывных дислокаций (Падминский подтип) .....	146
2.6.1.2.1. Месторождения и проявления Падминской группы .....	147
2.6.1.2.2. Месторождения и рудопроявления Святухинско-Космозерской зоны СРД .....	152

2.6.2. Карельский тип .....	154
2.6.3. Платиносодержащая золоторудная (полигенная в метасоматитах) формация .....	155
<b>ГЛАВА 3. Металлогенический анализ платиноносности Карельского региона и сопредельных территорий Фенноскандинавского щита .....</b>	<b>156</b>
3.1. Платиноносность архея .....	156
3.2. Платиноносность протерозоя .....	158
3.2.1. Кольский полуостров .....	158
3.2.2. Территория Финляндии .....	163
3.2.3. Территория Швеции .....	168
3.3. Сравнительный анализ платиноносности Карельского региона и сопредельных территорий .....	169
3.3.1. Архей .....	169
3.3.2. Протерозой .....	170
3.4. Прогнозная оценка платиноносности и перспективы территории Карелии на крупные месторождения МПГ .....	182
<b>ГЛАВА 4. Геолого-генетическая типизация золоторудных месторождений и проявлений Карельского региона .....</b>	<b>186</b>
4.1. Обстановки нахождения золоторудных месторождений и проявлений на территории Карелии .....	186
4.2. Генетическая типизация золоторудных месторождений и проявлений .....	190
4.2.1. Орогенический мезотермальный тип .....	190
4.2.1.1. Архейские зеленокаменные пояса .....	193
4.2.1.2. Палеопротерозойские зеленокаменные пояса .....	214
4.2.1.3. Свекофеннский аккреционно-коллизийный ороген .....	225
4.2.1.4. Беломорский мобильный пояс .....	251
4.2.2. Порфиновый тип .....	259
4.2.3. Колчеданный (VMS) тип .....	265
4.2.4. Палеороссыпи и современные россыпи .....	269
4.2.5. Золотосодержащие месторождения и проявления .....	270
<b>ГЛАВА 5. Металлогенический анализ золотоносности Карельского региона и сопредельных территорий .....</b>	<b>274</b>
5.1. Золотоносность архея .....	276
5.1.1. Кольский полуостров .....	276
5.1.2. Территория Финляндии .....	281
5.2. Золотоносность протерозоя .....	284
5.2.1. Кольский полуостров .....	285
5.2.2. Территория Финляндии .....	287
5.2.3. Территория Швеции .....	308
5.2.4. Территория Норвегии .....	315
5.3. Сравнительный анализ золотоносности Фенноскандинавского щита .....	319
5.4. Перспективы промышленной золотоносности территории Карелии .....	331
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>335</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>341</b>

## CONTENTS

<b>INTRODUCTION</b> .....	13
<b>CHAPTER 1. History and the extent of gold and PGM metallogenic study of the Karelian region</b>	
on gold and platinum .....	16
1.1. Extent of general metallogenic study of Karelia .....	16
1.2. Extent of gold metallogenic study of Karelia .....	18
1.3. Extent of PGM metallogenic study of Karelia .....	23
<b>CHAPTER 2. Formation-genetic types of Karelia's platiniferous localities</b> .....	25
2.1. Low-sulphide PGM ore formation .....	25
2.1.1. Olanga layered complex .....	25
2.1.1.1. Lukkulaivaara Intrusive .....	27
2.1.1.2. Kivakka Intrusive .....	37
2.1.1.3. Tspringa Intrusive .....	41
2.1.2. Burakovsky Layered Complex .....	43
2.1.2.1. Geological structure and platinum potential of the Burakovsky Pluton .....	46
2.1.3. Kaalamo Complex .....	62
2.1.3.1. Geological structure of the Kaalamo Massif and its satellites .....	63
2.1.3.2. Noble-metal occurrences of the Kaalamo Complex .....	68
2.2. Sulphide-platinoid-copper-nickel ore formation .....	69
2.2.1. Intrusive type .....	69
2.2.2. Volcanic (komatiitic) type .....	77
2.3. Platinoid-bearing chromite ore formation .....	81
2.3.1. Layered intrusions .....	82
2.3.2. Basic-hyperbasic intrusions .....	88
2.4. Platinoid-bearing titanomagnetite with vanadium ore formation .....	88
2.4.1. Trap (tholeiite-basalt) formation .....	88
2.4.1.1. Integrated characteristics of Pudozhgorsky-type titanomagnetite (plus gold and PGM) ore occurrences .....	90
2.4.1.1.1. Geological structure of the Pudozhgorsky Intrusive .....	90
2.4.1.1.2. Noble-metal mineralization of the Pudozhgorsky Complex .....	97
2.4.2. Alkaline-ultrabasic formation .....	106
2.4.2.1. Tikshozersky Massif .....	107
2.4.2.2. Yeletozersky Massif .....	111
2.4.3. Basic-hyperbasic formation .....	115
2.4.3.1. Belomorian mobile belt .....	115
2.4.3.2. Karelian Craton .....	120
2.4.3.3. Ladoga fold belt .....	122
2.5. Platinoid-bearing copper-molybdenum-porphyry ore formation .....	126
2.6. Platinum-base metal ore formation in carbonaceous shale and metasomatic rocks .....	135
2.6.1. Onezhsky type .....	136
2.6.1.1. Stratiform subtypes .....	136
2.6.1.1.1. Platinoid subtype in sulphide-bitumen metasomatic rocks (Nizhne-Unitsky subtype) .....	143
2.6.1.1.2. Noble-metal (Au-Pt-Pd) subtype in quartz-bitumoid-carbonate-sulphide metasomatic rocks (Purginsky subtype) .....	144
2.6.1.1.3. Zn-Mo-Cu-platinoid subtype in sulphide-bearing shungite shale (Tolvuja subtype) .....	145
2.6.1.2. Complex noble-metal mineralization in metasomatic rocks from folding and faulting zones (Padma subtype) .....	146
2.6.1.2.1. Padma Group deposits and occurrences .....	147
2.6.1.2.2. Ore deposits and occurrences of the Svyatukhinsko-Kosmozerskaya folding and faulting zone (FFZ) .....	152

2.6.2. Karelian type .....	154
2.6.3. Platinum-bearing gold formation (polygenic formation in metasomatic rocks) .....	155
<b>CHAPTER 3. Metallogenic analysis of the platinum potential of the Karelian region and adjacent territories in the Fennoscandian Shield .....</b>	<b>156</b>
3.1. Archaean platinum potential .....	156
3.2. Proterozoic platinum potential .....	158
3.2.1. Kola Peninsula .....	158
3.2.2. Finland's territory .....	163
3.2.3. Sweden's territory .....	168
3.3. Comparative analysis of the platinum potential of the Karelian region and adjacent territories ..	169
3.3.1. Archaean .....	169
3.3.2. Proterozoic .....	170
3.4. Forecast evaluation of Karelia's platinum potential and prospects for large PGM deposits .....	182
<b>CHAPTER 4. Geological-genetic types of gold deposits and occurrences in the Karelian region .....</b>	<b>186</b>
4.1. Geological settings gold deposits and occurrences in Karelia .....	186
4.2. Genetic types of gold deposits and occurrences .....	190
4.2.1. Orogenic mesothermal type .....	190
4.2.1.1. Archaean greenstone belts .....	193
4.2.1.2. Palaeoproterozoic greenstone belts .....	214
4.2.1.3. Svecofennian accretionary-collisional orogen .....	225
4.2.1.4. Belomorian mobile belt .....	251
4.2.2. Porphyry type .....	259
4.2.3. Massive sulphide (VMS) type .....	265
4.2.4. Palaeoplacers and modern placers .....	269
4.2.5. Auriferous deposits and occurrences .....	270
<b>CHAPTER 5. Metallogenic analysis of the gold potential of the Karelian region and adjacent territories .....</b>	<b>274</b>
5.1. Archaean gold potential .....	276
5.1.1. Kola Peninsula .....	276
5.1.2. Finland's territory .....	281
5.2. Proterozoic gold potential .....	284
5.2.1. Kola Peninsula .....	285
5.2.2. Finland's territory .....	287
5.2.3. Sweden's territory .....	308
5.2.4. Norway's territory .....	315
5.3. Comparative analysis of the gold potential of the Fennoscandian Shield .....	319
5.4. Karelia's economic gold prospects .....	331
<b>CONCLUSION .....</b>	<b>338</b>
<b>REFERENCES .....</b>	<b>341</b>

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время минерально-сырьевая база золота и МПГ (металлов платиновой группы) России представлена коренными и россыпными месторождениями, расположенными преимущественно в заполярных областях ее северных и северо-восточных регионов и в меньшей степени на Урале и в Сибири (Додин и др., 1998а; Кривцов и др., 2002 и др.). В экономическом аспекте она все более и более становится интегрированной в соответствующую мировую систему минерально-сырьевых ресурсов и развивается, подчиняясь глобальным в планетарном масштабе закономерностям изменений объемов добычи и производства благородных металлов.

За всю историю человеческой цивилизации добыто ~130–140 тыс. т золота. Современное мировое производство золота составляет ~2600 т, потребление >3000 т в год. Структура его потребления в последние годы мало меняется, %: ювелирное производство – 73–77; электронная и электротехническая промышленность – 12–14; стоматология – 0,3–4,5; чеканка монет и др. – 9–10 (Минеральное сырье..., 1999). Цена на золото в зависимости от состояния мировой экономики сильно варьирует и на начало 2011 г. составляла ~1400 дол. за тройскую унцию, или >40 дол./г (<http://www.forexpf.ru/chart/gold/>). Мировые запасы золота превышают 100 тыс. т. Около 90% из них сосредоточены в семи государствах (ЮАР – 56,3%, США – 13,4%, Россия – 12%, Бразилия – 6,4%, Канада – 4,5%, Австралия – 4,4%, Папуа Новая Гвинея – 2,5%) и связаны главным образом с коренными месторождениями золота. В США, Канаде, Австралии и особенно Папуа Новой Гвинее значительная часть запасов золота заключена в комплексных рудах медных, медно-никелевых и полиметаллических месторождений (Сафонов, 1997 и др.). Наиболее крупными производителями золота являются ЮАР, США, Австралия, Канада, Китай, Россия, Индонезия, Узбекистан.

Прогнозные ресурсы золота России оцениваются в ~22,4 тыс. т, и по этому показателю страна занимает второе место в мире после ЮАР. Еще 1,5 тыс. т ресурсов прогнозируется в комплексных месторождениях с попутным золотом. По запасам же золота Россия занимает третье место в мире после ЮАР и США. Основу ее минерально-сырьевой базы золота составляют месторождения Сибири и Дальнего Востока, где сосредоточено ~75% разведанных запасов, более трех четвертей из которых связано с коренными месторождениями золота, 11,4% – с россыпями золота, 7,7% – с коренными месторождениями комплексных золотосодержащих руд (О состоянии..., 2010). Среднее содержание золота в рудах российских коренных месторождений составляет 3,73 г/т, а в разрабатываемых – 3,96 г/т, что выше, чем в эксплуатируемых месторождениях ведущих золотодобывающих стран мира. Значительная доля запасов представлена высокомышьяковистыми рудами с «упорным» золотом и сосредоточена в месторождениях, расположенных в районах с неблагоприятными климатическими условиями и неразвитой инфраструктурой (О воспроизводстве..., 2005; О состоянии..., 2010).

Несмотря на то что минерально-сырьевая база золота России достаточно велика, в нераспределенном фонде недр практически не осталось крупномасштабных золоторудных объектов. В первые годы XXI в. погашение запасов золота устойчиво превышало их прирост, и только в последнее время эта тенденция была изменена, но незначительно. Это предопределяет острую необходимость наращивания запасов преимущественно в регионах с развитой инфраструктурой путем открытия коренных месторождений золота традиционных промышленных типов, а также нетрадиционных, ориентированных на крупнообъемную добычу руд открытым способом с применением прогрессивных технологий переработки (О воспроизводстве..., 2005). Одним из таких регионов, несомненно, является Карелия, где производственными и научно-исследовательскими организациями выявлено около 200 золоторудных объектов (5 мелких месторождений) (Минерально-сырьевая..., 2005) и научно обоснована ее перспективность на промышленное золото более значительных масштабов (Кожевников и др., 1997; Афанасьева и др., 1998; Иващенко, 2006, 2010 и др.).

С конца прошлого века и по настоящее время мировые добыча, производство и потребление МПГ последовательно возрастают, достигнув ~500 т в год. Структура потребления платиноидов крайне разнообразна (катализаторы, ювелирное дело, энергетика, электроника, автомобильная, химическая, медицинская и стекольная промышленность и др.). К тому же они являются безальтернативными конструкционными материалами в водородной энергетике. Вследствие этого цены на МПГ, испытывая иногда резкие колебания, все же неуклонно растут, составляя в настоящее время для платины – ~1800 дол. за тройскую унцию (58 дол./г), палладия – ~830–840 дол. (27 дол./uh) (<http://www.forexpf.ru/chart/platinum/>). Самым дорогим из платиноидов является <sup>187</sup>Os – 200 тыс. дол./г.

Конъюнктура мирового производства платиновых металлов из первичного рудного сырья определяется тремя странами – ЮАР, Россией и Канадой. К основным производителям МПГ относятся компании Anglo American Platinum, Норильский Никель, Stillwater Mining Company, Implats и Lonmin PLC. Они обеспечивают около 95% мирового производства платины и 87% – палладия. Вместе с тем, по оценкам подтвержденных запасов, подобное соотношение в производстве МПГ между этими странами может резко измениться уже в ближайшие годы в сторону абсолютного доминирования ЮАР в результате наращивания ею добычи и производства МПГ из руд уникального платиноносного комплекса Бушвелд.

Россия обладает значительными запасами МПГ, являясь второй в мире (после ЮАР) платиновой державой. Балансовые запасы МПГ в России составляют ~14,8 тыс. т (~15% от мировых). Из них около 95% сосредоточено в комплексных Cu-Ni месторождениях Норильско-Хараелахской металлогенической зоны. ~20% ресурсов МПГ России прогнозируется в Карело-Кольском регионе, преимущественно в платинометалльных месторождениях малосульфидного типа. Вместе с тем перспективы укрепления позиций страны среди основных государств – держателей запасов МПГ невелики: суммарные прогнозные ресурсы платиноидов России оцениваются лишь в 3,75 тыс. т, что не превышает 5% мирового ресурсного потенциала этих металлов (О состоянии..., 2010).

Минерально-сырьевая база МПГ России достаточна для удовлетворения собственных потребностей в обозримом будущем, но практически вся она находится в распределенном фонде, в руках одной компании-монополиста в секторе добычи платиноидов. При этом 54–60% добываемого в норильских месторождениях сырья – это богатые руды. Производство МПГ в России, почти полностью базирующееся на Норильских Cu-Ni месторождениях, обладает определенной уязвимостью из-за значительных потерь в ходе их попутного извлечения при производстве никеля и меди и вследствие неизбежного снижения доли богатых руд в общем объеме добычи (Додин и др., 1998а,б). Такая стратегия добычи предопределяет постепенное снижение качества остаточных запасов и может впоследствии вызвать спад производства МПГ и утрату Россией положения одного из лидирующих мировых продуцентов платиноидов. Обеспеченность запасами других МПГ-добывающих регионов (Печенгского рудного района, Хабаровского края, Корякии), по сравнению с Норильским, – крайне незначительна. Все это диктует необходимость создания в стране альтернативных минерально-сырьевых баз МПГ, в том числе с нетрадиционными для России типами руд. Наиболее перспективным регионом в этом аспекте является северо-запад России и прежде всего – Карелия, как регион с наиболее благоприятными географо-климатическими условиями и развитой инфраструктурой, где уже открыто несколько МПГ месторождений с прогнозными ресурсами ~2000 т (Трофимов и др., 2002).

Открытие и металлогенические исследования многочисленных золоторудных и платинометалльных объектов на территории Карелии позволили обосновать ее в качестве новой перспективной благороднометалльной провинции северо-запада России (Трофимов и др., 2002; Голубев, 2006 и др.), характеризующейся значительным типовым разнообразием соответствующего оруденения. Это вызвало определенный интерес к благороднометалльному оруденению Карелии со стороны потенциальных инвесторов. Однако до сих пор он не привел к промышленному освоению ни одного из золоторудных и платинометалльных рудных объектов.

Наиболее важными работами, внесшими к настоящему времени существенный вклад в разработку вопросов благороднометалльной металлогении Карелии, являются следующие: «Золото Карелии» (Афанасьева и др., 1998), «Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия» (Трофимов и др., 2002), «Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия м-ба 1 : 500 000» (Леонтьев и др., 2003), «Минерально-сырьевая база Республики Карелия» (2005) и многочисленные отчеты ВСЕГЕИ (А.В. Савицкий и др.) и «Невскгеологии» (Ю.В. Петров, В.И. Поликарпов и др.) Из научных публикаций, кроме работ авторов настоящей монографии, следует отметить результаты исследований А.М. Ахмедова (1995, 2001, 2005 и др.), В.Н. Кожевникова (1997, 2000, 2007 и др.), Л.В. Кулешевич (1997, 2006, 2009 и др.), А.М. Ручьева (2001, 2005, 2008 и др.), С.И. Турченко (2003, 2007 и др.), Ю.О. Ларионовой и А.В. Самсонова (2005, 2007, 2008 и др.) и др. Однако крупного обобщения, синтезирующего на современном научном уровне все достижения последних лет в области благороднометалльной проблематики Карельского региона, до сих пор подготовлено не было, что и попытались сделать авторы монографии.

Настоящей работой предполагается путем систематизированного формационно-генетического описания преобладающего большинства благороднометалльных объектов Карелии, их металлогенического анализа и сопоставления с соответствующими месторождениями сопредельных с ней территорий Фенноскандинавского щита оценить и обосновать промышленные перспективы Карельского региона на золото и платину.

Авторы не ставили себе целью охарактеризовать с одинаковой степенью детальности все благороднометалльные объекты Карелии, уделяя больше внимания только эталонным, новым, наиболее перспективным, и тем, на которых лично проводили комплексные исследования. Ранее известные месторождения и проявления золота и платиноидов, подробные описания которых содержатся в многочисленных публикациях и отчетах, характеризуются в монографии в тезисной форме, сопровождаясь соответствующими ссылками на литературные источники.

Основным методическим принципом проведенных исследований был системный анализ, что способствовало рациональному использованию при разнообразных генетических построениях комплекса фактических данных, находящихся в иерархической соподчиненности. Авторы также руководствовались методологическим принципом «Бритвы Оккама» (*Не следует множить сущностей сверх необходимости*), разрабатывая наиболее простые, но не противоречащие фактическим данным металлогенические построения, модели и классификации, не обременяя их излишней детализацией и развивая и усложняя их только по мере выявления фактографических противоречий.

Генетическая типизация благороднометалльного оруденения, в особенности для условий докембрия, представляется фундаментальной научной проблемой, многие важные аспекты которой остаются по настоящее время неоднозначными и дискуссионными. Сложность проблемы для золотого оруденения, в отличие от платинометалльного, еще более усиливается в связи с отсутствием у ряда его формационных типов явных генетических связей с определенными магматическими комплексами. Вследствие этого налицо проблематичность его генетической типизации, особенно на формационной основе. Поэтому в данной работе за основу его классификации взята разработанная финскими геологами и успешно применяемая в металлогенических целях в пределах всей Фенноскандии генетическая систематика золотого оруденения территории Финляндии (FINGOLD database).

В основу работы положен большой объем оригинальных фактических данных и материалов, полученных авторами за 30–40-летний период металлогенических исследований Карельского региона в рамках выполнения программ «Платина России», «Золото Карелии», тем плана НИР ИГ КарНЦ РАН (Рудообразующие системы гранитоидного магматизма Карелии, Эндогенные золоторудные системы докембрия Карелии, Минерагения благородных металлов докембрия Карелии и др.), проектов Программ № 14, 23 и 24 Президиума РАН (Минерагения Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе), проектов по тематике ОНЗ РАН (Металлогения и оценка перспектив Карельского региона на крупные комплексные благороднометалльные месторождения), международных проектов (IGCP-373 (INTAS) «Рудоносные граниты России и сопредельных стран», Tacis Cross-Border Co-operation Small Project Facility IMSEDIGIS TSP/RK/9803/094, «Development of Suojarvi District as a Model Area for Sustainable Development with the Example of the International Biosphere Reserve in Finnish and Russian Karelia», «Металлогения Фенноскандинавского щита» – договор между ИГ КарНЦ РАН и университетом г. Турку, Финляндия, FENGOT – Фенноскандинавский золотой трансект и др.), тематических работ по заданию правительства Республики Карелия (Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия), проектов РФФИ и хоздоговоров.

Использовались также результаты оригинальных геологических наблюдений и исследований авторов, полученных при посещении многих золоторудных месторождений Фенноскандии, в том числе и крупнейших из них – Суурикуусикко, Айттик, Фалун, Кутемаярви, Сааттопора и др. Авторы признательны и благодарны профессору К. Сундбладу (ун-т г. Турку, Финляндия), профессору Н. Куку (руководитель международного проекта ICGP486) и руководителям международного проекта «FENGOT» профессору Р. Лахтинену и Т. Ниранену (Геологическая служба Финляндии) за предоставленную возможность посетить эти месторождения и обсудить актуальные вопросы металлогении золота Фенноскандинавского щита.

Введение, главы 1, 4, 5 написаны В.И. Иващенко; глава 2 – А.И. Голубевым, В.И. Иващенко; глава 3, заключение – В.И. Иващенко, А.И. Голубевым.

Авторы благодарны директорам Института геологии КарНЦ РАН С.И. Рыбакову и В.В. Щипцову за поддержку данных направлений исследований в планах НИР института и признательны коллегам (А.М. Ручьеву, О.Б. Лаврову, И.К. Котовой, Н.И. Кондрашовой, А.Е. Ромашкину, Д.В. Рычанчику, С.Я. Соколову и др.), с которыми проводились полевые исследования на ряде благородно-металлических

объектов Карелии, и в особенности Н.Н. Трофимову, М.М. Лаврову и В.Д. Слюсареву, по сути давшим начало исследованиям по металлогении золота и платиноидов в ИГ КарНЦ РАН.

Мы благодарны сотрудникам других геологических институтов и организаций (А.М. Ахмедову, К.И. Степанову, Н.Б. Филиппову, Г.Ш. Мурадымову, Е.В. Путинцевой, А.В. Волкову, А.В. Федюку, В.Ю. Алексею, А.В. Самсонову, Ю.О. Ларионовой, Н.М. Саморукову, С.А. Бушмину, С.Н. Юдину, В.Ф. Папулову, А.Н. Торицыну, И.А. Алексею и др.), совместная работа с которыми, обсуждение проблем благороднометаллической металлогении Карелии и общение имели важное значение.

Глубокой признательности заслуживают сотрудники (А.Н. Сафронов, А.Н. Терновой, Н.В. Питкя, В.Л. Утицына и др.) аналитической лаборатории института, руководимой А.И. Михайловой, и Геоинформационного центра под руководством А.К. Полина, способствовавших получению, сбору и систематике большого объема аналитических данных. В работе над рукописью при оформлении иллюстративного материала большую помощь оказала О.О. Соколан.

Считаем своим приятным долгом поблагодарить рецензентов – А.Б. Вревского, В.С. Степанова и А.В. Федюка за конструктивную критику, ценные замечания и полезные рекомендации, способствовавшие устранению недостатков и улучшению качества рукописи, а также Г.Н. Соколова за перевод на английский язык отдельных частей монографии.

Особо признательны и благодарны академику Д.В. Рундквисту за постоянные интерес, внимание и поддержку наших исследований, а также за научное редактирование работы.

Выполнение этой работы было бы невозможным без финансовой поддержки программы ОНЗ-2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья», субпроект «Металлогения и оценка перспектив Карельского региона на крупные комплексные благороднометаллические месторождения» и Программ № 14, 23 и 24 Президиума РАН (субпроект «Минерогения Онежского рудного района: основы прогнозирования месторождений стратегических видов минерального сырья и новых их типов в Карельском регионе»).

## INTRODUCTION

Russia's gold and platinum-group metal (PGM) resources are presently concentrated in bedrock and placer deposits located dominantly in the Arctic zones of Russia's northern and northeastern regions and to a smaller extent in the Urals and Siberia (Dodin et al., 1999; Krivtsov et al., 2002 et al.). Economically, Russia is gradually becoming part of the global system of mineral resources, and its development is affected by changes in the output and production of noble metals.

A total of about 130–140 T t of gold has been produced so far by the mankind. The present global annual gold production is ~2600 t and gold consumption is over 3000 t. In the past few years the gold production structure has not changed considerably: 73–77% of gold are used in jewellery; 12–14% in the electronic and electrotechnical industry; 0,3–4,5% in stomatology; 9–10% in coining of money and other fields (Mineral raw materials..., 1999). Gold price varies greatly, depending on world economic trends; at the beginning of 2011 one ounce of gold costs about \$1400, i. e. over \$40 per g (<http://www.forexpf.ru/chart/gold/>). The global gold reserves are in excess of 100 000 t. About 90% of them are concentrated in seven countries (RSA – 56,3%, USA – 13,4%, Russia – 12%, Brazil – 6,4%, Canada – 4,5%, Australia – 4,4%, Papua New Guinea – 2,5%) and occur dominantly in bedrock gold deposits. In the USA, Canada, Australia and especially Papua New Guinea a considerable share of gold reserves is hosted by complex ore in copper, copper-nickel and base-metal deposits (Safonov, 1997 et al.). RSA, USA, Australia, Canada, China, Russia, Indonesia and Uzbekistan are the biggest gold producers.

Russia is in the second place after RSA in forecast gold resources of ~22,4 T t. Another 1,5 T t are predicted to occur in complex deposits with associated gold. Russia is placed third in gold reserves after RSA and USA. The basis of its mineral resources is formed of Siberian and Far Eastern deposits hosting ~75% of explored reserves, over  $\frac{3}{4}$  of which are associated with bedrock gold deposits, 11,4% with gold placers and 7,7% with complex auriferous bedrock ore deposits (On the present condition..., 2010). The average gold content of ore is 3,73 g/t in Russia's bedrock deposits and 3,96 g/t in mined deposits, which is higher than the gold content of ore from the deposits mined by the world leading gold producers. A considerable share of reserves is represented by high-arsenic ore with rusty gold and is concentrated in the deposits located in areas with an unfavourable climate and a poorly developed infrastructure (On the present condition..., 2010).

Although Russia's gold resources are great, there are practically no large gold localities left in the undistributed mineral resources. In the first few years of the 21st century the abandonment of gold reserves steadily exceeded their increment, and it was not until recently that this trend has slightly changed. Therefore, attempts to increase gold reserves should be made chiefly in regions with a well-developed infrastructure by discovering not only economic bedrock gold deposits but also nonconventional deposits which could be mined by the open-pit method using advanced processing technologies to provide large output (On reproduction..., 2005). One of such regions is Karelia, where production organizations and scientific-research institutes have discovered over 200 gold localities (5 small deposits) (Mineral raw materials..., 2005) and provided strong arguments in favour of their higher economic gold potential (Kozhevnikov et al., 1997; Afanasyeva et al., 1998; Ivashchenko, 2006; 2010 et al.).

Global PGM production and consumption have been steadily increasing since the late 20th century to ~500 t/year. Platinoids are used in various fields such as catalyst production, jewellery, power engineering, electronics, car production, chemical, medical and glass industries, etc. They provide unique construction materials for hydrogen power engineering. Therefore, PGM prices are steadily rising; one ounce of platinum now costs ~\$1800 (\$58/g) and one ounce of palladium ~\$830–840 (\$27/uh) (<http://www.forexpf.ru/chart/platinum/>). The most expensive platinoid,  $^{187}\text{Os}$ , costs \$200 000 /g.

The state of the PGM market (PGM produced from primary raw ore) is controlled by three countries: RSA, Russia and Canada. Anglo-American Platinum, Norilsk Nickel, Stillwater Mining Company, Implats and Lonmin PLC are major PGM producers. They make up 95% of global platinum and 87% of palladium production. However, recent proved reserve estimates show that RSA is likely to dominate on the PGM market in a few years as a result of increased PGM production from Bushveld ore, a unique platiniferous complex.

Russia has considerable PGM resources, and is a world second (after RSA) biggest platinum producer. Russia's balance PGM reserves are estimated at ~14,8 T t (~15% of global reserves) about 95% of which are concentrated in the complex Cu-Ni deposits of the Norilsk-Karaelahti metallogenic zone.

About 20% of Russia's PGM resources are expected to occur dominantly in the low sulphide-type PGM deposits located in the Karelia-Kola region. However, Russia's prospects as one of the leading PGM producers are not encouraging because its total predicted platinoid resources are only estimated at 3,75 T t, making up not more than 5% of global platinoid resources (On the present condition..., 2010).

Russia's mineral resources are large enough to meet domestic demand in the foreseeable future, but they are all owned by one company, a monopolist in platinoid production. It should be noted that 54–60% of the raw material mined at the Norilsk deposits is high-grade ore. PGM production in Russia, almost entirely based on the Norilsk Cu-Ni deposits, is vulnerable because of appreciable loss from associated recovery during nickel and copper production and an inevitable decrease in the share of high-grade ore in total output (Dodin et al., 1999). This mining strategy is likely to cause a gradual deterioration of the quality of the remaining reserves and a decline in PGM production. As a result, Russia may lose the status of one of the world leading platinoid producers. Other PGM-producing regions, such as the Pechenga Ore Province, the Khabarovsk region and Koryakia, have much smaller reserves than Norilsk. Therefore, the need to search for new PGM sources, including ore types uncommon to Russia, is strongly felt. The most promising region in this respect is Northwest Russia, particularly Karelia, a region with the most favourable geographic and climatic conditions and a well-developed infrastructure, where several PGM deposits with forecast resources of about 2000 t have already been discovered (Trofimov et al., 2002).

The discovery and metallogenic study of many gold and PGM prospects in Karelia have shown that it is a new promising PGM province in Northwest Russia (Trofimov et al., 2002; Golubev, 2006 et al.) which has various types of noble-metal mineralization. Potential investors showed an interest in Karelia's noble-metal mineralization, but none of the gold and PGM prospects discovered have been mined so far.

The most essential publications, which provide a better understanding of Karelia's noble-metal mineralization, are: «Karelia's gold» (Afanasyeva et al., 1998); «Evaluation of prospectives for new sources of PGE in the Republic of Karelia» (Trofimov et al., 2002), «Producing a 1 : 500 000 scale map of useful minerals in the Republic of Karelia» (Leontyev et al., 2003), «Mineral resources of the Republic of Karelia» (2005) and numerous VSEGEI (A.V. Savitsky et al.) and Nevskgeologia (Yu.V. Petrov, V.I. Polikarpov et al.) reports. In addition to the publications by the authors of the present monograph, reports on the studies conducted by A.M. Akhmedov (1995, 2001, 2005 et al.), V.N. Kozhevnikov (1997, 2000, 2007 et al.), L.V. Kuleshevich (1997, 2006, 2009 et al.), Yu.O. Larionova and A.V. Samsonov (2005, 2007, 2008 et al.), A.M. Ruchyev (2001, 2005, 2008 et al.), S.I. Turchenko (2003, 2007 et al.) and others are noteworthy. However, nobody has tried to assess progress in the study of Karelia's noble metals over the past decade. The present monograph is an attempt to fill the gap.

The goal of the monograph is to evaluate Karelia's economic gold and platinum potential by describing the genetic characteristics of most noble-metal prospects, analyzing their metallogeny and comparing them with other noble-metal deposits in the Fennoscandian Shield.

The authors do not describe all Karelia's noble-metal prospects in detail. More attention is only given to standard, new and most promising prospects and to the localities studied by the authors. Well-known gold and platinoid deposits and occurrences described earlier in numerous publications and reports are characterized briefly with references from the literature.

As the basic method employed by the authors was systems analysis, available data arranged in hierarchical order were used efficiently for various genetic reconstructions. Simple metallogenic reconstructions, models and classifications, consistent with available data, are based on the methodological principle known as the Okkama Razor: «*Don't make things more essential than necessary*» and are presented in more detail if only they do not conflict with available evidence.

The genetic classification of noble-metal mineralization, especially one for Precambrian conditions, is a fundamental scientific problem, many essential aspects of which remain the subject of animated debate. Gold mineralization is harder to understand than PGM mineralization because some of its formation types are not clearly related genetically to igneous complexes. Its formation-based genetic classification is especially problematic. Therefore, in the present paper its genetic classification is based on the genetic systematics of gold mineralization in Finland (FINGOLD database) developed by Finnish geologists and used successively for metallogenic purposes throughout Fennoscandia.

The basis for the monograph is provided by the voluminous data obtained by the authors over a 30–40-year period of metallogenic study of the Karelian region conducted under the Programmes «Platinum of

Russia», «Gold of Karelia», the research projects accomplished by the Institute of Geology, KarRC, RAS (The ore-forming systems of granitoid magmatism in Karelia; Precambrian endogenous gold ore systems of Karelia; The mineral genesis of Precambrian noble metals in Karelia, etc.), projects of RAS Presidium Programmes № 14, 23 and 24 (The mineral genesis of the Onega Ore Province: the basis for prediction of strategic mineral deposits and their new types in the Karelian region), Earth Sciences Section projects (Metallogeny and assessment of the prospectives of the Karelian region for big complex noble-metal deposits), international projects (IGCP-373 (INTAS) «Metalliferous granites of Russia and neighbouring countries», Tacis Cross-Border Co-operation Small Project Facility IMSEDIGIS TSP/RK/9803/094. «Development of the Suojärvi District as a model area for sustainable development, with examples from the International Biosphere Reserve in Finnish and Russian Karelia», «Metallogeny of the Fennoscandian Shield» – an agreement between the Institute of Geology, KarRC, RAS, and the University of Turku, Finland, FENGOT – Fennoscandian Gold Transect, etc.), projects initiated by the Government of the Republic of Karelia (Assessment of new sources of PGE in the Republic of Karelia), RFFR projects and economic agreements.

The authors also used the results of their own geological observations and studies carried out at many gold deposits in Fennoscandia, including the biggest deposits such as Suurikuusikko, Aitik, Falun, Kutemajärvi, Saatopora, etc. The authors wish to thank Prof. K. Sundblad (University of Turku, Finland), Prof. N. Cooke (Leader of ICGP Project 486) and Leaders of the International FENGOT Project Prof. R. Lahtinen and T. Niiranen (Geological Survey of Finland) for the invitation to visit the above deposits and to discuss essential problems in the gold metallogeny of the Fennoscandian Shield.

The Introduction and Chapters 1, 4 and 5 were written by V.I. Ivashchenko, Chapter 2 by A.I. Golubev and V.I. Ivashchenko, Chapter 3 and Conclusion by V.I. Ivashchenko and A.I. Golubev.

The authors are indebted to the late Director of the Institute of Geology, KarRC, RAS, S.I. Rybakov and to the present Director V.V. Shchiptsov for support of their research and to A.M. Ruchyev, O.B. Lavrov, I.K. Kotova, N.I. Kondrashova, A.E. Romashkin, D.V. Rychanchik, S.Ja. Sokolov and other fellow geologists who worked with them at Karelia's noble-metal prospects, especially N.N. Trofimov and V.D. Slyusarev, who initiated the study of gold and platinoid metallogeny in the Institute of Geology.

The authors are grateful to the staff members of other geological institutes and organizations A.M. Akhmedov, K.I. Stepanov, N.B. Filippov, G.Sh. Muradymov, E.V. Putintseva, A.V. Volkov, A.V. Fedyuk, V.Yu. Alexeyev, A.V. Samsonov, Yu.O. Larionova, N.M. Samorukov, S.A. Bushmin, S.N. Yudin, V.F. Papulov, A.N. Toritsina, I.A. Alexeyev and others for their contribution to cooperative study. Their opinion of Karelia's noble-metal mineralization was important.

The authors are obliged to A.N. Safronov, A.N. Ternovoy, N.V. Pitkä, V.L. Utitsyna and others of the Analytical Laboratory of the Institute of Geology headed by A.I. Mikhailova and to the staff of the Geoinformation Centre headed by A.K. Polin, who contributed to the obtaining, collecting and classifying of extensive analytical data. The efforts of O.O. Sokolan in laying-out the illustrations in the manuscript are appreciated.

The authors have the pleasure to thank the reviewers A.B. Vrevsky, V.S. Stepanov and A.V. Fedyuk for constructive criticism, valuable comments and useful recommendations, which helped eliminate some drawbacks and improve the quality of the manuscript, and G.N. Sokolov for translating some parts of the monograph into English.

Special thanks are due to Academician D.V. Rundqvist for his permanent interest in and support of the authors' research and for editing the manuscript.

The present project was supported by the ESC-2 Programme «Fundamental problems in the geology, conditions of formation and principles of prediction of conventional and new types of big strategic mineral deposits, the Subproject «Metallogeny and assessment of the Karelian region's prospects for big complex noble-metal deposits» and RAS Presidium Programmes № 14, 23 and 24 (Subproject «The mineral genesis of the Onega Ore Province: the basis for prediction of strategic mineral deposits and their new types in the Karelian region»).

## ГЛАВА 1

### ИСТОРИЯ И СОСТОЯНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА НА ЗОЛОТО И ПЛАТИНОИДЫ

История промышленного освоения металлических полезных ископаемых на территории Карелии имеет глубокие корни. В конце 2-го тысячелетия до нашей эры здесь стали добывать и обрабатывать медь и бронзу, а в середине 1-го тысячелетия и железо. Горнорудные разработки в Карелии осуществлялись еще древними новгородцами, а более масштабное и интенсивное развитие они получили при царе Петре I (1682–1725 гг.). Соответственно и геологическое изучение Карелии началось по существу с петровских времен, в период освоения российского Севера и развития меднорудного промысла на ее территории. Впоследствии помимо добычи медных руд здесь стали разрабатываться месторождения и других полезных ископаемых: железа, графита, свинца, кварца, облицовочных и строительных камней и др. До 30-х гг. XX в. геологические исследования носили крайне ограниченный характер. Их результаты отражены в небольшом числе работ (Озерецковский, 1792; Иосса, 1834; Иностранцев, 1877; Кругловский, 1923 и др.), посвященных некоторым аспектам геологического строения Карельского региона, систематике проявленного магматизма и описанию отдельных групп месторождений.

#### 1.1. ОБЩАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

В период с 1923 по 1941 гг. в Карелии проводились систематические геологосъемочные, поисковые и научно-исследовательские работы (Ленинградское геологическое управление, АН СССР, ВСЕГЕИ, Ленинградский государственный университет, Ленинградский горный институт и др.), направленные на поиски полезных ископаемых, разработку вопросов стратиграфии, магматизма, метаморфизма и создание геологических карт. В процессе этих работ были открыты месторождения слюдяных и керамических пегматитов в Северной Карелии (Малиновая Варакка, Плотина, Тедино и др.), серного колчедана (Парандовское, Чалкинское, Хаутаваарское), титаномагнетитовых руд (Пудожгорское, Койкарское), цинка (Ковадъярви) в Центральной и Южной Карелии.

В послевоенные годы на территории Карелии был выполнен большой объем геологосъемочных и поисково-разведочных работ с использованием бурения и проведением геофизических, геохимических и научно-тематических исследований (Карельская и Северная экспедиции ПГО «Севзапгеология», ГП «Невскгеология», Западный геофизический трест, ВСЕГЕИ, Ленинградский государственный университет, ИГ Кар. филиала АН СССР и др.). Была существенно расширена база слюдяно-керамических пегматитов в Северной Карелии, создана сырьевая база облицовочных строительных камней, оценены известные ранее и открыты новые месторождения железа, серного колчедана, полиметаллов, молибдена, меди в Центральной и Западной Карелии, ванадия, урана в Онежском рудном районе, никеля, хромитов, платиноидов в Восточной Карелии и др. К этому же периоду относится и открытие первых месторождений и проявлений золота на ее территории.

Уже к 50-м гг. прошлого века был накоплен огромный фактический материал по геологии месторождений полезных ископаемых, а также сделаны важные сводные обобщения и прогнозные оценки по отдельным металлам (Тимофеев, 1935; Афанасьев, 1939; Ферсман, 1940; Борисов, 1948 и др.). Стало также очевидным, что в связи с перекрытием значительной части территории Карелии четвертичными отложениями фонд легко открываемых с поверхности месторождений был уже практически исчерпан. Назрела острая необходимость проведения систематических металлогенических исследований, которые были начаты ВСЕГЕИ в 1946 г. (П.К. Григорьев, П.М. Татаринцев) и продолжены в 1950–1956 гг. Т.В. Билибиной, Ю.В. Богдановым и др. Впервые было осуществлено структурно-металлогеническое районирование Карельского региона, в основу которого были положены принципы металлогенического анализа, разработанные Ю.А. Билибиным (1947). Итогом этих исследований стала металлогеническая карта Мурманской области и Карело-Финской ССР м-ба 1 : 1 000 000 (1956 г.) и методические рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ. В это же время металлогенические исследования с широким применением геофизических методов проводились ТКЭ СЗТГУ (И.В. Барканов, В.А. Перевозчикова и др.), в результате которых в 1954 г. была составлена предварительная металлогеническая карта Мурманской области и КФССР на молибден м-ба 1 : 1 000 000 (Барканов, Глебова-Кульбах, 1954).

Позднее, в 1963 г. И.В. Баркановым и др. были составлены металлогеническая и прогнозная карты на никель восточной (советской) части Балтийского кристаллического щита м-ба 1 : 1 000 000, учитывавшие по возможности все результаты предшествовавших поисково-разведочных работ за период 1946–1963 гг. При этом впервые была дана оценка перспектив никеленосности всей территории Карелии и положительно оценена возможность выявления сульфидных медно-никелевых руд в пределах синклинория Ветреный Пояс.

В это же время СЗТГУ (П.П. Дудинов, М.Е. Старицкая, В.Н. Плиев, А.С. Зуйкова, В.А. Добросердова, Е.К. Чичикалова и др.) начинает осуществляться систематизация фактических материалов, накопленных при геолого-съёмочных, поисковых и научно-исследовательских работах. Составляются кадастры месторождений и проявлений различных полезных ископаемых (Плиев, 1966; Старицкая, 1967 и др.), использовавшиеся впоследствии при металлогенических обобщениях.

В 1974 г. коллективом геологов ТКЭ СЗПГО (Ю.И. Рабинович, М.А. Корсакова, В.А. Коровкин и др.) составлена прогнозно-металлогеническая карта Карело-Кольского региона м-ба 1 : 500 000 на медь, золото, полиметаллы, колчедан и кианиты, основывающаяся на рудно-формационном анализе с обобщением большого объема геолого-структурных, геофизических и геохимических данных (Рабинович и др., 1974). В качестве наиболее перспективных рудных формаций этих металлов для Карельского региона выделялись стратиформные – золоторудная в песчаниках и конгломератах, меднорудная в песчаниках, кобальт-меднорудная в углеродистых сланцах.

В 1983 г. составлена и издана выполненная на формационной основе металлогеническая карта восточной части Балтийского щита в м-бе 1 : 500 000 под редакцией А.В. Сидоренко и Т.В. Билибиной, обобщающая результаты всех предыдущих металлогенических исследований Карело-Кольского региона (Билибина и др., 1983). В карте учтен, систематизирован и проанализирован огромный объем разноплановых материалов. Металлогеническое районирование выполнено с учетом геохимической, метаморфической и петрофизической зональности территории, а также данных о блоковом строении и типе земной коры. Металлогеническая карта сопровождается комплектом прогнозных, металлогенических полиметалльных и монометалльных карт на ведущие для данного региона полезные ископаемые м-ба 1 : 500 000.

В 1984 г. с привлечением новых комплексных геолого-геофизических данных составлена металлогеническая карта Карело-Кольского региона м-ба 1 : 1 000 000 под редакцией В.Е. Попова и Д.В. Рундквиста.

В 1987 г. ТКЭ СЗПГО (Ю.Г. Кобылянский, Л.В. Турылева и др.) разработан новый вариант прогнозно-металлогенической карты Карело-Кольского региона на никель м-ба 1 : 500 000, а в 2000 г. ГГУП «Минерал» (Мурадымов и др., 2000) составлена с использованием ГИС-технологий прогнозно-металлогеническая карта на никель Республики Карелия м-ба 1 : 500 000. Она дополнялась структурно-геологическими схемами-врезками с элементами прогноза м-бов 1 : 200 000–1 : 50 000 (Олангская, Кивгубская, Костомукшская, Выгозерско-Каменноозерская, Бураковско-Маткалахтинская, Западно-Приладожская площади) и кадастром медно-никелевых месторождений, рудопроявлений и точек минерализации на цифровой основе.

Помимо работ по составлению металлогенических карт, производственными организациями СЗТГУ (СЗПГО), научно-исследовательскими институтами постоянно проводились различные тематические работы, посвященные в т. ч. и металлогении Карелии (Богачев и др., 1963; Шустов, 1964; Войтович и др., 1967, 1971, 1973; Климов и др., 1969, 1970; Негруца и др., 1979, 1982; Ушков, 1979; Ушков, Шибко, 1982; Ушков и др., 1984; Папазов, Макарова, 1982; Попов, Шурупова, 1982; Малышева и др., 1985 и др.).

В последние десятилетия прошлого века общими и специальными вопросами металлогении Карелии занимался ИГ КарНЦ РАН. Результаты этих металлогенических исследований изложены в многочисленных статьях, нескольких сборниках и монографиях (Богачев и др., 1963; Хазов, 1973, 1982; Металлогения Карелии, 1981; Иващенко, 1987; Иващенко, Лавров, 1994; Рыбаков и др., 1999; Кожевников, 2000; Трофимов, Голубев, 2008 и др.).

В XXI в. систематических металлогенических исследований на территории Карелии не проводилось. В 2007 г. ВСЕГЕИ составлена цифровая металлогеническая карта Карелии м-ба 1 : 1 000 000, а в рамках ГДП-200 ГГУП «Минерал» для отдельных ее районов (Приладожье, Лехтинская структура) сделаны с применением ГИС-технологий прогнозно-металлогенические

схемы, систематизирующие и обобщающие новые оригинальные данные в совокупности с результатами предшествующих исследований производственных и научных организаций. Карельская геологическая экспедиция совместно с АО «Кивиярви» проводит доизучение и оценку медно-никелевых месторождений и проявлений в Восточной Карелии, а компании «Норит» и «Полиметалл» осуществляют разведку хромового оруденения в Бураковском плутоне. В это же время КГЭ обобщает все накопленные за исторический период данные о полезных ископаемых Карелии (Леонтьев и др., 2003; Минерально-сырьевая..., 2005), а СЗПГЦ проводит аналогичную работу, но касаясь только промышленно значимых рудных объектов Карелии (Коровкин и др., 2003). Музей им. Вернадского совместно с ИГ КарНЦ РАН и Российско-Французской металлогенической лабораторией издает в электронном виде монографию по месторождениям металлических полезных ископаемых Карело-Кольского региона (Tkachev et al., 2008).

## 1.2. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ НА ЗОЛОТО

Первые находки золота в Карелии известны еще с петровских времен. Монахи Даниловского монастыря чеканили собственную монету из золота, предположительно найденного ими в Олонецкой губернии (Афанасьева и др., 1998). Официально же задокументированные находки и добыча золота в Карелии относятся к началу XVIII в. В 1737 г. вблизи д. Надвоицы крестьянином Т. Антоновым была найдена кварцевая жила с сульфидной минерализацией, давшая начало Воицкому руднику, где с 1742 г. начались разработки медной руды, спустя два года в которой было обнаружено золото, добывавшееся с длительными перерывами более 20 лет (Озерецковский, 1792; Поморцева, 2000). Это было одной из первых коренных разработок и добычи золота в России, хотя имеются исторические сведения о золотом промысле на Алтае 4600 лет назад и промышленном извлечении золота из серебряных руд на Нерчинских заводах (1704 г.) и Кольвано-Воскресенском заводе (1729 г.) на Урале (Кичигин и др., 2009). К моменту закрытия Воицкого рудника в 1794 г. было добыто 74 кг золота и 106 т меди (Майер, 1907; Кузин, 1961). Ревизионными работами в последующем нарастить запасы золота на этом месторождении не удалось (Аверин, 1935 и др.). В этот же период непромышленные по масштабам проявления золота, но с содержаниями до 5–10 г/т, были обнаружены в меднорудных кварцевых жилах у д. Пибозерской и в четвертичных отложениях по долинам рек Выг, Пяльма, Кумбукса, Шоба, Пажа.

В XIX в. 1 пуд золота и 11 т серебра было попутно получено из руд Питкярантского медно-оловорудного месторождения (Грендаль, 1896).

В начале XX в. высокие содержания золота (до 80 г/т) были установлены на меднорудном месторождении Воронов Бор (Нахимсон, 1913), медно-полиметаллическом проявлении Фаддейнкелья (до 60 г/т) (Желубовский, 1931), Шуезерском медном проявлении (до 1 г/т), в кварцевых жилах Ширкоярви и в фальбандах Беломорья (Гинсбург, 1921) до 1,5 и 11 г/т, соответственно.

Е.Н. Барбот-де-Марни в 1922 г. (Леонтьев и др., 2003) провел первое обобщение и систематизацию известных золотопроявлений, выделив для коренного оруденения три морфогенетических типа: сульфидно-кварцевые жилы, колчеданные залежи, медно-сульфидные жилы. Наиболее перспективным считался первый тип.

В первые послевоенные годы целевых тематических работ на золото не проводилось. Отмеченное в 1947 г. И.В. Баркановым сходство ятулийских конгломератов Карелии с золотоносными конгломератами других регионов мира на долгое время предопределило стратегию металлогенических исследований на золото в ее пределах. В процессе геолого-съёмочных работ м-ба 1 : 200 000 в разрезе докембрийских толщ впервые были выделены три уровня «потенциально золотоносных» конгломерат-песчаниковых отложений (парандовский, тунгудско-надвоицкий и сегозерско-онежский), сопоставимых по ряду признаков с аналогичными по составу золотопродуктивными образованиями Южной Африки, Канады и Бразилии. В многочисленных отчетах этого периода приводятся сведения по вещественной, морфологической и генетической характеристике золоторудных конгломератов.

После создания в 1970 г. в СЗТГУ лабораторной базы, рассчитанной на проведение массовых анализов на золото, началось более планомерное и систематическое изучение золотоносности Карелии. Однако первоначально все организации, проводившие тематические работы на золото (КГРЭ, ЦГП СЗТГУ, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ), сконцентрировали свои исследования исключительно на кварце-

вых конгломератах. В результате наиболее перспективной на данный тип золотого оруденения была определена Янгозерская структура, в пределах которой впоследствии были выявлены рудопроявления U-Au конгломератов мартит-гематитового типа с общими прогнозными ресурсами ~35 т (Минерально-сырьевая..., 2005). В целом же перспективы золотоносности Карелии оценивались как невысокие (Рабинович, Попов, 1975 и др.). В связи с этим геологические работы на золото проводились в ограниченных объемах и были ориентированы преимущественно на поиски и оценку золоторудных объектов «конгломератового» и «кварцево-жильного» типов (Коровкин, Турьева, 1994; Попов, Шуропова, 1982). Один из таких золоторудных объектов – Майское рудопроявление – было открыто в 1971 г. Мурманской экспедицией СЗТГУ при проведении поисковых работ на медь и никель (Даин, 1973).

Со второй половины 70-х гг. прошлого века начались тематические, поисково-ревизионные, литогеохимические (на золото) исследования, осуществлявшиеся ведущими научными и производственными геологическими организациями северо-запада России: ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ГПП «Севзапгеология», ГПП «Невскгеология», Карельской ГРЭ. При этом главным направлением работ по-прежнему оставались кварцевые конгломераты. ГПП «Севзапгеология» проведена количественная оценка прогнозных ресурсов золота в Янгозерской, Онежской, Лехтинской и Шомбозерской структурах. Было выявлено множество пунктов минерализации золота в конгломератах Койкарской, Кумсинской, Янгозерской, Лехтинской и др. структур. Наиболее высокие содержания золота были установлены в магнетит- и гематит-содержащих конгломератах Маймъярви и оз. Риговаракского. В качестве первоочередного объекта для поисковых работ с крупномасштабным картированием базального горизонта конгломератов была намечена Янгозерская структура (Ушков, 1978).

К концу 1970-х гг. постепенно, кроме изучения золотоносных конгломератов, разворачиваются целевые, тематические и поисковые работы по оценке перспектив территории Карелии на другие типы золотого оруденения – древних золотоносных россыпей, золотосодержащих железистых кварцитов, золотоносных черных сланцев, скарнов, фальбандов и т. д. (Галдобина, Голубев, 1982; Ахмедов, Гушин, 1986). Начинается изучение золотоносности архейских зеленокаменных поясов с широким применением буровых работ (Фадеев, 1977; Былинский и др., 1979), в результате которых были выявлены Соанваарское, Шаваньское, Пулозерское рудопроявления золота. Центральной геохимической партией СЗТГУ в 1976 г. при ревизионном опробовании керна скважин были выявлены Рыбозерское, Тайгиницкое, Половининское рудопроявления золота (Рундквист, 1975; Богданов и др., 1979) и установлены повышенные содержания золота на участке Коросозеро и в серноколчеданных рудах Парандовского, Хаутаваарского и Ялонварского месторождений.

В эти же годы начинаются планомерные комплексные поиски в процессе опережающих геохимических и геофизических работ. Центральная геохимическая партия ГПП «Севзапгеология» проводила шлихо-геохимическое изучение территории Карелии на золото. Наибольшая концентрация золотосодержащих шлихов была установлена в юго-восточной части Ветреного Пояса, что послужило основанием для проведения здесь геохимических поисков м-ба 1 : 200 000 (Гуменный, Ховила, 1973; Богданов и др., 1979), включавших опробование донных осадков, шлиховое и гидрохимическое опробование.

В Лехтинской структуре параллельно с геологической съемкой проводились геохимические поиски, в результате которых были выделены перспективные геохимические аномалии, подтвержденные в ходе глубинного шлихогеохимического картирования (Стуккей, 1978; Юдин и др., 1980, 1981).

Период с 1980 по 1990 гг. был одним из наиболее успешных в истории исследований золотоносности Карелии. Полученные в это время результаты отражены в многочисленных публикациях по геологии и металлогении докембрийских зеленокаменных структур (Вулканизм архейских..., 1981; Зеленокаменные пояса..., 1982; Земная кора..., 1983; Геология Карелии, 1987; Металлогеническая эволюция..., 1993 и др.). Первой значительной работой, обобщающей обширный материал по золотоносности архейских зеленокаменных поясов Карелии, является отчет В.В. Ушкова и В.С. Шибко (1982), в котором систематизированы и проанализированы материалы по золотоносности Костомукшской структуры, а также установлена богатая золоторудная минерализация на участке Таловойс, что послужило основанием для постановки на этом объекте в 1988 году детальных поисковых работ на золото. В.В. Ушков (1989, 1991) типизировал золоторудные месторождения и

проявления в архейских зеленокаменных поясах Карелии и обосновал комплекс работ по прогнозу и поискам разноранговых золоторудных объектов в Карело-Кольском регионе.

Проводившиеся в это время поисковые и поисково-разведочные работы на металлические полезные ископаемые сопровождалась попутным опробованием на золото. В результате чего при геолого-разведочных работах на железо в Костомукшской структуре (Мошков, 1981; Кронгауз, 1982, 1983; Рогозов, 1983; Рогозов и др., 1987; Егорушков и др., 1988) были установлены высокие содержания золота в железных рудах Костомукшского и Корпангского месторождений, выявлены пункты золоторудной минерализации на участках Таловейс и Кондокском. При поисковых работах на никель в Каменноозерской структуре (Фурман и др., 1983; Федюк, 1984; Фурман и др., 1989) была установлена повышенная золотоносность медно-никелевых и медно-колчеданных руд.

Осуществлявшиеся в эти же годы в Восточной и Южной Карелии геохимические поиски м-ба 1 : 200 000 по потокам и вторичным ореолам рассеивания (Соловьев, Плисов, 1979; Серова, 1981; Сипарова, Науменков, 1983; Соловьев и др., 1983; Тимофеев и др., 1983; Ладнер, 1984; Соловьев, Яхнин, 1984 и др.) привели к выделению большого количества геохимических аномалий золота. В Приладожье проводятся шлихогеохимические поиски (Торицын, 1980; Артамонова и др., 1985, 1989; Шаткевич и др., 1989; Торицын, 1990 и др.), в результате которых выделены группы шлихогеохимических аномалий золота и его элементов-спутников. Заверка некоторых из этих аномалий привела к открытию ряда золоторудных проявлений – Алатту, Янис, Колас и др. (Артамонова и др., 1989; Торицын, 1990).

При проведении ГГС-50 и ГГК-200 были получены результаты, свидетельствующие о перспективности на золото архейских зеленокаменных поясов и наложенных протерозойских впадин, а также открыто золоторудное месторождение Лобаш-1 (Юдин, Щукин, 1981). В разрезе зеленокаменных образований Парандово-Надвоицкой структуры были выделены обогащенные золотом железисто-кремнисто-карбонатные и углеродистые горизонты, а также установлена повышенная золотоносность колчеданных руд Парандовского месторождения (Юдин и др., 1985). В процессе съемочных работ вырисовались определенные перспективы на золото Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, в пределах которого было выявлено значительное число рудопроявлений и пунктов минерализации золота (Сиваев, Горошко, 1988). Согласно геолого-геофизическим и геохимическим данным, потенциально золотоносными представлялись также Южно-Выгозерская (Горошко, 1980; Тимофеев и др., 1983; Сипарова, 1988; Юдин и др., 1991) и Елмозерская (Ганин и др., 1983) зеленокаменные структуры.

При выполнении ГГС-50 в западном крыле Онежской структуры и ее архейском обрамлении, выявлено Эльмусское рудопроявление золота (Голованов и др., 1995; Сиваев и др., 1982) и определена повышенная золотоносность серно-колчеданных руд Корбозерского месторождения. При проведении геохимических и валунных поисков (Голованов и др., 1985) была подтверждена потенциальная перспективность на золото Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, что впоследствии привело к открытию там ГП «Невскгеология» месторождения Педроламп (Поликарпов, 1991).

Проведение Карельской экспедицией и ГП «Невскгеология» ГДП-50 в Янгозерской структуре (Леонтьев и др., 1989) глубинного картирования базального горизонта ятулийских конгломератов позволило выявить ряд рудопроявлений и пунктов минерализации в конгломератах и гравелитах прирусловых фаций. Этими работами «конгломератовое» направление в металлогенических исследованиях золота на территории Карелии было по существу закончено.

В этот же период Центрально-Кольская экспедиция проводит поисковые и поисково-оценочные работы на золото в Куоляярвинском синклинии (Безруков, 1989), сопровождавшиеся целевыми тематическими исследованиями условий локализации золотого оруденения кварцево-жильного типа в этой структуре и разработкой комплекса критериев и поисковых признаков для его выявления (Саморуков, 1989). По завершении этих работ Майское золоторудное месторождение было подготовлено к эксплуатации для акционерного общества «Артель старателей Вуосна ЛТД».

В рамках ГДП-50, ГГС-50 (Клюнин, Паничев, 1987) проводятся геохимические и общие поиски платиноидов с сопутствующим золотом в расслоенных массивах Олангской группы, а также поиски золота кварцево-жильного типа в районе Панаярви, золото-сульфидного типа на участке Кука-озеро (Клюнин, 1994). Вопросы золотоносности сурьмяно-мышьякового оруденения Северной Ка-

релии изучались в это время ИГ КарНЦ РАН при проведении региональных металлогенических исследований (Кулешевич, Слюсарев, 1997).

В 1988 г. в комплексных уран-ванадиевых рудах месторождения Средняя Падма впервые были установлены высокие (>100 г/т) содержания золота и МПГ (Савицкий, Лапшин, 1988). Последующими металлогеническими исследованиями в Онежской структуре благороднометалльная специализация выявилась на всех изученных рудных объектах падминского типа (Петров и др., 1990 а, б, 1993; Савицкий и др., 1990, 1991; Билибина и др., 1991; Поликарпов, 1991; Мельников и др., 1992, 1993 и др.).

В 90-е гг. прошлого века произошло резкое сокращение объемов проведения всех видов геологических работ. При геолого-съёмочных работах в северо-восточном крыле Онежской структуры была дана оценка на золото месторождения Воронов Бор (Голованов и др., 1995), а в Приладожье подтверждена перспективность на золото участка Колас (Михайлова и др., 1995). В пределах Бураковского массива в рамках ГГС-50 (Ганин, 1991) и ГГК-50 (Ганин и др., 1995) наряду с общими поисками никеля, хрома и платиноидов осуществлялись исследования по выяснению перспектив его золотоносности, в результате которых было выявлено 13 проявлений золота с содержаниями 0,54–17,4 г/т. На Ледмозерской (Семенова, 1995) и Шомбозерской (Ткач, 1994) площадях проводились опережающие геофизические работы и шлихогеохимические поиски, по результатам которых были выделены перспективные на золото участки. В Хаутаваарской структуре выполнялись поисково-картировочные и поисково-оценочные работы. Аналогичные работы осуществлялись и в Лехтинской структуре. Кроме этого, здесь на площади ~2000 км<sup>2</sup> в 1996 г. ОАО «Лехта лимитед» силами ГП «Невскгеология» и Геологической службы Финляндии были проведены поиски золота по вторичным ореолам рассеяния в моренных отложениях (тиллевая съёмка) м-ба 1 : 200 000 (Афанасьева и др., 1997). В южной части Костомукшской структуры, включающей месторождение Таловейс, проведены магнито- и электроразведка, геохимическое опробование моренных отложений, бурение и горные работы, в результате которых были выявлены контрастные геохимические аномалии золота и его элементов-спутников, пространственно сопряженные с золоторудными проявлениями, связанными с малыми гранитными интрузиями. На месторождении Таловейс подсчитаны запасы золота по категориям С1+С2 (Фурман и др., 2001). На рудопроявлении Лобаш-1 проведены поисково-оценочные работы, позволившие определить его параметры и установить положительную корреляцию содержания золота, меди и серебра (Ткач, 1993).

ПГО «Невскгеология» в 1988 г. при проведении специализированных картировочных работ на уран было открыто золоторудное месторождение Педролампи (Поликарпов, 1991).

В Северном Приладожье ИМГРЭ (Сазонов, Кременецкий, 1994) проводит исследования по геохимии золота в метаморфических комплексах ладожской и сортавальской серий.

В 1994 г. В.А. Коровкин и Л.В. Турылева, подытожив на тот момент состояние изученности золотоносности территории Карелии с учетом количественной оценки прогнозных ресурсов (Коровкин, Турылева, 1994), отнесли ее к числу перспективных на золото докембрийских регионов России. Вместе с тем подчеркнув, что ни одна из потенциально золотоносных структур Карелии достоверно не опоскована, не изучена и не оценена на золото.

Конец XX и начало XXI вв. в истории металлогенических исследований на золото Карельского региона характеризуются как период преимущественно обобщения, систематизации и теоретического анализа ранее полученных результатов по золотоносности ее территории. Практические работы по металлогении золота ведутся в небольших объемах эпизодически и исключительно на локальных площадях в пределах уже известных золотоперспективных структур или конкретных рудопроявлений (Шариков и др., 2002; Степанов и др., 2004; Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009 и др.). Наиболее значительные по объему, задачам и полученным результатам работы были выполнены производственными организациями (КГЭ, «Промнедра-Регионы») по составлению Регистрационной карты золотоносности Республики Карелия м-ба: 1 : 500 000 (Леонтьев и др., 1997), по разведке на месторождении Лобаш-1 (Тытык и др., 1998) и поискам на Соанлахтинской площади (Юдин и др., 2007). Впоследствии в результате доразведки, выполненной компанией «Силвел Эс Си», золоторудное месторождение Лобаш-1 переведено в разряд крупнообъемных комплексных золотосодержащих со следующими содержаниями, запасами и ресурсами: золото – 0,46 г/т, С2 – 34,4 т, P1+P2 – 209,7 т; медь – 0,18%, С2 – 126,2 тыс. т, P1+P2 – 771,8 тыс. (Протокол заседания...,

2010). В пределах Соанлахтинской площади, являющейся юго-восточным продолжением архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломанси-Тулос с промышленными золоторудными месторождениями Пампало и Валкеасу на территории Финляндии, выявлен ряд перспективных рудопроявлений (Синкори, Юванйоки, Пролонваара и др.) с общими прогнозными ресурсами золота 80 т (Юдин и др., 2007).

ГГУП «Минерал» совместно с ИГ КарНЦ РАН, проведя поисково-оценочные работы на российском продолжении Раахе-Ладожской металлогенической (Au) зоны в районе Алатту – Янисйоки, выявили два крупных проявления золота (Пякюля, Янис), прогнозные ресурсы которых совместно с известным здесь рудопроявлением Алатту составили ~40 т Au (Ивашенко и др., 2002; Степанов и др., 2004). Позднее, в 2004–2009 гг., ГГУП «Минерал» выполняло аналогичные работы в Лехтинской и Шомбозерской структурах, закончившиеся получением данных, определяющих перспективы их золотоносности как крайне невысокие (Иванов и др., 2010).

ВСЕГЕИ в 2001 г. составлена компьютерная карта золотоносности докембрия Карелии м-ба: 1 : 1 000 000 (Ахмедов и др., 2001а), в которой была систематизирована вся имеющаяся на тот момент времени информация по золоторудным проявлениям региона. Основой генетической классификации этих проявлений служили геолого-промышленные типы месторождений золота, известные в зарубежной части Фенноскандинавского щита. На карте выделены потенциально золотоносные зоны и площади, контролируемые разрывными нарушениями. Впоследствии часть из этих перспективных площадей ими была заверена с получением важных предварительных результатов, характеризующих выявленную комплексную благороднометалльную минерализацию в Беломорье (Шевченко и др., 2009) и золоторудную в метасульфидных Ветреного Пояса и вендских конгломератах (Шевченко и др., 2007).

ГП «Невскгеология» в 1999 г. завершает работу по составлению «Регистрационной карты полезных ископаемых Республики Карелия по результатам работ ГП «Невскгеология» (Солдатенко и др., 1999). Карта сопровождается кадастром комплексных золотосодержащих рудопроявлений. Позднее ГП «Невскгеология» проводит геохимические поиски золота м-ба 1 : 25 000–1 : 200 000 на известных перспективных площадях (Лехтинской, Машезерской, Эльмусской, Вороновоборской) с применением финской методики, так называемый «Тиллевы объект» (Шарикиев и др., 2002). В результате выделены золотоперспективные районы, узлы, поля и отдельные структуры и участки и разработаны их компьютерные модели.

ОАО «Норит», КГЭ, «Карелмет» вопросами золотоносности Карелии занимаются по настоящее время попутно при проведении геологических изысканий на золотосодержащих платинометалльных рудных объектах в расслоенных комплексах сумийского возраста.

В настоящее время в Республике Карелия зарегистрировано несколько недропользователей (Онего Золото, Силвел Эс Си, Индустрия, СФ «Минерал», Семченское золото, Южно-Выгозерское золото, Золото Хельюля, Карелгеоресурс, Костомукшское золото, «Полиметалл»), имеющих лицензии на право изучения золотоносности отдельных ее территорий, однако, несмотря на то что у большинства из них срок действия лицензий заканчивается уже в 2011 г., соответствующих работ выполнено крайне мало. Вследствие этого все обобщения по золотоносности территории Карелии, сделанные в последнее время, основывались преимущественно на результатах, полученных еще в XX в., и первым таким исследованием является коллективная работа ряда геологических организаций (ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, ВИРГ «Рудгеофизика», КГЭ, ГП «Невскгеология») по программе «Золото Карелии» (Афанасьева и др., 1998). В результате прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в 1993–1998 гг. при выполнении данной программы, в качестве наиболее золотоперспективных районов Республики Карелия были определены Лехтинский и Эльмусский с уже известными там месторождениями золота в позднеархейских зеленокаменных поясах – Лобаш-1 и Педролампи. В рамках этой программы ЦНИГРИ разработаны геолого-поисковые модели основных типов золоторудных месторождений зеленокаменных поясов Карелии и методические рекомендации по их поискам и оценке (Ручкин и др., 1998).

С конца прошлого века систематические исследования по проблемам золотоносности территории Карелии начинаются в Институте геологии КарНЦ РАН (Кулешевич, 1992; Иващенко, Лавров, 1994; Гродницкий, Байбусинов, 1995; Кожевников и др., 1997; Кулешевич, Слюсарев, 1997; Проблемы золотоносности..., 1997 и др.). В 1999 г. в коллективной монографии под редакцией

С.И. Рыбакова и А.И. Голубева (Рыбаков и др., 1999) делают обобщение и систематизация на формационной основе всех известных золоторудных объектов Карельского региона, а также дается обоснование его в качестве новой благороднометалльной провинции России. С начала XXI в. в институте проводятся исследования по сравнительному анализу в аспектах металлогении золота Карельского кратона с другими докембрийскими кратонами мира (Кожевников, 2000; Иващенко, 2006, 2010), эндогенным режимам формирования и минералогии золоторудных объектов Карелии (Кулешевич, 2006 и др.), генезису золотого оруденения, золоторудным системам и металлогении золота (Иващенко и др., 2005а; Кожевников, 2007), структурным факторам контроля золоторудных концентраций (Ручьев, 2002, 2008), а также по золотосодержащим типам оруденения (Иващенко, Голубев, 2009; Голубев и др., 2010; Трофимов, 2010).

В последние годы активно подключилась к золотой проблематике Карельского региона группа сотрудников ИГЕМ РАН под руководством А.В. Самсонова, наиболее существенные результаты исследований которой касаются определения возраста золоторудных проявлений изотопными методами (Ларионова и др., 2005; Самсонов и др., 2009; Larionova et al., 2006).

Научный интерес к золоту Карелии в последнее десятилетие резко возрос, о чем свидетельствуют подготовка аспирантов по этой тематике в ИГ КарНЦ РАН, ИГЕМ РАН, СПбГУ, СПбГИ и успешные защиты соответствующих кандидатских диссертаций (Азам, 2002; Карлос, 2002; Савичева, 2007; Ларионова, 2008; Макарова, 2008).

Проблемы золотоносности территории Карелии исследуются в нескольких международных проектах, наиболее важным из которых является FENGOT – Фенноскандинавский золотой трансект (2009–2012 гг.), выполняемый учеными-геологами геологических служб Финляндии, Швеции, Норвегии, Российской АН (ИГ КарНЦ РАН, ИГГД) и Фирмы «Минерал» (С.-Петербург).

Золоторудные месторождения и проявления Карелии привлекают научные интересы многих зарубежных ученых, которые имели возможность познакомиться с ними, участвуя в проводившихся неоднократно ИГ КарНЦ РАН (В.И. Иващенко) международных геологических экскурсиях (GEODE – 2002, IAGOD-2006, 3D-структуры и металлогения – 2009, FENGOT – 2011 и др.).

### **1.3. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ НА МЕТАЛЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (МПГ)**

Планомерных исследований по изучению и оценке перспектив платиноносности территории Карелии до конца прошлого века не проводилось. Первыми, да и, пожалуй, единственными тематическими исследованиями такой направленности являются работы, выполненные многочисленным коллективом геологов научных (ИГ КарНЦ РАН, ВСЕГЕИ, СПбГУ) и производственных (ГУГП «Минерал», АО «Механобр-Инжиниринг», ГП «Невскгеология», КГЭ) организаций (научный руководитель А.И. Голубев) по проекту «Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы (ЭПГ) в Республике Карелия» (Трофимов и др., 2002). Но уже к моменту постановки работ по данному проекту накопился значительный объем аналитических данных по содержанию ЭПГ в породах различных формационных типов и выявлен ряд благороднометалльных рудопроявлений. Основные результаты были получены в 1970–90-е гг. в связи с активизацией поисковых работ, прежде всего на никель (Федюк и др., 1979, 1981, 1984). При этом, что еще более важно, ГП «КГЭ» был выявлен и изучен ряд дифференцированных гипербазитовых и расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов, аналогичных зарубежным, с которыми связываются основные мировые запасы ЭПГ. ГП «Невскгеология» при проведении специализированных работ на золото и уран попутно был выявлен ряд новых платинометалльных формационных типов оруденения, в том числе наиболее перспективный – полиметалльный, в связи с черносланцевой формацией (Савицкий и др., 1994а, 1999; Рыбаков и др., 1999 и др.).

В связи с трапповой магматической формацией в Карелии установлен (ИГ КарНЦ РАН) новый для России рудно-формационный тип платинометалльного оруденения – золото-платиноидный ванадий-титаномагнетитовый, получивший название «пудожгорский» (Додин и др., 2000) и изучавшийся в последние годы в рамках программы «Платина России».

Первая аналитическая сводка по платиноносности докембрийских комплексов Карелии была выполнена ИГ КарНЦ РАН в конце прошлого века. Ответственным исполнителем данной работы

являлся В.Д. Слюсарев. Из коллекции образцов, главным образом сотрудников Института геологии, было проанализировано пробирным методом около 1000 проб на 4 элемента – Pt, Pd, Rh, Au. Полученные результаты вместе с данными предыдущих исследователей были впервые обобщены на формационно-генетической основе и опубликованы (Рыбаков и др., 1994).

К наиболее значительным и важным работам по минерагении металлов платиновой группы Карельского региона, выполненным в XXI в., относятся исследования по договору с правительством Республики Карелия «Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия», завершившиеся составлением многотомного отчета (Трофимов и др., 2002), Регистрационной карты платиноносных объектов Карелии м-ба 1 : 1 000 000 и кадастра месторождений и проявлений МПГ. Годом позднее сходная работа была завершена Карельской геологической экспедицией при составлении карты полезных ископаемых Республики Карелия м-ба 1 : 500 000 (Леонтьев и др., 2003).

В последние годы исследования территории Карелии на металлы платиновой группы осуществляются ИГ КарНЦ РАН по проектам программ ОНЗ и Президиума РАН и инициативной тематике института. В это же время ОАО «Норит», «Норникель» и «Карелмет» проводят исследования и разведку выявленных Карельской и Центрально-Кольской геологическими экспедициями платинометалльных объектов в протерозойских расслоенных магматических комплексах (Бураковский плутон, Олангская группа интрузий). Эти же объекты детально изучаются научными и производственными организациями в геодинамическом, петрологическом и минерало-геохимическом аспектах (Рудашевский и др., 1991; Турченко и др., 1991; Гроховская и др., 1992; Семенов и др., 1997, 2008; Бычкова и др., 2009 и др.). Общие металлогенические закономерности формирования платинометалльного оруденения в докембрии Карелии и генетические особенности новых МПГ-проявлений исследуются в работах ИГГД РАН и ВСЕГЕИ (Турченко и др., 2004; Абрамович и др., 2006; Петров и др., 2007; Турченко, 2007; Шевченко и др., 2009).

К настоящему времени все же степень изученности платиноносности территории Карелии остается крайне неравномерной как в площадном, так и формационном плане. Все наиболее значимые платинометалльные рудные объекты имеют раннепротерозойский возраст, а подавляющее их число расположено в Онежской впадине и связано с черносланцевой и трапповой формациями.

## ГЛАВА 2

### ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

На территории Карелии за последние годы выявлен ряд месторождений и проявлений металлов платиновой группы (МПГ), что позволило обосновать ее в качестве нового перспективного платиноносного региона Карело-Кольской благороднометалльной металлогенической провинции России (Рыбаков и др., 1994, 1999), характеризующегося значительным типовым разнообразием платинометалльного оруденения (табл. 1). В кадастре месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации элементов платиновой группы Республики Карелия зарегистрировано около 160 соответствующих рудных объектов (Трофимов и др., 2002), из которых 5 соответствуют рангу комплексных месторождений (Пудожгорское Fe-V-Ti-МПГ-Au, Аганозерское Cr-МПГ-Au, Лебяжинское и Восточно-Вожминское Cu-Ni-МПГ, Лобаш Cu-Mo-<sup>187</sup>Os). Размещены они преимущественно в протерозойских структурах (рис. 1). Соответственно главными эпохами платинометалльного рудогенеза являются сумийская и людииковийская. С лопийской эпохой установлены только эпигенетические сульфидные платиноидно-медно-никелевые проявления в мафит-ультрамафитовых интрузиях и коматиитах (Вожозерское, Золотопорожское, Хаутаваарское) и пункты минерализации невыясненной природы в черных сланцах.

Формационно-генетическая типизация платиноносных объектов Карельского региона проведена в соответствии с современной классификацией платиноидных рудных формаций России (Додин и др., 2000). Наиболее перспективными типами платинометалльного оруденения в регионе являются: магматические малосульфидный платино-палладиевый в расслоенных плутонах (Бураковский, Олангская группа) и платино-палладиевый с золотом в габбродолеритах (Пудожгорская и Койкарско-Святнаволоцкая интрузии); постмагматический платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh в мафит-ультрамафитовых массивах (Лебяжинское, В. Вожминское, Светлозерское) и полигенный Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au и <sup>187</sup>Os (падминский подтип) в альбит-карбонатных метасоматитах углеродисто-сланцевых толщ зон складчато-разрывных дислокаций (СРД) и смятия (Падма, Весеннее, Царевское, Космозеро и др.).

#### 2.1. МАЛОСУЛЬФИДНАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Наиболее значительные проявления малосульфидной платинометалльной рудной формации связаны с Бураковским (2449±1,5 млн лет) и Олангским (2437–2445±1,5 млн лет) расслоенными магматическими комплексами сумийской эпохи. К числу перспективных на данный формационно-генетический тип платинометалльного оруденения, вероятно, относится также и Кааламский мафитовый комплекс (1888,3±5,2 млн лет) свекофеннской эпохи в Северном Приладожье.

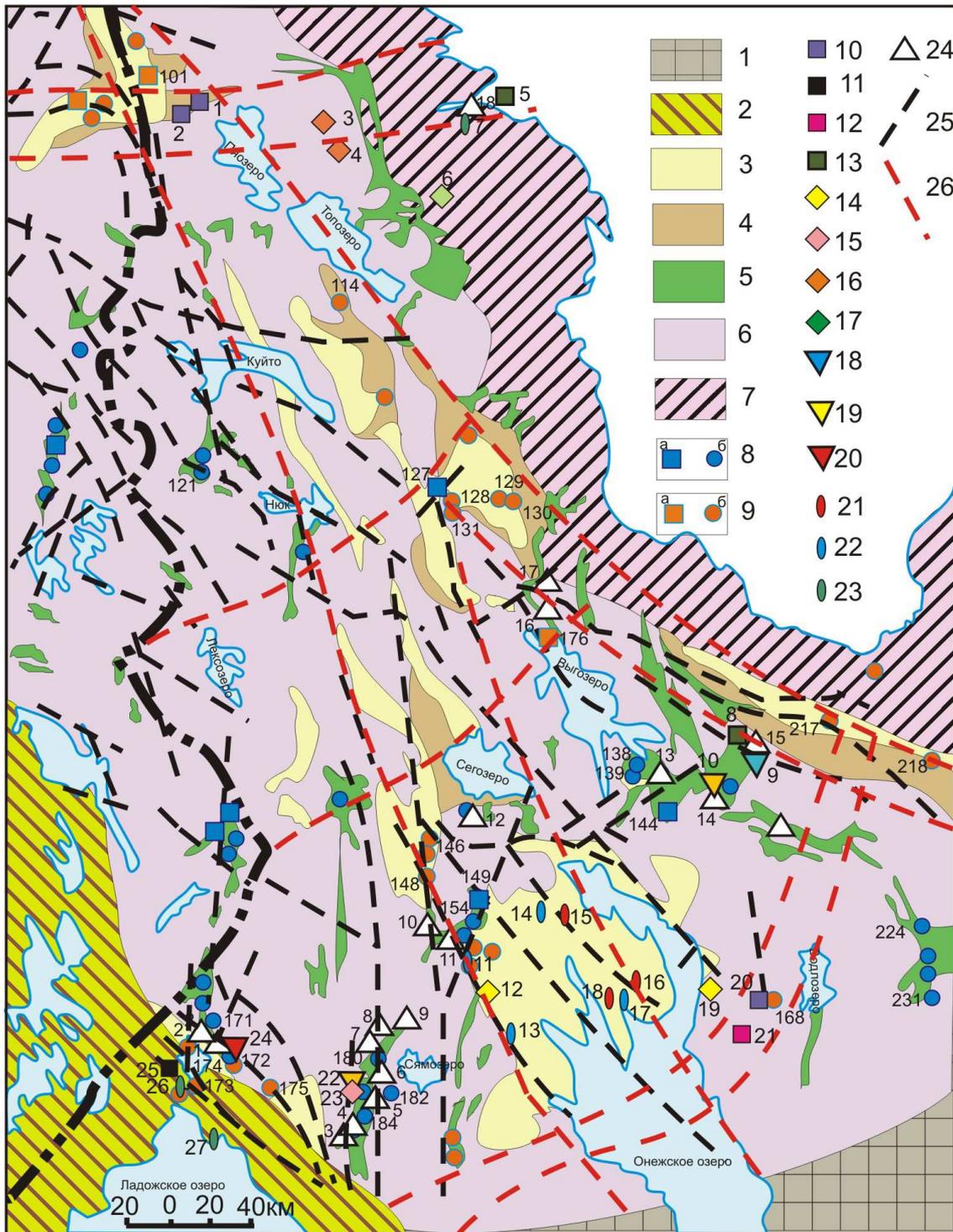
##### 2.1.1. Олангский расслоенный комплекс

В состав комплекса входят наиболее хорошо исследованные массивы Олангской группы – Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга, Кометтаваара, Ньюдамалакша, а также массив Кундозеро и ряд крупных дайкообразных интрузий габброноритов в районе оз. Нотозеро (рис. 2). Их внедрение связано с ранним этапом (2,5–2,35 млрд лет) развития палеорифтов на Фенноскандинавском щите.

Олангская группа интрузий является частью субширотного пояса расслоенных массивов, прослеживающегося по территории Финляндии до Ботнического залива. Вмещающими породами для них являются мигматизированные амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранитогнейсы и гранодиоритогнейсы верхнего архея. Массивы в целом претерпели частичную блокировку, а также расланцевание и амфиболлизацию краевых частей.

В пределах Олангской группы массивов Центрально-Кольской геологической экспедицией поисковыми работами на никель в 1971 г. были установлены повышенные содержания платиноидов в пластовых телах микрогабброноритов (до 4–7 г/т) и маломощных горизонтах рудных пироксенитов (до 15 г/т) массива Луккулайсваара. Впоследствии в 1983–1985 гг. при проведении на участке площадью 3,1 км<sup>2</sup> детализационных работ, включавших магниторазведку (100x10 м), электроразведку РСВП (100x20 м), поисковые маршруты и поверхностные горные выработки, была подтверждена приуроченность платинометалльных рудных зон (протяженность 2 км, мощность ~2 м, среднее содержание

суммы платиноидов ~4 г/т) к телам микрогабброноритов. В 1987–1993 гг. Центрально-Кольской экспедицией (Клюнин, 1994), а позднее, в 2002–2009 гг., ЗАО «Норит» эти работы были продолжены и локализованы преимущественно на массиве Луккулайсваара, так как сходный с ним по своему строению Киваккский интрузив находится на территории Национального парка, а массив Ципринга характеризуется другим типом разреза, возможно, обусловленным всего лишь менее значительным эрозийным срезом. Было пробурено 188 скважин объемом 18397,3 п.м, проведено бороздвое (2671 проба) и керновое опробование (2811 проб). Аналитические работы выполнялись в лабораториях ФГУП «ТулНИИГП», геологической службы Финляндии и ООО «Алекс Стюарт ГеоАналитика».



### 2.1.1.1. Интрузив Луккулайсваара

Среди Олангской группы интрузив Луккулайсваара является самым крупным и наиболее хорошо изученным. В его пределах проведены поисково-съёмочные работы, а также детальные поиски на установленных здесь рудопоявлениях Надежда и Восточное КЗ, составлена геологическая карта м-ба 1 : 25 000 и 1 : 5 000 (Клюнин, Паничев, 1987; Крупнейшее месторождение..., 2009). Описание геологического строения и рудоносности интрузива даны по (Гроховская и др., 1992; Трофимов и др., 2002; Крупнейшее месторождение..., 2009; Glebovitsky et al., 2001; Latypov et al., 2008).

**Рис. 1.** Схема размещения благороднометалльных месторождений и проявлений на территории Карелии (с исп. данных: Рыбаков, 1987; Коровкин и др., 2003; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.):

1 – платформенный чехол; 2 – Свектофеннский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, людиковий, калевий, вепсий нерасчлененные; 4 – сумий и сариолий нерасчлененные; 5 – лопий; 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8-9 – золоторудные объекты (а – месторождения, б – проявления); 8 – архейские, 9 – протерозойские; (101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 126 – Колгеваара; 127 – Лобаш-1; 128 – Халозеро; 129 – Шуезерское; 130 – Риговаракка; 131 – Нигалма; 132 – Воицкое; 138 – Заломаевское; 139 – Южно-Заломаевское; 144 – Рыбозеро; 146 – Питкулампинское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанваарское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 176 – Воицкое; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 217 – Нименьга; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кенозерское); 10-23 – рудно-формационные типы золотосодержащих платинометалльных месторождений и проявлений (10–17 – собственно магматическая группа; 18–20 – постмагматическая группа; 21–23 – полигенная группа); 10, 11 – платино-палладиевый (10 – мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах, 11 – диорит-габбровый); 12 – платино-палладиевый с Ru-Os мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах; 13–15 – платино-палладиевый с Au: 13 – ультрамафитовый, 14 – трапповый толеит-базальтовый, 15 – габбро-пироксенитовый; 16, 17 – палладиево-платиновый с Au: 16 – щелочно-ультраосновной, 17 – мафит-ультрамафитовый; 18 – платино-палладиевый с Ir, Ru мафит-ультрамафитовый; 19 – платино-палладиевый с Au коматитит-базальтовый; 20 – полисульфидный с Au, Pt и Pd диорит-гранодиорит-гранитовый; 21 – Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au альбит-карбонатных метасоматитов зон СРД в углеродистых сланцах; 22 – платино-палладиевый с Ir, Au сульфидно-углеродистых сланцев; 23 – Cu-Ni-Au-палладиевый в апомафитовых метасоматитах; (1-27 – платинометалльные рудопроявления: 1 – Луккулайсваара, 2 – Кивакка, 3 – Тикшозеро, 4 – Ельгезеро, 5 – о-ва Илейка, 6 – Травяная Губа, 7 – Климовское, 8 – Вожминское, 9 – Лебяжинское, Светлоозерское, 10 – Золотопорожское, 11 – Черное, 12 – Койкарско-Святнаволокое, 13 – Красный ручей, 14 – В.Пигмозеро, 15 – В.Космозро, 16 – Падма, 17 – Пургинское, 18 – Космозеро, 19 – Пудожгорское, 20, 21 – Бураковский массив, 22 – Хаутоваарское пироксенитовое, 23 – Хаутоваарское коматититовое, 24 – Хатуноиское, 25 – Кааламское, 26 – Сури-суо, 27 – Велимякское); 24 – серноколчеданные месторождения и проявления: (1 – Ялонварское, 2 – Соанваарское, 3 – Ведлозерское, 4 – Няльмозерское, 5 – Улялегское, 6 – Хаутаваарское, 7 – Шуйское, 8 – Планшет 6–8, 9 – Чалкинское, 10 – Корбозерское, 11 – Койкарское, 12 – Бергаул, 13 – Северо-Савинское, 14 – Золотопорожское, 15 – Северо-Вожминское, 16 – Парандовское, 17 – Идельское, 18 – Кивгуба); 25 – золоторудоконтролирующие тектонические нарушения; 26 – главные разломы Онежско-Лапландской палеопротерозойской рифтогенной системы.

**Fig. 1.** Scheme showing the distribution of Karelia's noble-metal deposits and occurrences (using data: Rybakov, 1987; Korovkin et al., 2003; Mineral raw materials..., 2005 et al.):

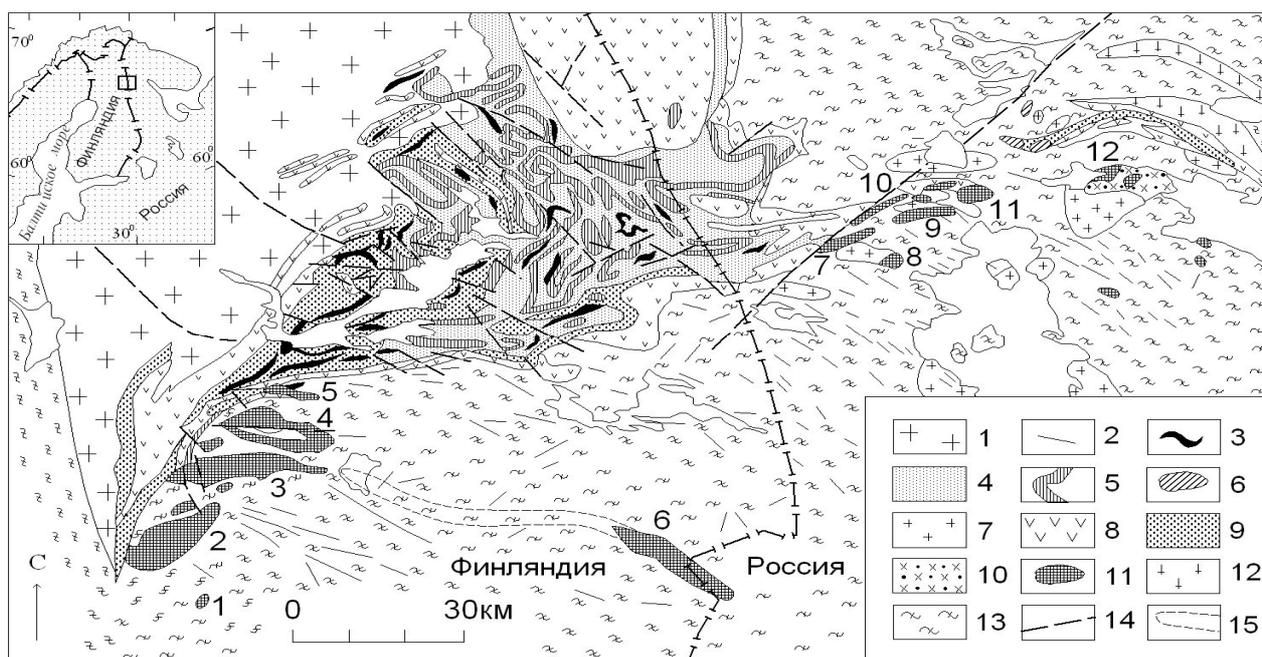
1 – platform cover; 2 – Svecofennian foldbelt; 3–6 – Karelian granite-greenstone domain: 3 – undivided Jatulian, Ludicovian, Kalevian and Vepsian units, 4 – undivided Sumian and Sariolian units, 5 – Lopian, 6 – basement complex; 7 – Belomorian mobile belt; 8 – 9 gold localities (a – deposits, b – occurrences): 8 – Archaean, 9 – Proterozoic (101 – Maiskoye; 114 – Shombozerskoye; 121 – Taloveis; 126 – Kolgevaara; 127 – Lobash-1; 128 – Hahlozero; 129 – Shuezerskoye; 130 – Rigovaraka; 131 – Nigalma; 132 – Voitskoye; 138 – Zalomaevskoye; 139 – Yuzhno-Zalomaevskoye; 144 – Rybozerskoye; 146 – Pitkulampi; 148 – Jatulian-1; 149 – Pedrolampi; 154 – Elmus; 159 – Vesenneye; 162 – Kosmozerskoye; 168 – North-south zone; 171 – Soanvaara; 172 – Jalonvaara, Hatunoja; 173 – Päkylä, Janis; 176 – Voizkoe; 180 – Tsentralnoye; 182 – Novye Peski; 184 – Vedlozerskoye; 217 – Nimenga; 218 – Kozhozerskoye; 224 – Nadvigovoye; 231 – Kenozerskoye); 10–23 – ore-facies types of platinum deposits and occurrences (10–17 – magmatic group proper; 18–20 – postmagmatic group; 21–23 – polygenic group): 10, 11 – platinum-palladium (10 – mafic-ultramafic in layered complexes, 11 – diorite-gabbro); 12 – platinum-palladium with Ru-Os mafic-ultramafic in layered complexes; 13–15 – platinum-palladium with Au: 13 – ultramafic, 14 – trap tholeiite-basaltic, 15 – gabbro-pyroxenitic; 16, 17 – palladium-platinum with Au: 16 – alkaline-ultrabasic, 17 – mafic-ultramafic; 18 – platinum-palladium with Ir, Ru mafic-ultramafic; 19 – platinum-palladium with Au komatiite-basaltic; 20 – polysulphide with Au, Pt and Pd diorite-granodiorite-granitic; 21 – Cu-U-Mo-V platinum-palladium with Au albite-carbonate metasomatic rocks of folding and faulting deformation zones in carbonaceous shale; 22 – platinum-palladium with Ir, Au sulphide-carbonaceous shale; 23 – Cu-Ni-Au- palladium apomafic metasomatic rocks; 24 – sulphur pyrite deposits and occurrences: (1 – Jalonvaara, 2 – Soanvaara, 3 – Vedlozerskoye, 4 – Nyalmozerskoye, 5 – Ulyalegskoye, 6 – Hautavaara, 7 – Shuiskoye, 8 – Planshet 6–8, 9 – Chalka, 10 – Korbozerskoye, 11 – Koikary, 12 – Bergaul, 13 – Severo-Savinskoye, 14 – Zolotoporozhskoye, 15 – Severo-Vozhminskoye, 16 – Parandovskoye, 17 – Idelskoye, 18 – Kivguba); 25 – tectonic dislocations which control the distribution of gold occurrences; 26 – the main faults Onega-Lapland Palaeoproterozoic riftogenic structure.

**Таблица 1. Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии**

**Table 1. Ore facies types of Karelia's platiniferous localities**

Подгруппа	Тип, подтип	Магматические и геологические формации, комплексы	Объекты, месторождения	Возраст (млн лет), автор	
<b>1. Класс эндогенных месторождений</b>					
<b>1.1. Собственно магматическая группа</b>					
Малосульфидная платино-металлическая	Платино-палладиевый	Ритмично-расслоенные базит-гипербазитовые комплексы	Бураковский	U-Pb 2449±1,5	Коптев-Дворников и др., 1995
		Дифференцированные базит-гипербазитовые комплексы	Луккулайсваара Кивакка	Sm-Nd 2340±31 U-Pb 2442±1,9 U-Pb 2444±1	Ганин и др., 1995 Буйко и др., 1995 Буйко и др., 1995
			Ципринга	Sm-Nd 2420±23 U-Pb 2442,3±1,7 Sm-Nd 2430±26 Sm-Nd 2414±85	Буйко и др., 1995 Семенов и др., 1995 Семенов и др., 1995 Семенов и др., 1995
		Кивач-Сямозеро Кааламский	U-Pb 1883,3±5,2	Беляцкий и др., 2002	
Платино-содержащая хромитовая	Платино-палладиевый с Ru-Os Платино-палладиевая с Au	Ритмично-расслоенный базит-гипербазитовый комплекс Дифференцированная гипербазитовая	Бураковский (ГХГ)  Рыбозерская стр-ра, массив ультрабазитов	U-Pb 2449±1,5  Верхний архей	Коптев-Дворников и др., 1995
Платино-содержащая титаномагнетитовая с ванадием	Платино-палладиевый с Au	Трапповая толеит-базальтовая, базитовая субформация (габбродолеритовая)	Пудожгорское Тубозерское Койкарско-Святнаволоцкое	1983,4±6,5 1984±8  1900–1800	Филиппов и др., 2007  Филиппов и др., 2007
	Палладиево-платиновый с Au (?) Платино-палладиевый с Au	Щелочно-ультраосновная  Дифференцированная базит-гипербазитовая (габбро-анортозитовая) Габбро-пироксенитовая (?)	Тикше-Елетьезерский комплекс  Палаярвинский массив, Травяная губа  Хаутаваарская стр-ра, Рыб-оя, Виетукламп	Нижний протерозой	Филиппов и др., 2007 Кухаренко и др., 1969
<b>1.2. Постмагматическая группа</b>					
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh	Интрузивный тип (плутоническая фация). Дифференцированная базит-гипербазитовая  Коматиитовый тип (эффузивная и субвулканическая фации) Коматиит-базальтовая Габбро-диорит-гранодиоритовая многофазная Интрузия гранит-порфиров (2807±1,5)	Кумбукский массив (Лебяжинское) Вожминский (В. Вожминское) З. Светлозерский (Светлозерское) Золотопорожское Лещевское З. Рыбозерское Хаутаваарское Cu-Ni Лобаш	Верхний архей	
	Платино-палладиевый с Au		Улонвара	U-Pb 2807,7±1,4 Sm-Nd 3107–2928 Re-Os 2772±11 Re-Os 2741±11	Беляцкий и др., 2000 Лобач-Жученко и др., 2000 Ивашенко и др., 20046
Платиноидно-содержащая медно-молибден-порфировая	Re - <sup>187</sup> Os радиогенный в молибдените Лобашский тип		Пяяваара и др.		
<b>2. Класс полигенных проявлений</b>					
Платино-полиметаллическая в углеродистых сланцах и их метасоматитах	Компл-сный Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au и <sup>187</sup> Os в молибдените (онежский тип, падминский подтип) Платино-палладиевый с Ir, Rh, Os, Au (онежский тип, уницкий подтип)	Ураносные ванадиевые альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в высокоуглеродистых вулканогенно-осадочных толщах заонежского горизонта Онежской структуры Стратиформные конкреционные углерод-сульфидные горизонты в средней подсвите (?) Заонежского горизонта	Средняя Падма Верхняя Падма Весеннее Царевское Космозеро Южное Космозеро  Уницкий	U-Pb 1724±42	Булавин, 1990

Возраст массива Луккулайсваара по бадделеиту – 2437±1 млн лет (Барков и др., 1991). Он образует вытянутое в субширотном направлении на 8 км при ширине ~4 км крутопадающее (60–70° на север) воронкообразное лополитоподобное тело с преимущественно тектоническими контактами. (рис. 3). По геофизическим данным массив продолжается на глубину не менее 2 км. Он прорывает архейские гнейсы и перекрывается туфоконгломератами с галькой кварцевых порфиров и фрагментами подстилающих габброидов, metabазальтами и риолитами сумия-сариолия. Общее падение массива на северо-запад ~70°. Площадь его выхода на дневную поверхность ~30 км<sup>2</sup>. Главная особенность внутреннего строения массива заключается в том, что наряду с нормальной для базит-гипербазитовых интрузий расслоенностью наблюдается развитие осложняющих ее дайкообразных, шлировых и жилородных обособлений. Они картируются на определенных стратификационных уровнях разреза интрузива и связаны, очевидно, с внутрикамерными процессами миграции расплавов, т. е. по сути являются синплутоническими.



**Рис. 2.** Схема геологического строения области развития Олангских интрузий (Семенов и др., 1997):

1 – посторогенные граниты (1,7–1,8 млрд лет); 2 – дайки габбродиабазов (>1,9 млрд лет); Ятулийская группа (1,95–2,2 млрд лет): 3 – силлы лейкодиабазов; 4 – кварциты, филлиты, сланцы, доломиты; 5 – основные вулканиды; 6 – серпентиниты; 7 – монцодиориты, граниты; Сумийско-сариолийская группа (2,2–2,5 млрд лет): 8 – основные и кислые вулканиды; 9 – кварциты, кварц-полевошпатовые гнейсы; 10 – диориты; 11 – расслоенные интрузии (2,35–2,45 млрд лет); Архейский фундамент: 12 – гнейсы и амфиболиты – зеленокаменные пояса (2,6–2,8 млрд лет); 13 – гранито- и тоналито-гнейсы; 14 – разломы; 15 – не выходящее на поверхность продолжение массива Наранкаваара.

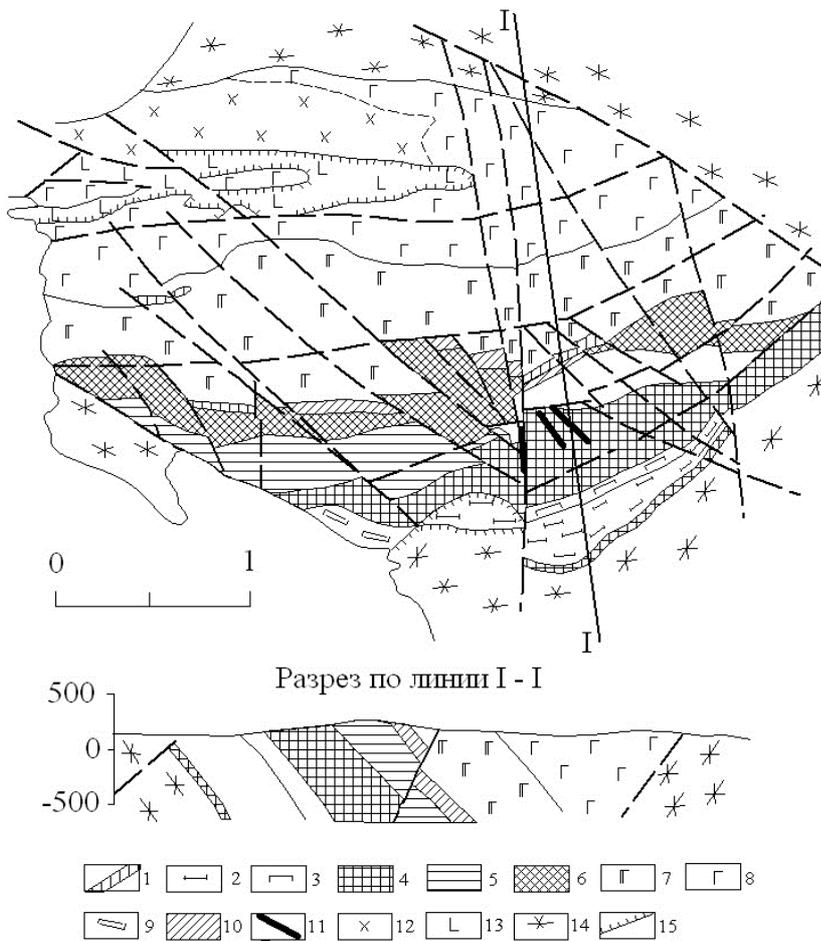
Расслоенные интрузии: 1 – Пириваара, 2 – Сиоте, 3 – Портиваара, 4 – Куусъярви, 5 – Каука, 6 – Наранкаваара, 7 – Кометтаваара, 8 – Кивакка, 9 – Ципринга, 10 – Нюдамалакша, 11 – Луккулайсваара, 12 – Кундозерский

**Fig. 2.** Scheme showing the geological structure of the North Karelian layered intrusion area (Semyonov et al., 1997):

1 – post-orogenic granites (1,7–1,8 Ga); 2 – gabbro-dyabase dykes (>1,9 Ga); Jatulian Group (1,95–2,2 Ga): 3 – leucodiabase sills, 4 – quartzites, phyllites, schists and dolomites, 5 – mafic volcanics, 6 – serpentinites, 7 – monzodiorites, granites; Sumian-Sariolian Group (2,2–2,5 Ga): 8 – mafic and felsic volcanics, 9 – quartzites, quartz-feldspar gneisses, 10 – diorites, 11 – layered intrusions (2,35–2,45 Ga); Archaean basement: 12 – gneisses and amphibolites – greenstone belts (2,6–2,8 Ga), 13 – granites and tonalite-gneisses; 14 – faults, 15 – unexposed extension of the Narankavaara massif.

Layered intrusions: 1 – Pirivaara, 2 – Siote, 3 – Portivaara, 4 – Kuusjarvi, 5 – Kauka, 6 – Narankavaara, 7 – Komettavaara, 8 – Kivakka, 9 – Tsipringa, 10 – Nyudamalaksha, 11 – Lukkulaisvaara, 12 – Kundozersky

В строении массива выделяется пять серий (зон): нижняя – краевая (20–30 м), ультраосновная (600–900 м), норитовая (1200–1800 м), габброноритовая (500–900) и габбровая (900–1000 м). Нижняя краевая серия изучена недостаточно. В ее составе преобладают тектонизированные «закалочные» габбронориты.



**Рис. 3.** Схема геологического строения массива Луккулайсваара (Гроховская и др., 1992):

1 – габбронориты нижней краевой зоны; 2 – зона перидотитов; 3 – зона пироксенитов; 4 – нижняя норитовая зона; 5 – «критическая» зона; 6 – верхняя норитовая зона; 7 – зона габброноритов; 8 – зона габбро; 9 – пегматоидные габбро; 10 – микрогаббронориты; 11 – дайки диабазов; 12 – диоритовые плагиопорфиры и гранофировые граниты; 13 – вулканиты сариолия; 14 – гнейсдиориты и плагиограниты; 15 – надвиг

**Fig. 3.** Scheme showing the geological structure of the Lukkulaisvaara massif (Grokhovskaya et al., 1992):

1 – gabbronorites of lower marginal zone; 2 – peridotite zone; 3 – pyroxenite zone; 4 – lower norite zone; 5 – «critical» zone; 6 – upper norite zone; 7 – gabbronorite zone; 8 – gabbro zone; 9 – pegmatoid gabbro; 10 – microgabbronorites; 11 – diabase dykes; 12 – dioritic plagioporphyry and granophyre granites; 13 – Sariolian volcanics; 14 – gneiss-diorites and plagiogranites; 15 – overthrust

включающего клинопироксен, плагиоклаз и реже ортопироксен. В норитовой серии выделяются три зоны (рис. 3): нижняя, средняя и верхняя, разделяющиеся горизонтами сложной неоднородности (критическими зонами), выраженной в изменчивости структурно-текстурных особенностей пород, резкими вариациями соотношений породобразующих минералов, а также наличием большого количества мелких тел и ксенолитов микрогабброноритов (Клюнин, 1994).

Нижняя часть разреза норитовой серии имеет относительно однородное строение и включает лейко- и мезократовые нориты и реже габбронориты. Для верхней части характерны многократно повторяющиеся циклические ритмы с анортозитами, лейко- и мезократовыми норитами, а также оливинсодержащими горизонтами, представленными троктолитами, оливиновыми норитами и

Ультраосновная серия представлена закономерным циклическим чередованием пород, сложенных кумулюсными ассоциациями: мономинеральной – оливиновой, оливином и хромшпинелью, оливином и ортопироксеном, мономинеральной – ортопироксеновой. Согласно данным М.М. Лаврова (1979) и ЗАО «Норит» (Крупнейшее месторождение..., 2009), ее нижнюю часть составляют оливиниты, дуниты и перидотиты, верхнюю – бронзититы, гарцбургиты, лерцолиты, вебстериты и пироксениты. Постоянным интеркумулюсным компонентом служит плагиоклаз, несколько в меньшей степени развит клинопироксен. Переход от ультраосновной серии к норитовой постепенный и характеризуется появлением кумулятивного плагиоклаза.

Норитовая серия обладает сложным внутренним строением, обусловленным не только нормальной стратификацией ее разреза, в т. ч. и ритмичной, но и присутствием в ее составе так называемых критических зон и дайкообразного субсогласного тела микрозернистых габброноритовых пород. Вариации петрографического состава норитовой серии определяются постоянным развитием кумулюсной котектической ассоциации ортопироксена и плагиоклаза и более редкой – оливин-плагиоклазовой ассоциации при широком диапазоне вариаций количественного минерального состава интеркумулюсного парагенезиса,

габброноритами. Верхней границей норитовой серии является последний циклический ритм оливинсодержащих пород, а выше распространены габброноритовая и габбровая серии, характеризующиеся развитием кумулятивного клинопироксена и минералогической и петрографической однородностью, отвечающей измененным клинопироксен-плагиоклазовым породам.

К основанию разреза габброноритовой серии приурочена критическая зона с крупным телом рудоносных микрогабброноритов мощностью до 120–140 м, прослеживаемым по простиранию на 5,3 км. Его протяженность на глубину предполагается не менее чем в 1–1,5 км. В верхней части разреза развиты пижонитовые габбронориты.

Комплекс магматических образований, осложняющий нормальную стратифицированную последовательность интрузива, представляет наибольший интерес в связи с тем, что к нему приурочено малосульфидное платинометалльное оруденение. Критическая зона мощностью до 300 м развита в нижней части норитовой серии. Характерной ее особенностью является то, что в ее составе наряду с типичными для этой серии норитами и габброноритами распространены петрографически контрастные породы, представленные преимущественно массивными микрогабброноритами, микрогаббро, микроанортозитами и микропироксенитами. Наряду с микрозернистыми разновидностями присутствуют породы пегматоидной структуры, что придает породам критической зоны типичный такситовый облик. Типоморфным для этой зоны является также наличие брекчиевидных обособлений с разнообразными соотношениями идентичных пород, составляющих как «обломки», так и «цемент».

Второй уровень проявления мелко- и микрозернистых пород приурочен к верхней части норитовой серии и представлен субсогласным со слоистостью и трахитоидностью дайкообразным телом однородных микрогабброноритов. По составу и структуре слагающие его породы аналогичны породам критической зоны. Характерной особенностью микрогабброноритов этого уровня является «леопардовая» текстура, образованная ортопироксен-плагиоклазовыми ойкокритами и гломерокритами, заключенными в клинопироксен-плагиоклазовый базис с четко проявленной флюиальностью. Отдельные участки дайкоподобного тела сложены грубозернистыми пегматоидными ортопироксенитами и ортопироксен-плагиоклазовыми породами. Изменчивость химического состава породообразующих силикатов этого тела и разновидностей пород, образующих критическую зону, охватывает диапазон составов, свойственный породообразующим силикатам полного разреза массива Луккулайсваара.

Для породных ассоциаций критической зоны характерно проявление гидротермально-метасоматических изменений (биотит, тремолит, цоизит и др.), сопровождающихся сульфидной и платинометалльной минерализацией.

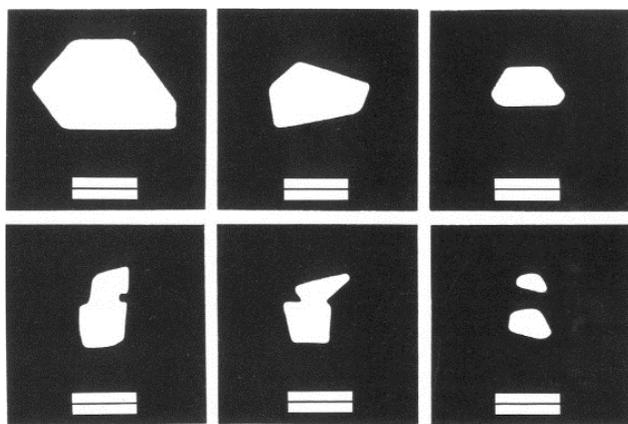
Массив Луккулайсваара пересекается дайками габбродиабазов субмеридионального и северо-западного простирания, маркирующими, вероятно, тектонические нарушения соответствующего направления. Широко распространены также разломы северо-западного и северо-восточного простирания, являющиеся, по-видимому, сбросами и сбросо-сдвигами. Наиболее крупными из них с северо-западной ориентировкой являются Восточный, Дайковый, Русалочий и Диабазовый, имеющие преимущественно крутое падение (60–80°) на юго-запад, за исключением разлома Русалочьего, падающего на северо-восток. Горизонтальные смещения по данным разломам достигают 270 м. Самым крупным разломом северо-восточного простирания является Амплитудный, смещающий тело рудоносных микрогабброноритов в северо-восточном направлении на 800–850 м.

Для всех расслоенных серий массива Луккулайсваара характерно наличие сульфидной минерализации, распространенной по всему его разрезу в виде весьма редкой мелкой вкрапленности. Наиболее значительные концентрации МПГ приурочены к зонам относительного обогащения сульфидами, однако и в этих зонах общее их содержание редко достигает 1 объем.%, и, только в микрогабброноритах изредка отмечаются шлировидные обособления размером в первые десятки сантиметров, сложенные массивными и густовкрапленными сульфидными скоплениями.

В генетическом аспекте выделяются две различные минеральные ассоциации сульфидов. Одна из них, непосредственно связанная с формированием расслоенных серий пород, характеризуется существенной изменчивостью своего состава в различных частях разреза массива. Доминирующим ее парагенезисом является халькопирит-пентландит-пирротиновый. В породах ультраосновной серии сульфидная вкрапленность приурочена к горизонтам перидотитов. Пирротин обычно представлен троилитом с максимальными содержаниями никеля до 0,05 масс.%. Пентландит характеризуется высокими содержаниями железа относительно никеля ( $Fe/Ni = 1,50–1,95$ ).

В отличие от бедных серой сульфидных парагенезисов ультраосновной серии в норитовой и габброноритовой сериях развиты высокосернистые ассоциации. В нижней части норитовой серии сульфидная минерализация приурочена к породам критической зоны, образуя редкую интерстиционную и «овоидную» вкрапленность халькопирит-пентландит-пирротинового состава с пентландитом средней железистости ( $Fe/Ni = 0,8-1,2$ ). Пирротин представлен гексагональной и моноклинной модификациями с содержаниями никеля 0,28–0,40 масс.%. В анортозитах, габброноритах, микрогабброноритах верхней части норитовой серии развита тонкая интерстиционная вкрапленность магматических сульфидов, состоящая из тетрагонального халькопирита, моноклинного пирротина ( $Ni - 0,2-1,50$  масс.%) и пентландита с широкими вариациями состава ( $Fe/Ni = 0,5-1,10$ ). Обычно она отмечается в зонах, обладающих повышенной концентрацией платиновых металлов. Для каждого из рассмотренных парагенезисов сульфидов характерно присутствие ряда типоморфных акцессорных минералов. В ультраосновной серии установлено относительно широкое развитие самородной меди, образующей неправильной формы выделения в троилите, и маккинавита, замещающего высокожелезистый пентландит. В составе сульфидного парагенезиса критической зоны отмечаются кобальтсодержащий пентландит (до 9,7 масс.% Co), халькопирит, миллерит и пирит, встречающиеся наиболее часто в сростаниях с гидроксилсодержащими силикатами.

Второй уровень локализации платиноносной сульфидной минерализации, характеризующейся наиболее высокими концентрациями элементов платиновой группы (ЭПГ) в массиве, расположен в верхней части норитовой зоны, пространственно ассоциируя с дайкоподобным телом микрогабброноритов и подстилающими его горизонтами анортозитов и габброноритов. В этой части разреза интрузива отмечается оруденение нескольких морфологических типов. В анортозитах и габброноритах сульфиды образуют в основном рассеянную вкрапленную минерализацию. В микрогабброноритах, помимо вкрапленности, развито редкое шпировидное оруденение, приуроченное к пегматоидным плагиопироксенитам, в которых иногда наблюдаются также небольшие обособления массивных сульфидов. В анортозитах и габброноритах сульфидная минерализация представлена парагенезисом пентландит-халькопирит, халькозин ( $\pm$ пентландит)- халькопирит с подчиненным развитием минералов ряда кобальтин – герсдорфит, миллерита, хизлевудита, флетчерита, галенита. В микрогабброноритах преобладают парагенезисы миллерит-пентландит-халькопирит, пентландит-халькопирит,



**Рис. 4.** Эвгедральные и субгедральные кристаллы Cu-Mo-Re минерала в халькопирите малосульфидного благороднометалльного оруденения Луккулайсваарского месторождения (по: Barkov, Lednev, 1993). Фотография в отраженных электронах. Размер шкалы – 10 мкм

**Fig. 4.** Euhedral and subhedral crystals of Cu-Mo-Re mineral in chalcopyrite from the low-sulphide noble-metal mineralization of the Lukkulaivaara deposit (after Barkov, Lednev, 1993). Reflected electron photo. Scale size 10  $\mu$ m

халькозин-борнит-халькопирит. Пентландит в этих ассоциациях высоконикелистый ( $Fe/Ni=0,45-0,50$ ), интенсивно замещается годлевскимитом и виоларитом. Акцессорные минералы представлены медистым пентландитом (до 6,10 масс.% Cu), сфалеритом, галенитом, клаусталитом и минералом состава  $(Cu, Fe) (Re, Mo)_4S_8$  (рис. 4) с содержанием Re – 55–57% (Barkov, Lednev, 1993).

Платинометалльная минерализация малосульфидных горизонтов отличается необычным разнообразием минеральных фаз и их парагенезисов. К настоящему времени в интрузиве установлены котульскит, меренскиит, майченерит, мончеит, теларгпалит, сопчеит, маякит, мертиит II, изомертиит, стиллуотерит, сперрилит, брэггит, куперит, туламинит, холингвортит, ирарсит, арсенопалладинит, а также несколько неназванных минералов состава  $PtAs_2S_4$ ,  $Pd_2(Sn, Sb)$ ,  $Pd_8Sb_3$ ,  $(Pd, Ag, Cu)_4S_3$ ,  $Pd_6AgTe_4$ ,  $(Pd, Ag, Pt)_8$ ,  $(Te, Bi)_3$ ,  $(Pd, Cu, Fe, Pt)_9 Sn$ ,  $(Te, S)_4$ . Кроме собственных минералов МПГ в тесной ассоциации с ними отмечаются минералы ряда кобальтин-герсдорфит с примесью родия и палладия, палладийсодержащий

пентландит, гессит, электрум, самородное золото. Каждому уровню локализации малосульфидного оруденения свойственны различные по составу платинометалльные парагенезисы.

В породах критической зоны минералы МПГ встречаются в составе интерстиционной халькопиритовой вкрапленности и представлены сперрилитом, мончеитом, меренскиитом и котульскитом. В габброноритах и анортозитах они отмечаются как в сростаниях с сульфидами, так и вне видимой связи с ними в силикатной матрице породы. В этих горизонтах преобладают арсениды, антимониды и висмутотеллуриды палладия, отмечаются сперрилит, холингвортит,  $(Pd, Ag, Cu)_4S_3$ .

В микрогабброноритах минералы МПГ встречаются в составе миллерит-борнит-халькопиритового и пентландит-халькопиритового парагенезисов. Типоморфные ассоциации первого – это теларгпалит-котульскит- $(Pd, Ag, Pt)_8(Te, Bi)_3$  и  $PdAgTe_4$  – мончеит-теларгпалит. В пентландит-халькопиритовой ассоциации развит сопчеит в сростании с котульскитом, гесситом и  $Pd_2(Sn, Sb)$ .

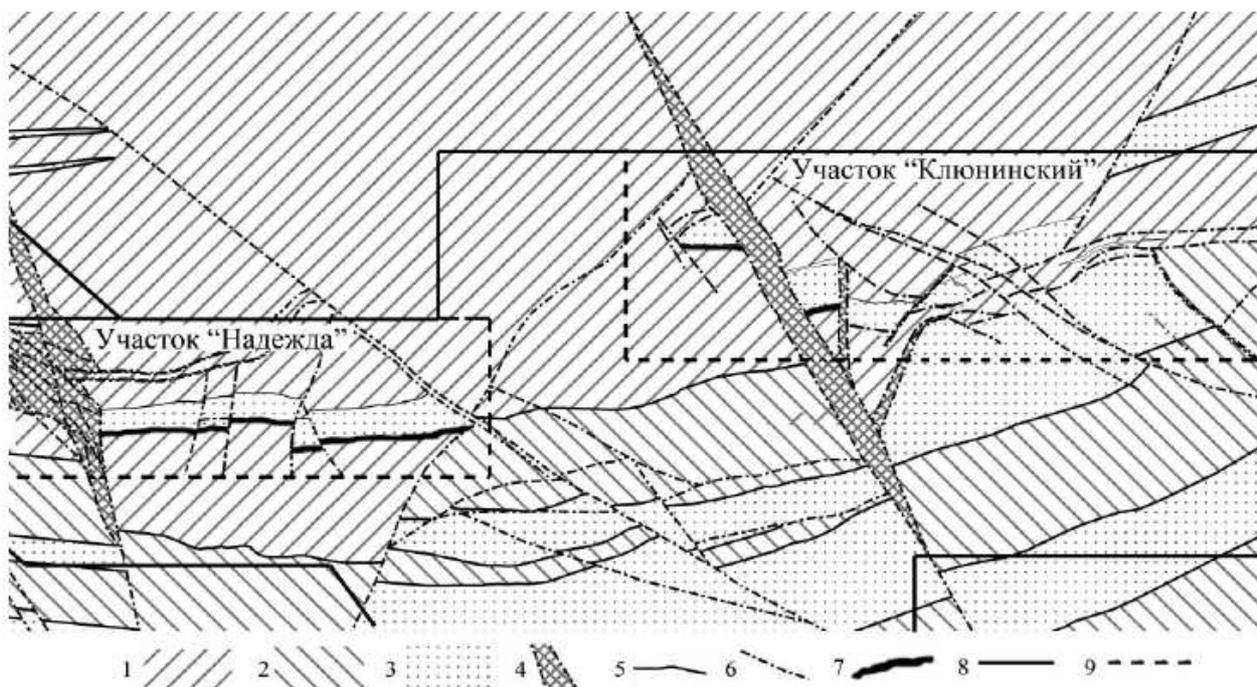
Перечисленные сульфиды и минералы МПГ в относительно повышенных количествах отмечаются в нескольких горизонтах (рудных зонах) расслоенных серий массива Луккулайсваара, приуроченных к двум рудным уровням – Надежда и Критическая Зона (КЗ), в пределах которых выявлено 7 рудопроявлений. Наиболее перспективными из них и по которым оценены прогнозные ресурсы категории Р1 являются Надежда и Восточное КЗ.

**Платинометалльный рудный уровень Надежда** приурочен к пластовому телу микрогабброноритов (мощность 50–140 м), залегающему субсогласно с расслоенностью массива на границе норитовой и габброноритовой серий (рис. 5) и протягивающемся в субширотном направлении на 5 км. Бурением он прослежен по падению на 300 м. Рудный уровень в составе трех рудных зон (горизонтов) «А», «В» и «С» прослеживается вдоль контактов кровли и подошвы микрогабброноритов. Серией крупноамплитудных разломов северо-западного простирания он разбит на несколько блоков, характеризующихся, видимо, различной величиной эро-эпиэрозивного среза. Они послужили основой выделяемым здесь четырем рудным участкам: Анортозитовому, Надежда, Ключинскому и Болотному. Наиболее изученными среди них являются участки Надежда и Ключинский. Рудная минерализация в микрогабброноритах имеет сингенетический позднемагматический характер. Она ассоциирует с обособлениями пегматоидных плагиопироксенитов, бронзититов, норитов и анортозитов – горизонт «В» внутри залежи (крайне неравномерное шлировое оруденение) и с метасоматически (автометасоматически?) измененными плагиоклазитами и лейкогабброноритами экзоконтактовых зон – горизонт «А» (верхний), горизонт «С» (нижний).

Рудный горизонт «А» приурочен к кровле тела микрогабброноритов, сложенной измененными лейкогабброноритами и плагиоклазитами (анортозитами) с неравномерно распределенной сульфидной вкрапленностью (до 1–2%), представленной преимущественно пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциацией с развивающимися по ней халькозином и ковеллином. Реже встречаются пирит, никелин, сульфоарсениды никеля и кобальта, содержащие до 1,86% Pd, висмутотеллуриды палладия, меренскиит. Мощность горизонта «А» изменяется от 0,1 до 3,0 м (средняя ~1 м). Содержания рудных компонентов сильно варьируют: металлы платиновой группы и золото – 0,14–4,45 г/т (среднее – 1,06 г/т); медь – 0,019–0,32% (среднее – 0,107%); никель – 0,008–0,075% (среднее – 0,035%). Отношение Pt/Pd изменяется от 0,10 до 0,29.

Рудный горизонт «В» обнаружен лишь на участке Надежда. Он представлен крайне неравномерно распределенными субширотно ориентированными шлировидными и линзовидными скоплениями сульфидоносных пегматоидных пироксенитов в микрогабброноритах. Предполагается их кулисообразное расположение на двух уровнях (горизонт В<sub>1</sub> и В<sub>2</sub>). Шлировые обособления локализованы в протяженной (~250 м) маломощной зоне, падающей на север ( $L 56^\circ$ ) и сопрягающейся с рудной зоной «А» на глубине порядка 70 м. Мощность шлиров варьирует от 0,22–0,32 м до 2,00–2,50 м, средняя ~1 м. Сульфидное оруденение (пирротин-пентландит-халькопирит; борнит-миллерит-халькопирит±пентландит; халькозин-борнит-халькопирит±магнетит) – в шлировидных пегматоидных обособлениях вкрапленное и прожилково-вкрапленное – 0,5–5%, в гнездах – до 20–30%. В качестве второстепенных минеральных рудных фаз отмечаются сфалерит, галенит, клаусталит, флетчерит. Платинометалльное оруденение представлено >20 минералами с преобладанием висмутотеллуридов палладия. Породообразующие силикаты в ассоциации с сульфидами метасоматически изменены, вплоть до полной амфиболизации. Содержание рудных компонентов варьирует в

широких пределах: сумма платиноидов и золота – 0,48–14,20 г/т (среднее 6,37 г/т); медь – 0,085–1,968% (среднее 0,383%); никель – 0,016–0,192% (среднее 0,083%).



**Рис. 5.** Схематическая карта Луккулайсваарского месторождения (Монтин, 2009):

1 – габбронориты; 2 – нориты; 3 – микрогаббронориты; 4 – дайки основного состава; 5 – геологические границы; 6 – разрывные нарушения; 7 – рудные тела; 8 – площадь проведения магнитометрии; 9 – участки месторождения

**Fig. 5.** Sketch map of the Lukkulaisvaara deposit (Montin, 2009):

1 – gabbronorites; 2 – norites; 3 – microgabbronorites; 4 – basic dykes; 5 – geological boundaries; 6 – dislocations with breaks in continuity; 7 – ore bodies; 8 – magnetometric study area; 9 – zones of the deposit

Рудный горизонт «С» расположен в подошве тела микрогабброноритов. Он имеет непостоянную мощность – от 0,2 до 6,7 (средняя 1,5 м). Рудовмещающие габбронориты, микрогаббронориты и анортозиты в пределах рудной зоны метасоматически изменены (эпидотизированы, хлоритизированы, скаполитизированы, серпентинизированы) и содержат неравномерно распределенную тонковкрапленную (0,5–2 мм) сульфидную минерализацию (1–5%), представленную первично магматической халькопирит-пентландит-пирротиновой ассоциацией и эпигенетическими – пирротин-пентландит-халькопиритовой, халькозин-халькопиритовой и халькопиритовой. Сульфиды обычно сопровождаются скаполитовой минерализацией. Ореол метасоматических преобразований габброноритов обширнее рудной зоны, распространяясь преимущественно на 5–6 м ниже нее. Кроме перечисленных медно-никелевых сульфидов в рудном горизонте «С» присутствуют и минералы ряда кобальтин-герсдорфит, флетчерит, галенит, ковеллин, хизлевудит, полидимит, миллерит и борнит. Платинометалльная минерализация, представленная висмутотеллуридами палладия, а также арсенидами и антимонидами палладия, отмечается как в сростаниях с сульфидами, так и в силикатной матрице породы. Обычно она ассоциируется с самородным золотом и электрумом. Наиболее редким из них является стиллуотерит, образующий выделения размером 100–300 мкм в сростании с изомергиитом, котульскитом, Sb-котульскитом и сперрилитом. Содержание платины в рудах составляет 0,16–3,63 г/т (среднее 0,79 г/т); палладия – 0,81–15,70 г/т (среднее 3,21 г/т); золота – 0,01–1,17 г/т (среднее 0,23 г/т); меди – 0,008–0,866% (среднее 0,209%); никеля – 0,005–0,304% (среднее 0,081%). Соотношение Pt/Pd – 0,1–0,52 (среднее 0,29).

**Платинометалльный рудный уровень Критической зоны** располагается в 500–600 м ниже по разрезу от рудного уровня Надежда. Он ориентирован согласно расслоенности массива в

субширотном направлении с падением на север под углом 60–70°. Единичные выходы этого рудного уровня на поверхность приурочены к пониженным формам рельефа от Ципрингского надвига на западе до участка Восточная КЗ на востоке. На западе он перекрыт надвиговой пластиной пород архейского метаморфического комплекса, падающей на юго-запад ( $L 30-50^\circ$ ). С востока выход рудного уровня на поверхность ограничен Дайковым разломом ( $L$  пад. 60–70° на юго-запад), по которому происходило также правостороннее сдвиговое смещение амплитудой 270 м. Восточнее Дайкового разлома рудный уровень на протяжении 1 км (до участка Восточная КЗ) перекрыт тектонической пластиной, надвинутой на север по системе тектонических нарушений Южной взбросо-надвиговой зоны. Рудный уровень разбит тектоникой северо-западной ориентировки на пять блоков, крайний из которых на восточном фланге входит в состав участка Восточная КЗ. Два блока между Дайковым и Амплитудным разломами находятся на участке Перспективный, а два крайних блока на западном фланге – на участке Западная КЗ. В целом оруденение КЗ развито в пределах двух субпараллельно ориентированных рудных зон – Верхней и Нижней.

*Верхняя рудная зона (ВРЗ)* приурочена к участку разреза крайне неоднородного строения (полосчатость, ритмичность, брекчиевидность, тонкая расслоенность и др.) пород верхней норитовой субзоны на границе с верхней критической субзоной. Ее мощность достигает 35–50 м. В пределах ВРЗ выделяется 3–5 сближенных субпараллельных рудных горизонтов мощностью от 1–2 до 10 м и интервалом между ними от 2 до 14 м, содержащих рассеянную неравномерно распределенную сульфидную вкрапленность (0,5–3%) и тонкие сульфидные и кварц-сульфидные прожилки и просечки. Сульфиды представлены двумя ассоциациями – пентландит-халькопирит-пирротиновой и пентландит-халькопиритовой, часто сопровождающимися минералами ряда кобальтин-герсдорфит. Рудные горизонты прослежены с поверхности на 500 м. Содержание платиноидов в них варьирует от ~1 до 5 г/т. На мощность 9 м содержание суммы платиноидов и золота в рудных телах составляет 0,89–1,36 г/т. На западном фланге рудной зоны суммарная видимая мощность рудных горизонтов составляет 32 м со средним содержанием суммы платиноидов и золота 1,1 г/т, меди и никеля – до 0,39% и 0,09% соответственно. Коэффициент рудоносности по ВРЗ составляет 0,7. Отношение Pt/Pd в рудах возрастает от кровли (0,60–0,8) к подошве (1,0–1,2).

Ранее (Клюнин, 1994) в пределах ВРЗ выделялось рудопроявление Восточное КЗ, имеющее платиновую или палладий-платиновую специализацию и состоящее из 16 рудоперспективных горизонтов с содержанием Pt – 0,57–1,75 г/т, Pd – 0,01–0,58 г/т, при мощности – 0,2–2,3 м. Их суммарная мощность составляет 16,4 м со средним содержанием Pt – 1,5, Pd – 0,15 г/т.

*Нижняя рудная зона (НРЗ)* расположена в 115 м ниже Верхней рудной зоны и в 20 м ниже горизонта брекчиевидных пород. Она состоит из одного рудного горизонта мощностью 6,4 м, в пределах которого суммарная мощность рудных интервалов составляет 5,0–12 м, при содержании суммы платиноидов и золота – 1,06 г/т. Принятый коэффициент рудоносности составляет 0,8. Соотношение платины и палладия в рудах изменяется от 1,0–1,5 до 20–60.

Кроме охарактеризованных рудопроявлений МПГ массива Луккулайсваара в отдельных частях его разреза (ультраосновная и габбровая серии) отмечаются повышенные содержания платиноидов, достигающие местами 2 г/т на мощность 12 м (Клюнин, 1994), однако по настоящее время эти пункты платинометалльной минерализации дополнительным исследованиям более не подвергались, и, соответственно, их корректная прогнозная оценка представляется невозможной.

Прогнозные ресурсы и запасы МПГ в рудопроявлениях массива Луккулайсваара оценивались в разные периоды его изучения и в систематизированном виде представляются следующими.

По данным (Трофимов и др., 2002), основывающимся на работах (Клюнин, 1994), прогнозные ресурсы МПГ категорий P1+P2 массива составляют 26,5 т (табл. 2).

По оценке канадской компании «Behre Dolbear International Ltd 12B», выполненной в 2007 г. и основывающейся на результатах проведенных на тот момент геолого-разведочных работ, суммарные запасы и ресурсы по рудным объектам Луккулайсваары составляют 3770 тыс. т руды, со средним содержанием МПГ 3,77 г/т, что соответствует 14 т МПГ.

По результатам разведочных работ (компания «Норит», ГУП РК «Северная ГРЭ») оценка запасов и ресурсов по перспективным рудным участкам составила по категориям C1+C2 – 2623,2 тыс. т и P1 – 10 536,4 тыс. т руды со средним содержанием МПГ и золота в 2,92 г/т и 1,32 г/т, соответственно. Общие ресурсы и запасы благородных металлов составляют 21,58 т.

В ходе последующих разведочных работ, проводившихся ЗАО «Норит», запасы и ресурсы МПГ и золота были приращены до 74 т (табл. 3), а средние содержания рудных элементов уточнены (табл. 4). Благороднометалльная минерализация на месторождении Луккулайсваара представлена более чем 30 минералами МПГ, золота и серебра (табл. 5)

Технологические свойства руд определялись по 4 лабораторным пробам с участков Надежда, Ключинский, Перспективный и Восточная КЗ в ФГУП «ЦНИГРИ». Содержание МПГ и золота в них составляло, г/т: Pt (0,15–0,53); Pd (0,3–1,95); Au (0,015–0,185); Ni (0,051–0,1%); Cu (0,038–0,18%). Степень извлечения платины из исследуемых проб находится в пределах 81,1–58,6%, а палладия – 82,2–69,7%. Извлечение в товарный флотационный концентрат с выходом 3,15% и содержанием 68,4 г/т МПГ и золота составляет: МПГ и золото – 62,5–81,2%; Ni – 30–71,3%; Cu – 56–77,8%.

Таблица 2. Прогнозные ресурсы ЭПГ массива Луккулайсваара (Трофимов и др., 2002)

Table 2. Predicted PGE resources of the Lukkulaivaara Massif (Trofimov et al., 2002)

Расслоенные серии	Рудопроявления, зоны минерализации	Содержание МПГ, г/т		Прогнозные ресурсы кат. P1/P2, т			Минерагенический потенциал, т			
		Pt	Pd	Pt	Pd	ΣPt+Pd	Pt	Pd	ΣPt+Pd	
Ультрасосновная	Мз 1	0,5	0,5	–	–	–	5,2	5,2	10,4	
	Мз 2	0,35	1,6	–	–	–	–	–	54,0	
Норитовая	Восточное КЗ	3,77	0,7	0,2/1,33	0,04/0,1	1,8	–	–	–	
	РП 15	2,5	4,0	1,6	–	4,2	–	–	–	
	Мз 5, к-173	0,7	0,7	–	2,6	–	8,2	8,2	16,4	
	Мз 5 с-521	1,5	0,15	–	–	–	17,5	1,7	19,2	
	Надежда	1,54	5,96	1,6/0,98	–	13,2	–	–	–	
	Мз 6	0,6	2,4	–	6,19/4,41	–	6,8	20,2	27,0	
Нижняя критическая и норитовая субзоны	–	–	–	–	–	–	–	–	47	
Габброноритовая	РП 2	3,0	6,0	2,4	4,9	7,3	–	–	–	
Габбровая	Мз 7	0,34	1,64	–	–	–	1,1	5,7	6,8	
Всего по массиву: в т. ч.				Кат. P1+P2 – 26,5 P1 – 8,0; P2 – 18,5			Минер. потенциал P3 – 180,8х0,2=32,0			180,8

Примечание. В знаменателе кат. P1, в числителе – P2.

Note. Category P1 is shown in the denominator and category P2 in the numerator.

Таблица 3. Запасы и прогнозные ресурсы МПГ, золота, меди, никеля для месторождения Луккулайсваара (Платинометалльное..., 2009)

Table 3. PGM, gold, copper and nickel reserves and forecast resources of the Lukkulaivaara deposit (PGM..., 2009)

Руда, элементы	Единицы измерения	Запасы и ресурсы				
		C1	C2	C1+C2	P1	P1+C1+C2
Всего руды	тыс. т	1071,9	1739,8	2811,8	39746,6	42558,4
Платина	кг	698,9	980,5	1679,4	21994,4	23673,8
Палладий	кг	2766,2	3232,5	5988,7	41769,2	47767,9
Золото	кг	187,9	201,5	389,4	2471,9	2861,3
ΣМПГ, Au	кг	3652,9	4414,5	8067,4	66235,5	74302,9
Медь	т	1467,5	1852,1	3319,6	37144,4	40463,9
Никель	т	604,6	1118,9	1723,5	25154,3	26877,8

Таблица 4. Содержание МПГ, золота, меди, никеля на месторождении Луккулайсваара (Платинометалльное..., 2009)

Table 4. PGM, gold, copper and nickel content of the Lukkulaivaara deposit (PGM..., 2009)

Элементы	Единицы измерения	Запасы и ресурсы				
		C1	C2	C1+C2	P1	P1+C1+C2
Pt	г/т	0,65	0,56	0,60	0,55	0,56
Pd	г/т	2,58	1,86	2,13	1,05	1,12
Au	г/т	0,18	0,12	0,14	0,06	0,07
ΣPt,Pd,Au	г/т	3,41	2,54	2,87	1,67	1,75
Cu	%	0,14	0,11	0,12	0,09	0,10
Ni	%	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06

Таблица 5. Минералы благороднометалльного оруденения массива Луккулайсваара (по: Glebovitsky et al., 2001)

Table 5. Noble-metal mineralization minerals in the Lukkulaivaara Massif (after Glebovitsky et al., 2001)

Минерал	Формула	Г – главный, Р – редкий
Котульскит	Pd(Te,Bi,Pb)	Г
Стибиокотульскит	Pd(Te,Sb)	Р
Меренскиит	Pd(Te,Bi)	Г
Ni-меренскиит	(Pd,Ni)Te <sub>2</sub>	Р
Мончеит	(Pt,Pd)(Te,Bi) <sub>2</sub>	Г
Сперрилит	PtAs <sub>3</sub>	Г
Гессит	Ag <sub>2</sub> Te	Р
Мелонит	(Ni,Pd,Pt)Te <sub>3</sub>	Р
Теллурупалладинит	PdTe <sub>4</sub>	Р
Сопчеит	Ag <sub>4</sub> Pd <sub>3</sub> Te <sub>4</sub>	Р
Теларгпалит	(Pd,Ag) <sub>3</sub> (Te,Bi)	Р
Майченерит	PdBiTe	Р
Соболевскит	Pd(Bi,Te)	Р
Фрудит	Pd(Bi,Te) <sub>3</sub>	Р
Маякит	PdNiAs	Р
Палладоарсенид	(Pd,Ni) <sub>2</sub> As	Р
Стиллиуотерит	(Pd,Au) <sub>2</sub> As <sub>5</sub>	Р
Высоцкит	(Pd,Pt,Ni)S	Р
Аргентопентландит	Ag(Fe,Ni)S <sub>4</sub>	Р
Холлингвортит	(Rh,Pt,Ir,Os,Ru,Fe,Ni,Co)AsS	Р
Ирарсит	(Ir,Rh,Pt,Pd,Fe)AsS	Р
Изомертеит	Pd <sub>3</sub> Sb <sub>2</sub> As <sub>2</sub>	Р
Мертеит	Pd <sub>4</sub> (Sb,As) <sub>4</sub>	Р
Мертеит-II	Pd <sub>2</sub> (Sb,Sn,As) <sub>3</sub>	Р
Туламинит	Pt <sub>2</sub> FeCu	Р
Хонгшиит	PtCu	Р
Золото самород.	Au	Р
Электрум	(Au,Ag)	Р
Кюстелит	AgAu	Р
Звягинцевит	Pd <sub>3</sub> (Pb,Bi)	Р
Паоловит	Pd <sub>2</sub> Sn	Р
Таймырит	(Pd,Cu,Pt) <sub>3</sub> Sn	Р
Оуланкаит	(Pd,Pt)(Cu,Fe) <sub>4</sub> SnTe <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	Р
Безьяннине	Pd <sub>2</sub> TeBi	Р
	PdAgTe	Р

Ранее (1991–1994 гг.) аналогичные технологические испытания руд с участка «Надежда», проводившиеся ГП «Гипроникель» и ГП «Геоинформ», завершились получением флотационного концентрата с содержанием Pt – 6,45 г/т, Pd – 10,73 г/т, Au – 1,05 г/т, Cu – 2,6% и Ni – 0,74%. Выход концентрата при этом составил 8,6%, а извлечение Pt – 70,2%, Pd – 71,0%, Au – 83,2%, Cu – 83,5% и Ni – 70,3%. Исходное содержание этих элементов в технологической пробе составляло: Pt – 0,8 г/т, Pd – 1,5 г/т, Au – 0,11 г/т, Cu – 0,268% и Ni – 0,091%.

### 2.1.1.2. Интрузив Кивакка

Наиболее ранние детальные исследования интрузива Кивакка с составлением геологической карты и сводного разреза, выделением и характеристикой расчлененных серий выполнены М.М. Лавровым (1979). Впоследствии интрузив изучался рядом других исследователей (Пчелинцева, Коптев-Дворников, 1992; Бычкова, Коптев-Дворников, 2004; Бычкова, Телюкина, 2007; Amelin, Semenov, 1996 и др.). Соответственно описание геологического строения и рудоносности интрузива даны с учетом вышеприведенных источников, а также отчетов производственных и научных организаций (Трофимов и др., 2002; Леонтьев и др., 2003).

В современном эрозионном срезе интрузив имеет изометричную форму (рис. 6), являющуюся, согласно реконструкциям (Коптев-Дворников и др., 2001), наклонным сечением перевернутого вниз вершиной конуса, вертикальная ось которого наклонена относительно горизонтальной плоскости.

Характерными чертами интрузива, имеющего сумийский возраст –  $2445 \pm 2$  млн лет (U-Pb) (Барков и др., 1991),  $2439 \pm 29$  млн лет (Sm-Nd) (Амелин, Семенов, 1990), являются изометричное строение и резко выраженная расслоенность. Его внутренняя структура устанавливается по первично-магматическим слоистым, трахитоидным и линейным текстурам. Трахитоидность фиксируется во всех разновидностях пород, но наиболее отчетливо – в норитах и равномернозернистых габброноритах. Она обусловлена плоскопараллельной ориентировкой таблитчатых и лейстовидных кристаллов плагиоклаза. Линейность минералов наблюдается сравнительно редко.

В горизонтальной проекции макрослои в виде дугообразно изогнутых полос сменяют друг друга от юго-восточной придонной части массива к северо-западной апикальной (рис. 6). В западной части нижние слои, выклиниваясь, притыкаются к контактовой плоскости интрузива и перекрываются вышележащими слоями, как это характерно для расслоенных интрузий воронкообразной морфологии.

Слоистость и трахитоидность создают в массиве дугообразную структуру, повторяющую их контур. Падение этих линейных элементов в средней части массива обращено на северо-запад под углом  $35-40^\circ$ . На западном и северном флангах падение несколько более крутое – до  $45^\circ$  и обращено внутрь массива. Наиболее четко слоистость выражена в средней части интрузии, в норитовой и пироксенитовой зонах и в верхах зоны оливинитов и перидотитов. Она обусловлена чередованием слоев с различным количественным соотношением минералов, главным образом плагиоклаза и бронзита, и слоев с различной зернистостью. Их мощность колеблется от нескольких миллиметров до десятков метров. Характерна линейная выдержанность слоев по простиранию.

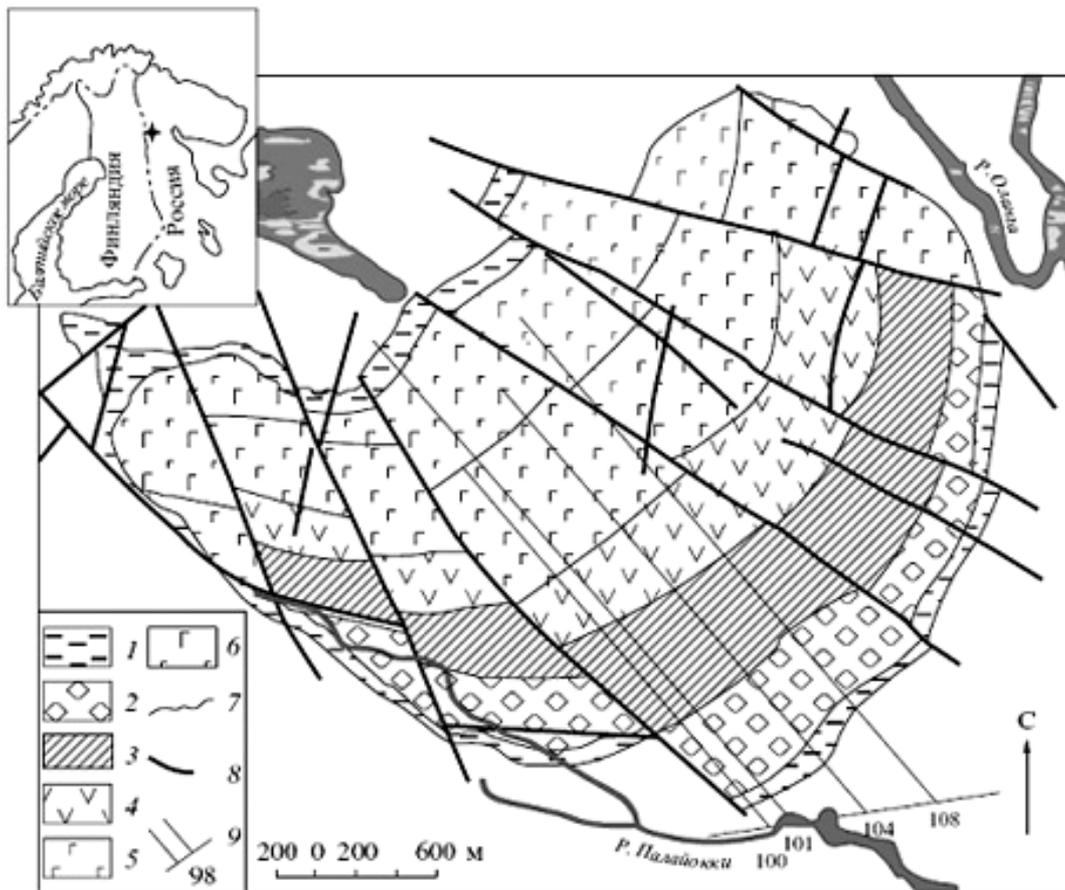
В разрезе интрузии снизу вверх выделяются шесть зон (макрослоев): 1 – придонные габбронориты, 2 – оливиниты и перидотиты, 3 – пироксениты, 4 – нориты, 5 – равномернозернистые габбронориты, 6 – неравномернозернистые габбронориты (Лавров, 1979). Их состав и строение, особенно в средней части разреза, неоднородны за счет распространения мономинеральных, анхимономинеральных, меланократовых и мезократовых разновидностей магматических пород, а также габбропегматитов и разнообразных метасоматически измененных их разновидностей, главным образом, в периферийных участках.

Зона придонных габброноритов повсеместно устанавливается в основании дифференцированной серии. Ее мощность колеблется от первых метров в юго-западной части массива до 140 м центральной.

Зона оливинитов и перидотитов прослеживается вдоль юго-восточного края интрузии в виде вогнутой полосы со смещенным по разлому юго-западным крылом (рис. 6). Ее максимальная мощность составляет 500–550 м. К северу она, по-видимому, выклинивается среди пироксенитов и габброноритов. На западе оливиниты и перидотиты примыкают к вмещающим плагиогранитогайсам, отделяясь от них слоем придонных (краевых) габброноритов мощностью в несколько метров. Среди пород рассматриваемой зоны преобладают оливиниты. Перидотиты развиты преимущественно в верхах зоны в виде слоев, чередующихся с пироксенитами.

Зона пироксенитов с северо-запада окаймляет зону оливинитов и перидотитов. Ее западное окончание непосредственно примыкает к границе с плагиомикроклиновыми гранитами. На севере пироксениты выклиниваются в поле норитов и габброноритов. Мощность пироксенитов наибольшая в средней части зоны и составляет около 400 м. Переход от нижележащей зоны постепенный и осуществляется путем чередования слоев, обогащенных пироксеном или оливином. Отличительной особенностью зоны является резко выраженная расслоенность. В разрезе зоны наблюдается чередование слоев с различным содержанием плагиоклаза – от почти мономинеральных бронзититов до норитов. Характерно, что наиболее частое чередование слоев приурочено к центральной части зоны пироксенитов. В верхней части ее разреза количество слоев норитов и их мощность значительно возрастают. Во всех разновидностях пород пироксенитовой зоны содержатся крупные (0,5–2,0 см) изометричные вкрапленники авгита. Они присутствуют повсеместно, но распределены неравномерно и в среднем составляют 5–6%.

Зона норитов занимает более высокое положение в разрезе интрузии относительно зоны пироксенитов. Ее мощность достигает 400 м. По строению и составу она также неоднородна. Выделяются меланократовые, мезократовые и лейкократовые нориты, пироксениты и их мелкозернистые и средне- крупнозернистые разновидности. Разрез норитовой зоны представляет собой полосчатую серию всех отмеченных разновидностей. Верхняя часть ее разреза мощностью около 200 м более однородна и представлена мелкозернистыми норитами. Среди них местами содержатся немногочисленные



**Рис. 6.** Схема геологического строения интрузии Кивакка (Бычкова, Коптев-Дворников, 2004):

1 – Нижняя и Верхняя приконтактные зоны (НПЗ и ВПЗ); 2 – оливинитовая зона (ОЗ); 3, 4 – Норитовая зона (НЗ); (3 – подзона переслаивания бронзитов и норитов); 5 – Габброноритовая зона (ГНЗ); 6 – Зона габброноритов с пижонитом (ЗГНП); 7 – геологические границы; 8 – разрывные нарушения; 9 – профили ЮКЭ ПГО «Севзапгеология»

**Fig. 6.** Scheme showing the geological structure of the Kivakka Intrusion (Bychkova, Koptev-Dvornikov, 2004):

1 – Lower and Upper near-contact zones (LNZ and UNZ); 2 – Olivinite Zone (OZ); 3, 4 – Norite Zone (NZ); (3 – bronzite-norite interbedding zone); 5 – Gabbro-norite Zone (GNZ); 6 – Gabbro-norite zone with pigeonite (GNZP); 7 – geological boundaries; 8 – faulting; 9 – YKE PGO Sevsapgeologia profiles

тонкие (1–5 см) непротяженные слойки и линзы лейкократовых норитов и пироксенсодержащих плагиоклазитов. Низы разреза норитовой зоны, подобно пироксенитовой, характеризуются слоистым строением. Сначала внизу появляются отдельные крупные, по несколько метров (до десятков метров), слои среднезернистых норитов, а затем в интервале последних 100 м наблюдается очень частое переслаивание (мощностью от нескольких сантиметров до десятков сантиметров) мелко- и среднезернистых норитов. В этом же интервале появляются прослойки меланократовых норитов и пироксенитов. Нижняя граница зоны норитов выделяется условно. Она проводится в той части разреза, где общий объем пироксенитовых слоев становится преобладающим.

В нижней части зоны норитов среди переслаивающейся серии залегает горизонт мощностью около 30 м крупнозернистых оливиновых пироксенитов-меланоноритов. В пределах обнаженной части он прослеживается на 1,1 км. Переход от крупнозернистых пироксенитов к нижележащим переслаивающимся средне- и мелкозернистым мезократовым и меланократовым норитам и пироксенитам постепенный, за счет уменьшения зернистости и полосчатого распределения разновидностей. В нижней части слоя крупнозернистого пироксенита содержится линза (80x10 см) плагиоклазита с отходящими от нее секущими апофизами. В нескольких метрах ниже по разрезу в переслаивающихся норитах и пироксенитах плагиоклазиты образуют полосы и линзы как с резкими границами, так и с расплывчатыми. Выделенный горизонт может являться платиноносным рифом. Для него ха-

рактерно наличие рассеянных зерен и гнездообразных скоплений сульфидов, которые чаще ассоциируют с прослоями пироксенитов или меланократовых норитов, но присутствуют и в прослоях плагиоклазитов. Нередко устанавливается приуроченность сульфидов к вкрапленникам моноклинного пироксена.

Зона равномернозернистых габброноритов сменяет по разрезу зону норитов. Ее мощность в средней части массива около 400 м, к северу мощность несколько увеличивается, к западу сокращается. Габбронориты довольно однообразны по составу и строению. Они имеют среднезернистое сложение и трахитоидную текстуру. В основной своей массе габбронориты мезократовые. Несколько более лейкократовые их разновидности появляются в низах зоны в виде неотчетливых полос, согласных с трахитоидностью. Переход в неравномернозернистые габбронориты происходит постепенно.

Зона неравномернозернистых габброноритов составляет верхнюю часть массива и, подобно предыдущим зонам, вытянута вогнутой к юго-востоку полосой по северо-западной его границе. В контакте с плагио-микроклиновыми гранитами и плагиогранитогнейсами габбронориты повсеместно амфиболизованы и рассланцованы. В неравномернозернистых габброноритах присутствует большое количество полосовидных и неправильной формы обособлений грубозернистых габбропегматитов и сопровождающих их средне- и крупнозернистых габброноритов. Это обстоятельство затрудняет разграничение зон равномернозернистых и неравномернозернистых габброноритов, особенно в западной и северной частях массива. На значительном протяжении граница с подстилающей зоной проведена условно. В целом различия между равномерно- и неравномернозернистыми габброноритами незначительны.

Габбропегматиты приурочены, главным образом, к верхней зоне интрузии. Наибольшие их объемы связаны с неравномернозернистыми габброноритами. Они также широко распространены в северной и западной частях интрузии, где размещаются среди равномернозернистых габброноритов, частью среди норитов. Габбропегматиты представляют собой овально-вытянутые, изометричные или неправильные обособления грубозернистого сложения размером в несколько десятков сантиметров. Обычно они сопровождаются крупно- и среднезернистыми габброноритами пегматоидного облика и вместе с ними образуют линзовидные участки, широкие протяженные полосы и неправильной формы зоны протяженностью в несколько сотен метров.

Платинометалльная минерализация массива Кивакка установлена только в норитовой зоне (бронзит-плагиоклазовый кумулятивный парагенезис). В ней С.Ф. Ключиным (1994) выделены три аномальных геохимических участка с рассеянной сульфидной минерализацией. Сульфидные горизонты крайне неоднородны по строению, содержат шпирсы и тонкие прослои пород, существенно отличающиеся по количественно-минеральному составу. Сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит) отмечаются в виде стяжений размером до 5–7 мм, заполняющих интеркумулятивное пространство, и тонкорассеянных микроскопических вкраплений.

*Минерализованная зона № 1* расположена в нижней части разреза ритмично-расслоенных норитов в области перехода от оливинитовой зоны к норитовой, на участке переслаивания гарцбургитов, норитов и габброноритов (Пчелинцева, Коптев-Дворников, 1992). Мощность ее около 30 м, протяженность – 1500 м. Она имеет линзовидно-слоистое строение с переслаиванием оливинсодержащих пироксенитов, норитов и плагиоклазитов. Основную массу горизонта составляют оливинсодержащие нориты, среди которых отчетливо выделяются разрозненные прослои обогащенных сульфидами оливиновых пироксенитов, являющихся рудными слоями. Таких слоев в пределах минерализованной зоны выделяется три. Содержание суммы платиноидов по объединенному горизонту колеблется от 1,3 до 6 г/т, при соотношении Pt/Pd от 1/3 до 2/1, в среднем 2 г/т (Pd – 1,2 г/т) на среднюю мощность 3 м. Минерализованная зона № 1 на полную мощность (30 м) не опробована. Платинометалльная минерализация распределена неравномерно, часто связана с сульфидной вкрапленностью (1%) и линзами, обогащенными сульфидами до 5%. Основной состав сульфидной парагенетической ассоциации – пирротин, пентландит, халькопирит. Минералы МПГ, образующие в них субмикроскопические включения, представлены преимущественно меренскиитом и мончеитом, реже котульскитом и сперрилитом.

*Минерализованная зона № 2* выделена в средней части расслоенной серии норитов в подзоне переслаивания бронзититов и норитов. Мощность ее изменяется от нескольких метров – до 30 и более, протяженность 4,5 км. Сложена она переслаиванием лейкократовых и меланократовых норитов с редкими прослоями плагиопироксенитов и прожилками плагиоклазитов. Сульфидная минерализа-

ция образует парагенезис халькопирит-пентландит-пирротин в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Содержания платиноидов в пределах зоны – 0,1–1,0 г/т. В средней части опробованием выделен микроритм лейконоритов со слоями меланоноритов и плагиопироксенитов мощностью 4 м и содержанием суммы платиноидов от 3 до 6 г/т при соотношениях Pt и Pd близких к единице. В целом зона изучена фрагментарно.

*Минерализованная зона № 3* расположена на границе расслоенных серий – норитовой и габброноритовой, связана с микроритмом меланоноритов-лейконоритов в горизонте габброноритов. Прослежена на 4,5 км скважинами и канавами, практически не изучена. Максимальные концентрации БЭ тяготеют к прожилкам плагиоклазитов: Pt – 2,0, Pd – 1,0, Au – 1,5 г/т.

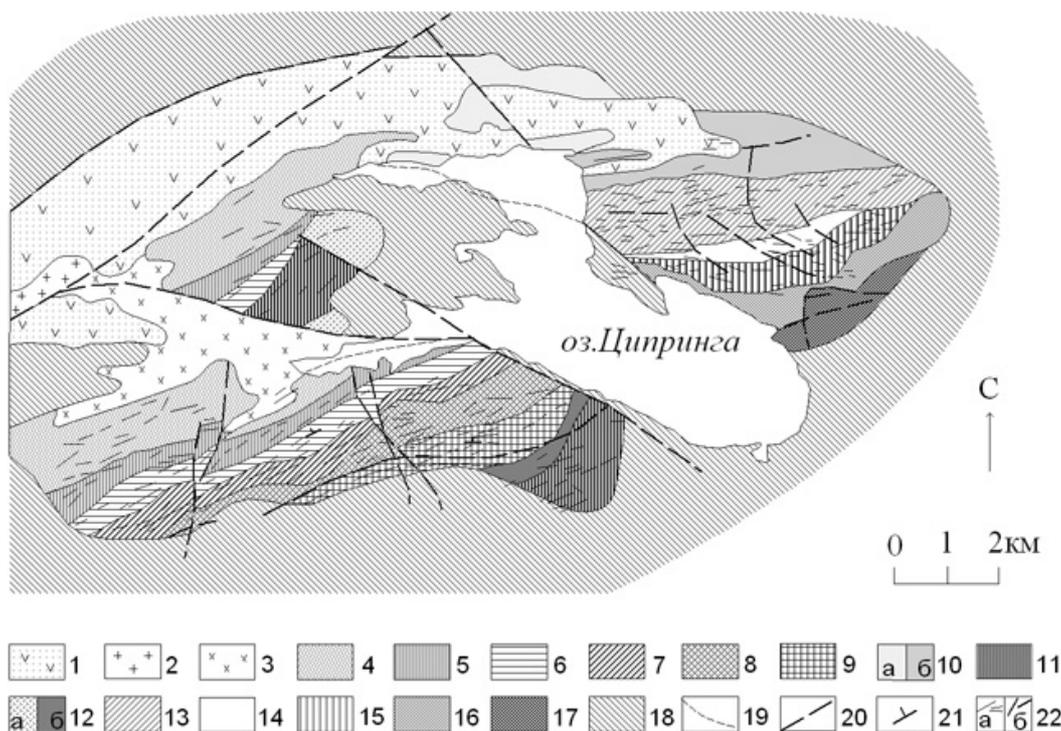
Интрузив Кивакка расположен на территории национального парка «Паанаярви», вследствие чего поисковых работ по оценке его платиноносности не проводилось. Учитывая соотношение площадей массивов Кивакка и Луккулайсваара и идентичность строения, общие прогнозные ресурсы его приняты по аналогии, но с коэффициентом 0,5–30 т кат. Р3.

### 2.1.1.3. Интрузив Ципринга

Интрузив образует вытянутое в субширотном направлении пластообразное тело длиной 10–11 км и шириной 2–2,5 км, падающее субсогласно с гнейсовидностью вмещающих гнейсо-гранодиоритов, гнейсогранитов и мигматитов на северо-запад под углом 55–60° (рис. 7). Узкая эндоконтактная зона имеет преимущественно мелкозернистую структуру. В северо-восточном контакте развита широкая полоса рассланцованных амфиболизированных и эпидотизированных габброидов с послойными жилами плагиомикроклинового гранита и микроклиновым порфиробластезом. На севере массив граничит с более молодыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и сиенодиоритами. В пределах массива отмечаются неправильные тела и жилы микроклиновых гранофировых гранитов и дайки диабазов. Первично магматические полосчатые и трахитоидные текстуры подчинены общей морфологии массива и падают на северо-запад под углом 40–50°.

Интрузив резко отличается по морфологии, степени дифференцированности и последовательности выделения кумулятивных фаз при его кристаллизации от массивов Кивакка и Луккулайсваара, что объясняется его вероятной принадлежностью к другой магматической серии – толеитовой (Турченко, 2007). В его строении участвуют породы боковой краевой зоны, троктолитовой и габбровой расслоенных серий (Клюнин, 1994). Троктолитовая серия подразделяется на нижнюю и верхнюю субзоны. Породы нижней субзоны представлены переслаиванием лейко-, мезо- и меланократовых троктолитов с различной зернистостью. Кумулятивными минералами в ней являются плагиоклаз (№ 65) и оливин. Верхняя субзона сложена лейкократовыми троктолитами, оливинсодержащими и оливиновыми габброноритами, реже – габбро и анортозитами. Кумулятивные минералы – плагиоклаз, оливин; интеркумулятивные – клинопироксен, ортопироксен, магнетит и апатит. Характерно наличие грубой ритмической расслоенности с чередованием горизонтов троктолитов и анортозитов. Мощность последних – до 50 м. В анортозитах кумулятивная группа минералов представлена только плагиоклазом. Клинопироксен в них часто замещен амфиболом. Породы верхней субзоны наиболее бедны сульфидами. Нижняя субзона характеризуется более контрастной ритмической расслоенностью, мощность слоев при этом колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров. В ее верхней части появляются единичные прослои анортозитов мощностью до 20 м, завершающие разрез (Клюнин, 1994).

По основным петрохимическим показателям породы расслоенной серии интрузива Ципринга близки к таковым массива Скергаард (Клюнин, 1994). Работами В.С. Семенова и др. (1997) эти выводы были подтверждены. Петрологическими и петрохимическими исследованиями доказано, что состав исходного расплава интрузива отвечает толеитовым базальтам с порядком кристаллизации  $O1+P1 \rightarrow O1+P1+Cpx \rightarrow P1+Cpx+Pgt+O1 \rightarrow P1+Cpx+Pgt+Mag$ , что в корне отличает его от массивов Луккулайсваара и Кивакка. Средневзвешенный состав интрузива Ципринга соответствует высокоглиноземистым толеитам (Семенов и др., 1997). Таким образом, Скергаардский тренд дифференциации дает основание предполагать наличие в зоне магнетитовых габбро золото- и платиноносного рифов, наличие которых в последние годы было установлено в массиве Скергаард, ранее считавшемся безрудным. В связи с этим, несмотря на недостаточную изученность объекта, можно прогнозировать ресурсы МПГ по кат. Р3 в количестве – 5 км x 0,3 км x 2 м x 3,0 x 3 г/т = 27 т.



**Рис. 7.** Схема геологического строения района оз. Ципринга (Семенов и др., 1997):

1 – метавулканыты; 2 – граниты. *Расслоенный интрузив Ципринга*: 3 – гранофиры и монцодиориты; Зона пижонитовых ферро-габброноритов: 4 – подзона мелкозернистых пижонитовых феррогабброноритов; 5 – подзона пижонитовых феррогабброноритов и магнетит-пижонитовых феррогабброноритов; 6 – зона пижонитовых габброноритов; 7 – зона оливиновых габбро. Зона троктолитов: 8 – подзона лейкократовых троктолитов-анортозитов; 9 – подзона мезомеланократовых троктолитов. Нижняя краевая зона: 10<sub>а</sub> – габбропегматиты; 10<sub>б</sub> – лейкократовые троктолиты-анортозиты; 11 – переслаивание троктолитов, оливиновых габбро и пижонитовых габброноритов, пижонитовых феррогабброноритов. *Расслоенный массив Луккулайсваара*: 12<sub>а</sub> – нерасчлененные толщи расслоенного комплекса; 12<sub>б</sub> – верхняя краевая зона: переслаивание норитов и габброноритов; 13 – зона габброноритов-II; 14 – зона норитов-II; 15 – зона габброноритов-I; 16 – зона норитов-I; 17 – зона переслаивания оливинитов, дунитов, гарцбургитов и бронзитов; 18 – гранитогнейсы и мигматиты фундамента; 19 – геологические границы; 20 – разрывные нарушения; 21 – элементы залегания слоистости и трахитоидности; 22<sub>а</sub>, 22<sub>б</sub> – оси магнитных аномалий разной интенсивности

**Fig. 7.** Scheme showing the geological structure of the Lake Tspringa area (Semyonov et al., 1997):

1 – metavolcanics, 2 – granites. Tspringa layered intrusive unit: 3 – granophyres and monzodiorites. Pigeonitic ferrogabbronorite zone: 4 – fine-grained pigeonitic ferrogabbronorite subzone, 5 – pigeonitic ferrogabbronorite and magnetite-pigeonitic ferrogabbronorite subzone, 6 – pigeonitic gabbronorite zone, 7 – olivine gabbro zone. Troctolite zone: 8 – leucocratic troctolite-anorthosite subzone, 9 – meso- and melanocratic troctolite subzone. Lower marginal zone: 10<sub>a</sub> – gabbro pegmatites, 10<sub>b</sub> – leucocratic troctolite-anorthosites, 11 – interbedding of troctolites, olivine gabbro and pigeonitic gabbronorites, pigeonitic ferrogabbronorites. Lukkulaisvaara layered massif: 12<sub>a</sub> – undivided units of the layered complex, 12<sub>b</sub> – upper marginal zone: interbedding of norites and gabbronorites, 13 – gabbronorite-II zone, 14 – norite-II zone, 15 – gabbronorite-I zone, 16 – norite-I zone, 17 – olivinite-dunite-harzburgite-bronzite interbedding zone, 18 – basement granite gneisses and migmatites, 19 – geological boundaries, 20 – faulting, 21 – mode of occurrence of bedding and trachytoidity, 22<sub>a</sub>, 22<sub>b</sub> – axes of magnetic anomalies differing in intensity

Габбровая серия слагает меньшую часть массива Ципринга. Представлена она мезо- и меланократовыми разномасштабными пижонитовыми габбро массивной и трахитоидной текстур с ритмичным колебанием в слоях содержания титаномагнетита от 1–5 до 15%. Мощность прослоев с повышенным содержанием титаномагнетита – 5–10 м, содержание железа магнетитового – 4–6%. Сульфидная минерализация в обогащенных титаномагнетитом горизонтах не превышает 1–2% и представлена халькопиритом, пирротинном, пентландитом, пиритом, ковеллином, макинавитом.

Диоритовые плагиопорфиры и гранофировые граниты включены С.Ф. Ключиным (1994) в состав расслоенной серии. По петрографическому составу они соответствуют аналогичным дифференциатам массива Скергаард. Для диоритов характерна сульфидная минерализация, представленная пиритом кубического габитуса (1–3%). Между порфирами и гранофировыми гранитами часто наблюдаются плавные переходы.

Боковая краевая зона сложена переслаиванием оливиновых габбро и габброноритов с пегматидными габбро и габбропегматитами. В нижней части массива на всем его протяжении среди оливиновых габброноритов залегает пластообразное тело габбропегматитов мощностью 100–400 м.

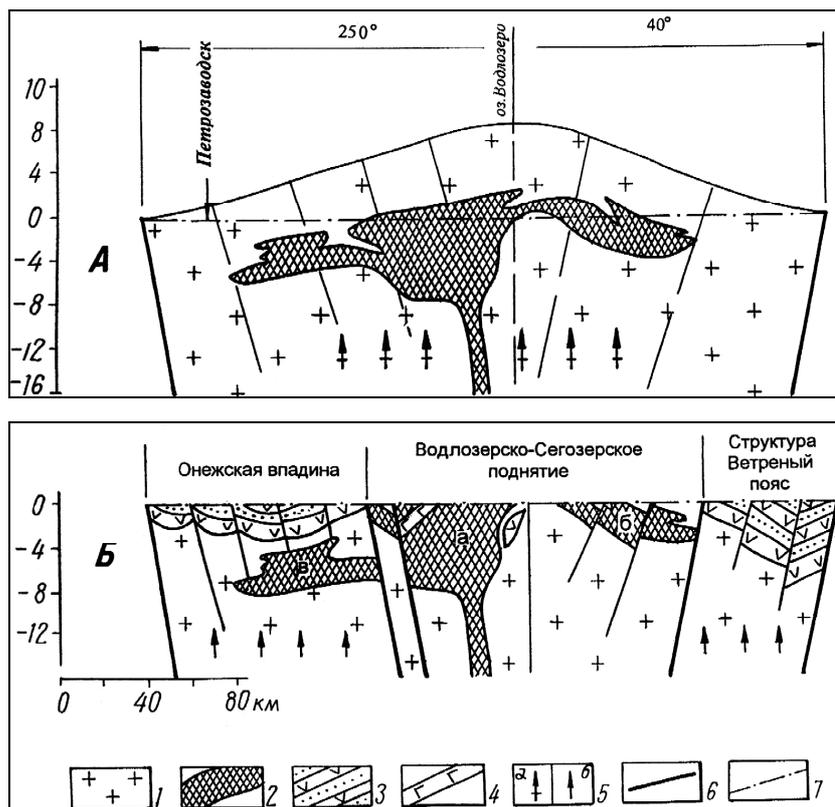
Содержание МПГ по всему разрезу массива не превышает 0,01 г/т, за исключением единичных проб, где оно достигает 1 г/т.

### 2.1.2. Бураковский расслоенный комплекс

Формирование комплекса связано с развитием в раннем протерозое под воздействием мантийно-го плюма Карельско-Лапландской рифтогенной системы и образованием в ее пределах Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия,

вкрест линии максимального воздымания которого закладывалась поперечная Бураковская раздвиговая зона (рис. 8). Сводовое поднятие хорошо реставрируется по наклону кровли интрузива. Амплитуда подъема на отрезке 35 км равна 2 км и определяется как разница между величинами эрозионного среза Агаозерского (3 км) и Бураковского – до 1 км блоков (рис. 9). В процессе роста сводового поднятия в образующиеся при этом полости отслаивания происходило внедрение огромных объемов магмы повышенной магнезиальности, сформировавших Бураковский комплекс – серию разномасштабных расслоенных интрузий (рис. 8Б) или, возможно, огромный Бураковский протоплутон (рис. 8А) с возрастом  $2449 \pm 1,5$  (Koptev-Dvornikov, 1995),  $2433 \pm 4$ – $2430 \pm 5$  (Байи и др., 2009). В соответствии с современным уровнем эрозионного среза комплекс представлен Бураковским расслоенным пегматит-габброноритовым лополитом и обрамляющим его с юго-востока поясом дайковых тел (Бураковская группа), Петрозаводской положительной гравитационной аномалией силы тяжести (рис. 8 Б) и Монастырско-Шидмозерской группой мелких расслоенных массивов, расположенных на территории Архангельской области (рис. 10).

Южнобураковский дайковый пояс протяженностью около 50 км при ширине 0,2–1,5 км

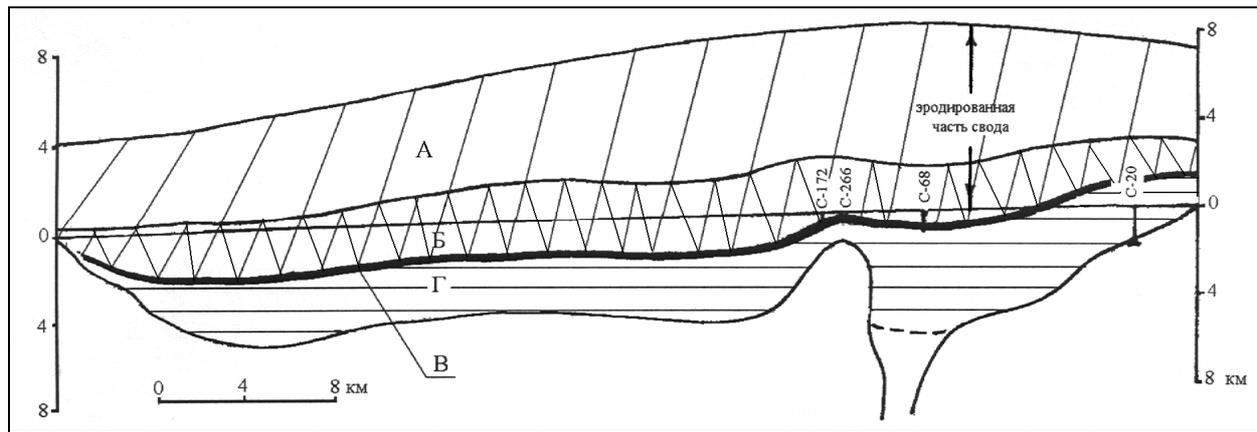


**Рис. 8.** Стадия развития сводового поднятия по линии Петрозаводск – оз. Водлозеро – Архангельск (Трофимов и др., 2002):

А – формирование свода на этапе внедрения Бураковского протоплутона (поднятия); Б – формирование впадин по краям свода (прогибание); 1 – гранит-зеленокаменный фундамент архея; 2 – Бураковский протоплутон (а – Бураковский расслоенный массив, б – Монастырско-Шидмозерская группа, в – Петрозаводский); 3 – вулканогенно-осадочные отложения рифтогенного этапа; 4 – Пудожгорская габбро-долеритовая интрузия; 5 – направление движения трансмагматических флюидов с преимущественным выносом калия (а), углеродов и серы (б); 6 – разломы, в т. ч. транскоровые; 7 – уровень современного эрозионного среза

**Fig. 8.** Evolution stage of the arched uplift along the line Petrozavodsk – Lake Vodlozero – Arkhangelsk (Trofimov et al., 2002):

А – Arch formation at the Burakovsky protopluton (uplift) intrusion stage; Б – formation of depressions along arch margins (sagging); 1 – granite-greenstone basement of the Archaean unit; 2 – Burakovsky protopluton (a – Burakovsky layered massif, б – Monastyrsko-Shidmozersko group of intrusions, в – Petrozavodsk intrusive unit); 3 – volcanic-sedimentary rocks formed at a rifting stage; 4 – Pudozhgorskaya gabbro-dolerite intrusion; 5 – direction of transmagmatic fluid movement with predominant removal of potassium (a), hydrocarbons and sulphur (b); 6 – transcrustal and other faults; 7 – present erosion section level



**Рис. 9.** Реконструкция разреза Водлозерско-Сегозерского поднятия с Бураковским расслоенным массивом (Трофимов и др., 2002):

крыша сводового поднятия – А; Бураковский лополит: мафитовая серия – Б; маркирующий Главный хромитовый горизонт – В; базальная ультрамафитовая серия – Г; уровень эрозионного среза – 0-0

**Fig. 9.** Reconstruction of the cross-section of the Vodlozero-Segozero uplift with the Burakovsky layered massif (Trofimov et al., 2002):

top of arched uplift – А; Burakovsky lopolith: mafic series – В; marker Main chromite horizon – С; basal ultramafic series – D; erosion section level – 0-0

представляет собой линейную кулисообразную систему слабо дифференцированных (до пироксени-тов) габброноритовых интрузий, являющихся комагматами Бураковского плутона (Чистяков, 2005 и др.). Дайки, развитые вдоль его юго-восточного контакта, имеют пологое залегание и небольшую мощность – преимущественно 20–40 м. На юго-западном продолжении Бураковского плутона установлены три крутопадающие дайки мощностью 130, 250 и 350 м без признаков дифференциации и с практически полным отсутствием сульфидной минерализации, что позволяет считать их бесперспективными на МПГ. Расположенная к юго-востоку от их продолжения в акватории Онежского озера Петрозаводская гравиметрическая аномалия, интерпретируемая как крупный расслоенный плутон (рис. 8), представляется потенциально перспективной на МПГ, но она совершенно не изучена.

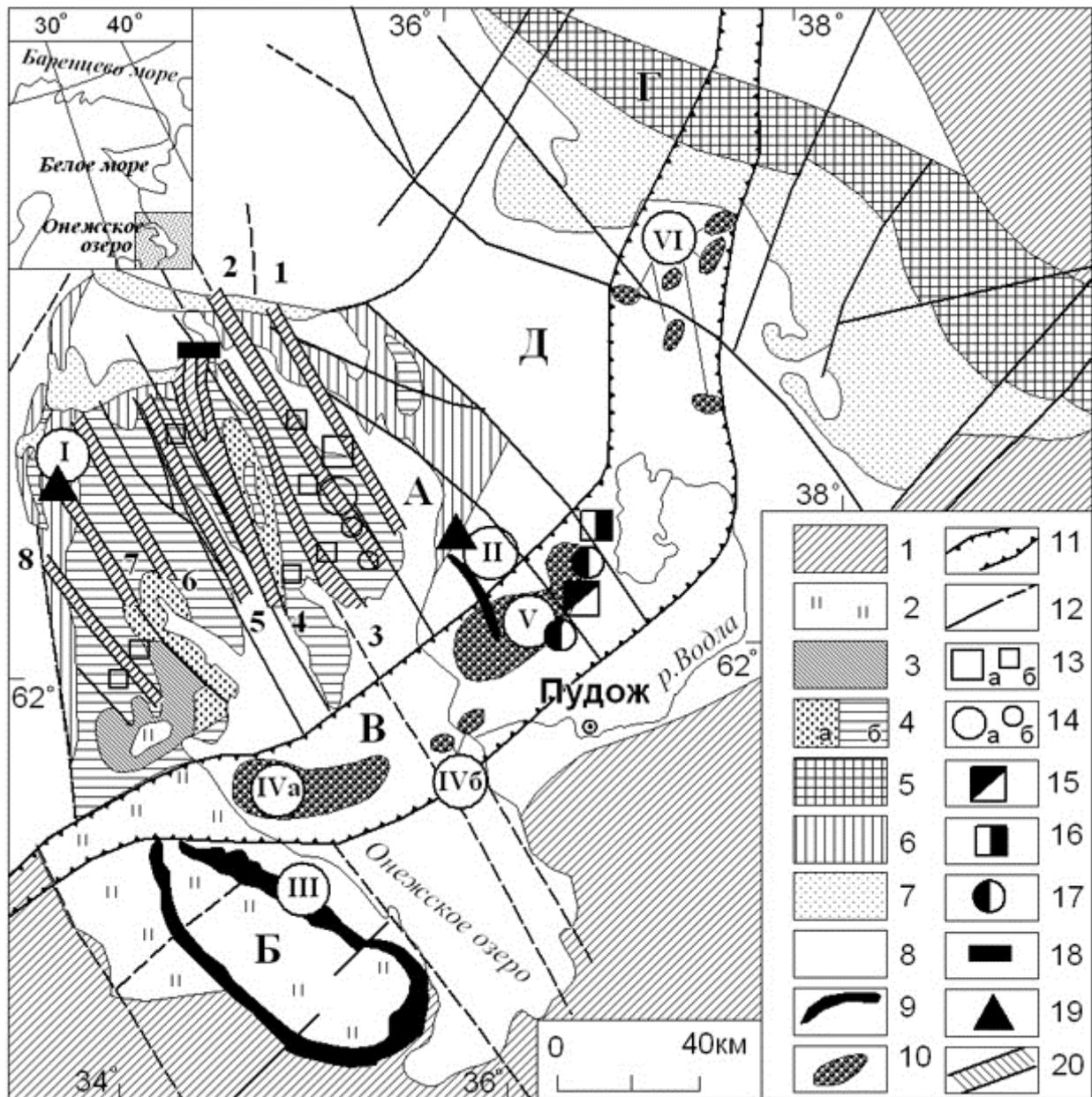
Впервые Бураковский массив отнесен к формации расслоенных интрузий в 1971 г. А.И. Богачевым, а детально описан М.М. Лавровым (Земная кора..., 1983; Рыбаков и др., 1999). Впоследствии изучался многими геологами (Шарков и др., 1995, 2005 и др.) в процессе выполнения научно-исследовательских, геолого-поисковых и разведочных работ, и, соответственно, нижеприведенная характеристика Бураковского магматического комплекса дается, по возможности, с учетом всей опубликованной и изложенной в отчетах информации по нему.

**Рис. 10.** Схема геологического строения Онежской рифтогенной впадины (по: Трофимов и др., 2002):

Рифейско-палеозойские отложения: 1 – вулканогенно-осадочные и осадочные рифтогенного этапа. Верхний Карелий: 2 – вепсийский надгоризонт. Нижний Карелий: 3 – калевийский, 4 – людикийский (а – суйсарский, б – заонежский горизонты), 5 – людикийский и ятулийский нерасчлененные, 6 – ятулийский, 7 – сариолийский и сумийский надгоризонты; 8 – архей нерасчлененный (древняя платформа). Интрузивные и субвулканические образования рифтогенного этапа: 9 – пластовые интрузии габбродолеритов (дифференцированные: I – Койкарско-Святнаволоцкая, II – Пудожгорская; недифференцированные: III – Ропручейская), 10 – расслоенные интрузии перидотит-габброноритового комплекса: IV – Петрозаводская (А – положительная гравитационная аномалия силы тяжести, Б – разрозненные выходы на островах и дайки в устье р. Водлы), V – Бураковская, VI – Монастырско-Шиддозерская группа; 11 – поперечная Бураковская раздвиговая зона (В) и ее границы; 12 – тектонические нарушения. Рифтогенные структуры: интракратонные: А – Онежская, Б – Белозерская; перикратонные: Г – Ветренный Пояс; Д – Водлозерский блок серых гнейсов (Водлозерское поднятие). Месторождения и рудопроявления: 13 – шунгиты (а – Зажогинское месторождение, б – рудопроявления, Ссв >20% – Шуньгское, Великогубское, Фоймогубское, Яндомозерское, Кяппесельское, Мартыннаволоцкое, Линдолампи); 14 – комплексные руды Cu-U-Mo-V с БМ (а – месторождение Средняя Падма, б – рудопроявления Весеннее, Царевское, Верхняя Падма); 15 – хромитовые руды, Аганозерское месторождение; 16 – никель-магнелиевые кемиститовые руды; Аганозерский блок Бураковского массива; 17 – благороднометаллы руды, Аганозерское и Шалозерское рудопроявления; 18 – медные руды, рудопроявление Воронцов Бор; 19 – благороднометаллы-титаномагнетитовые руды, месторождения Пудожгорское и Койкарско-Святнаволоцкое; 20 – зоны складчато-разрывных дислокаций (1 – Кузарандовская, 2 – Тамбицкая, 3 – Святухинско-Космозерская, 4 – Пигмозерско-Уницкая, 5 – Лижемская, 6 – Сандальская, 7 – Пальеозерско-Кондопожская, 8 – Мунозерско-Кончезерская)

**Fig. 10.** Scheme showing the geological structure of the Onega riftogenic depression (after Trofimov et al., 2002):

Riphean-Palaeozoic deposits: 1 – volcanic-sedimentary and sedimentary rocks, rifting stage. Upper Karelian; Lower Karelian: 2 – Vepsian superhorizon; 3 – Kaleviana, 4 – Ludicovian (a-Suisarian, b-Zaonezhsky horizon), 5 – undivided Ludicovian and Jatulian, 6 – Jatulian, 7 – Sariolian and Sumian superhorizons; 8 – undivided Archaean (old platform). Intrusive and subvolcanic rocks, rifting stage: 9 – gabbro-dolerite intrusive sheets (differentiated: I – Koikary-Svyatnavolok, II – Pudozhgorskaya; nondifferentiated: III – Ropruchei), 10 – layered intrusions of a peridotite-gabbro-norite complex: IV – Petrozavodskaya (A – positive gravity anomaly, B-isolated exposures on islands and dykes at the Vodla River mouth); V – Burakovskaya, VI – Monastyrsko-Shidmozerskaya group; 11 – transverse Burakovskaya extension fault zone (B) and its boundaries; 12 – tectonic dislocations. Riftogenic structures: intracratonic: A – Onega, B – Belozerskaya; pericratonic: D – Vetreny Poyas; E – Vodlozero grey gneiss block (Vodlozero uplift). Deposits and occurrences: 13 – shungites (a – Zazhogino deposit, b – ore occurrences, Cсв >20% – Shunga, Velikogubskoye, Foimogubskoye, Yandomozerskoye, Käppäselkä, Martynnavolok, Lindolampi); 14 – complex Cu-U-Mo-V ores with NM (a – Srednyaya Padma deposit, b – Vesenneye, Tsarevskoye and Verkhnyaya Padma ore occurrences); 15 – chromite ores, Aganozero deposit; 16 – nickel-magnesium kemistite ores, Aganozero block of the Burakovskiy massif; 17 – noble-metal ores, Aganozero and Shalozero ore occurrences; 18 – copper ores, Voronov Bor ore occurrence; 19 – noble-metal-titanomagnetite ores, Pudozhgorskoye and Koikary-Svyatnavolok deposits; 20 – folding and faulting zones (1 – Kuzaranda, 2 – Tambitskaya, 3 – Svyatukhinsko-Kosmozerskaya, 4 – Pigmozersko-Unitskaya, 5 – Lizhemsкая, 6 – Sandalskaya, 7 – Palyeozersko-Kondopozhskaya, 8 – Munozersko-Konchezerskaya)



Оценить металлогенические перспективы Бураковского расслоенного массива пока все еще сложно, несмотря на более чем 30-летний период его исследования. Наиболее важным и последовательным этапом в его изучении является период 1984–2000 гг., когда с соблюдением стадийности геолого-разведочных работ были проведены ГГК-200, ГГК-50 и завершена многолетняя научно-исследовательская работа, выполненная Карельской поисково-съёмочной экспедицией (отв. исп. Н.Г. Гриневиц) при участии ИГЕМ и ИГГД РАН, МГУ, и обобщающая все материалы, полученные за последние 16 лет изучения плутона (Гриневиц, 2000). Совмещенные во времени ГГК-50 и поисково-оценочные работы на хромитовые руды с большим объемом бурения позволили оконтурить по простиранию маркирующий главный хромитовый горизонт (ГХГ), надежно и детально откартировать структуру Аганозерского блока.

Одновременно с КГЭ в 1984–1990 гг. и ранее на Бураковском массиве проводил работы ИГ КарНЦ РАН по изучению его строения и металлогении. Сотрудниками ИГ М.М. Лавровым и Н.Н. Трофимовым в сентябре 1984 г. в обнажении впервые был открыт и описан рудоносный хромитовый горизонт, разделяющий базитовую и гипербазитовую части расслоенной серии (Лавров, Трофимов, 1986) и потому названный Главным хромитовым горизонтом. Ими детально изучен состав хромшпинелидов в разрезе ГХГ, описаны текстуры и структуры хромитовых руд, сделаны первые находки минеральных форм ЭПГ (Барков и др., 1991), установлена скрытая расслоенность по изменению состава породообразующих минералов, составлен сводный разрез расслоенной серии с разделением на 5 зон (Земная кора..., 1983; Рыбаков и др., 1999).

С Бураковским плутоном связаны уникальные по запасам и прогнозным ресурсам месторождения и проявления хромовых руд, ванадиеносных титаномагнетитовых и никель-магнезиальных руд, МПП и золота, локализация которых строго соответствует определенным уровням разреза Расслоенной серии (Лавров, Трофимов, 1985; Ганин и др., 1995, 2005; Логинов и др., 1995, 2006; Горошко, Ганин, 1997; Трофимов и др., 2000; Рябухин и др., 2002; Минерально-сырьевая..., 2005; Крупнейшее месторождение..., 2009 и др.). В пределах площади массива и в его обрамлении выявлены раннепротерозойские габбродолеритовые силлы и дайки с МПП-содержащим титаномагнетитовым оруденением, аналогичным Пудожгорскому месторождению.

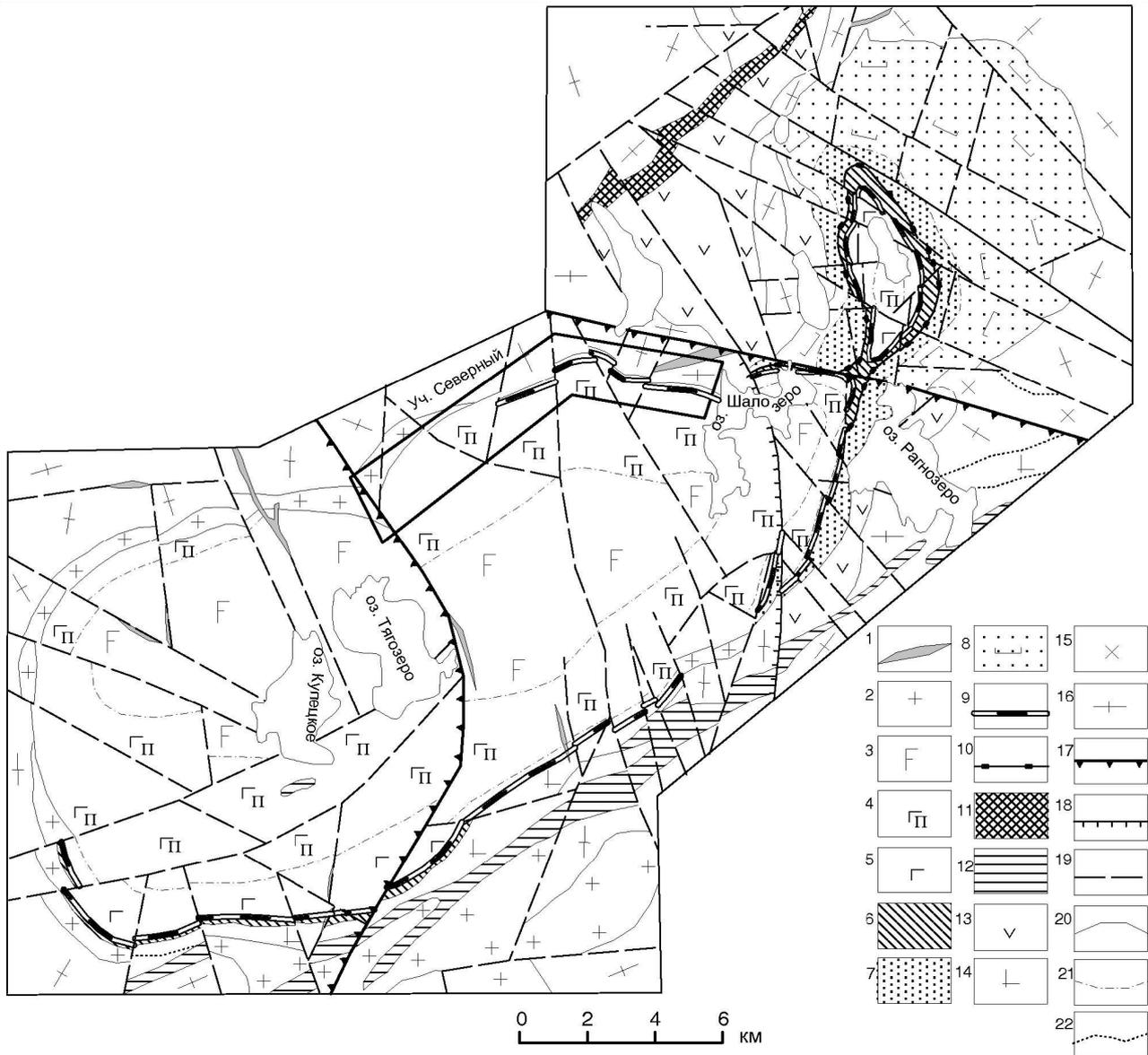
#### **2.1.2.1. Геологическое строение и платиноносность Бураковского плутона**

Бураковский плутон относится к дунит-пироксенит-габброноритовой формации с ярко выраженной металлогенической специализацией на хром, металлы платиновой группы (МПП), Au, Ti и V. Вмещающие его породы представлены комплексом палеоархейских гнейсогранитов, мигматитов и амфиболитов возрастом ~3,54 млрд лет и супракрустальными образованиями мезоархея. Бураковский плутон – типичный лополит с падением контактов к центру под углами 35–70°, площадью 630 км<sup>2</sup> (длина ~50 км, ширина ~5–16 км), имеющий в плане усложненную северо-восточного простирания эллипсоидальную, а в разрезе – «корытообразную» форму, переходящую в северной его части в форму сплюсненной воронки (Аганозерский блок). Общий наклон кровли по простиранию лополита имеет юго-западное направление. Вкрест простирания – склонение кровли на северо-запад, что хорошо иллюстрируется ассиметричным строением Аганозерского блока, в котором ультрамафитовая часть разреза наиболее глубоко эродирована в его восточной и северной частях (рис. 11).

Системой разломов субширотного и субмеридионального простирания интрузив разбит на три блока: Бураковский, Шалозерский и Аганозерский, первые два имеют сходное строение. Они сложены преимущественно основными породами. Аганозерский блок, имеющий форму сплюсненной воронки с наклоном на запад (Логинов и др., 2007), относительно двух других блоков взброшен, и верхние части его разреза (зона пижонитовых габброноритов и зона феррогабброноритов), вероятно, полностью эродированы. Вследствие этого в строении этого блока доминируют в различной степени серпентинизированные ультрамафиты (70%), а основные породы слагают небольшую (~20 км<sup>2</sup>) синформу в его юго-западной части.

Плутон прорывается дайками позднемагматической стадии бураковского комплекса, представленными маломощными (0,2–4,0 м), крутопадающими (50–60°) телами различного состава, от лерцоцитов до пижонитовых габброноритов. Маломощные дайки сложены, как правило, одной разновидностью пород, крупные – имеют более сложное строение. Кроме этого массив рассекается жилами и дайками рагнозерского гранитоидного и пудожгорского трапшового интрузивных комплексов. Местами (уч. Се-

верный Шалозерского блока и др.) породы Бураковского плутона интенсивно окварцованы, микроклинизированы, эпидотизированы и амфиболизированы, пронизаны жилами и прожилками гранитов, содержат гранофировый агрегат, неравномерную вкрапленность магнетита и сульфидов.



**Рис. 11.** Геологическая карта Бураковской расслоенной интрузии (Дегтярев, Трофимов, 2008):

1 – дайки долеритов пудожгорского комплекса; 2 – граниты рагнозерского комплекса. Бураковская интрузия. Расслоенная серия: 3 – феррогабброноритовая зона; 4 – зона пижонитовых габброноритов; 5 – габброноритовая зона; 6 – пироксенитовая зона; 7 – перидотитовая подзона; 8 – дунитовая подзона; 9 – маркирующий горизонт ГОУП; 10 – ГХГ. Дайки бураковского комплекса: 11 – раннемагматической стадии, 12 – позднемагматической стадии; 13 – сланцы и гнейсо-сланцы рыбозерской толщи. Образования водлозерского комплекса: 14 – плагиограниты; 15 – диориты; 16 – гнейсограниты; 17 – глубинные разломы, определяющие блоковое строение интрузии; 18 – внутриблоковые надвиги; 19 – разломы. Геологические границы: 20 – между разновозрастными подразделениями; 21 – зон и подзон; 22 – между коэвалными образованиями

**Fig. 11.** Geological map of the Burakovskaya layered intrusion (Degtyarev, Trofimov, 2008):

1 – dolerite dykes of the Pudozhgorsky complex; 2 – granites of the Ragnozersky complex. Burakovskaya intrusion. Layered series: 3 – ferrogabbronorite zone; 4 – pigeonitic gabbronorite zone; 5 – gabbronorite zone; 6 – pyroxenite zone; 7 – peridotite subzone; 8 – dunite subzone; 9 – marker horizon GOUP; 10 – MCH. Dykes of the Burakovsky complex formed at: 11 – early magmatic stage, 12 – late magmatic stage; 13 – schists and gneiss schists of the Rybozerskaya unit. Rocks of the Vodlozerskaya complex: 14 – plagiogranites; 15 – diorites; 16 – gneissose granites. 17 – deep faults responsible for the block structure of the intrusion; 18 – intrablock overthrusts; 19 – faults. Geological boundaries: 20 – between different-aged units of; 21 – zones and subzones; 22 – between coeval units

В целом Бураковский интрузив сложен породами двух серий – Расслоенной и Боковой краевой (табл. 6).

Таблица 6. Сводный разрез расслоенной серии Бураковского массива

Table 6. Summary section of layered series, Burakovian Massif

Бураковский массив	Аганозерский блок		Шалозерский и Бураковский блоки	
М.М. Лавров, 1990 ИГ КарНЦ РАН	В.А. Ганин, ГГК-50, 1995	Н.Г. Гриневиц, 2000	В.А. Ганин, ГГК-50, 1995	Н.Г. Гриневиц, 2000
Зона магнетитовых габбродiorитов (МГЗ) – 600 м	Отсутствуют МГЗ и ГЗ		Зона феррогаббро- норит-диоритов – 800 м	Зона феррогаббро- норитов (ФГН) – 800 м
Зона габбро (ГЗ) – 1290 м			Зона пижонитовых габброноритов (ПЖГН) – 740 м	
Габброноритовая зона (ГНЗ) – 650 м	Верхняя подзона ГНЗ – 400 м	Подзона габброноритов-3 (АГН-3) – 160 м	Верхняя подзона ГНЗ – 530 м	Подзона габброноритов-2 (ШГН-2) – 530 м
		Подзона габброноритов-2 (АГН-2) – 240 м		Подзона пироксенитов-2 (ШП-2) – 310 м
	Полосчатая подзона ГНЗ – 160 м	Подзона пироксенитов-2 (АП-1) – 70 м	Полосчатая подзона ГНЗ – 430 м	Подзона габброноритов-1 (ШГН-1) – 120 м
		Подзона габброноритов-1 (АГН-1) – 90 м		
Переходная зона (ПЗ) – 400 м	Пироксенитов ая зона – 260 м	Зона пироксенитов-1 (АП-1) – 260 м	Пироксенитовая зона – 200 м	Зона пироксенитов-1 (ШП-1) – 200 м
Главный хромитовый горизонт (ГХГ) 2–5 м			Хромитовый горизонт (ХГ)	
Перидотитовая подзона УЗ-400		Зона перидотитов (АПРД) 3000–4200 м	Перидотитовая подзона – 800–900 м	Зона перидотитов-1 (ШПРД) – 800–900 м
Дунитовая подзона ультраосновной зоны (УЗ) – 3000 м условно	Дунитовая подзона УЗ 2600–3800 м			

**Расслоенная серия** конформна внутреннему строению интрузива и дискордантна к плоскости его контакта с вмещающими породами «рамы». Она характеризуется высокой степенью макро- и микрорасслоенности, часто сопровождающейся ритмичностью различного порядка. В ее строении выделяются пять зон, различающихся наборами кумулятивных парагенезисов (снизу вверх): ультраосновная (Ol+Cr) (с дунитовой и перидотитовой подзонами), пироксенитовая (Orx+Crx±Ol±Cr) (переходная, по М.М. Лаврову), габброноритовая (Orx+Crx+Pl±Ol) (с полосчатой и верхней подзонами), пижонитовых габброноритов (Pg+Crx+Pl) и феррогабброноритов (Pg+Crx+Pl+Tmt). Ритмичность в строении Расслоенной серии обусловлена как закономерными изменениями снизу вверх основности слагающих ее пород (от ультраосновных до основных), увеличением их железистости и уменьшением основности плагиоклаза (макроритмы), так и многократным повторением горизонтов пород различного состава в пределах зон (ритмы и микроритмы). Наиболее контрастно ритмичность строения проявлена на границах зон, в их кровле и подошве, а также в центральных частях плутона. Важным элементом в строении массива являются маркирующие горизонты, имеющие площадное развитие. Они представлены Главным хромитовым горизонтом в подошве пироксенитовой зоны (прослежен на 36 км) и горизонтом перидотитов в основании габброноритовой зоны, прослеживающимся свыше 52 км (Лавров, Трофимов, 1985; Коптев-Дворников и др., 1994 и др.).

**Ультраосновная зона (УЗ)** залегает в основании Расслоенной серии. Она характеризуется сравнительно постоянным минеральным составом, определяемым ограниченным числом минералов: оливин, хромит, меньше клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз, флогопит. Различное соотношение минералов кумулуса и интеркумуляуса обусловило выделение в составе ультраосновной зоны двух подзон: нижней – дунитовой мощностью 2500–6400 м и верхней – перидотитовой – мощностью 400–600 м.

Дунитовая подзона, однородная по составу, сложена почти нацело серпентинизированными дунитами (90%), оливинитами и более редкими пойкилитовыми перидотитами с незначительной примесью хромита (доли %). Интеркумуляусная фаза составляет 2–12% и представлена клинопироксеном, ортопироксеном, плагиоклазом, флогопитом.

Перидотитовая подзона развита по внутреннему периметру УЗ в виде полосы шириной 300–800 м и мощностью ~600 м, характеризующейся в физических полях узкими линейными магнитными аномалиями интенсивностью 8–10 мЭ и низким удельным сопротивлением (50–200 Ом/м). Породы подзоны сложены кумулятивным оливином – 50–90%, хромитом – 1–5%, (в рудных горизонтах до 70–75%) и интеркумулятивными ортопироксеном – 8–25%, клинопироксеном – 10–20% (редко до 40%), плагиоклазом – 5–10%. В соответствии с кумулятивной номенклатурой пород в составе подзоны выделяются дуниты, пойкилитовые перидотиты и их хромитовые разновидности. Различное соотношение кумулуса и интеркумуляуса обуславливает крупноритмичную слоистость подзоны. Ритмичность двучленная: нижний горизонт, мощностью 10–20 м, содержит оливин в количестве 90–95%, в верхнем, мощностью 10–180 м, содержание оливина – 50–80%. Оливин повсеместно сильно серпентинизирован (на 80–90%). Для пород перидотитовой подзоны характерно повышенное содержание хромита, концентрация которого в верхней части разреза на отдельных участках возрастает до 30–70% и обуславливает формирование в УЗ горизонтов хромитовых руд мощностью от 1 см до 1,5 м. В отдельных из них отмечены интервалы руд с повышенным содержанием ЭПГ (до 7 г/т, скв. 306).

Появление хромитовых прослоев сопровождается развитием на этих интервалах тонкой ритмичной расслоенности (ГХГ). По составу интеркумуляуса среди перидотитов выделяются гарцбургиты, лерцолиты, верлиты.

Завершается разрез УЗ формированием Главного хромитового горизонта (ГХГ), представляющего собой стратиформную залежь мощностью 2–6 м, которая является маркирующим горизонтом между базитовой и гипербазитовой частями расслоенных серий. В Аганозерском блоке ГХГ непрерывно прослежен по всему его периметру на границе раздела УЗ и ПЗ, а в Шалозерском изучен только в его северо-восточной и юго-восточной частях.

*Пироксенитовая зона (ПРЗ)*, сложенная верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и вебстеритами с кумулятивными оливином, клинопироксеном и ортопироксеном, развита в виде узкой полосы (200–300 м) мощностью 190–200 м по внутреннему обрамлению пород УЗ. Породы этой зоны характеризуются высоким удельным сопротивлением (23 000–24 000 Ом/м) и низкими магнитными свойствами, позволяющими четко отбивать границу пироксенитовой и ультраосновной зон. За счет чередования прослоев, сложенных оливин-клинопироксеновым и клинопироксеновым, ортопироксеновым или клинопироксен-ортопироксеновыми кумулатами, в строении Пироксенитовой зоны проявлена грубая разномасштабная ритмичность. Макроритмичность местами усложнена тонкой ритмичностью, обусловленной чередованием пород одного состава (клинопироксениты), но разной зернистости. Местами они метасоматически преобразованы, сульфидизированы и содержат повышенные концентрации ЭПГ и золота (до 1–1,5 г/т).

*Габброноритовая зона (ГНЗ)* выделяется в центральной части Аганозерского блока и узкой полосой (400–600 м) мощностью 300–540 м прослеживается по внутреннему периметру пироксенитовой зоны Шалозерского блока. Ее разрез подразделяется на две подзоны: нижнюю (НГНЗ) – полосчатую пестрого состава и верхнюю (ВГНЗ) – монотонную.

Для нижней подзоны характерно сложное переслаивание вебстеритов, клинопироксенитов, ортопироксенитов, норитов, габброноритов и плагиоклазитов. В ее разрезе выделены 6 ритмов мощностью 20–185 м. Нижняя часть каждого ритма, по сравнению с верхней, обычно обогащена клино- и ортопироксенами, оливином или хромитом. Макроритмичность Полосчатой подзоны часто осложняется микроритмичностью, обусловленной чередованием прослоев ортопироксен-клинопироксенового состава, иногда с оливином и хромитом с прослоями плагиоклаз-ортопироксенового кумулата. К таким участкам обычно приурочены повышенные концентрации ЭПГ и золота.

Верхняя подзона сложена монотонной пачкой габброноритов, усложненной отдельными горизонтами плагиоклазитов.

*Зона пижонитовых габброноритов (ПЖГЗ)* с максимальной изученной мощностью 710 м закартирована в пределах Шалозерского и Бураковского блоков по внутреннему периметру габброноритовой зоны. Она сложена преимущественно пижонитовыми габброноритами с редкими маломощными прослоями пироксенитов, норитов, плагиоклазитов, перидотитов и такситовых габброноритов и феррогабброноритов. Основной кумулятивный парагенезис для этой зоны – пижонит-клинопироксен-плагиоклаз, для отдельных горизонтов – оливин-клинопироксен (или ортопироксен), редко клино- и ортопироксен. В пределах зоны проявлена выдержанная по простиранию ритмичная расслоенность, отдельные гори-

зонты которой местами быстро выклиниваются, – обычно это перидотиты и плагиоклазиты. Выделено 12 ритмов, мощностью от 5 до 304 м, в среднем 30–50 м. Каждый ритм начинается с горизонта вебстерита, реже ортопироксенита или перидотита, сменяемого вверх по разрезу за счет обогащения кумулятивным плагиоклазом более мощными слоями пижонитовых габброноритов, участками имеющими такситовое сложение. В пироксенитовых горизонтах этой зоны отмечены повышенные концентрации ЭПГ (до 1 г/т). Для площади развития пород Зоны пижонитовых габброноритов характерно отрицательное магнитное поле (–1 мЭ) и ровное, слабо положительное гравитационное (+1 мгал).

*Зона феррогабброноритов* (ФГЗ) мощностью 418 м развита в пределах Бураковского и Шалозерского блоков и сложена преимущественно титаномагнетитовыми габброноритами с подчиненными горизонтами плагиоклазитов, вебстеритов и такситовых пород. Кумулятивные фазы пород этой зоны представлены плагиоклазом, клинопироксеном, пижонитом, титаномагнетитом. В пределах зоны отмечается ритмическое чередование лейко- и мезократовых феррогабброноритов, придающее ей четкую расслоенность. Выделяется 10 ритмов мощностью 8–130 м (средняя 25–40 м), каждый из которых начинается обогащенным титаномагнетитом мезократовым феррогабброноритом, постепенно переходящим в лейкократовый. Горизонты мезократовых феррогабброноритов часто усложнены прослоями титаномагнетитовых руд и вебстеритов мощностью 0,6–10 см и такситовых породных разновидностей мощностью 1–6 м. Площади развития феррогабброноритов характеризуются слаболожительным гравитационным полем (1–2 мгал) и интенсивным магнитным (7 и более мЭ) мозаичного характера.

*Боковая краевая группа* пород развита в виде полосы шириной 200–300 м по обрамлению Бураковско-Аганозерского интрузива. В ее строении выделяются три зоны: эндоконтактовая, внешняя и внутренняя.

Зона непосредственного эндоконтакта сложена микрогабброноритами, реже мелкозернистыми кварцсодержащими норитами, габброноритами, для которых характерно постоянное присутствие сульфидов – до 1–3% (пентландит, халькопирит, пирит) в ассоциации с магнетитом и титаномагнетитом.

Внешняя (полосчатая) зона мощностью 150 м сложена мелко-среднезернистыми габброноритами с прослоями вебстеритов, а внутренняя – хромитсодержащими пойкилитовыми перидотитами с прослоями вебстеритов.

С породами Боковой краевой группы пород связаны проявления ЭПГ (до 1,2 г/т), приуроченные к участкам повышенных концентраций медно-никелевых сульфидов.

Строение Бураковского плутона осложнено сравнительно интенсивно проявленной тектоникой. Широко развиты разрывные нарушения, местами образующие тектонические зоны, наиболее крупными из которых являются субмеридиональная Шалозерско-Аганозерская и субширотная Рагнозерская. Первая прослежена по западной части Аганозерского и восточной части Шалозерского блоков на протяжении 28 км, где отмечаются брекчирование, катаклаз, милонитизация и более поздняя сульфидная минерализация. Амплитуда взброса западной части достигает 400–800 м. К этой зоне приурочены основные пункты благороднометалльной минерализации, выявленные при ГГК-50 (Ганин и др., 1995). Рагнозерская зона прослежена на протяжении 20 км с перерывами, по ней также отмечаются смещения до 200 м, зоны брекчирования, милонитизации, но благороднометалльная минерализация отмечается значительно реже.

Помимо отмеченных крупных тектонических зон, широко развиты мелкие разломы и зоны милонитизации, преимущественно северо-западного и субмеридионального простирания, смещения по которым были незначительными.

В целом главные особенности геологического строения и формирования Бураковского плутона сводятся к следующему (Ганин и др., 2005).

1. Слагающие плутон породы являются генетическими производными одной фазы внедрения магматического расплава.

2. На современном эрозионном уровне (с севера на юг) в нем выделяются три блока, соответствующие, вероятно, трем магматическим камерам второго порядка: Аганозерский (с подводным каналом), Шалозерский и Бураковский (рис. 11).

3. Становление плутона сопровождалось внедрением даек синплутонической, ранне- и позднемагматической стадий. Наиболее крупными представителями их являются Копполозерская и Ав-

деевская дайки, трассирующие глубинные разломы северо-восточного простирания. Дайки позднемагматической стадии (от перидотитов до пижонитовых габброноритов) выявлены среди пород Расслоенной серии и Боковой краевой зоны.

4. В разрезе Расслоенной серии выделяются два маркирующих горизонта, имеющих площадное распространение: Главный хромитовый горизонт (ГХГ), разделяющий образования ультраосновной и пироксенитовой зон, и висячий горизонт основных-ультраосновных пород (ГОУП) в основании габброноритовой зоны.

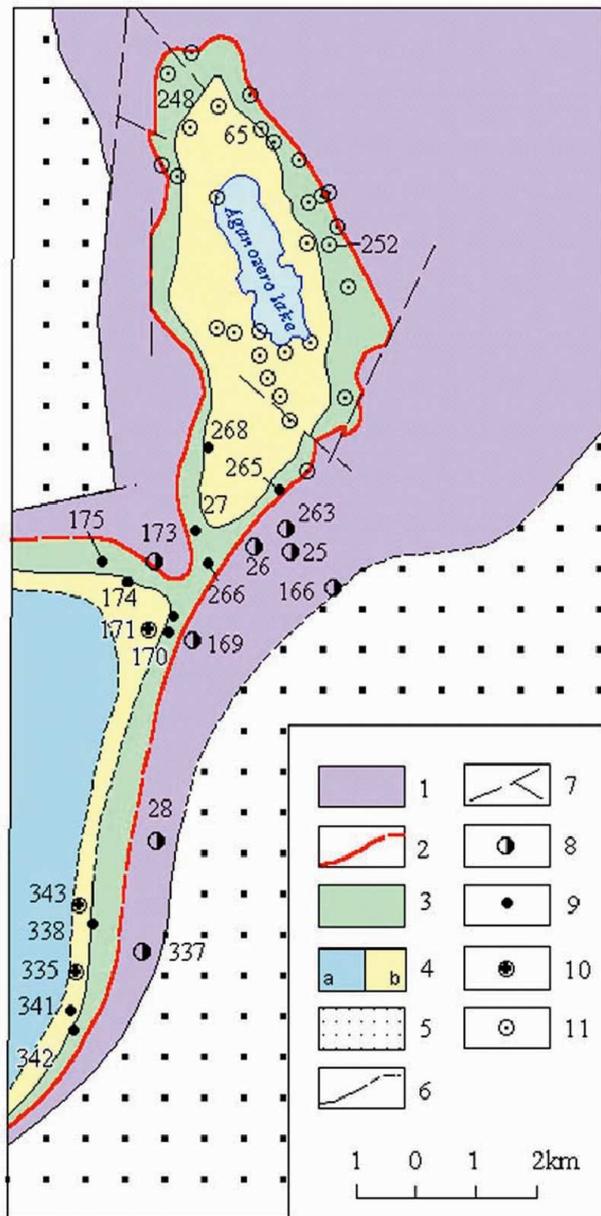
5. Формирование горизонта ГОУП, видимо, связано с достаточно мощным дополнительным поступлением в магматические камеры ультраосновных магм, прервавшим в них эволюционный ход дифференциации остаточного расплава. Для строения нижней части разреза горизонта ГОУП характерна обратная зональность, аналогичная установленной для Боковой краевой зоны. Анализ условий залегания этого горизонта в пределах отдельных блоков, вариаций его мощности (максимальная 250–300 м в южной части Бураковского блока, минимальная 7–15 м в западной части Аганозерского блока), состава и соотношения слагающих его пород предопределяет наибольшую вероятность дополнительного внедрения магматического расплава в камеры по системе северо-восточных разломов вдоль юго-восточного борта интрузива.

6. В разрезе Расслоенной серии установлено пять зон: ультраосновная, пироксенитовая, габброноритовая, пижонитовых габброноритов и феррогабброноритов (Гриневич, 2000). Ультраосновная и габброноритовая зоны, в свою очередь, разделены, соответственно, на дунитовую и перидотитовую, полосчатую и верхнюю подзоны. Отличие от ранее принятой схемы (Ганин и др., 1989, 1995) заключается только в определении их границ. Нижняя и верхняя границы пироксенитовой зоны проведены, соответственно, по подошве ГХГ и ГОУП, граница между полосчатой и верхней подзонами габброноритовой зоны – по кровле горизонта мезо-меланократовых габброноритов, обогащенных, как правило, сульфидной минерализацией. Границы между остальными зонами имеют постепенный характер и определяются по преобладанию в разрезе той или иной разновидности пород.

7. Для Расслоенной серии характерны латеральная и вертикальная изменчивость состава пород и, соответственно, разнообразие типов ее разрезов, вероятно, обусловленное неоднородностью как первичного, так и остаточного магматического расплава в краевых и центральных частях блоков.

Приведенные главные характеристические особенности геологического строения и состава Бураковского плутона, основанные на систематизации и анализе всего доступного объема современных фактических данных по нему, включая производственные отчеты и научные публикации, свидетельствуют о правомерности рассмотрения его как единого интрузива, подразделяющегося на 3 блока – Бураковский, Шалозерский и Аганозерский, из которых последний, как наиболее эродированный, выделяется по своему строению и степени изученности. Разрабатываемая некоторыми исследователями модель двухцентрового формирования Бураковского плутона (Шарков и др., 1995; Гриневич, 2000), по сути, рассматривающая его в качестве двух самостоятельных интрузивов – Аганозерской и Бураковской (Бураковско-Шалозерской), сформировавшихся из разных, но однотипных по составу расплавов с заметным разрывом во времени, представляется необоснованной по следующим обстоятельствам.

Согласно этой модели, ГХГ должен замыкаться на южном фланге Аганозерского блока (как самостоятельного интрузива). Однако по результатам бурения маркирующий ГХГ прослеживается из Аганозерского блока в Шалозерский (рис. 12). Невероятным представляется также, чтобы в двух различных интрузивах разной мощности и внедрившихся автономно в разное время, гипсометрический уровень размещения главных хромитовых горизонтов был одинаков, да еще сопровождался бы в обоих объектах хромитовым горизонтом в УЗ, расположенным на 200 м ниже ГХГ (скв. 15, 16 – Аганозерский блок, скв. 172 – Шалозерский блок). Проблема двух интрузивов в составе Бураковского массива представляется надуманной вследствие того, что порядок смены кумулятивных парагенезисов в обоих его блоках одинаковый, а количественное распределение минералов и окислов в разрезе доказывает генетическое единство его нижней – Аганозерской – и верхней – Бураковско-Шалозерской – частей (Гриневич, 2000). Таким образом, Бураковский плутон является единым магматическим телом, состоящим из двух камер, соединяющихся в зоне сочленения Шалозерского и Аганозерского блоков и кристаллизовавшихся одновременно, формируя единую Расслоенную серию с микроритмичностью горизонтов, отчетливо прослеживающейся из Аганозерского бло-



**Рис. 12.** Положение ПЗ и ГХГ на сочленении Аганозерского и Шалозерского блоков:

Бураковский расслоенный плутон: 1 – ультраосновная зона (УЗ); 2 – Главный хромитовый горизонт (ГХГ); 3 – переходная зона (ПЗ); 4 – габброноритовая зона (ГНЗ). Вмещающие породы: 5 – гранит-зеленокаменный комплекс лопия; 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины участка сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков, вскрывшие УЗ; 9 – ГХГ и ПЗ; 10 – ГНЗ; 11 – прочие скважины в пределах Аганозерского месторождения хромитовых руд

**Fig. 12.** Position of TZ and MCZ at the contact of the Aganozersky and Shalozersky blocks:

Burakovsky layered pluton: 1 – ultrabasic zone (UZ); 2 – Main chromite horizon (MCH); 3 – transition zone (TZ); 4 – gabbro-norite zone (GNZ). Host rocks: 5 – Lopian granite-greenstone complex; 6 – geological boundaries; 7 – tectonic dislocations; 8 – boreholes at the contact of the Aganozersky and Shalozersky blocks which intersected UZ; 9 – MCH and TZ; 10 – GNZ; 11 – other boreholes in the Aganozerskoye chromite ore deposit

ка в Шалозерский. Сейсмическими исследованиями (ГГК-200) было доказано, что имеется один подводящий канал, расположенный в Аганозерском блоке.

В пределах Бураковского массива при ГГК-50 и ГГК-200 (Ганин и др., 1989, 1995) в 13 скважинах выявлено 13 рудопроявлений ЭПГ, которые сопровождаются 19 пунктами минерализации и 34 геохимическими аномалиями; еще в 25 скважинах описано 45 пунктов минерализации ЭПГ и 92 интервала с геохимическими аномалиями. Кроме отмеченных проявлений платинометалльной минерализации, выявлено 17 точек (скважин), в которых описано 33 интервала с содержанием ЭПГ от 0,1 г/т до 0,5 г/т.

Благороднометалльная минерализация в Бураковском интрузиве представлена двумя генетическими типами: сингенетическим и

эпигенетическим. Проявления эпигенетического типа связаны с внедрением жил гранитов Рагнозерского комплекса и крайне редко – с дайками позднемагматической стадии Бураковского комплекса.

Сингенетическая минерализация ЭПГ приурочена к горизонтам хромитовых руд и малосульфидным горизонтам пород Расслоенной серии. Закономерности ее размещения тесно связаны с общим распределением ЭПГ по разрезу. Породы Ультраосновной зоны характеризуются наиболее низкими фоновыми содержаниями платиноидов при явном преобладании платины над палладием (табл. 7) и относительно равномерным их распределением по разрезу. Наряду с этим в горизонтах хромитовых руд верхней части разреза Ультраосновной зоны отмечены повышенные концентрации ЭПГ (до 2,82–7 г/т).

В нижней части разреза Пироксенитовой зоны обычно отмечены низкие средние содержания ЭПГ, при равном примерно соотношении Pt и Pd, несколько возрастающие вверх по разрезу в горизонтах малосульфидных пород. В Габброноритовой зоне среднее содержание ЭПГ увеличивается с преобладанием Pd над Pt в горизонтах с малосульфидным оруденением Полосчатой подзоны и в породах зоны пижонитовых габброноритов.

Таблица 7. Средние содержания ЭПГ по разрезу Бураковского интрузива

Table 7. Average PGE content in the Burakovian Intrusive section

Зона	Количество проб	Среднее содержание, г/т		
		Pt	Pd	ЭПГ
Нижняя часть зоны пижонитовых габброноритов	3	0,039	0,075	0,114
Габброноритовая	143	0,02	0,08	0,1
Полосчатая подзона	103	0,037	0,09	0,127
Верхняя часть пироксенитовой зоны	66	0,014	0,024	0,037
Пироксенитовая зона	10	0,008	0,01	0,018
Главный хромитовый горизонт	5	0,08	0,015	0,095
Ультраосновная	126	0,015	0,002	0,017

Платинометалльная минерализация в наиболее значительных количествах встречается в рудоконтролирующей толще пород мощностью 450 м, приуроченной к верхам пироксенитовой зоны, и полосчатой подзоне габброноритовой зоны, в ассоциации с сульфидами или без них. Проявления платинометалльной минерализации отмечены также в отдельных горизонтах хромитовых руд и пижонитовых габброноритов.

В целом наиболее значительные концентрации МПГ в Бураковском интрузиве приурочены к протяженным, сравнительно маломощным (0,5–4 м) горизонтам контрастных стратифицированных уровней разреза. Это подошвы ритмов с пачками тонкорасслоенных пород (вебстерит, ортопироксенит, гарцбургит) или основания такситовых горизонтов. Кроме этого, повышенные концентрации платиноидов отмечаются в Главном хромитовом горизонте, а также в отдельных обогащенных сульфидами участках пироксенитовой, габброноритовой, пижонитовой зон и Боковой краевой группы пород. Горизонты с повышенными содержаниями ЭПГ (1–3,2 г/т) имеют незначительную мощность (0,1–2 м), но сопровождаются широкими по вертикали (в десятки метров) ореолами повышенных концентраций ЭПГ (0,1–0,5 г/т) в метасоматически (тремолитизация, альбитизация, карбонатизация) измененных породах, что обусловлено, вероятно, выносом ЭПГ при постмагматических процессах из горизонтов, изначально обогащенных платинометалльной минерализацией. Об этом же свидетельствует, очевидно, и сохранность МПГ в силикатной решетке первичных минералов в рудоносных горизонтах. На перераспределение МПГ указывает, вероятно, и то, что в горизонтах хромитовых руд, подвергшихся метасоматическим преобразованиям, содержание Pt больше, чем Pd (скв. 268, 272), при обычно обратном соотношении. Этим же, по-видимому, объясняется и появление платинометалльной (эпигенетической?) минерализации в зонах разломов. Данный тип минерализации приурочен в основном к зоне разломов субмеридионального простирания шириной 1–2 км и протяженностью свыше 28 км, пересекающей Шалозерский и Аганозерский блоки интрузива. Здесь выделяются три разновидности благороднометалльной минерализации: золото-палладиевая (скв. 169, 170), палладиевая (скв. 227, 304), платино-палладиевая (скв. 333, 334).

Платино-палладиевая, частично золото-палладиевая минерализация обычно приурочена к породам пироксенитовой зоны, подвергшимся брекчированию, тремолитизации, хлоритизации, оталькованию, карбонатизации и сульфидизации. Сульфиды представлены халькопирит-пирротин-пентландит-пиритовой ассоциацией с виоларитом, ковеллином, кубанитом, сфалеритом, галенитом и часто с примесью вторичного тонкозернистого магнетита. Для этой разновидности характерны наиболее высокие концентрации ЭПГ (5,2 г/т).

Золото-палладиевая и палладиевая минерализация приурочена к тектоническим зонам, секущим преимущественно породы УЗ. Породы в этих зонах раздроблены, брекчированы, пронизаны серпентиновыми и серпентин-карбонатными прожилками. Сульфидная минерализация в них представлена пирит-пирротиновой ассоциацией, часто с обильной примесью вторичного тонкозернистого магнетита.

Минералогия платиноидов Бураковского плутона характеризуется большим разнообразием – меренскиит, Pt-меренскиит, Ag-меренскиит, мончеит, котульскит, фрудит, Ni-Pt-меренскиит, Pt-Ni-меренскиит, Pd-Pt-мелонит, туламинит, куперит, сперрилит, Pd-кобальтин, Pd, Rh-кобальтин, Pd<sub>3</sub>Pb; Pd<sub>2</sub>Pb; (Pb, Cu, Pd) (S, Se)<sub>2</sub>; (Pt, Pd)<sub>3</sub> (Te, Bi)<sub>2</sub>. Также в отдельных горизонтах хромитовых руд определены сульфиды Os, Jr, Rh серии лаурит-эрикманит и интерметаллиды Pt с Fe, Cu, Ni серии изоферроплатина-аваруит. Минералы платиноидов локализованы как в сульфидах меди и никеля, хромитах, так и на контакте с ними и в породообразующих и водосодержащих силикатах, что

предполагает участие постмагматических процессов и важной роли интеркумуляусного флюида в образовании этого оруденения. Столь многочисленная и разнообразная ассоциация платиновых минеральных фаз обычно характерна для массивов с промышленным платинометалльным оруденением, таких, как Стиллуотер, Бушвельд и др.

О вероятной высокой концентрации ЭПГ в Бураковском интрузиве свидетельствуют и данные гидрохимического опробования (Pt – 0,3–0,77 мкг/л), сопоставимые с таковыми (Pt – 0,2–0,7 мкг/л) для месторождения Федоровско-Панских тундр (Ганин и др., 1995).

Наиболее перспективным рудно-формационным типом благороднометалльного оруденения в Бураковском плутоне является малосульфидный платинометалльный (платино-палладиевый), представленный несколькими рудопроявлениями (Минерально-сырьевая..., 2005; Логинов и др., 2007; Дегтярев, Трофимов, 2008 и др.).

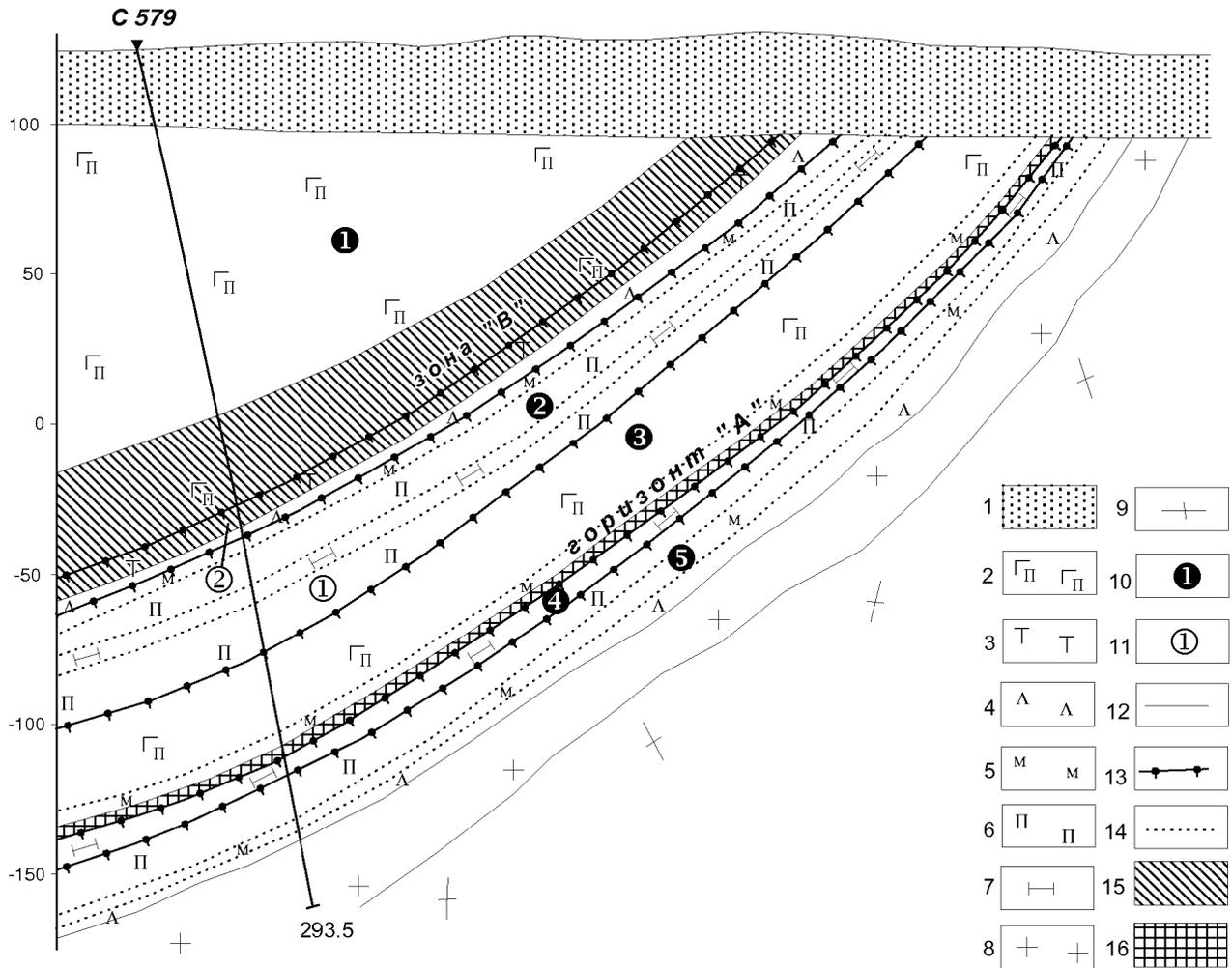
В краевых частях Шалозерского блока (участки Южный и Северный) были установлены представляющие интерес для дальнейших исследований две минерализованные зоны: платинометалльный горизонт «А» (переходная зона) и золото-платинометалльный горизонт «В», прослеженные по простиранию на 5 км.

*Платинометалльный горизонт «А»* связан с сульфидсодержащими ассоциациями верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатой подзоны габбро-норитовой зоны (Ганин и др., 1995), залегающей непосредственно над Главным хромитовым горизонтом (ГХГ) и местами совмещаясь с его кровлей (рис. 13). В центральной части Шалозерского блока платинометалльный горизонт подсечен буровыми скважинами в трех типах разреза, соответствующих пижонитовой, габброноритовой и пироксенитовой зонам (рис. 14). Вмещающие платинометалльную минерализацию породы представлены мезократовыми, реже меланократовыми, преимущественно мелко-среднезернистыми габброноритами, плагиовестеритами, оливинными пироксенитами и апоперидотитовыми хромитсодержащими серпентинитами с редкой вкрапленностью сульфидов (0–0,5%), магнетита и титаномагнетита (1–5%).

Благороднометалльное оруденение приурочено к горизонту основания переходной зоны плутона, слагая два слоя (сверху вниз): 1 – бедных медно-никелевых руд; 2 – практически бессульфидных платинометалльных руд. Общая средняя мощность рудного горизонта, в пересчете на бортовое содержание условной платины 0,6 г/т, около 17 м. Рудная минерализация представлена сингенетическими мономинеральными (Ру, Нру, Ро) и полиминеральными (Нру±Ро±Рн) сульфидными агрегатами ксеноморфной и каплевидной формы в интерстициях силикатов (рис. 15) и титаномагнетитом, количество которых не превышает 1–3%. Благороднометалльная минерализация представлена теллуридами и висмутидами платины и палладия – мончеитом, котульскитом, меренскиитом, никельсодержащим меренскиитом, соболевскитом, фрудитом, сопчеитом, а также Pd-Pt-мелонитом, куперитом, туламнитом, сперрилитом, Pd-кобальтином, сульфидами Os, Jr, Rh, минералами серии изоферроплатина-аваруит и самородным золотом. Сопутствующая минеральная ассоциация представлена гесситом, клаусталитом, галенитом, торитом, самородным теллуrom, хлор- и фторсодержащим апатитом. Минералы платиновых металлов приурочены обычно к краевым частям сульфидных зерен (рис. 15, Б, В), а также к микротрещинам и плоскостям спайности породообразующих силикатов, реже отмечаются в виде включений в халькопирите. Они образуют мелкие (1–35 мкм) зерна разнообразной формы. В подстилающих горизонт «А» вестеритах также выявлены минералы МПГ, представленные соболевскитом и мелкими (1–2 мкм) зернами состава (Pd, Ni, Fe)(BiTe)<sub>2</sub>, PdTe, PdSSe. Отмечается прямая корреляционная зависимость между содержаниями благородных металлов и сульфидов. Рудный горизонт прослежен по всему внутреннему периметру (около 18 км) Аганозерского месторождения хромовых руд и на 17 км по простиранию в пределах восточной части Шалозерского блока. Максимальная глубина его подсечения составляет 672 м на Аганозерском блоке и 413 м на Шалозерском.

Распределение МПГ и Au в горизонте «А» весьма неравномерное. Содержание суммы Pt и Pd колеблется от 0,12 до 1,07 г/т, золота – от <0,01 до 0,41 г/т (среднее ~90 мг/т). Мощность горизонта колеблется от 0,9 до 20,4 м, средневзвешенные содержания Pt+Pd+Au в пересечениях варьируют от 0,22 до 3,41 г/т. Местами (южная часть Аганозерского месторождения) концентрация МПГ и золота достигает, г/т: скв. 608 – Pt – 5,52, Pd – 6,64, Au – 0,53, Ir – 0,90, Os – 0,46, Ru – 1,08; скв. 663 – Pt – 0,8, Pd – 3,66. Характерной особенностью горизонта «А» является преимущественно примерно равное соотношение (0,9–1,2) платины и палладия, хотя нередки и значительные вариации этого коэффициента (от 1/1 до 1/8 и даже 3/1).

Платинометалльный горизонт «А» отделен от хромитового в пределах величины одного эксплуатационного уступа, и поэтому малосульфидные и хромитовые руды можно считать эксплуатационно-технологически совмещенными и рассматривать их как единую рудную зону комплексных руд, подразделяющихся на 2 промышленных типа. Средняя суммарная мощность рудной зоны (угол падения 23°), с учетом пустых прослоев (коэф. рудон. – 0,44), составляет 38 м. Техничко-экономические расчеты показали рентабельность отработки таких руд для больших запасов горной массы при коэффициенте вскрыши до 7,5 м<sup>3</sup>/т.

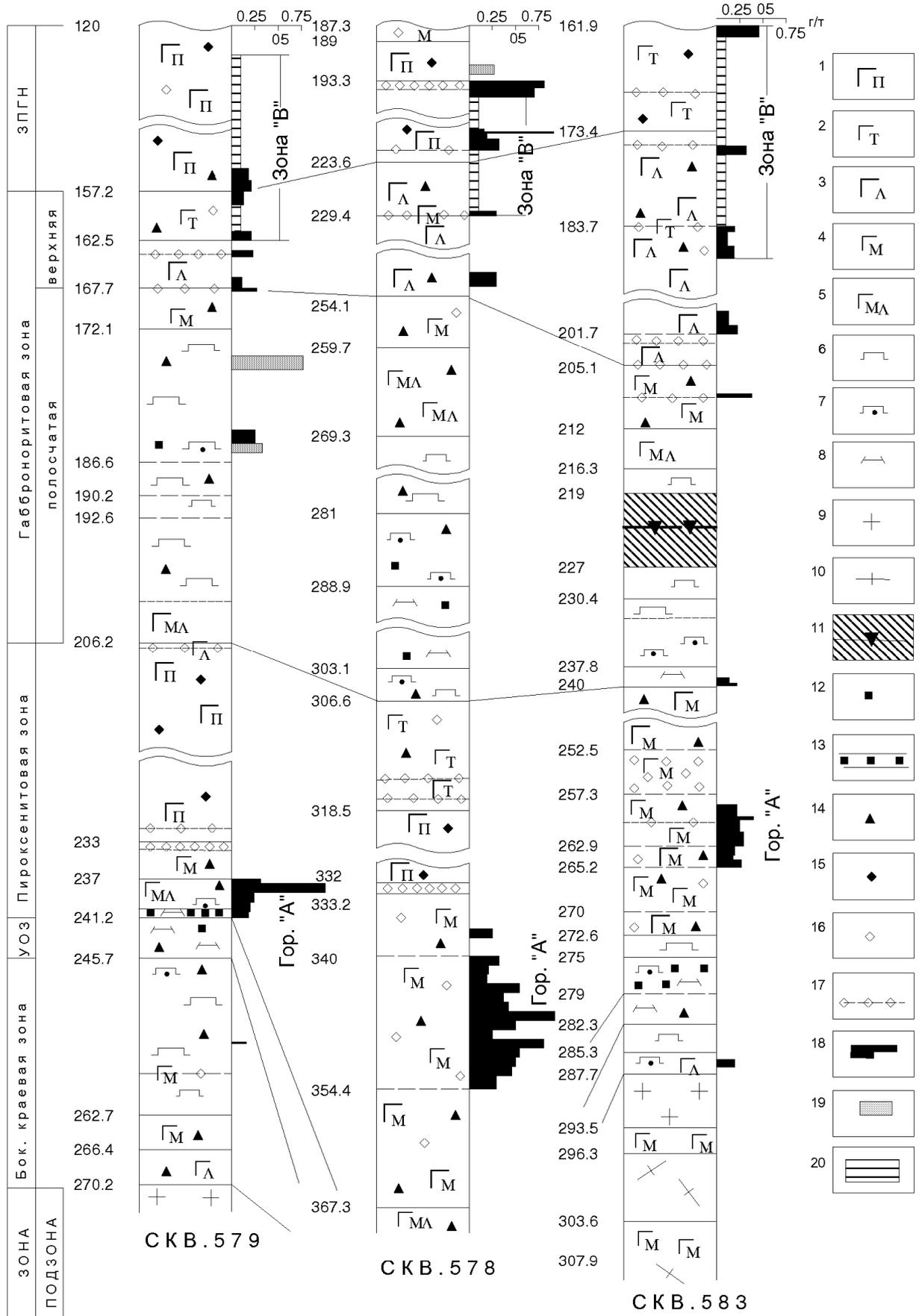


**Рис. 13.** Положение благороднометалльного оруденения в разрезе Расслоенной серии (Дегтярев, Трофимов, 2008):

1 – четвертичные отложения; 2–5 – габбронориты: 2 – пижонитовые лейкократовые средне-, крупнозернистые, 3 – такситовые, 4 – лейкократовые, 5 – мезократовые; 6 – вебстериты; 7 – перидотиты; 8 – граниты рагнозерского комплекса; 9 – гнейсограниты архейского фундамента; 10 – зоны, выделенные в разрезе Расслоенной серии Бураковского интрузива (1 – пижонитовых габброноритов, 2 – габброноритовая, 3 – пироксенитовая, 4 – ультраосновная; 5 – Боковая краевая); 11 – подзоны, выделенные в пределах габброноритовой зоны (1 – полосчатая, 2 – верхняя); геологические границы: 12 – между разновозрастными образованиями; 13 – границы зон и подзон; 14 – петрографических разновидностей пород; 15 – золото-платинометалльная зона «В»; 16 – платинометалльный горизонт «А»

**Fig. 13.** Position of noble-metal mineralization in the Layered series (Degtyarev, Trofimov, 2008):

1 – Quaternary rocks; 2–5 – gabbronorites: 2 – pigeonitic leucocratic medium- to coarse-grained, 3 – taxitic, 4 – leucocratic, 5 – mesocratic; 6 – websterites; 7 – peridotites; 8 – granites of the Ragnozersky complex; 9 – gneiss granites of the Archaean basement; 10 – zones distinguished in the Layered series of the Burakovsky intrusive unit (1 – pigeonitic gabbronorite, 2 – gabbronorite, 3 – pyroxenite, 4 – ultrabasic; 5 – Lateral marginal); 11 – subzones distinguished in the gabbronorite zone (1 – banded, 2 – upper); geological boundaries: 12 – between different-aged rocks; 13 – boundaries of zones and subzones; 14 – boundaries of petrographic rock varieties; 15 – gold-platinum zone B; 16 – platinum horizon A



**Рис. 14.** Типы геологических разрезов и распределение благороднометалльного оруденения в разрезе Расслоенной серии и Боковой краевой зоны центральной части Шалозерского блока (Дегтярев, Трофимов, 2008):

1–5 – габбронориты: 1 – пижонитовые, 2 – такситовые, 3 – лейкократовые, 4 – мезократовые, 5 – меланократовые; 6 – вебстериты; 7 – оливиновые пироксениты; 8 – лерцолиты; 9 – граниты; 10 – гнейсограниты; 11 – тектоническая зона; рудная минерализация: 12 – хромшпинелид, 13 – ГХГ, 14 – магнетит, 15 – титаномagnetит, 16 – сульфиды, 17 – сульфидные горизонты; 18–20 – гистограмма распределения: 18 – платиноидов, 19 – золота; 20 – содержание суммы Pt+Pd до 0,1 г/т.

**Fig. 14.** Types of geological sections and distribution of noble-metal mineralization in the Layered series and in the Lateral marginal zone of the central Shalozersky block (Degtyarev, Trofimov, 2008):

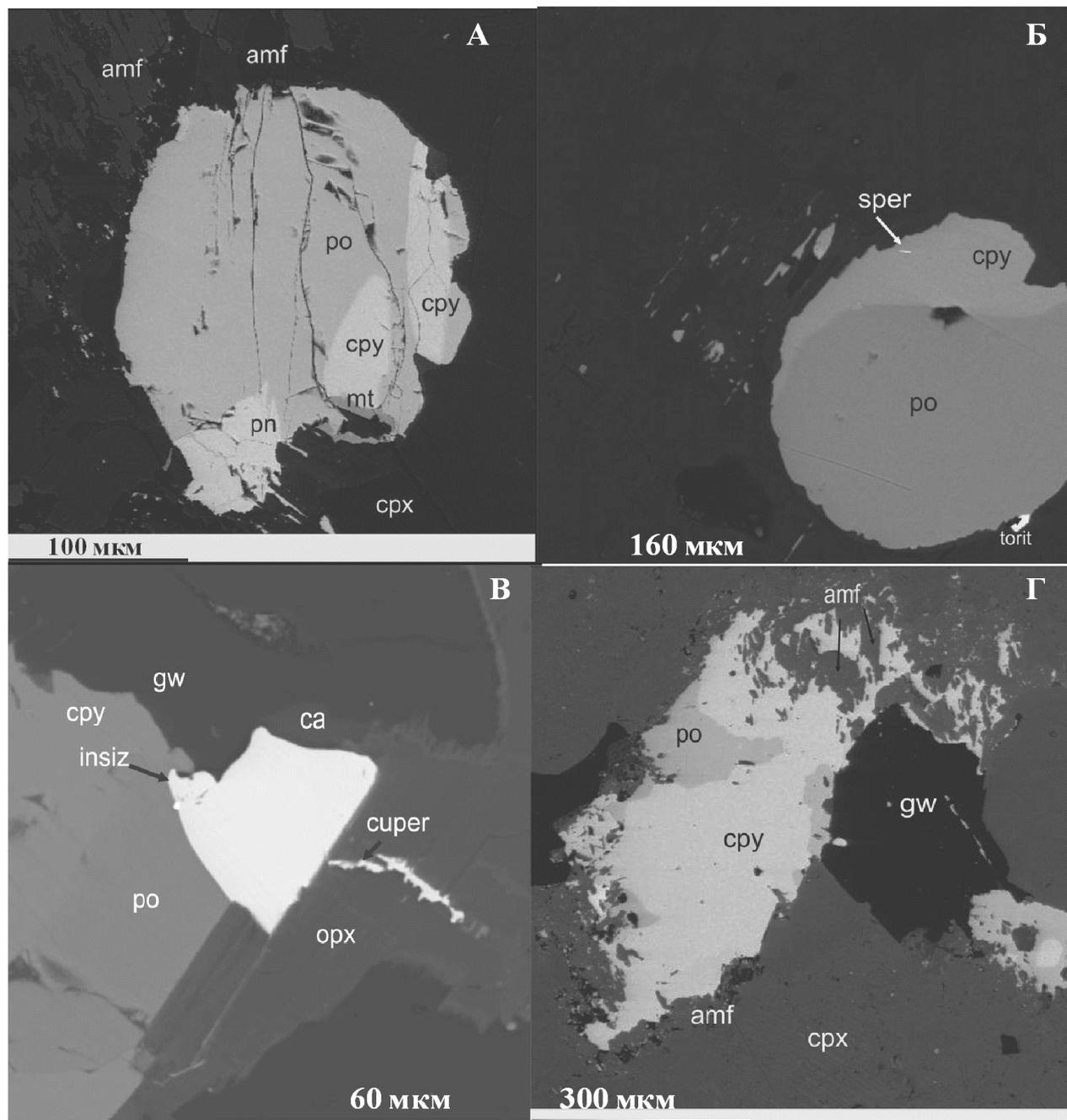
1–5 – gabbronorites: 1 – pigeonitic; 2 – taxitic; 3 – leucocratic; 4 – mesocratic; 5 – melanocratic; 6 – websterites; 7 – olivine pyroxenites; 8 – lherzolites; 9 – granites; 10 – gneissose granites; 11 – tectonic zone, ore mineralization: 12 – chromespinellids, 13 – MCH; 14 – magnetite; 15 – titanomagnetite; 16 – sulphides; 17 – sulphide horizons; 18–20 – distribution histogram for: 18 – platinoids, 19 – gold, 20 – total Pt+Pd concentration of up to 0,1 g/t

По данным ГУП РК «Карельская ГЭ», прогнозные ресурсы МПГ и золота платинометалльно-го горизонта «А» составляют на Аганозерском блоке 119,72 т (кат. P1) при среднем содержании суммы благородных металлов 1,33 г/т, на Шалозерском блоке – 212,0 т (кат. P1+P2) при содержании Pt+Pd – 0,60–1,37 г/т и Au – 0,05–0,49 г/т. В 2006 г. ЗАО «Норит» по результатам работ, проведенных на участке Кукручей, поставило на государственный баланс запасы категории C1+C2 платины, палладия и золота в количестве 2,66 т со средним содержанием условной платины 0,88 г/т. Прогнозные ресурсы благородных металлов участка, по данным ЗАО «Норит», оцениваются в 46,2 т по кат. P1 (Ганин и др., 2005; Минерально-сырьевая..., 2005).

Выше платинометалльного горизонта «А» мезократовые габбронориты и частично пижонитовые обогащены интерстиционной и гнездовой вкрапленностью (1–7%) пирротина, халькопирита, пирита, пентландита (сульфидный горизонт). Они сопровождаются повышенными содержаниями Cu (0,1–0,3%), Ni (0,1–0,3%), Ag (7–20 г/т), реже Au (0,11–0,28 г/т). Нижняя часть горизонта «А» также незначительно обогащена (до 1–2%) халькопиритом и пентландитом (Cu 0,3%, Ni 0,2 %, Ag 10 г/т) (Дегтярев, Трофимов, 2008).

*Золото-платинометалльная зона «В»* (мощность 40–170 м) приурочена к основанию пижонитовых габброноритов и кровле габброноритов (залегая согласно с расслоенностью пород) в пределах Шалозерского и Бураковского блоков массива. Она прослежена по простирацию более чем на 5 км, а по падению – до глубины 229,4 м. Мощность зоны возрастает в западном направлении. Разрез пород, вмещающих эту зону, крайне неоднороден: средне-крупнозернистые пижонитовые габбронориты с редкими линзами такситовых и мезократовых их разновидностей мощностью 1–2 м, редко до 7 м; мелко-среднезернистые лейкогаббронориты с прослоями мезократовых габброноритов; такситовые и мезократовые пижонитовые габбронориты. Границы ее оконтурены по сумме содержаний Pt+Pd  $\geq 0,1$  г/т. В целом она фиксируется аномально повышенными средними концентрациями платиноидов (Pt+Pd) – 0,14–0,20 г/т, (до 1,86 г/т) при их фоновом содержании – 0,004–0,06 г/т. В ее пределах благородные металлы концентрируются на локальных участках в отдельных горизонтах мощностью 6,0–30 м (суммарная – 13,5–54 м), представленных обычно более мезократовыми разновидностями габброноритов. Количество таких горизонтов, разделенных безрудными прослоями мощностью 1,5–9,0 м, в разрезе зоны «В» изменяется от 3 до 6 и более. Распределение МПГ и Au крайне неравномерное. Содержание суммы БЭ по пересечениям минерализованной зоны составляет 0,13–0,36 г/т. В ряде пересечений золото отсутствует. Максимальные концентрации золота (0,21–1,33 г/т) отмечаются обычно в верхней части зоны. По восстановлению зоны «В» мощность обогащенных МПГ горизонтов и содержание в них благородных металлов постепенно уменьшается, а соотношение Pt/Pd изменяется от 1/4 до 1/12 и крайне редко составляет 1/1,5. Сульфидсодержащие горизонты характеризуются повышенными содержаниями меди (0,1–0,8%), никеля (0,1–1,0%) и серебра (2–10 г/т). Однако не все они при этом содержат повышенные концентрации благородных металлов (скв. 588, инт. 93,2–96,7 м) и не все благороднометалльные рудные интервалы обогащены сульфидами (скв. 582, 588) (Дегтярев, Трофимов, 2008). Минералы платиновых металлов представлены паларстанидом, паоловитом, станнопалладинитом, изомертиитом, котульскитом, сперрилитом, мончеитом, образующими мелкие (от 1–5 до 15 мкм) ксеноморфные, удлиненные и изометричные зерна в клинопироксене, хлорите и биотите, часто в ассоциации с такими же мелкими сульфидами или на границе их более крупных зерен (рис. 16 Б,В,Г). Сопутствующая рудная минеральная ассоциация представлена галенитом,

клаусталитом, селеногаленитом, алтаитом, сфалеритом, торитом, баритом. Самородное золото встречается в виде мелких (1–5 мкм) включений в плагиоклазе, а также совместно с халькопиритом и биотитом – по микротрещинам в (клинопироксене (рис. 16А).

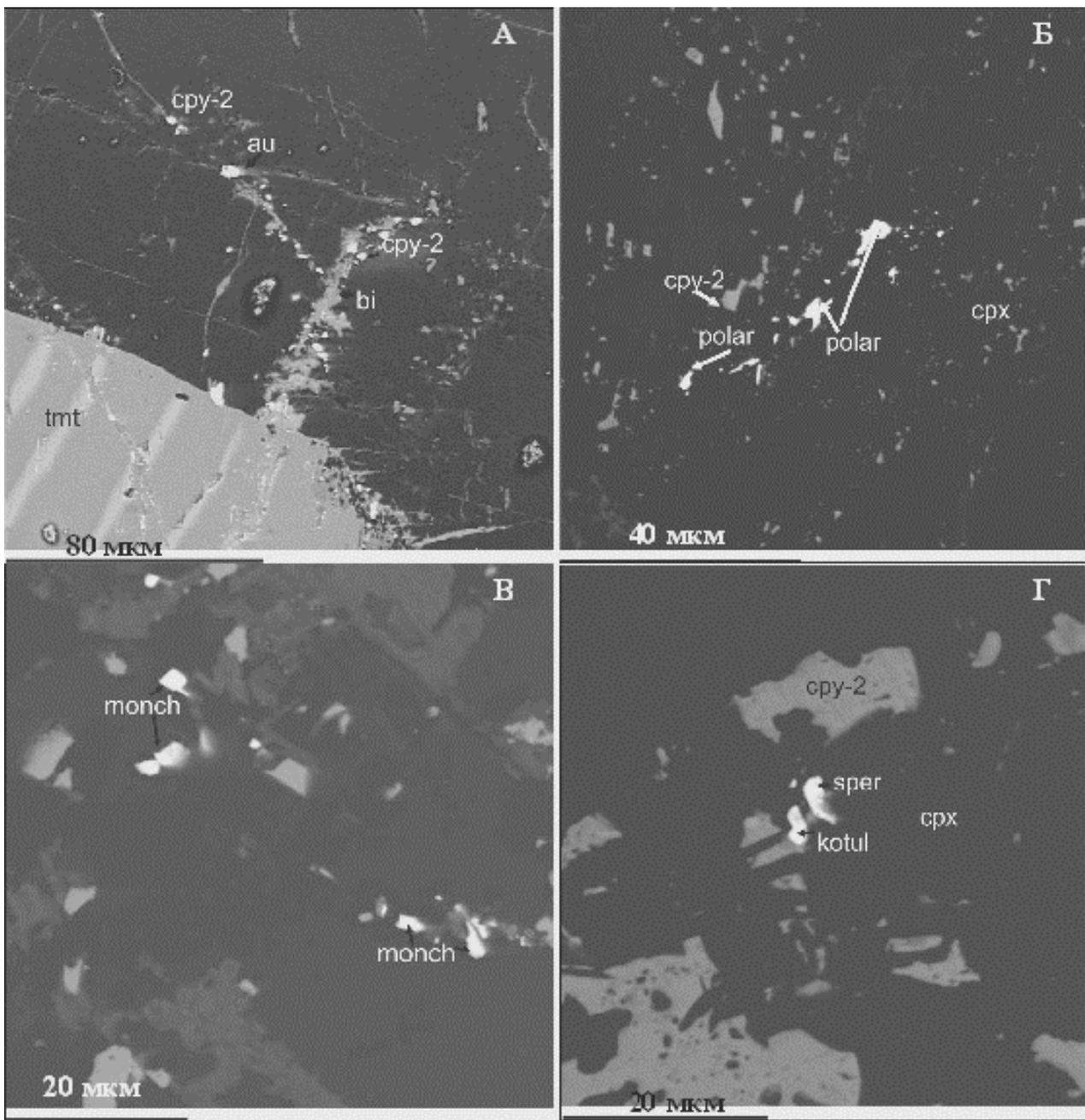


**Рис. 15.** Горизонт «А». Каплевидные (А, Б) и корродированные интерстициальные сингенетические сульфидные агрегаты (В, Г) с минералами платиновой группы. Идиоморфная пластинка сперрилитита в сульфидной капле (Б) (Дегтярев, Трофимов, 2008):

amf – амфибол, cpx – клинопироксен, орх – ортопироксен, ca – кальцит, qw – кварц, cpy – халькопирит, po – пирротин, mt – магнетит, pn – пентландит, sper – сперрилит, cuper – куперит, insiz – инсизваит. А/шл. С-583/260-1

**Fig. 15.** Horizon A. Drop-shaped (A, B) and corroded interstitial syngenetic sulphide aggregates (C, D) with platinum-group minerals. Idiomorphic sperrylite lamella in a sulphide drop (B) (Degtyarev, Trofimov, 2008):

amph – amphibole, cpx – clinopyroxene, орх – orthopyroxene, ca – calcite, qu – quartz, cpy – chalcopyrite, po – pyrrhotite, mt – magnetite, pn – pentlandite, sper – sperrylite, cuper – cuperite, insiz – insizwaite. Polished section. С-583/260-1



**Рис. 16.** Зона «В». Минералы платиновой группы и золота в ассоциации с рассеянной субмикроскопической и весьма тонкой вкрапленностью сру-2, по микротрещинам в клинопироксене (Дегтярев, Трофимов, 2008):

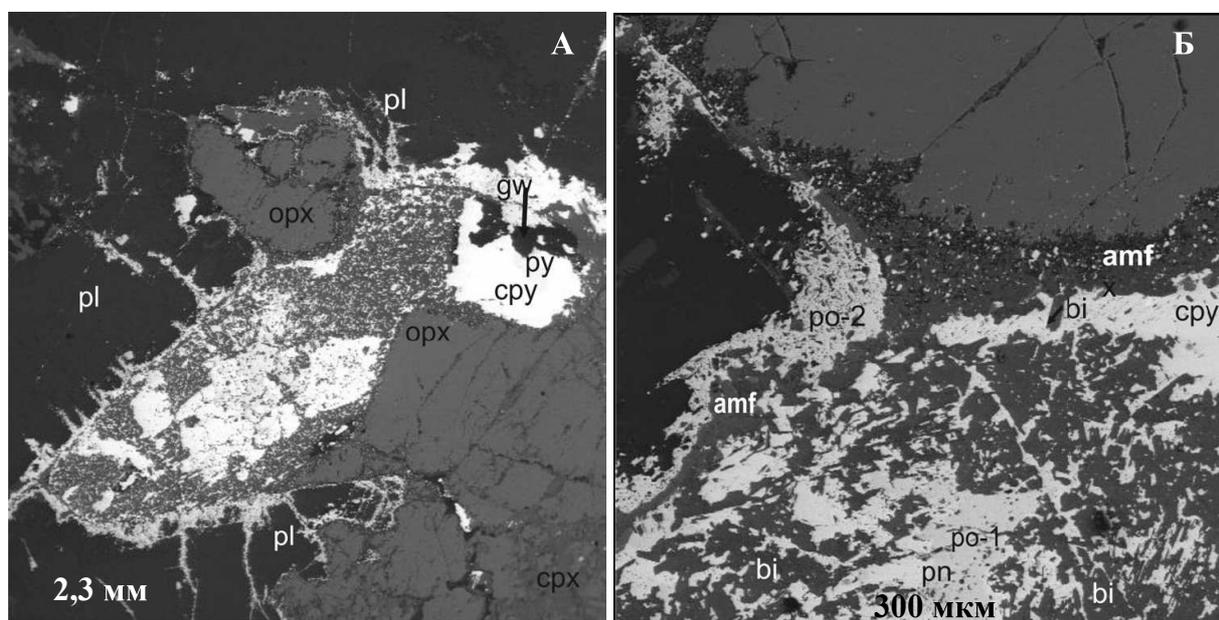
А, Б – а/шл. С-579/163.7; В, Г – а/шл. С-579/168.5. Принятые сокращения: bi – биотит; pl – плагиоклаз; tmt – титаномагнетит; au – самородное золото (пробность 600); kotul – котульскит; monch – мончеит; polar – поларстанид; остальные см. подп. к рис. 15

**Fig. 16.** Zone B. Platinum- and gold-group minerals associated with submicroscopic and fine cpy-2 dissemination, along microfractures in clinopyroxene (Degtyarev, Trofimov, 2008):

A, B – polished section. C-579/163.7; C, D – polished section. C-579/168.5. Abbreviations: bi – biotite; pl – plagioclase; tmt – titanomagnetite; au – native gold (grade 600); kotul = kotulskite; monch = moncheite; polar = polarstanide; for others, see captions to Fig. 15

Вмещающие благороднометалльную минерализацию породы представлены слоистой пачкой мезо-лейкократовых габброноритов различной мощности, выше которой залегают габбронориты с малосульфидной 1–3% борнит-халькопиритовой ( $\pm$ пирит, пирротин) минерализацией. Сульфиды в

разрезе зоны распределены неравномерно – от знаков до первых процентов. Они образуют моно- (Pу, Hру, Pо, Tmt) и полиминеральную (Pо±Pn±Hру; Pn+Hру) интерстиционную вкрапленность размером до 2–3 мм, часто в сростании с титаномagnetитом, марказитом и ильменитом. Реже слагают обогащенные (до 3–5% сульфидов) горизонты мощностью 0,1–1,0 м, имеющие повышенные концентрации меди (0,1–0,8%), никеля (0,1–1,0%), серебра (8 г/т) и хрома (0,3%) (Дегтярев, Трофимов, 2008). Вторичные (мета- или аутометасоматические?) изменения сульфидов выражены в их интенсивном замещении биотитом, образовании амфиболовых коррозионных кайм на границах с силикатами, частичном замещении пирротина пиритом (рис. 17). При этом происходит новообразование Pо-II в виде вторичных кайм по границам сульфидных агрегатов и микропросечек в силикатах (рис. 17). Часть пирротина разлагается, и высвобождающиеся сера и железо идут, по-видимому, на образование пирита, биотита и амфибола. Халькопирит замещается в меньшей степени, местами подвергаясь собирательной перекристаллизации и переотложению за пределы интерстициальных сульфидных агрегатов, откладываясь по микротрещинкам в клинопироксене вместе с БМ (рис. 16). Все это, вероятно, свидетельствует о том, что перечисленные минеральные преобразования происходили без дополнительного привноса серы. Свободное золото установлено только с этим процессом в просечках, в связи с переотложенным халькопиритом (рис. 16 А), в то время как МПГ являются син- и эпигенетическими.



**Рис. 17.** Зона «В». Характер замещения сульфидов вторичным биотитом, образования коррозионных кайм амфибола на границе с силикатами и переотложения ро-2 по трещинам и вдоль границ сульфидных агрегатов (Дегтярев, Трофимов, 2008). А/шл. С-583/168.5

**Fig. 17.** Zone B. Pattern of replacement of sulphides by secondary biotite, the formation of corrosion amphibole rims at the boundary with silicates and po-2 redeposition along fractures and along sulphide aggregate boundaries. (Degtyarev, Trofimov, 2008). Polished section C-583/168.5

Существенная площадь развития пород, контролирующая размещение золото-платинометаллической зоны «В», и ее большая мощность определяют весьма значительный благороднометаллический потенциал этой зоны, оцениваемый в 1035 т МПГ и 690 т золота (Логинов и др., 2007).

*Малосульфидные платинометаллические горизонты габброноритовой зоны* известны на площади Аганозерского и Шалозерского блоков. Их количество в разрезе непостоянно и они не выдержаны по простиранию. Обычно они образуют линзообразные тела протяженностью до первых сотен метров и мощностью до 3,2 м в пределах минерализованных зон мощностью 8,3–88,0 м. Рудная минерализация представлена тонкой рассеянной вкрапленностью магнетита, пирита, пирротина и халькопирита. Местами встречается хромит (до 1%). Максимальное (до 7%) количество

сульфидов приурочено к верхней части разреза мелкозернистых мезократовых габброноритов и их контакту с пижонитовыми габброноритами. Мощность обогащенных сульфидами интервалов изменяется от 0,2 до 0,9 м и уменьшается вниз по разрезу. В таком же направлении в целом снижается в них и их содержание (до 1–2%). Отдельные мелкие (0,2–0,4 м) обогащенные сульфидами линзы установлены в кровле зоны среди равномернозернистых лейкогабброноритов или такситовых их разновидностей, а также в пижонитовых габброноритах, где в гнездах размером 1–2 см халькопирит и пирротин ассоциируют с титаномагнетитом. Максимальная суммарная мощность обогащенных сульфидами интервалов (до 17 м) установлена в средней части блока в профиле скважин 578, 585 и 580. К ним же приурочены (данные ПКСА) повышенные концентрации Cu (до 0,3%), Ni (0,1–0,3%), Ag (1–20 г/т). Содержание в них платиноидов невысокое (0,1–2 г/т) при крайне неравномерном распределении по вертикали и латерали и преобладании палладия над платиной. Прогнозные ресурсы благородных металлов категории Р2 составляют 59,1 т (Pt+Pd) и 10,8 т (Au), при средневзвешенных содержаниях в пересечениях Pt+Pd – 0,6–0,87 г/т, Au – 0,15–0,33 г/т (Ганин и др., 2005; Минерально-сырьевая..., 2005).

*Платинометалльное оруденение позднемагматических даек* ультраосновного и основного состава заключительных стадий формирования Бураковского плутона установлено в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков (Логинов и др., 2007). Рудовмещающими породами являются микрогаббронориты, нориты, оливиновые и ортопироксениты, лерцолиты. Дайки северо-восточного и субмеридионального простирания, крутопадающие (50–70°), протяженностью до 2 км. Содержание платиноидов в них варьирует от 0,1 до 6,0 г/т, изредка отмечается золото – до 0,29 г/т. Изученность даек слабая, предполагается, что с ними следует ожидать мелкие по масштабам рудные объекты, которые на участках «роения» даек могут представлять промышленный интерес (Логинов, 2006).

Повышенные содержания МПГ и золота отмечаются и в хромитовых рудах, слагающих главный хромитовый горизонт (ГХГ), протягивающийся более чем на 25 км (9,5 км на Аганозерском и 13,5 км на Шалозерском месторождениях) (Ганин и др., 1995). По данным кернового опробования, среднее содержание благородных металлов в хромовых рудах Аганозерского месторождения составляет – Pt – 0,038 г/т, Pd – 0,055 г/т, Au – 0,026 г/т; Шалозерского – Pt – 0,046 г/т, Pd – 0,138 г/т, Au – 0,066 г/т. Послойное опробование Главного хромитового горизонта в Аганозерском блоке (канавы № 1) показало, что среднее содержание золота в нем составляет 44 мг/т при разбросе содержания от 5 до 214 мг/т (16 анализов на мощность 3,2 м). При поисково-разведочных работах на хром (КГРЭ СЗГТУ) в пяти скважинах, вскрывших Главный хромитовый горизонт, были выявлены интервалы мощностью от 0,9 до 3,3 м, обогащенные золотом от 0,065 до 4,5 г/т. Минеральные формы не установлены.

Аганозерское месторождение хромитов – самое крупное в России. По масштабам и запасам хромовой руды оно сопоставимо с крупнейшим на постсоветском пространстве Кемпирсайским месторождением в Казахстане и имеет идентичный состав хромовых руд с месторождением Кеми в Финляндии. На Шалозерском месторождении отмечается положительная корреляционная связь между геометрическими параметрами (мощностями) горизонтов хромовых и платинометалльных с золотом руд, сопровождающихся появлением залегающего выше горизонта медно-никелевых мало-сульфидных руд. Средние мощности горизонтов платинометалльных и медно-никелевых руд возрастают в юго-западном направлении, достигая 20,6 м на участке Кукручей (Крупнейшее месторождение..., 2009).

В породах габброноритовой и кровле переходной зон золото спорадически появляется в повышенных содержаниях от десятков до сотен мг/т. Им синхронно соответствуют повышенные содержания Pt и Pd до 50–100 мг/т (табл. 8). Наиболее обогащенный золотом слой мощностью 6,4 м содержит в среднем (мг/т): Au – 252, Pt – 32, Pd – 21. Сульфидный парагенезис в нем представлен халькопиритом, пиритом±миллерит и пентландит. Минеральные формы золота не установлены.

В зоне магнетитовых габбродiorитов (МГЗ) содержание титаномагнетита в обогащенных интервалах не превышало 10–20%. По группе проб среднее содержание золота в них составило 17,8 мг/т (табл. 9). Эта зона изучена недостаточно, в ней не исключено наличие титаномагнетитового горизонта, имеющего промышленное значение на Ti, V и потенциально золотоносного. О высокой

дифференциации рудного вещества здесь свидетельствует большой разброс содержаний  $V_2O_5$  – от 0,1 до 2 % в монофракциях магнетита из титаномагнетитовых концентратов.

Таблица 8. Содержание благородных элементов в габброноритах и пироксенитах Переходной зоны расслоенного Бураковского комплекса. Агаозерский блок (Трофимов, 2010)

Table 8. Noble-element content of gabbronorite and pyroxenite from the Transition Zone of the layered Burakovian Complex. Aganozersky block (Trofimov, 2010)

Интервал по скважине 68, м	Содержание БЭ, мг/т			Интервал по скважине 68, м	Содержание БЭ, мг/т		
	Au	Pt	Pd		Au	Pt	Pd
372–374,1	12	нб	нб	424,5–425,8	30	нб	6,4
374,1–376	нб	нб	нб	425,8–426,6	45	нб	5,2
376–378,5	2,9	нб	нб	426,6–428,3	8,2	нб	5,2
378,5–380,4	нб	нб	нб	428,3–430,5	12,5	нб	3
380,4–380,8	нб	нб	2,5	430,5–430,8	18,5	21	28
381,1–383,4	9	нб	3,4	430,8–432,4	7	18	3
383,4–386	нб	нб	нб	432,4–434,2	125	9,8	6,2
386–387,6	4,5	нб	4	434,2–435,2	30	48,4	14
387,6–390,5	1,3	17	2,8	435,2–436,4	18,5	16,5	40,6
390,5–391,7	15	18,5	4,8	440,6–440,9	39	нб	8,7
397,5–400	нб	нб	нб	440,9–442,5	10	5,7	8,5
400–400,4	48	21,3	20,5	442,5–443,4	6	204	95,5
400,4–403,5	3,4	39	нб	443,4–444,0	7,3	30,3	39,4
403,5–405,5	5,1	нб	нб	444,0–446,2	нб	нб	нб
405,5–407,5	нб	нб	нб	446,2–447	2,1	7,3	5
407,5–409,1	80	33	14	447–447,8	28,3	нб	5,5
409,1–409,6	34	38	12	447,8–448,6	201	29,3	14,3
409,6–410,6	25	22,5	7	448,6–451,6	3	59	41,4
410,6–412,0	3	нб	5,6	451,6–453,6	15	28,4	14,2
413,2–414,6	5,1	15,6	3,7	486–486,8	38	нб	6
414,6–416,0	6,8	40	34	488,2–489,1	15	нб	нб
416,0–417,7	4,9	64	42	489,1–490,4	10,4	нб	10,4
417,7–418,1	7	30	14	490,4–491,4	53,9	5	11,1
418,1–421,3*	211	нб	1,8	492,2–493,5	9,8	нб	4
421,3–422,3*	29,3	40,2	13,2	493,5–494	7,3	27,7	18,7
422,3–423,9*	328	49,7	35,0	494–494,9	2	4,6	3,2
423,9–424,5	439	39,4	33,7				

По данным ОАО «Норит», суммарные прогнозные ресурсы золота и МПГ в Бураковском плутоне составляют ~600 т (табл. 10).

### 2.1.3. Кааламский комплекс

Кааламский комплекс включает одноименный крупный (~80 км<sup>2</sup>) массив (рис.18), расположенный в Северном Приладожье, в 30 км к северу от г. Сортавала, ряд небольших сателлитов (Араминлампи, Ихаланваара, Сурисуо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и др.), размеры которых не превышают первых квадратных километров, и множество (~100) еще более мелких тел, распространенных к западу от массива до границы России с Финляндией. К Кааламскому комплексу, вероятно, относится также гипабиссальный шток Алатту, расположенный на южном берегу оз. Янисъярви, и сопровождающие его мафические дайки.

Впервые Кааламский массив был закартирован финскими геологами (Накман, 1929, 1933), а начиная с 40-х гг. интенсивно изучался советскими геологами. Различные сведения о массиве и его сателлитах содержатся в работах Л.И. Антоновской (1946), Г.М. Саранчиной (1948, 1949, 1968 и др.), К.А. Шуркина (1958), З.А. Бурцевой и Е.П. Молотковой (1952), Н.Г. Судовикова (1954), Л.Н. Потрубович и О.Н. Анищенковой (1956), Г.В. Макаровой и др. (1967, 1971), А.И. Богачева и др. (1976), Л.П. Свириденко и др. (1976), Ж.Д. Никольской и Л.И. Гордиенко (1977), Н.Ф. Шинкарева и др. (1978), Л.В. Григорьевой и др. (1980, 1986), Д.В. Рундквиста и В.Е. Попова (1986), А.П. Светова и др. (1990, 1992), В.А. Торицына (1990), В.И. Иващенко и др. (1998), а также других исследователей.

Кааламский массив является крупнейшим мафическим интрузивом Приладожья. Он расположен на юго-восточном продолжении пояса близких по составу и возрасту никеленосных интрузий Финляндии (пояс Коталахти), простирающегося от Ботнического залива до Приладожья на расстояние ~420 км (Медноникелевые..., 1985). Одними исследователями Кааламский массив относился к клинопироксенит-габбро-диоритовому комплексу (Интрузивные базит-ультрабазитовые..., 1976), другими – к габбро-плагиогранитному (Саранчина, 1968; Никольская, Гордиенко, 1977 и др.). Наиболее правомерным представляется отнесение его к раннеорогенному с возрастом 1888,3±5,2 млн лет клинопироксенит-габбронорит-диоритовому комплексу (Иваников и др., 1996; Богачев и др., 1999а).

Кааламский pluton и его сателлиты являются дискордантными межформационными интрузивами, приуроченными к границе между отложениями сортавальской и ладожской серий. В них отмечаются многочисленные ксенолиты дислоцированных и метаморфизованных сланцев, иногда с будинами метакarbonатных пород и кварцитов. Эндоконтактовые фации интрузий претерпели наложение поздних деформаций и зонального метаморфизма, выразившихся в интенсивных диафторических минеральных преобразованиях и гнейсификации.

Таблица 9. Содержание золота и платиноидов в габброидах Бураковского расслоенного комплекса (Трофимов, 2010)

Table 9. Gold and platinum content of gabbroids from the Burakovian Layered Complex (Trofimov, 2010)

№ пробы	Содержание БЭ, мг/т		
	Au	Pt	Pd
Основание зоны магнетитовых диоритов			
C-45/68–68,2	нб	нб	нб
C-45/68,6–69,0	5,7	нб	нб
C-45/66,6–65	6,3	нб	9,3
C-45/106,2	нб	нб	нб
C-45/106,8	нб	нб	нб
C-45/107,1–107,2	19	нб	7
C-45/123–123,2	15	нб	нб
C-45/151–151,7	66,5	нб	нб
C-45/151,8–153,5	нб	нб	нб
C-45/188,2–196,2	4,4	нб	нб
Крайевые части зоны магнетитовых диоритов			
C-4/116	28,5	нб	15,5
C-4/141	2	7	17,5
C-4/217,6	84	6	11,5
Силлы долеритов в основании дунитовой подзоны			
C-20/1474	2	нб	14
C-20/1520	2,3	нб	10
C-20/1547	нб	нб	нб
C-20/1598	нб	нб	нб

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ, пробирно-атомно-абсорбционный метод; приведены средние значения по двум навескам весом 50 г.

Note. Samples were analysed at CNIGRI by the fire assay-atomic absorption method; average values for two 50 g samples

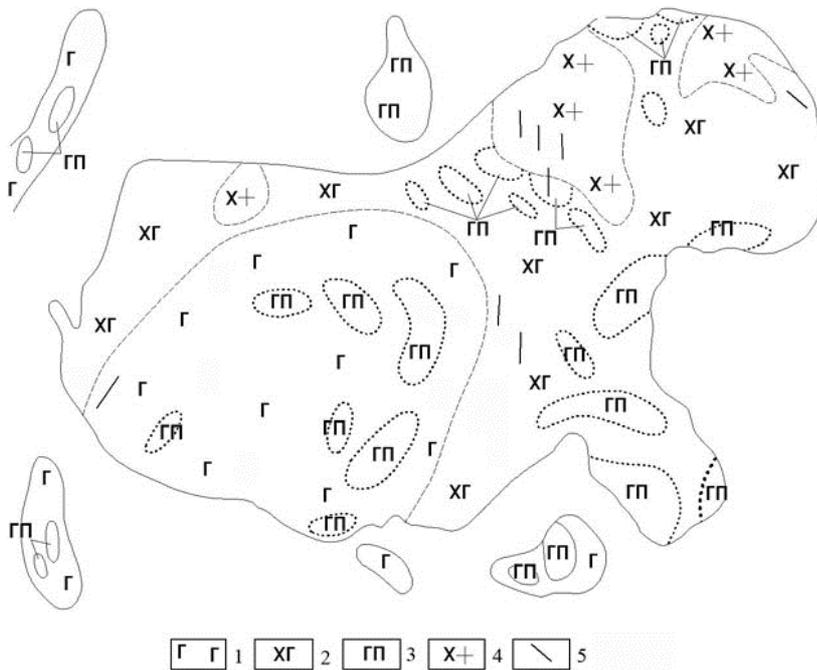
Таблица 10. Запасы и прогнозные ресурсы хромовых руд, благородных металлов, меди и никеля в Бураковском плутоне (Крупнейшее месторождение..., 2009)

Table 10. Chromium ore, noble metal, copper and nickel reserves and predicted resources of the Burakovian Pluton (The largest deposit..., 2009)

Месторождения и руды	Ед. изм.	Запасы				Ресурсы		
		B	C1	C2	B+C1+C2	P1	P2	P1+P2
Аганозерское месторождение								
Хромовые руды	млн т	0,67	11,0	17,0	28,67	177	–	177
Платиноиды и золото	т		3,8	5,04	8,84	140	155	295
Шалозерское месторождение								
Хромовые руды	млн т			1,6	1,6	110	330	440
Платиноиды и золото	т		0,3	2,36	2,66	46	245	291,2
Медь	тыс. т		0,489	3,9	4,39	75,3	404	479,3
Никель	тыс. т		0,428	3,5	3,93	76,0	404	480

### 2.1.3.1. Геологическое строение Кааламского массива и его сателлитов

На современном эрозионном срезе Кааламский массив имеет форму усложненного овала северо-восточного простирания с размерами 4,5–6,5x12,5 км (рис. 18). Вмещающие породы представлены метатурбидитами и метавулканитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Западный и восточный контакты массива интрузивные, с зонами эруптивных брекчий и субпараллельных тонких апофиз, согласных со сланцеватостью и слоистостью сланцев, смятых в



**Рис. 18.** Схема геологического строения массива Кааламо (по: Макарова и др., 1971):

1 – габбронориты с относительно высоким значением магнитной восприимчивости; 2 – диориты, меланодиориты, габбронориты; 3 – ультрамафиты и мафиты расслоенной серии: оливиновые клинопироксениты, плагиоклинопироксениты, меланогаббро, габбронориты; 4 – кварцевые диориты и тоналиты; 5 – дайки микрогабброноритов

**Fig. 18.** Scheme showing the geological structure of the Kaalamo massif (after Makarova et al., 1971):

1 – gabbro with a relatively high magnetic susceptibility value; 2 – diorites, melanodiorites, gabbro; 3 – layered-series ultramafics and mafics: olivine clinopyroxenites, plagioclinopyroxenites, melanogabbro, gabbro; 4 – quartz diorites and tonalites; 5 – microgabbro dykes

изоклинальные складки. Северный контакт закрыт четвертичными отложениями. По геофизическим данным, севернее него проходит субширотная дугообразная зона надвига с падением сместителя на юг (Торицын и др., 1990). Южный контакт – тектонический, с преимущественным падением на юг под различными углами (20–90°).

Согласно элементам залегания полосчатых, трахитоидных и линейных текстур, внедрение Кааламской интрузии происходило по наклоненной на юго-запад ( $\angle 45\text{--}50^\circ$ ) плоскости, совпадающей с межформационной границей между отложениями ладожской и сортавальской серий (Саранчина, 1949, 1968). Это подтверждается немногочисленными замерами элементов залегания контактов массива в естественных обнажениях, а также геофизическими исследованиями.

По данным интерпретации магнитного поля и поля силы тяжести, Кааламский интрузив погружается на юго-запад. Подошва интрузива располагается на глубинах от 2,5 км в западной его части до 5 км в восточной. Его сателлиты в геофизических полях выражаются локальными положительными аномалиями поля силы тяжести и магнитного поля, не связанными на глубине с аномальными полями самого Кааламского массива. Расчетные глубины залегания их подошвы не превышают первых сотен метров 1 км, очень редко до 2 км для наиболее крупных тел.

В строении Кааламского массива и сопровождающих его интрузий участвуют породы очень широкого спектра составов – от ультраосновных до кислых. Выделяются три группы пород, отождествляемые с интрузивными фазами: ультрамафиты (оливиновые клинопироксениты – плагиопироксениты) и меланократовые габбро; габбронориты с широкими вариациями мафического индекса – преимущественно диориты, кварцевые диориты и тоналиты; плагиограниты мелких тел и даек (Саранчина, 1949, 1968; Макарова и др., 1967, 1971 и др.). Наряду с массивными текстурами в клинопироксенитах и меланогаббро часто встречаются директивно-полосчатые текстуры (рис. 19) в виде чередования полос разной меланократовости. Первичные структуры обычно нарушены метаморфической перекристаллизацией, сопровождающейся, как правило, интенсивной амфиболитизацией. В плагиопироксенитах, часто содержащих очень основной плагиоклаз (анортит-битовнит), иногда сохраняется первичная интеркумуляционная структура (рис. 20) с мезостатическим плагиоклазом, заполняющим промежутки между идиоморфными кристаллами пироксена. Второстепенные и аксессуарные минералы в кааламских ультрамафитах представлены магнетитом, сульфидами (пирротин, пирит, редко халькопирит), апатитом, титанитом, биотитом; вторичные минералы – актинолитом, тремолитом, эпидотом, пренитом, хлоритом, карбонатом, реже – тальком и боулингит-иддингситом.



**Рис. 19.** Полосчатая текстура в пироксенитах Кааламского массива:

светлые полосы с отрицательным рельефом – преимущественно плагиоклазовые (анортит-битовнит); темные гребневидные – амфибол с реликтами пироксена

**Fig. 19.** Banded texture in pyroxenites from the Kaalamo massif:

grey bands with a negative topography are dominantly plagioclase (anorthite-bytownite); dark ridge-like bands are amphibole with pyroxene relics

Присутствие в кварцевых диоритах шлиров и жилородных тел крупнозернистых горнблендитов, несомненно, магматических кумулюсных образований, создающих своего рода расслоенность в кварцевых диоритах, свидетельствует о первичной природе амфибола в этих породах. И это не согласуется с генетической моделью (Светов и др., 1990), трактующей кварцевые диориты как породы, образованные за счет габброноритов при метаморфогенном замещении первичных пироксенов амфиболом.

По петрохимическим параметрам (табл. 11, 12) ультрамафиты и часть мафитов кааламского комплекса соответствуют толеитовой серии, но значительно уступают по содержаниям Cu и Ni относящимся к этой же серии безрудным перидотитам и пироксенитам никеленосных массивов Финляндии (Иващенко и др., 1998). Никеленосность финских интрузий связывают, наряду с особенностями их размещения и геологического окружения, и с изначальной обогащенностью Cu и Ni родоначальных магм – оливин-толеитовой или пикробазальтовой (Медно-никелевые..., 1985; Макконен, 1996). Однако наиболее распространенные в Кааламском массиве габбронориты не обнаруживают петрогеохимических признаков толеитовых магм (рис. 21, 22). Они обогащены LIL-элементами (Ba, Sr) и обеднены Ti, Ta, (Nb) (Богачев и др., 1999б), что весьма характерно

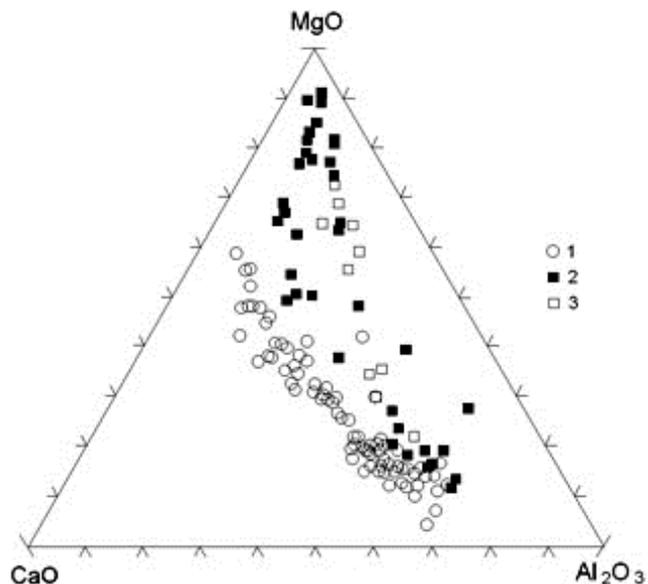


**Рис. 20.** Интеркумулюсная структура в пироксенитах Кааламского массива:

идиоморфные кристаллы частично амфиболизированного пироксена в мелкозернистой основной массе (плагиоклаз, амфибол)

**Fig. 20.** Intercumulus structure in Kaalamo pyroxenites:

idiomorphic crystals of partly amphibolized pyroxene in fine-grained matrix (plagioclase and amphibole)



**Рис. 21.** Диаграмма CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для пород кааламского комплекса (1) и массивов никеленосных поясов Коталаhti (2) и Ваммала (3) Финляндии (по: Богачев и др., 1999б)

**Fig. 21.** CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram for Kaalamo rocks (1) and the massifs of the Kotalahti (2) and Vammala (3) nickeliferous belts, Finland (after Bogachev et al., 1999б)

Однако наиболее распространенные в Кааламском массиве габбронориты не обнаруживают петрогеохимических признаков толеитовых магм (рис. 21, 22). Они обогащены LIL-элементами (Ba, Sr) и обеднены Ti, Ta, (Nb) (Богачев и др., 1999б), что весьма характерно

для субдукционных базальтов, особенно для известково-щелочных базальтов и андезитов ост-ровных дуг и активных континентальных окраин (Сондерс, Тарни, 1987; Pearce, 1983; Rollinson, 1993 et al.). Положение фигуративных точек составов мафических пород кааламского комплекса на дискриминационных диаграммах (рис. 23) предопределяет примерно такие же выводы.

Кааламский массив сопровождается многочисленными дайками пестрого состава – норитов, микрогабброноритов, диоритов, плагиоклазитов («габбродиорит-аплитов»), плагиогранитов, обычно сильно метаморфизованных. Их мафические разности, как правило, преобразованы в амфиболиты. Взаимоотношения основных и кислых даек противоречивы, но все же чаще плагиогранитовые дайки пересекают мафические. Изредка встречаются комбинированные дайки с признаками смешения двух различающихся по кремнекислотности расплавов.

Таблица 11. Химический состав мафических пород Кааламского массива (окислы, масс.%, элементы, г/т)

Table 11. Chemical composition of mafic rocks from the Kaalamo Massif (oxides – mass.%, elements – g/t)

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Порода	Px	Px	hb	mgb	mgb	gbn	gbn	gbn	gbn	gbn
SiO <sub>2</sub>	45,38	46,92	52,87	49,47	43,48	48,21	49,12	49,78	50,58	50,7
TiO <sub>2</sub>	1,16	0,4	0,33	0,62	1,57	0,69	0,86	0,73	0,7	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,06	5,61	9,61	10,36	10,48	18,34	17,51	17,35	14,64	18,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,01	3,16	9,25	11,49	10,99	3,24	4,07	11,57	11,88	2,6
FeO	8,95	7,36	–	–	3,91	6,07	6,81	–	–	7,98
MnO	0,22	0,18	0,15	0,19	0,17	0,15	0,18	0,19	0,19	0,09
MgO	13,57	18,41	13,23	13,09	12,38	7,01	5,81	5,43	6,53	5
CaO	13,77	14,08	11,53	11,52	12,84	10,61	10,05	10,96	10,4	10,2
Na <sub>2</sub> O	1,15	0,78	1,64	1,15	1,41	2,44	2,47	2,59	2,53	2,8
K <sub>2</sub> O	0,82	0,36	0,38	0,75	1,23	0,84	1,08	0,44	1,36	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,05	<0,05	0,06	0,11	<0,05	0,17	0,20	0,23	0,16	0,36
ппп	1,28	2,07	0,6	0,8	1,12	1,99	1,26	0,4	0,6	0,79
Сумма	99,37	99,33	99,59	88,06	99,58	99,31	99,22	99,44	99,41	J39,87
mg	0,64	0,76	0,74	0,59	0,45	0,58	0,50	0,48	0,52	0,46
Sc	55	55	–	–	–	30	28	31	31	26
V	123	186	240	600	705	171	199	<100	<100	224
Cr	815	1447	60	700	316	182	127	180	234	164
Co	58	59	60	30	86	38	36	40	38	34
Ni	127	194	180	80	108	–	–	40	40	53
Cu	54	65	70	88	1 99	–	–	120	97	52
Zn	63	48	110	120	51	–	–	60	30	60
Rb	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
Sr	900	163	129	358	230	694	639	784	476	–
Y	23	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Zr	53	<30	<30	<30	<30	59	54	<30	54	<30
Cs	11	<0,5	–	–	25	<0,5	<0,5	<0,5	1,4	–
Ba	230	100	74	–	341	250	380	–	230	220
La	13	2,70	–	–	–	12	11,3	8,40	9,60	15
Ce	28,9	6,2	–	–	–	28,4	26,4	17	20,6	33
Nd	19,1	4,3	–	–	–	13,7	12,5	11	8,9	15
Sm	5,00	1,20	–	–	–	4,20	3,39	2,50	2,90	3,3
Eu	1,30	0,40	–	–	–	1,10	1,07	1,00	0,90	1,16
Tb	0,4	0,22	–	–	–	0,62	0,50	0,41	0,47	0,44
Yb	2,40	0,70	–	–	–	1,90	1,55	1,20	1,50	1,6
Lu	0,37	0,12	–	–	–	0,28	0,22	0,16	0,23	0,23
Hf	2	<0,5	–	–	–	1,6	1,4	<0,5	1,7	1,9
Ta	0,29	0,08	–	–	–	0,30	0,30	0,19	0,24	0,32
Th	<0,5	<0,5	–	–	–	<0,5	<0,05	<0,5	0,67	2,3
U	0,49	<0,5	–	–	–	<0,5	<0,05	<0,5	0,37	0,57

Примечание. Px – метапироксениты, hb – горнблендиты, mgb – меланогаббро, gbn – габбронориты (Богачев и др., 1999б).

Note. Px – metapyroxenite, hb – hornblendite, mgb – melanogabbro, gbn – gabbronorite (Bogachev et al., 1999b).

Таблица 12. Химический состав пород малых интрузий Кааламского комплекса, масс.%

Table 12. Chemical composition of minor intrusion rocks from the Kaalamo Complex, mass.%

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,16	50,40	48,16	49,56	47,26	47,60	48,62	46,92	46,74	48,52
TiO <sub>2</sub>	1,64	0,20	0,45	0,63	1,28	0,39	0,40	0,33	0,29	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,82	6,70	7,01	10,58	10,19	4,99	5,12	4,00	3,74	2,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	1,83	1,61	0,45	0,55	6,15	5,60	2,52	2,99	3,70
FeO	11,71	7,32	8,33	9,94	9,58	4,96	4,17	8,26	6,94	6,61
MnO	0,20	0,22	0,15	0,18	0,15	0,14	0,18	0,18	0,15	0,18
MgO	10,47	16,48	16,88	11,90	13,22	17,77	17,96	20,80	20,82	21,00
CaO	10,65	12,60	13,44	13,64	12,88	12,56	14,09	12,46	12,74	12,15
Na <sub>2</sub> O	1,50	0,47	0,72	0,88	0,89	0,50	0,55	0,43	0,41	0,29
K <sub>2</sub> O	0,79	0,50	0,44	0,45	1,14	0,21	0,24	0,22	0,16	0,08
H <sub>2</sub> O	0,14	0,05	0,21	0,22	0,28	0,99	0,46	0,48	0,44	0,50
ппп	2,20	2,76	1,99	1,69	2,03	3,20	2,15	3,04	4,09	4,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,15	0,104	0,03	0,05	0,05	0,06	0,02	0,03	0,01
Cr	0,044	0,13	0,072	0,039	0,068	0,125	0,130	0,14	0,042	0,157
V	0,05	0,015	0,019	0,032	0,078	0,038	0,043	0,031	0,037	0,023
BaO	0,03	0,01	0,016	0,01	0,022	0,005	0,005	0,01	0,016	0,005
Co	0,006	0,0078	0,0077	0,058	0,006	0,010	0,008	0,0098	0,0056	0,0080
Ni	0,0096	0,022	0,015	0,01	0,011	0,020	0,017	0,026	0,0084	0,0200
Cu	0,0059	0,0078	0,0031	0,0063	0,0037	0,040	0,018	0,0088	0,013	0,0019
ZnO	0,013	0,014	0,009	0,011	0,012	0,010	0,009	0,008	0,012	0,008
Li <sub>2</sub> O	0,0025	0,0049	0,0031	0,0032	0,0128	0,0013	0,0017	0,0031	0,0072	0,0010
Rb <sub>2</sub> O	0,0024	0,0028	0,0016	0,0017	0,0079	0,0003	0,0004	0,0013	0,0042	0,0002
Cs <sub>2</sub> O	0,0004	0,0008	0,0020	0,0005	0,0006	0,0001	<0,0001	0,0006	0,0005	<0,0001
Sr	0,025	0,011	0,015	0,03	0,014	0,008	0,008	0,012	0,035	0,006
Сумма	99,72	99,68	99,55	99,56	99,54	99,51	99,60	99,67	99,62	99,87

Примечание. 1–3 – массив Сури-суо, 4–10 – Араминлампинский массив.

Note. 1–3 – Suuri-suo, 4–10 – Araminlampi Massif.

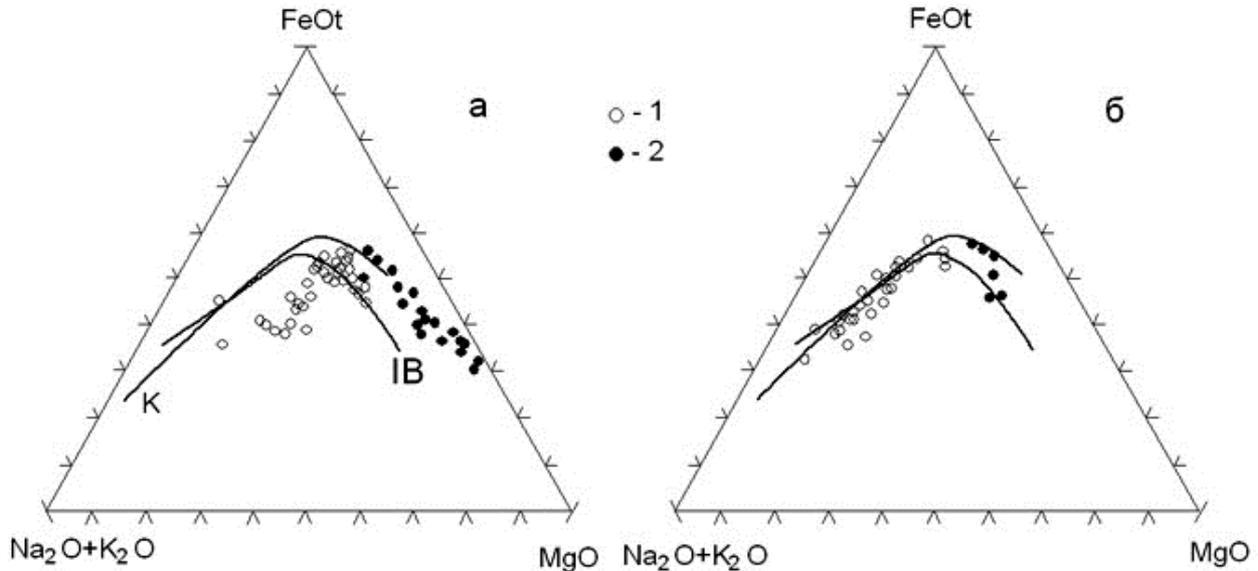
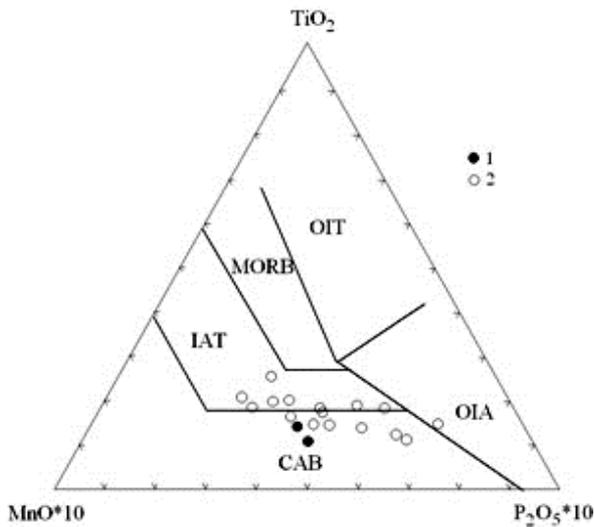


Рис. 22. Диаграмма AFM для пород кааламского (а) и велимякского комплексов (б). Залитыми кружками показаны ультрамафиты и меланократовые габбро. IB, К – линии, разделяющие толеитовые и известково-щелочные серии (по: Kuno, 1968; Irvin, Baragar, 1971)

Fig. 22. AFM diagram for Kaalamo (a) and Velimaki (b) rocks. Filled circles – ultramafics and melanocratic gabbro. IB, K – lines separating tholeiitic and calc-alkaline series (after Kuno, 1968; Irvin, Baragar, 1971)



**Рис. 23.** Дискриминационная диаграмма MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Mullen, 1983) для мафических даек (1) и габброноритов (2) кааламского комплекса (по: Богачев и др., 1999б)

**Fig. 23.** Discrimination MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram (Mullen, 1983) for Kaalamo mafic dykes (1) and gabbronorites (2) (after Bogachev et al., 1999b)

ется, что их морфология обусловлена главным образом интенсивными складчато-разрывными деформациями, приводившими часто к разлинзованию и будинированию в макро- и микромасштабах. Этим же, вероятно, объясняется приуроченность многих мелких массивов к опрокинутым антиклинальным складкам и наблюдаемая в них центробежная и центростремительная латеральная зональность в распределении ультраосновных дифференциатов, часто срезаемая геологическими границами с вмещающими породами. Все это в совокупности с относительно равномерным распределением мелких тел и массивов, по-видимому, свидетельствует об изначальной принадлежности большинства из них к одной или нескольким крупным пластовым межформационным интрузиям, которые приобрели в кульминационные стадии свекофеннской орогении сложноскладчатое, местами дискретное строение вплоть до срыва чешуй, будинажа и разлинзования. Вследствие этого известные ранее (Макарова и др., 1971) и выявленные после (Иващенко и др., 1998) мелкие проявления рудной минерализации в пределах отдельных массивов не отражают фактический металлогенетический потенциал родоначальных пластовых интрузий. Так как при формировании будинаж-структур, чешуй и линз наиболее предпочтительными плоскостями для разрыва сплошности интрузий являлись поверхности разграничения контрастных по физическим свойствам пород, т. е. как разных дифференциатов, так и в различной степени оруденелых их разновидностей. Последние наименее устойчивы к выветриванию и редко встречаются в естественных обнажениях. В совокупности это свидетельствует о возможности нахождения линз и чешуй ультрамафитов, сложенных только рудными дифференциатами и не выходящих на земную поверхность.

### 2.1.3.2. Благороднометалльные проявления Кааламского комплекса

*Рудопоявление Араминлампи* находится в пределах одноименного массива, расположенного в подвернутом западном крыле субмеридиональной антиформы между метаморфизованными толщами сортавальской и ладожской серий и в их переходной зоне. Он конформен с вмещающими породами и имеет дифференцированное строение от пироксенитов с участками перидотитов (до 5 м мощностью), оливиновых пироксенитов в лежачем боку через ступенчатые переходы к габбропироксенитам, меланократовым габбро, габбро и габбродиоритам. Все дифференциаты

Сателлиты Кааламского массива локализованы также преимущественно в контактовой зоне между отложениями сортавальской и ладожской серий. Большинство из них имеют на современном эрозионном срезе овальную или линзовидную форму, достигая в длину 1,5–2 км и в ширину 1 км (Макарова и др., 1971; Богачев и др., 1976; Иващенко и др., 1998). В их строении участвуют однотипные в минералого-петрогеохимическом аспекте породы (пироксениты, габбро, габбродиориты и др.), отличающиеся иногда только степенью метаморфо-метасоматических преобразований. В зависимости от размеров массивов в той или иной мере проявляется их отчетливая дифференцированность от перидотитов, известных только в Араминламбинском массиве, и оливиновых пироксенитов к габбродиоритам (диоритам).

Ряд тел, в особенности маломощных, характеризуются однородным строением. Еще более мелкие тела, число которых составляет около сотни, имеют протяженность в несколько сотен метров при мощности до 20–50 м. На хорошо обнаженных участках четко устанавлива-

сильно амфиболизированы. Характерно формирование крупно- и гигантозернистых порфиробластических горнблендитов. Средняя мощность метапироксенитов составляет около 200 м. В зоне восточного эндоконтакта Араминлампинского массива встречаются ксенолиты сульфидсодержащих амфибол-биотитовых сланцев питкьярантской свиты размером до 7 м. Массив рассекается маломощными (до 1,5 м) жилами пегматитов северо-западного и северо-восточного простирания. Медно-никелевая минерализация локализована в зоне контакта амфиболизированных пироксенитов с оливиновыми пироксенитами и представляет собой неравномерно распределенную сингенетическую вкрапленность пирротина и халькопирита. Отмечаются также зоны с богатым эпигенетическим оруденением, содержание пирротина в которых варьирует от 10 до 50%, а содержания халькопирита достигают 1%. Мощность отдельных рудных зонков изменяется от 10–20 см до 2–3 м при суммарной мощности всей оруденелой зоны 11 м. Оруденение гнездово-вкрапленное, местами прожилковое, представлено преимущественно пирротинном, халькопиритом, пентландитом и ильменитом. В незначительных количествах содержатся валлериит, молибденит, сфалерит. Редкие выделения пирротина в сростании с халькопиритом наблюдаются и в амфиболизированных габбро. Средние содержания меди в эпигенетических рудах составляют 0,1–0,22%, никеля – 0,03–0,08%, кобальта 0,01–0,03% (Макарова и др., 1971). По единичным анализам повышенные содержания МПГ и золота ( $\Sigma \sim 0,5$  г/т) отмечаются в пироксенитах, содержащих убогую (<1%) сульфидную (халькопирит, пирротин) вкрапленность.

*Рудопоявление Сури-суо* локализовано в одноименном массиве, расположенном в 1,5 км северо-западнее Кааламской интрузии. Однотипная в минералогическом аспекте благороднометаллическая минерализация отмечается как в слабоизмененных порфиroidных плагиопироксенитах, так и в оливинсодержащих метапироксенитах, подвергшихся в различной степени рассланцеванию, амфиболизации и биотитизации ( $\pm$ хлорит, карбонат, кварц). Метапироксениты имеют повышенные содержания меди (0,2–0,5%), никеля (0,01–0,1%), кобальта (до 0,05%) и МПГ (до 0,5 г/т). В них в ассоциации с халькопиритом и пентландитом отмечаются минералы платины и палладия (сперрилит, котульскит, соболевскит, мейченерит, меренскит, фрудит, мончеит, самородная платина) (рис. 24, табл. 13). Кроме этого, диагностированы фазы состава  $Pd_3(Fe, Bi)_4$ ,  $Pd_2(Bi, Au)$ . Золото присутствует также в соболевските (Au до 6%). Перечисленные благороднометаллические минералы встречаются в виде одиночных микровключений (размером до 30–40 мкм) в халькопирите и алюмосиликатах. Мощность минерализованной рудной зоны в метапироксенитах достигает 2–3 м.

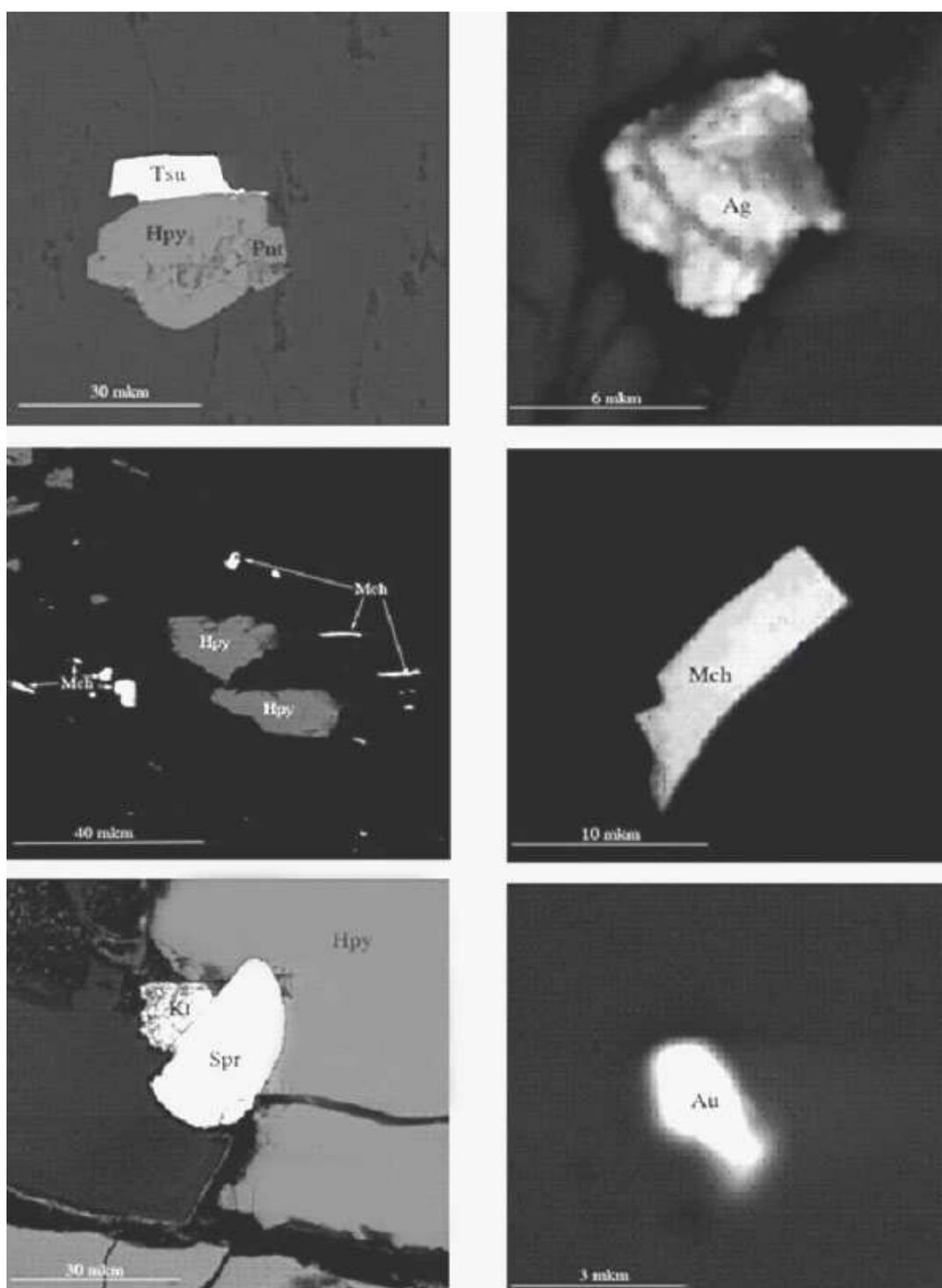
Аналогичная, но менее значительная по масштабам рудная минерализация характерна и для проявления Южное Кааламское, локализованного в юго-западном эндоконтакте массива Кааламо (Иващенко, Голубев, 2008).

## 2.2. СУЛЬФИДНАЯ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Оруденение сульфидной платиноидно-медно-никелевой рудной формации установлено в Карельском регионе в связи с ультрамафическими вулканоплутоническими ассоциациями в верхнеархейских (лопийских) зеленокаменных поясах (ЗП) – Ведлозерско-Сегозерском, Костомукшском, Южно-Выгозерском и Сумозерско-Кенозерском. Последний, по сравнению с другими зеленокаменными поясами, характеризуется наилучшей металлогенетической изученностью (Cu-Ni) и наиболее масштабным развитием пород коматиитовой серии. В Каменноозерской структуре данного пояса в течение 30 лет велись интенсивные геолого-съёмочные, геофизические и разведочные работы на никель. Работами КГЭ было выявлено значительное число рудопоявлений в связи с коматиитовой серией (коматиитовый и интрузивный типы), из которых четыре изучены до стадии предварительной разведки (Тытык и др., 1997), а позднее прошли геолого-экономическую оценку совместными работами КГЭ и ОАО «Кивиярви».

### 2.2.1. Интрузивный тип

Проявления интрузивного типа сульфидной платиноидно-медно-никелевой рудной формации известны в Каменноозерской и Рыбозерской структурах в связи со слабо дифференцированными гипербазитовыми и базит-гипербазитовыми интрузиями.



**Рис. 24.** Электронные микрофотографии висмутотеллуридной и благороднометалльной минерализации в метапироксенитах Кааламского массива и его спутников («Tescan» VEGA, оператор А.Н. Сафронов) (по: Иващенко и др., 2008а):

Tsu – цумоит, Hpy – халькопирит, Pnt – пентландит, Ag – самородное серебро, Mch – майченерит, Spr – сперрилит, Kt – котульскит, Au – самородное золото

**Fig. 24.** Electron microphotographs of bismuthotelluride and noble-metal mineralization in metapyroxenites from the Kaalamo massif and its satellites («Tescan» VEGA, operator A.N. Safonov) (after Ivashchenko et al., 2008a):

Tsu – tsumoite, Hpy – chalcopyrite, Pnt – pentlandite, Ag – native silver, Mch – michenerite, Spr – sperrylite, Kt – kotulskite, Au – native gold

Таблица 13. Химический состав минералов ЭПГ и золота массива Сури-суо

Table 13. Chemical composition of PGE and gold minerals from the Suuri-suo Massif

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Pd		53,51	50,95	46,61	42,40	34,61	28,17	26,30	23,90	23,79	21,70	21,47	19,59	17,71	16,67	5,43	12,90			77,19
Pt	57,81															14,36				
Au														5,47	4,67			74,35	72,74	22,81
Ag																		26,55	27,26	
Te		19,65	20,28	53,39	22,59	28,18	70,43	70,7	28,35	31,26		1,76			1,82	56,81	71,20			
Bi		26,84	28,77		35,02	37,20	1,40		47,75	44,95	78,30	76,77	80,41	76,82	76,84					
As	42,18															14,94				
Pb																		2,70		
Ni																8,45	13,20			

*Примечание.* 1 – сперриллит; 2, 3 – Bi-теллуropалладинит; 4, 5 – котульскит; 7, 8 – меренскиит; 9, 10 – майченерит; 11–15 – фрудит; 16 – холлингвортит; 17 – недиагностированная фаза; 18, 19 – электрум; 20 – Au-Pd амальгама. Оруденение представлено также самородными золотом (980%) и серебром. благороднометалльная минерализация ассоциирует с цумоитом, пильзенитом, Se-пильзенитом, хедлейитом, раклиджитом, лайтакаритом, Ag-Hg амальгамой, шеелитом, баритом, никелином, торитом, Ag-ковеллином, Pd-ковеллином, сфалеритом, халькопиритом, галенитом.

*Note.* 1 – sperrylite; 2, 3 – Bi-telluropalladinite; 4, 5 – cotulskite; 7, 8 – merenskyite; 9, 10 – michenerite; 11–15 – froodite; 16 – hollingworthite; 17 – undiagnosed phase; 18, 19 – electrum; 20 – Au-Pd amalgam. Mineralization is also represented by native gold (980%) and silver. Noble-metal mineralization is associated with tsumoite, pilsenite, Se-pilsenite, hedleyite, rucklidgeite, laitakarite, Ag-Hg amalgam, scheelite, barite, nickeline, thorite, Ag-covellite, Pd-covellite, sphalerite, chalcopyrite and galena.

Каменноозерская структура расположена в северо-западной части Сумозерско-Кенозерского ЗП (рис. 25). В ее строении участвуют три толщи: нижняя – осадочно-вулканогенная; средняя – эффузивная и верхняя – вулканогенно-осадочная, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев (Земная кора..., 1983). Интрузивный магматизм, преимущественно лопийского возраста, представлен дунит-гарцбургитовой, габбровой и верлит-пироксенит-габбровой формациями. В восточном борту Каменноозерской структуры широко развиты дайки кислого состава, рассекающие мафические и ультрамафические интрузии. Наиболее крупный дифференцированный ультраосновной массив первоначально назывался Каменноозерским, позднее Вожминским, а впоследствии подразделен на два – Вожминский и Кумбуксинский (рис. 26). Никеленосными являются Вожминский, Кумбуксинский и Западно-Светлозерский интрузивы.

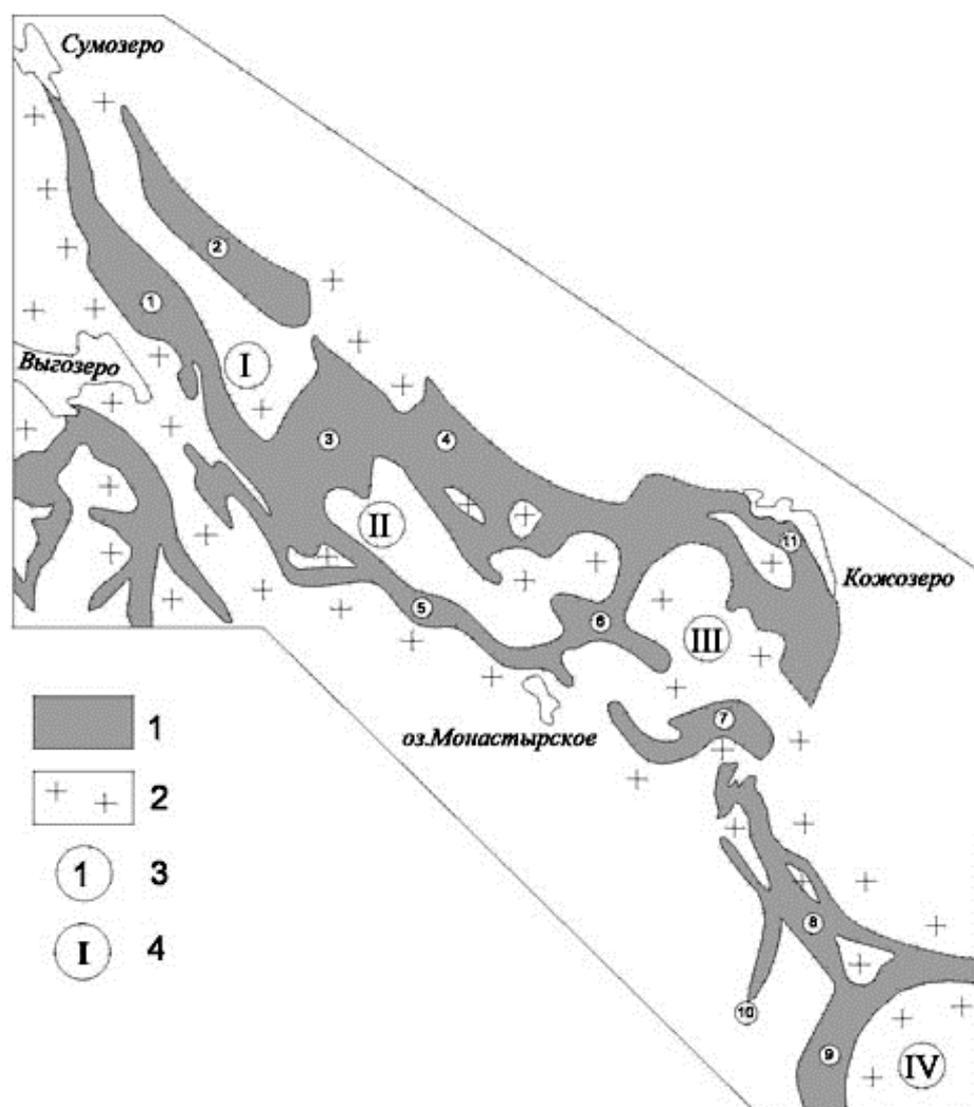
Вожминский и Кумбуксинский массивы приурочены к разлому северо-восточного простирания, оперяющие тектонические нарушения которого разбивают их на блоки, контролируя внедрение серии крупных дифференцированных даек габбро-пироксенит-верлитового состава с вкрапленным и жильным Cu-Ni оруденением (Земная кора..., 1983). Протяженность интрузивов – 3 и 7 км, видимая мощность – 0,3–1,2 км, падение крутое (70–80°) на северо-запад. Массивы дифференцированы от оливинитов до верлитов и относятся к дунитам гарцбургитовой формации. Восточный контакт Вожминского массива пересекает дифференцированная дайка мощностью до 50 м и протяженностью 450 м, несущая богатое вкрапленное и жильное медно-никелевое оруденение. Распределение дифференциатов в дайке симметричное относительно ее контактов – оливинсодержащие разности выполняют ее центральные части, безоливиновые – краевые (рис. 27). Контакты дайки с вмещающими породами резкие, местами с зонами закалки. В ее контактах с породами Вожминского интрузива закалочные фации отсутствуют, и границы дайки устанавливаются лишь по зонам тремолитизации. Это обусловлено, вероятно, тем, что внедрение остаточных расплавов, обогащенных сульфидами, происходило в еще не остывший массив, и рассматриваемая дайка является синплутонической.

Ультраосновные породы Вожминского и Кумбуксинского массивов подверглись метаморфотметасоматическим преобразованиям с участием флюидов различного состава и генезиса (Земная кора..., 1983).

1. Автосерпентинизация под воздействием существенно водных растворов с образованием хлорит-лизардитовых серпентинитов и зон хризотил-асбестовой минерализации, сопровождающихся выделением магнетита с замещением им сульфидов.
2. Аллометаморфическая антигоритовая серпентинизация с образованием зон антигорит-асбестовой минерализации и переотложением сульфидов, псевдоморфно замещающих оливин и пироксен.

3. Аллометаморфическая хлорит-амфиболовая стадия, сменяющая антигоритизацию, характеризует восстановительные условия преобразований, приводящие к тотальному растворению магнетита, переотложению и концентрации сульфидов с образованием богатых гнездовых, гнездово-прожилковых и жильных медно-никелевых руд.
4. Тальк-карбонатная стадия проявлена локально в узких протяженных зонах густой микротрещиноватости. Обычно сопровождается образованием пирита.

**Восточно-Вожминское месторождение Cu-Ni руд** связано с Вожминским массивом ультрабазитов и секущей его дифференцированной дайкой верлит-пироксенит-габбровой формации, приуроченной к тектоническому нарушению северо-восточного простирания. Месторождение разведано до кат. С1+С2, запасы руды составляют 1,94 млн т при среднем содержании Ni – 0,94%, Cu – 0,75% (табл. 14). В рудах также постоянно присутствует кобальт – 0,02–0,17% (ср. 0,04%).

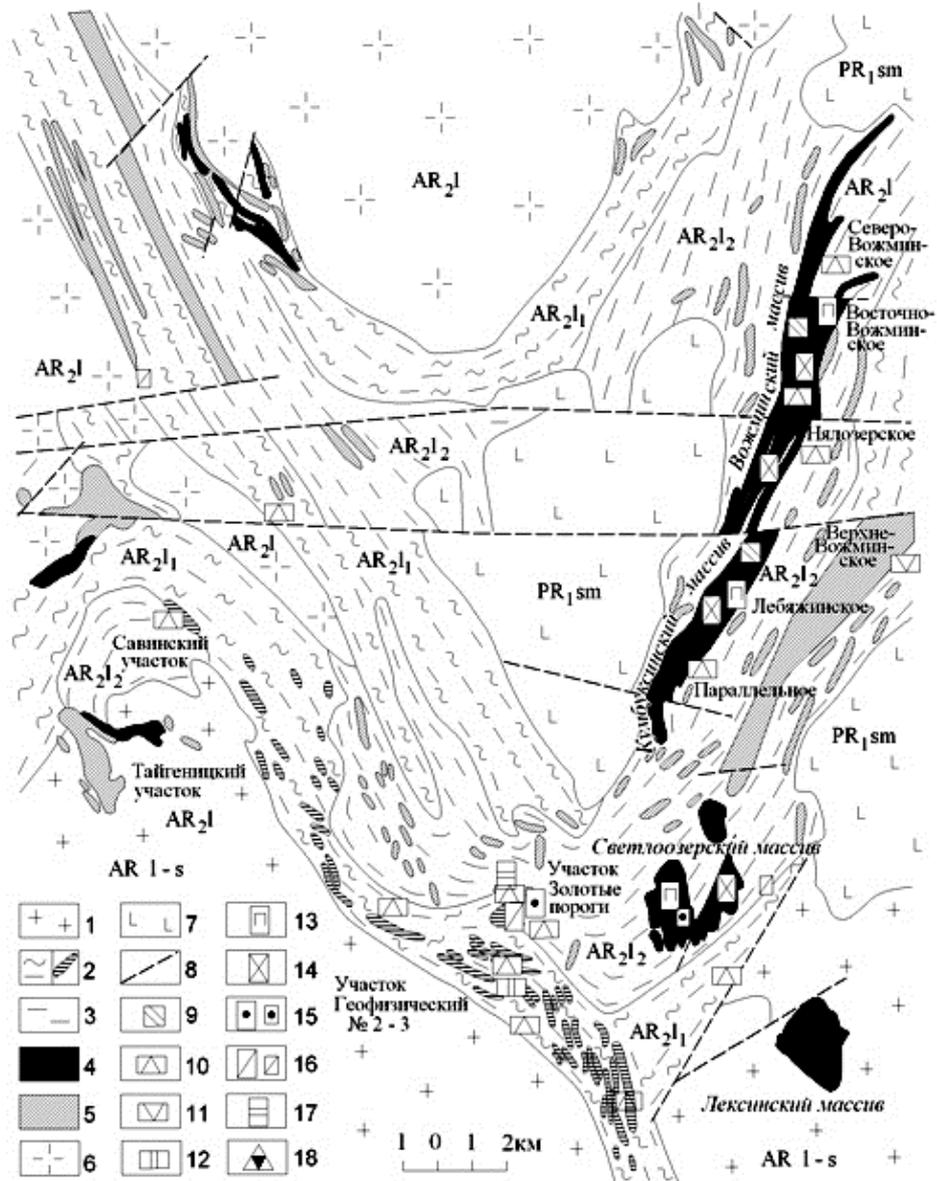


**Рис. 25.** Схема развития лопийских образований в синклинойной зоне Ветреный Пояс (Медно-никелевые..., 1985):

1 – вулканогенно-осадочные породы лопия; 2 – гранитоиды нерасчлененные, частью интенсивно гранитизированные и мигматизированные осадки и вулканиды; 3 – структуры синклинального типа и их номера в тексте; 4 – структуры антиклинального типа и их номера в тексте

**Fig. 25.** Scheme showing the evolution of Lopian rocks in the Vetreny Poyas synclinorium zone (Copper-nickel..., 1985):

1 – Lopian volcanic-sedimentary rocks; 2 – undivided granitoids, partly granitized and migmatized sediments and volcanics; 3, 4 – structures and their numbers in the text: 3 – synclinal, 4 – anticlinal

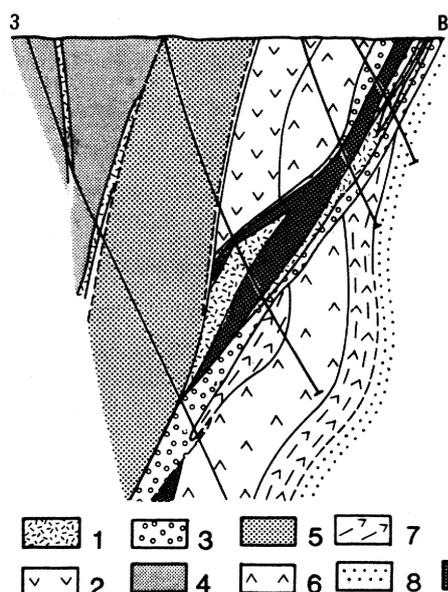


**Рис. 26.** Схема геологического строения Каменноозерской структуры (Медно-никелевые..., 1985):

1 – нерасчлененные терригенно-вулканогенные образования саамско-лопийского структурного этажа; 2 – существенно вулканогенная толща (а – толеитовые базальты, б – коматииты и сланцы по ним с подчиненным развитием туфогенно-осадочных пород); 3 – осадочно-вулканогенная толща (дацит-липариты, андезиты, андезибазальты, туфопесчаники, сланцы по ним, черные сланцы); 4 – оливиниты, гарцбургиты, верлиты, пироксениты; 5 – габбро, габбродиабазы; 6 – плагиограниты; 7 – вулканогенная толща (базальты с горизонтами туфов); 8 – тектонические нарушения; 9 – магматические сульфидные медно-никелевые рудопроявления; 10 – колчеданное оруденение; 11 – колчеданно-полиметаллические; минерализация; 12 – магнетитовая в кварцитах. Метаморфогенно-метасоматические рудопроявления и минерализация; 13 – халькопирит-пентландит-пирротитовые; 14 – хизлеудитовые; 15 – миллерит-пиритовые; 16 – сульфидные в лиственитах-березитах; 17 – сульфидно-сурьмяно-мышьяковые; 18 – вулканогенно-гидротермальные колчеданно-полиметаллические

**Fig. 26.** Scheme showing the geological structure of the Kamennozerskaya structure (Copper-nickel..., 1985):

1 – undivided terrigenous-volcanogenic rocks of the Saamian-Lopian structural storey; 2 – largely volcanogenic unit (a – tholeiitic basalt, b – komatiites and schists after them with minor tuffaceous-sedimentary rocks); 3 – sedimentary-volcanic unit (dacite-liparites, andesites, andesite-basalt, tuffaceous sandstones, schists after them, black shales); 4 – olivinites, harzburgites, wehrlites, pyroxenites; 5 – gabbro, gabbro diabase; 6 – plagiogranites; 7 – volcanogenic unit (basalts with tuff horizons); 8 – tectonic dislocations; 9 – magmatic sulphide copper-nickel ore occurrences; 10 – pyrites; 11 – pyrite-base metal mineralization; 12 – magnetite mineralization in quartzites. Metamorphogenetic-metasomatic ore occurrences and mineralization; 13 – chalcopyrite-pentlandite-pyrrhotite occurrences; 14 – heazlewoodite occurrences; 15 – millerite-pyrite occurrences; 16 – sulphide occurrences in listwanite-beresite; 17 – sulphide-antimony-arsenic occurrences; 18 – volcanic-hydrothermal pyrite-base metal occurrences



**Рис. 27.** Геологический разрез Восточно-Вожминского рудопоявления (Медно-никелевые..., 1985):

1 – андезибазальтовые порфириты; 2 – метагаббродиабазы; 3 – габброамфиболиты и апопироксеновые амфиболиты; 4 – апоперидотитовые серпентиниты; 5 – апооливинитовые серпентиниты; 6 – метаандезибазальты; 7 – туфы и туфосланцы андезибазальтового состава; 8 – кварциты; 9 – медно-никелевые руды

**Fig. 27.** Geological cross-section through the East Vozhma ore occurrence (Copper-nickel..., 1985):

1 – andesite-diabase porphyrites; 2 – metagabbrodiabase; 3 – gabbro amphibolites and apopyroxenitic amphibolites; 4 – apoperidotitic serpentinites; 5 – apoolivinitic serpentinites; 6 – metaandesite diabase; 7 – tuffs and tuffaceous schist of andesite-basalt composition; 8 – quartzites; 9 – copper-nickel ore

Таблица 14. Прогнозные ресурсы сопутствующих ЭПГ в объектах сульфидно-платиноидно-медно-никелевой формации (Трофимов и др., 2002)

Table 14. Predicted associated PGE resources in localities of sulphide-platinoid-copper-nickel formation (Trofimov et al., 2002)

Месторождение, рудопоявление	Минеральный тип руд	Категория запасов и ресурсов	Cu-Ni руды			Содержание БЭ в руде, г/т			Прогнозные ресурсы ЭПГ, т
			Содержание, %		Запасы руды, млн т	ΣЭПГ	Pd	Au	
			Ni	Cu					
А. Интрузивный тип (плутоническая фация). Дифференцированные гипербазитовые и базит-гипербазитовые интрузии									
М. Восточно-Вожминское	сру-рп-ро	C1+C2	0,94	0,25	1,94	0,37	0,22	0,05	P1 – 0,7
Р.п. Западно-Вожминское (№ 2)	срт-рп-ро	P2	0,33	0,4	1,0	нет сведений и аналогов, условно Хаутаваарское РП			P3 – 2,0
М. Северо-Вожминское	сру-сфл	C1+C2+P1+P2	Zn – 3,71	0,51	3,7	1 – по аналогам		Au – 0,5 Ag – 25	P2 – 2,0
М. Лебяжинское: основная залежь	сру-рп-ру-ро mil-mt	C1+C2+P1 P1+P2	1,0	0,44	5,4	1,618	0,96	0,076	P1 – 0,85
верхняя залежь			0,54	0,06	8,3	Сульф. 0,5	Конц. условно	вых. 14,7% условно	P2 – 0,6 P2 – 4,0
М. Светлозерское	mil-сру	C1+C2+P1	0,79	0,11	6,3	0,5	условно	условно	P2 – 3,0
Р.п. Рыбозерское, скв. 7	сру-рп-ро-mt	–	0,1	≤0,5	–	1,2	0,9–1,0	0,47–0,56	P3 – 1,0
А. Итого – прогнозные ресурсы ЭПГ: P1 – 1,55; P2 – 9,6; P3 – 3,0									
Б. Коматиитовый тип (эффузивная и субвулканическая фации)									
Р.п. Золотопорожское: А – коматииты; Б – силлы	mil-ру mil	C2+P1+P2	0,68	0,03	1,71	0,15	0,1	1,1	P2 – 0,25
Р.п. Лещевское	сру-рп-ро	P2	0,55	0,12	1,0	0,15	по аналогии		P2 – 0,15
Р.п. Западно-Рыбозерское	рп-ру-ро		0,34	0,04	–	0,2–1,3	0,2–1,0	0,1	–
Р.п. Хаутаваарское (с-51, 53, 115)	сру-рп-ро сру сру-сфл-ро	P1	0,49	0,59	0,6	1–3	до 4,9	0,07 до 2,45	P2 – 1
Б. Итого – перспективы ЭПГ не ясны									
Всего ЭПГ по рудной формации: P1+P2 – 12,5 т; P3 – 3,0 т									

Примечание. Сру – халькопирит, ру – пирит, рп – пентландит, ро – пирротин, срт – хромит, сфл – сфалерит, мил – миллерит, mt – магнетит; М. – месторождение, Р.п. – рудопоявление.

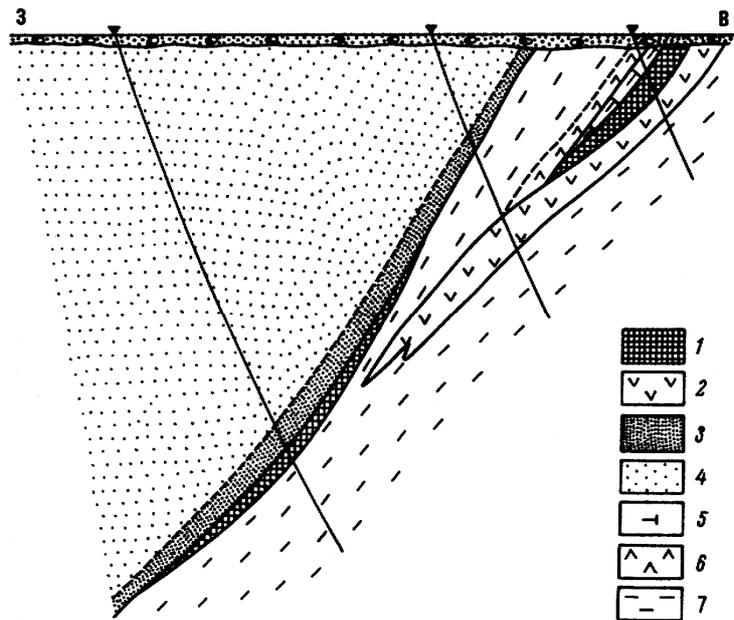
Note. Сру – chalcopyrite, ру – pyrite, рп – pentlandite, ро – pyrrhotite, срт – chromite, сфл – sphalerite, мил – millerite, mt – magnetite.

Медно-никелевое оруденение локализуется исключительно среди ультрамафитов, слагающих дайку, и прослежено по падению до глубины 300 м без признаков выклинивания. Дайка не является рудной на всем протяжении. Cu-Ni оруденение приурочено только к ее краевой части и экзоконтакту в пределах Вожминского массива (Тытык и др., 1997), слагая две пластообразные залежи (верхнюю и нижнюю) общей протяженностью 380 м, падающих на северо-запад под углом 60–70° и разделенных пострудной дайкой долеритов. Их средние мощности составляют: верхней – 4,39 м, нижней – 4,35. Оруденение представлено син- и эпигенетичной сульфидной минерализацией. Сингенетичное оруденение (пирит-пирротин, реже халькопирит-пентландит-пирротин) убогое, как самостоятельное промышленной ценности не представляет. Эпигенетическое оруденение является основным типом, с которым могут быть связаны промышленные перспективы, приурочено к зонам наиболее измененных пород с интенсивно проявленными тремолитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией и оталькованием (Тытык и др., 1997). Минеральный состав руды: пирротин – 20–80%, пентландит – до 40%, халькопирит – до 25%, виоларит – до 5%, саффлорит – до 2%. В зоне гипергенеза халькопирит-пирит-пирротиновая ассоциация сменяется виоларит-пиритовой или пирит-виоларит-халькопиритовой. Содержание платиноидов в сульфидных Cu-Ni рудах определено в двух пересечениях (скв. 2, 3) и составляет в среднем, г/т: Pt – 0,15, Pd – 0,22 (табл. 14), при максимальных – Pt – 1,07, Pd – 3,5.

**Лебяжинское месторождение** связано с Кумбуксинским ультрамафитовым массивом. Представлено двумя залежами Cu-Ni руд – основной, расположенной в его приподошвенной части, и висячей – в его верхних горизонтах. Разведочные работы были проведены только по основной залежи, запасы руды в которой по кат. C1+C2+P1 составляют 5,4 млн т (содержание Ni – 1%, Cu – 0,44%), а прогнозные ресурсы – 8,3 млн т (табл. 14).

Основное рудное тело имеет лентообразную морфологию, протяженность – 1700 м по простиранию и 350–400 м по падению (рис. 28). Истинная мощность сильно варьирует (0,2–25,5 м), составляя в среднем 4,6 м. Оруденение представлено сингенетичными бедными вкрапленными рудами в верхней части залежи и богатыми эпигенетичными (брекчиевыми, прожилково- и гнездово-вкрапленными, массивными) – в нижней. Содержание сульфидов – 3–30%. Эпигенетические изменения в видовом минеральном составе первичных интерстициальных сульфидов выразились в замещении пирротина пиритом и магнетитом, пентландита – виоларитом, реже миллеритом. Среднее содержание сульфидов в брекчиевых рудах, сложенных преимущественно пиритом, пентландитом, марказитом и виоларитом, составляет ~60%. В массивных разностях руд преобладают пентландит (10–15%) и пирит (Тытык и др., 1997).

Медно-никелевые руды Основной залежи содержат незначительно повышенные концентрации Pt и Pd – в среднем ~0,5 г/т. При обогащении руд платиноиды поступают в сульфидный концентрат, суммарное содержание ЭПГ



**Рис. 28.** Геологический разрез центральной части Основной рудной залежи Лебяжинского рудопроявления (Медно-никелевые..., 1985):

1 – медно-никелевые руды; 2 – габбродиабазы; 3 – апоперидотитовые серпентиниты; 4 – апооливинитовые серпентиниты; 5 – тальк-карбонатные породы; 6 – метаандезиты; 7 – туффиты (сланцы) серицит-кварцевые, альбит-кварц-серицитовые

**Fig. 28.** Geological cross-section through the central Main orebody of the Lebyazhinskoye ore occurrence (Copper-nickel..., 1985):

1 – copper-nickel ore; 2 – gabbro diabase; 3 – apoperidotitic serpentinites; 4 – apoolivinitic serpentinites; 5 – talc-carbonate rocks; 6 – metaandesites; 7 – sericite-quartz and albite-quartz-sericite tuffites (schists)

в котором составляет в среднем по двум лабораторным технологическим пробам – 1,618 г/т с преобладанием палладия (табл. 15). Повышенные содержания золота по скв. 123 являются исключением и, видимо, связаны с наиболее поздней стадией гидротермально-метасоматических преобразований – тальк-карбонатной (табл. 16).

Таблица 15. Результаты анализа на ЭПГ сульфидного концентрата из руд Лебяжинского месторождения (Федюк и др., 1981)

Table 15. Results of PGE analysis of sulphide concentrate from Lebyazhinskoye ore (Fedyuk et al., 1981)

№ лаборат.-технолог. пробы	Содержание БЭ, г/т							
	Pt	Pd	Rh	Ru	Jr	ΣЭПГ	Au	Ag
К-10	0,38	1,04	0,098	0,14	0,073	1,731	0,075	2,03
Л-11	0,28	0,88	0,090	0,20	0,054	1,504	0,078	1,44
Среднее по 2 пробам	0,33	0,96	0,094	0,17	0,064	1,618	0,076	1,73

Таблица 16. Результаты опробования на ЭПГ Основной залежи Cu-Ni руд Лебяжинского месторождения (Федюк и др., 1981)

Table 16. Results of the PGE sampling of the Main Cu-Ni orebody of the Lebyazhinskoye deposit (Fedyuk et al., 1981)

№ скв.	Интервал опробования	Содержание БЭ, г/т			
		Pt	Pd	Rh	Au
122	248,6–257,2	0,05–0,1	0,05–0,4	0,003–0,012	0,01–0,03
	256,4–259	0,086–0,12	0,092–0,1	0,017–0,067	0,04–0,026
123	31,7–41,9	0,03–0,1	0,08–0,14	–	до 0,09
	35,9–36,9	0,041	0,125	–	0,02
	38,9–39,9	0,048	0,145	–	–
	33,7–34,7	не определялась	не определялась	4 навески	0,7
	37,9–38,9	не определялась	не определялась	4 навески	0,95
	34,7–38,9	0,052	0,19	–	3,9
460	48,3–55,3	до 0,91	до 0,27	–	до 0,24
468	379,6–380,5	0,045	0,17	0,015	0,056
478	72–73	0,20	0,32	4 навески	0,59

Верхняя залежь Лебяжинского месторождения изучена недостаточно. Она сложена бедными (3–5%) вкрапленными рудами (миллерит-магнетит) в апооливинитовых серпентинитах хризотил-ликардитового состава. Структура руд сидеронитовая. Миллерит-магнетитовый парагенезис – эпигенетический, сформировался в результате замещения пентландита миллеритом, а пирротина – магнетитом. Имеются также второстепенные эпигенетические никелевые минералы – хизлевудит, годлевскит, полидимит. Аналитических данных о содержании ЭПГ в миллерит-магнетитовых рудах не имеется, вследствие этого для их прогнозной оценки принято условное содержание – 0,5 г/т (табл. 14).

**Светлозерское месторождение Cu-Ni руд** приурочено к восточному борту Западно-Светлозерского дунит-гарцбургитового интрузива (площадь 3 км<sup>2</sup>), являющегося, видимо, фрагментом Светлозерского массива, с общей площадью 13 км<sup>2</sup>. Вторая интрузивная фаза, как и в Вожминско-Кумбуксинском массиве, представлена крупными дифференцированными дайками верлит-пироксенит-габбровой формации. Кроме того, здесь часто встречаются дайки субщелочных диоритов и жилы родингитов. Дифференциация пород первой интрузивной фазы более слабая по сравнению с Кумбуксинским массивом. В строении Западно-Светлозерского массива доминируют антигоритовые серпентиниты, развитые по перидотитам и дунитам. Рудная залежь прослеживается по простиранию на 1,2 км, тяготеет к контакту массива, отделяясь от него 20-метровой зоной тальк-карбонатных пород, и постепенно смещается к его центру. Форма залежи линзовидная, чечевицеобразная, средняя мощность – 7,8 м при вариациях от долей до 30 м и более (Тытык и др., 1997). Месторождение разведано до промышленных категорий – 4,41 млн т руды. Прогнозные ресурсы кат. Р1 составляют 1,88 млн т (табл. 14). Рудная залежь сложена вкрапленными, густовкрапленными, просечно-вкрапленными и сплошными массивными рудами. Рудные минеральные ассоциации зависят от состава вмещающих пород. В антигоритовых серпентинитах сплошные руды имеют преимущественно халькопирит-пентландит (виоларит)пирротиновый состав с подчиненным количеством пирита, магнетита, виоларита и миллерита. Пирротин по краям зерен замещается пиритом (марказит-

том)±магнетитом; пентландит-виоларитом±магнетитом. Вкрапленные руды в серпентинитах представлены преимущественно хромит-магнетит-сульфидной ассоциацией. Магнетит слагает вторичные каймы вокруг зерен хромита и срастания с сульфидами в интерстициях. Первичный парагенезис пирротин-пентландит-халькопирит частично замещен ассоциацией виоларит-пирит(марказит). В тальк-карбонатных породах первичный сульфидный парагенезис тот же, но замещен незначительно – в среднем менее 5% (Тытык и др., 1997).

Определение ЭПГ в рудах Светлозерского месторождения не проводилось. Прогнозные ресурсы платиноидов оценены по аналогии с Лебяжинским и Восточно-Вожминским месторождениями в количестве 3,0 т при принятом условно содержании ЭПГ – 0,5 г/т (табл. 14).

В Вожминской группе ультрамафитовых интрузий отмечаются висячие горизонты бедных вкрапленных руд хромит-пентландит-пирротинового состава (рудопроявление Западно-Вожминское № 2, верхняя часть залежи Cu-Ni руд Светлозерского месторождения). Содержание хромита в них не превышает 3%, структура интерстиционная идиоморфнозернистая, что в какой-то степени сближает их с хромитсодержащим перидотитовым горизонтом расслоенной габброноритовой серии Бураковского массива и, соответственно, предопределяет их возможную платиноносность.

**Рыбозерское рудопроявление** (скв. 7) расположено в западной ветви Рыбозерской структуры. Связано с субогласными телами амфиболитов и серпентинитов. Минеральный тип руд – пентландит-халькопирит-пирит-пирротинный с магнетитом (10%). Магматическая формация и фациальный тип неясен. В рудах установлены повышенные концентрации ЭПГ: Pt – до 0,3, Pd – до 1 г/т.

### 2.2.2. Вулканический (коматиитовый) тип

Коматиитовый тип сульфидно-платиноидно-медно-никелевой формации связан с лопийскими коматиит-базальтами, установленными в Ведлозерско-Сегозерском, Костомукшском, Южно-Выгозерском и Сумозерско-Кенозерском зеленокаменных поясах. В последнем они наиболее изучены в связи с проведением в Кумбуксинской структуре (рис. 26) геолого-разведочных работ на никель. Сводный разрез Кумбуксинской толщи на участке Золотые пороги представлен (снизу вверх) следующими породами (Коматииты..., 1988).

1. Базальты с подушечными текстурами, рассланцованные – 70 м.
2. Туфогенно-осадочные породы с примазками углеродистого вещества, рассланцованные, участками лиственилизированные – 40 м.
3. Потоки ультрамафитов с реликтами спинифекс-структур – 100 м.
4. Ультрамафиты с подушечными текстурами – 20 м.
5. Подушечные низкомагнезиальные коматиитовые базальты – 90 м.
6. Карбонат-хлорит-кварцевые сланцы с маломощными прослоями углеродсодержащих сланцев – 50 м.
7. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур – 15 м.
8. Хлорит-карбонатные сланцы с колчеданными рудами – 5 м.
9. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур – 20 м.
10. Хлоритовые сланцы по туфогенно-осадочным породам – 5 м.
11. Углеродсодержащие сланцы – 3 м.
12. Хлоритовые сланцы по туфогенно-осадочным породам – 1 м.
13. Углеродсодержащие сланцы с колчеданами – 1 м.
14. Хлоритовые сланцы по туфогенно-осадочным породам – 5 м.
15. Углеродсодержащие сланцы – 7 м.
16. Хлоритовые сланцы – 5 м.
17. Углеродсодержащие сланцы с колчеданами – 3 м.
18. Хлоритовые сланцы – 1 м.
19. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур – 50 м.
20. Хлоритовые сланцы по базальтам – 60 м.
21. Коматииты со спинифекс-структурой – 20 м.
22. Массивные базальты – 50 м.

23. Ультрамафиты с реликтами спинифекс-структур – 90 м.

24. Туфогенно-осадочные породы, окварцованные, карбонатизированные, с небольшими пропластками колчеданных руд – 20 м.

25. Магнетитовые кварциты с маломощными прослойками углеродсодержащих сланцев и колчеданов – 25 м.

На Лещевском участке, являющемся продолжением Золотых порогов, разрез остается идентичным. В Кумбуксинской толще в основании разреза коматиитовые потоки редки, в верхах их доля резко возрастает, местами до 50% объема, с учетом низкомагнезиальных коматиитовых базальтов (до 15 потоков). Средняя мощность коматиитовых потоков составляет 10–20 м, максимальная – не превышает 50 м. В строении потоков выделяются три зоны – автобрекчиевая, спинифекс и кумулятивная (рис. 29).

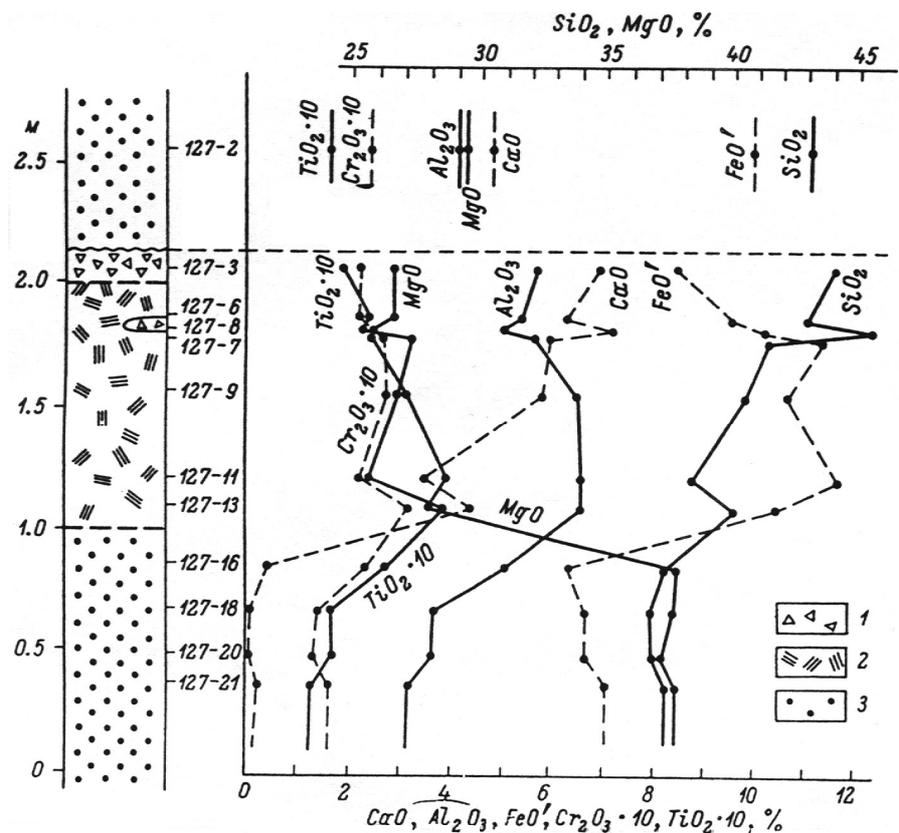


Рис. 29. Строение коматиитового потока (Коматииты..., 1988):

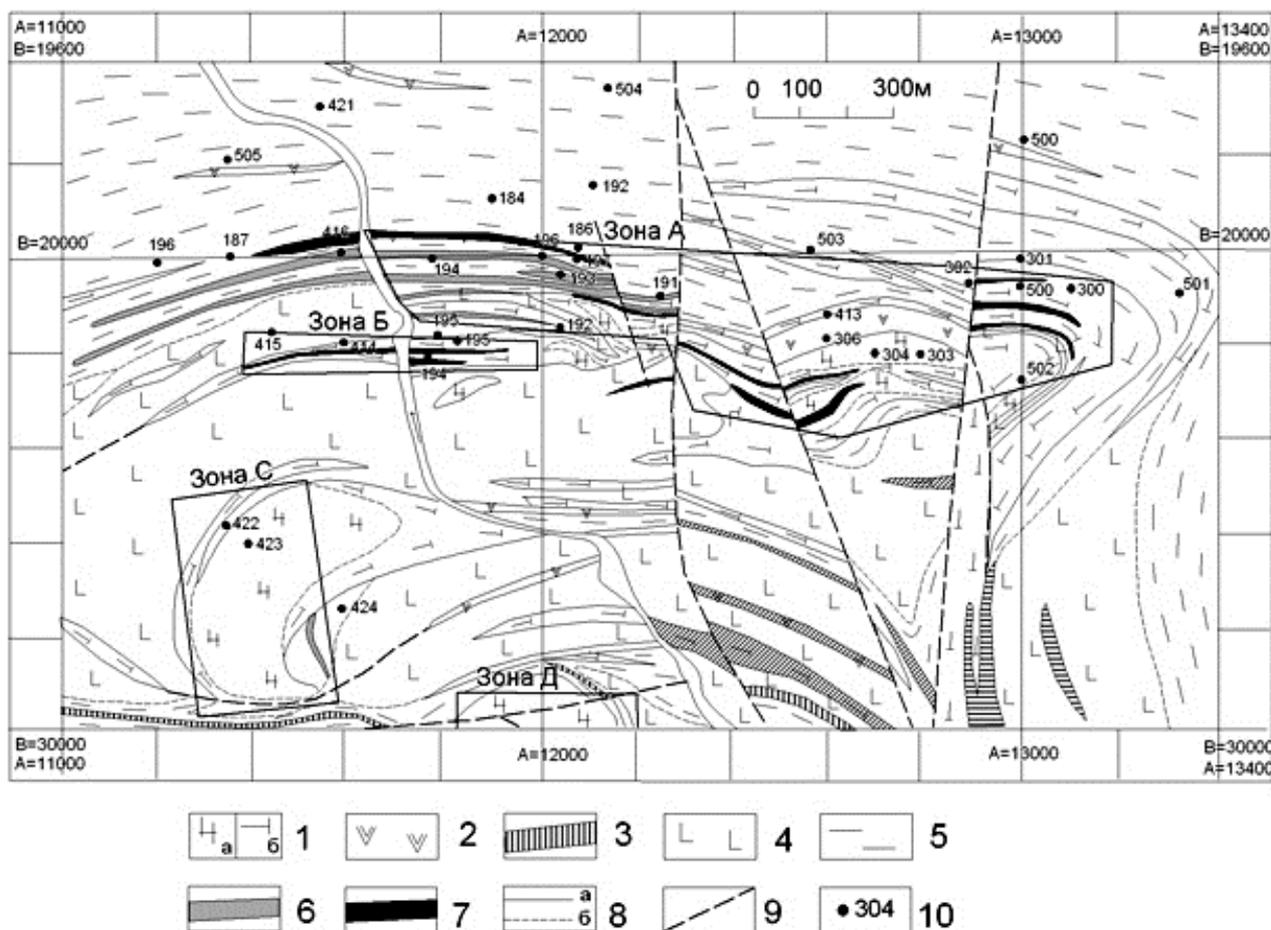
1 – автобрекчия; 2 – зона спинифекс; 3 – кумулятивная зона

Fig. 29. Komatiite flow structure (Komatiites..., 1988):

1 – autobreccia, 2 – spinifex zone, 3 – cumulate zone

Коматиитовая серия, согласно современной классификации (Куликова и др., 2001), подразделяется по содержанию MgO на: коматиитовый меланобазальт (низкомагнезиальный) – 9–14%, коматиитовый базальт (высокомагнезиальный) – 14–24%, коматиит пироксенитовый – 24–34%, коматиитовый перидотит – 34–44% и коматиитовый дунит – 44–54%. По алюмо-титановому модулю ( $Al_2O_3/TiO_2$ ), равному 10–30, она четко отделяется от пикритовой серии (6–10). Медно-никелевое оруденение приурочено к потокам, покровам и силлам коматиитовых перидотитов.

**Золотопорожское рудопроявление** является единственным хорошо изученным рудопроявлением Cu-Ni руд коматиитового типа в Карелии. Расположено оно в южной части Кумбуксинской структуры в узле сочленения двух ее основных ветвей – Вожминской и Кумбуксинской. Медно-никелевое оруденение приурочено к коматиитовым горизонтам, сложенным потоками интенсивно измененных ультраосновных лав и силлами того же состава мощностью до 300 м (Тытык и др., 1997), группирующихся в четыре рудные зоны (А, В, С, Д) (рис. 30). Зоны С и Д, представленные убогими вкрапленными миллеритовыми рудами в антигоритовых и хризотил-антигоритовых серпентинитах, в настоящий момент в состав рудопроявления не включаются.



**Рис. 30.** Схема геологического строения участка Золотые пороги (по: Фурман и др., 1989):

1 – измененные перидотитовые коматииты, представленные: а – антигоритовыми серпентинитами, б – тальк-карбонатными породами; 2 – дайки метагаббродиабазов; 3 – metabasalt; 4 – кварциты с вкрапленно-полосчатой пиритовой и пирит-пирротиновой минерализацией; 5 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные породы; 6 – серноколчеданные руды; 7 – медно-никелевые руды с бортовым содержанием никеля 0,3%; 8 – границы разновозрастных образований (а), фациальных подразделений одного возраста (б); 9 – предполагаемые разломы; 10 – скважина и ее номер

**Fig. 30.** Scheme showing the geological structure of the Zoloty Porogi locality (after Furman et al., 1989):

1 – altered peridotitic komatiites represented by: a – antigoritic serpentinites, b – talc-carbonate rocks; 2 – metagabbro diabase dykes; 3 – metabasalt; 4 – quartzites with disseminated-banded pyrite and pyrite-pyrrhotite mineralization; 5 – undivided volcanic-sedimentary rocks; 6 – pyrite ore; 7 – copper-nickel ore with a nickel cutoff grade of 0,3%; 8 – boundaries of different-aged rocks (a), boundaries of coeval facies units (b); 9 – assumed faults; 10 – borehole and its number

В зоне А, приуроченной к наиболее мощной пачке перидотитовых коматиитов и имеющей согласное залегание, выделено три пластообразных рудных тела: верхнее – № 1, среднее – № 2 и нижнее – № 3. Наиболее крупное и относительно богатое из них – рудное тело № 2 (мощность – 4 м, Ni – 0,72%) прослежено по простиранию на 1200 м, падению – на 200–300 м. Текстура руд вкрапленная и полосчато-вкрапленная, минеральный тип руд – миллерит-пиритовой (миллерит – 0,5–7%, пирит – 3–10, до 30%) и миллеритовый. В рудах также отмечаются магнетит, пирротин, халькопирит, виоларит, халькозин, сфалерит, хромшпинелиды, линнеит.

Зона В по своему стратиграфическому положению коррелируется с нижним рудным телом (№ 3) зоны А и также не представляет промышленной ценности. Вмещающими породами оруденения обеих зон, исключая рудное тело № 1, расположенное на границе коматиитовой и существенно кислой вулканогенно-осадочной пачек, являются тальк-карбонатные, хлорит-тальк-карбонатные и тальк-карбонат-хлоритовые породы по ультрамафитам.

Золотопорожское рудопроявление разведано до кат. С2, запасы и ресурсы руды в нем оценены в 1,71 млн т, со средним содержанием Ni – 0,68%. Содержание меди в рудах варьируют от 0,02 до 0,2%, кобальта – 0,01–0,1%. С учетом имеющихся единичных определений ЭПГ (Трофимов и др., 2002) прогнозные ресурсы платиноидов на рудопроявлении оценены по кат. Р2 в количестве 0,25 т (табл. 14).

**Рудопроявление Лещевское** расположено в Кумбуксинской структуре непосредственно на продолжении Золотопорожского рудного объекта. Оруденение халькопирит-пентландит-пирротинового минерального типа связано с потоками перидотитовых коматиитов. Второстепенные рудные минералы представлены виоларитом, хромшпинелидами, магнетитом, зигенитом и кобальтином. Содержание сульфидов варьирует от 5–10% до 20–30%. Средние содержания Ni – 0,55%, Cu – 0,09%, Co – 0,04%. Рудопроявление изучено слабо, оценка платиноносности дана по аналогии с Золотопорожским проявлением (табл. 14).

**Рудопроявление Западно-Рыбозерское** расположено в пределах Рыбозерской структуры Южно-Выгозерского ЗП, приурочено к пачке перидотитовых коматиитов. Минеральный тип руд – халькопирит-пентландит-пирит-пирротиновый. Среднее содержание Ni – 0,34%. Оруденение прослежено по простиранию на 1000 м, падению на 300 м при мощности рудной зоны до 5 м (Рыбаков и др., 1999). По единичным анализам содержание в рудах Pt – до 0,3, Pd – до 1 г/т.

**Рудопроявление Хаутаваарское** расположено в одноименной структуре Ведлозерско-Сегозерского ЗП, размещаясь на площади разведанного в 1950-е гг. Хаутаваарского серноколчеданного месторождения. Рудопроявление Cu-Ni руд связано с потоками основных и ультраосновных коматиитов, залегающими в пачке перемежающихся хлорит-актинолит-альбитовых, кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлорит-графитистых и кварц-альбит-серицитовых сланцев, развитых по вулканогенно-осадочным образованиям. Коматиитовые тела локализованы в пределах узкой ветвящейся полосы, имеющей в плане общую ширину в пределах 400 м и прослеженную по простиранию на расстояние 1500 м. Они залегают моноклиально, имея преимущественно юго-западное падение под углом 70–80°. Форма их пластообразная, максимальная суммарная истинная мощность не превышает 180 м. При прослеживании по простиранию выявляются сильная изменчивость мощностей, наличие плавных и резких изгибов, раздувов и пережимов. В непосредственной близости от рудопроявления на его простирании А.И. Световой (1988) выделена пачка коматиитовых лав общей мощностью 340 м. Она состоит из семи потоков, разделенных горизонтами туффитов, кремнистых и углеродсодержащих сланцев. Мощность лавовых потоков коматиитов 20–70 м, дифференциация в них не установлена. В потоках коматиитовых базальтов она зафиксирована: в подошве потока породы имеют мелко- и тонкозернистое сложение, в средней и прикровельной части появляется спинифекс структуры, в кровле – зона лавобрекчий (Светова, 1988). Рудовмещающая пачка коматиитов перекрывается толщей кварц-серицит-хлоритовых, кварц-серицит-альбит-хлоритовых, графитистых сланцев и кварцитов по вулканогенно-осадочным породам различного состава, в состав которой входят также залежи серноколчеданных пирит-пирротиновых руд Хаутаваарского месторождения, прослеживающиеся на протяжении 3250 м в узкой зоне шириной 30–75 м (Бреслер, Морозов, 1956; Морозов, Никольский, 1971).

В пределах Cu-Ni рудопроявления установлены две рудные зоны – Южная и Северная. Оруденение Южной зоны приурочено к контакту с вмещающими породами либо находится на некотором удалении, локализуясь в рассланцованных и метаморфизованных ультрамафитовых коматиитах. Сульфидная минерализация представлена двумя морфологическими типами – густовкрапленным и прожилковым. Минеральный тип руд – халькопирит-пентландит-пирротиновый. Среднее содержание сульфидов составляет около 10–15%. Сульфидная Cu-Ni минерализация Хаутаваарского рудопроявления является более поздней по отношению к большинству вторичных силикатов, образованных при метаморфизме ультрамафитов. В пределах рудной зоны сульфиды частично замещены ассоциацией хлорит-карбонат-кварц, повсеместно отмечающейся также в секущих маломощных жилах и прожилках, содержащих пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, иногда пентландит. Они секут вкрапленно-прожилковые Cu-Ni руды и являются наиболее поздними. В минерализованных кварц-карбонатных жилах и прожилках вне рудных тел (в габбродолеритах, гипербазитах и сланцах) возрастает доля галенита и сфалерита. М.Н. Годлевский (Морозов, Никольский, 1971) рассматривает прожилковый тип оруденения как продукт переотложения, отмечая, что сингенетичного медно-никелево-

го оруденения на Хаутаваарском проявлении не установлено, а галенит-сфалеритовый парагенезис связывает с поздней кварцево-полиметаллической стадией минерализации.

Северная зона медно-никелевых руд залегает в 80–90 м к северо-востоку от Южной и отличается от нее более высоким долевым содержанием пентландита, преобладающей формой которого являются неравномернозернистые петельчатые структуры распада в пирротине.

Ресурсы медно-никелевых руд Хаутаваарского рудопроявления оценены по кат. Р1 в количестве 0,6 млн т со средним содержанием Ni – 0,49; Cu – 0,59%. Повторным опробованием ИГ КарНЦ РАН сохранившегося керна в сульфидных медно-никелевых рудах установлены повышенные концентрации Pt и Pd, а также наличие самостоятельной золоторудной минерализации в метасоматически измененных породах (Трофимов и др., 2002) за пределами сульфидизированных зон. В Южной залежи среднее содержание Pt составило 0,21, Pd – 1,65 г/т, в Северной – Pt – 1,36; Pd – 1,15 г/т (табл. 17). Таким образом, для одной зоны характерен платино-палладиевый тип оруденения, для другой – палладиево-платиновый.

Таблица 17. Содержание ЭПГ в Cu-Ni рудах Южной и Северной зон Хаутаваарского рудопроявления (Трофимов и др., 2002)

Table 17. PGE content of Cu-Ni ore from the South and North zones of the Hautavaara ore occurrence (Trofimov et al., 2002)

№ скв.	Интервал, м	Содержание, г/т	
		Pt	Pd
Южная зона			
230–233	206–210	0,059	0,28
	220–222	0,54	2,05
	222–230	0,25	0,81
	–	0,27	1,10
53	283–285	0,05	0,79
	285–288	0,10	4,9
51, 53	∑6	1,27	9,93
	Ср. арифм.	0,21	1,65
Северная зона			
51	4,25–47,5	0,90	0,80
115	119,0–119,8	1,82	1,50
51, 115	Ср. арифм.	1,36	1,15

*Примечание.* Средневзвешенное содержание не рассчитывалось ввиду разной представительности сохранившегося кернового материала по интервалам опробования.

*Note.* Weighted average content was not estimated because available drill cores from sampling intervals were not equally representative.

В фукситовых сланцах на контакте с коматиитовой толщей по единичным анализам также отмечаются повышенные содержания платиноидов – до 4,1 г/т (Кулешевич и др., 2009).

В позднем переотложенном медноколчеданно-полиметаллическом оруденении, сопровождаемом замещением сульфидов хлоритом, карбонатом и кварцем, содержание Pd достигает 4,9 г/т. В коматиитах Хаутаваары, в отличие от Золотопорожского рудопроявления, сингенетичное оруденение не сохранилось.

### 2.3. ПЛАТИНОИДНОСОДЕРЖАЩАЯ ХРОМИТОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

На территории Карелии платинометалльное оруденение данной формационной принадлежности установлено в связи с раннепротерозойским рифтогенным магматизмом в Бураковском расслоенном комплексе и с позднеархейским – в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе. В мире промышленные скопления хромитовых руд связаны с двумя магматическими формациями: дунит-гарцбургитовой складчатых областей и расслоенных интрузий платформенных обстановок. В последних содержится 85,9% мировых запасов хромитовых руд (Смирнова, 1988), преимущественно в интрузиях Стиллуотер, Бушвельд, Великая Дайка. В 80–90-е гг. прошлого века в Карело-Кольском регионе промышленное оруденение хромшпинелидов открыто в расслоенных массивах Бураковского комплекса (Карелия) и в Федорово-Панском и Мончегорском плутонах (Кольский полуостров).

### 2.3.1. Расслоенные интрузии

В Бураковском комплексе хромитовое оруденение выявлено в Бураковском и Монастырском массивах. Последний расположен на территории Архангельской области и по настоящее время остается практически неизученным. В Бураковском интрузиве хромшпинелиды являются наиболее распространенным акцессорным минералом, образуя стратифицированные слои хромитов в перидотитовой подзоне Ультрасосновой зоны (УЗ), нижней полосчатой подзоне Габроноритовой зоны (ГНЗ), а также Главный хромитовый горизонт (ГХГ) на границе ультрасосновой и пироксенитовой зон. Промышленные концентрации установлены только в ГХГ и в перидотитовой подзоне УЗ. В последнем случае хромитовые слои маломощные и изучены слабо. Впервые промышленные скопления хромитовых руд в Бураковском плутоне выявлены в 1984 г. на Аганозерском блоке в естественном коренном выходе сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН (Лавров, Трофимов, 1985). Это обнажение, оказавшееся в пределах Аганозерского блока единственным представительным для послыйного описания и отбора технологической пробы, было продлено канавой № 1 на всю мощность рудного горизонта, названного Главным хромитовым горизонтом, характеризующегося следующим строением (Лавров, Трофимов, 1986).

1. 0–0,18 м – пироксен-хромит-оливиновая порода. Удлиненные и изометричные субидиоморфные зерна серпентинизированного оливина размером в среднем 2–4 мм цементируются мелкозернистой хромитовой массой. В пределах слоя выделяются два четких, мощностью по 2 см, густо вкрапленных и массивных хромитовых прослойка. Кроме того, хромит концентрируется в тонкие прерывистые слойки, линзочки и гнездово-ветвистые скопления. Около 10% породы составляют овально-удлиненные зерна пироксена, насыщенные тонкими включениями хромита. Общее содержание хромита составляет около 45%.

2. 0,18–0,41 м – оливин-хромит-пироксеновая порода. Основу ее составляют крупные (1–10 см по удлинению) кристаллы пироксена, ориентированные главным образом согласно плоскости слоистости. Выделяются два пироксена. Один – темно-серый, резорбированный, интеркумулятивный, овальной формы, равномерно во всем своем объеме на 50–60% насыщенный включениями мелких (0,04–0,15 мм) эвгедральных зерен хромита. Другой – представлен метасоматическими(?) ветвисто-жилковидными скоплениями зерен, содержащих вкрапленность хромита только в своих краевых частях или в виде мелких гнездовых реликтоподобных обособлений. Пространство между пироксеновыми зернами, составляющее 20–30% объема породы, заполнено мелко- и среднезернистыми (0,5–3 мм) хромитами с примесью ~10% зерен оливина. Оливин также присутствует в виде включений в пироксене (~10%). Средний минеральный состав данного слоя – 45–50% пироксена, 10% оливина и 40–45% хромита.

3. 0,41–1,42 м – тонкослоистая оливин-хромит-пироксеновая порода. Данный слой характеризуется усилением проявления снизу вверх микроритмичности и возрастанием в этом же направлении содержания оливина. Завершается слой 3-см слойком хромит-оливинового состава. Отличительной особенностью этого слоя является присутствие в значительном количестве крупных (1–5 см) овальных кристаллов пироксена. Они относятся к стадии посткумулятивной кристаллизации, т. е. не нарушая слоистой текстуры первичного кумулятивного каркаса, включают зерна оливина и хромита. В 1 мм<sup>3</sup> пироксена содержится ~1300 зерен хромита размером 0,04–0,15 мм, что составляет 50–60% от его объема.

Нижняя часть слоя (0,41–0,58 м) отличается низким содержанием оливина (5–10%) и высоким (до 70%) – пироксена. Межпироксеновые гнездово-ветвистые участки размером 0,5–3 см, составляющие ~30% объема породы, выполнены оливин-хромитовым кумулатом. Общее содержание хромита для этой части разреза составляет 60%.

Верхняя часть слоя (0,58–1,42 м) характеризуется микроритмичным строением, определяющимся 2–4-см перемежаемостью слойков оливинового и оливин-хромитового составов. Всего на 84-см интервале выделяются 22 оливиновых слойка мощностью от нескольких мм (цепочковидные слойки толщиной в 1–2 зерна) до 1,5–2 см. Количество кристаллов пироксена и их размер здесь меньше, чем в нижней части слоя.

Оливин-хромитовые слойки, перемежающиеся с оливиновыми, по существу являются гнездово-ветвистыми реликтами, сохранившимися в участках, не занятых ойкокристаллами пироксена.

Оливин в них рассеян, и его количество непостоянно, вплоть до полного отсутствия местами. В среднем для всего слоя содержание хромита составляет 40–15%.

4. 1,42–1,83 м – аналогичная интервалу 0,41–1,42 м оливин-хромит-пироксеновая порода, отличающаяся от предыдущего слоя тем, что оливиновые слойки здесь почти не выражены, кроме завершающего (как и в нижележащем слое) слойка мощностью 2–2,5 см, состоящего, в свою очередь, из тонких хромитовых и оливиновых сегрегаций. Обособления оливин-хромитового кумулата, имеющие мощность 5–6 см, разграничиваются тонкими (1–3 мм) слойками хромита. Пойкилитовые пироксены в этом слое более мелкие и равномернее распределены, чем в предыдущем. Общее количество хромита достигает 50%.

5. 1,83–2,34 м – верлит серпентинизированный. От предыдущего слоя отличается меньшим количеством хромита, большим – оливина, отсутствием тонкой слоистости. В нижней его части (1,83–2,01 м) содержится 1–2% хромита, и порода подобна пойкилитовому перидотиту, подстилающему хромитовый горизонт. Примечательная особенность слоя – присутствие мелких пироксеновых зерен кумулятивного происхождения. В верхней части слоя (2,00–2,33 м) хромит содержится в количестве 15–20% в виде тонкой вкрапленности в пироксенах, более бедной, чем в пироксенах нижележащих слоев, и в виде самостоятельных гнездово-ветвистых выделений.

6. 2,34–2,88 м – хромитсодержащий оливиновый клинопироксенит. По составу и структурно-текстурным особенностям породы этого слоя существенно и принципиально отличаются от предыдущих интервалов. Характерно его такситовое сложение, проявляющееся в обособлении среди пироксенитов неправильных участков размером до 3–4 см, а иногда и в виде 2–3-см мощности удлинённых линзочек перидотитов. Отличительная особенность пород этого слоя – присутствие интерстиционного плагиоклаза в количестве 2–5%. Пироксениты в составе слоя преобладают. Они средне- и крупнозернистые, имеют призматически-зернистую структуру, массивное с элементами трахитоидности сложение. Зерна пироксена удлинённо-призматические, часто изометричные, но не интеркумулятивные, как это характерно было для всей ультраосновной зоны, и, как следствие, совсем не содержат или содержат только незначительное количество включений хромита. Контуров зерен неправильные, но на границе с плагиоклазом приобретают четкую кристаллографическую морфологию.

В верхней части слоя развиты преимущественно оливинсодержащие пироксениты. Оливин присутствует в виде отдельных зерен и небольших гнездовых скоплений. Хромит в большинстве своем сконцентрирован в линзовидных слойках, гнездах, ветвистых системах. Количество его постепенно снижается от 18 до 10%. В интервале 2,88–3,14 м общее содержание хромита составляет 3%, а выше по разрезу становится меньше 1%. Таким образом, наиболее продуктивный интервал с содержанием хромита 45–50% составляет 1,83 м. Руды по качеству относятся к среднежелезистым ( $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2,0\text{--}2,4$ ).

Главный хромитовый горизонт Бураковской интрузии в генетическом аспекте представляет собой стратиформную залежь, венчающую разрез ультраосновной зоны. Нижняя его часть, относящаяся к ультраосновной зоне, представлена оливин-хромит-пироксеновыми гетеракумулятами, расчленяющимися на отдельные слои по текстурным признакам и количественному соотношению минералов (кумулятивных – оливина и хромита и интеркумулятивных – авгита и бронзита). Верхняя часть разреза ГХГ, постепенно сменяющая нижнюю, представлена оливин-хромит-пироксеновыми адкумулятами (оливиновыми клинопироксенитами), плавно переходит в пироксенитовую («переходную» – по М.М. Лаврову) зону. Мощность ГХГ в Аганозерском блоке изменяется от 1,4 до 5,4 м, угол падения на севере 10–27°, на юге и в центре 25–55°. Состав и содержание хромшпинелидов меняется по разрезу и латерали (табл. 18).

Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в хромшпинелидах ГХГ в донной и промежуточной фациях составляет 48–52%, а в краевых – 38,5–42%. Средневзвешенное содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в горизонте от центра к краю составляет: 68–31,36% (2,85 м); 1–27,5% (1,83 м); 37–5,25% (3,6 м) (Лавров, Трофимов, 1988). Таким образом, промышленную ценность представляют руды, которые кристаллизовались в центральной и промежуточной частях расслоенных серий, что справедливо не только для ГХГ, но и для хромититов УЗ. Буровыми работами в перидотитовой подзоне серией скважин ниже ГХГ на 140–160 м и более вскрыто несколько пластов хромититовых руд мощностью до 1 м. В Аганозерском блоке они прослежены на расстоянии 3,2 км скважинами 15, 270, 306 (Лавров, Трофимов, 1988). Слои хромититов вскрыты в интервалах 74,37–74,49 м и 111,0–114,27 м (рис. 31).

Таблица 18. Химический состав хромшпинелидов по зонам и группам, выделенным на основании факторного анализа (Трофимов и др., 2002)

Table 18. Chemical composition of chrome-spinellids in zones and groups distinguished by factor analysis (Trofimov et al., 2002)

Зона и ее часть	Номер группы	Количество анализов	Окислы, масс.%				
			TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
ГНЗ	1	4	2,33	17,7	42,9	4,8	29,8
ПЗ-Ц	2	6	1,33	14,6	32,1	7,45	43,4
ПЗ-К	3	3	1,74	11,2	40,5	4,42	38,8
УЗ-Ц	4	4	1,17	11,0	25,1	11,5	49,7
УЗ-П	5	4	2,77	10,7	37,0	6,1	41,2
УЗ-П-К	6	6	1,24	12,1	26,4	9,73	46,5
УЗ-А	7	6	0,76	14,5	21,6	9,9	50,7
Главный хромитовый горизонт							
Ц	8	72	1,15	10,37	25,98	10,94	48,93
П	9	9	1,43	13,3	27,5	11,7	45,2
К	10	8	1,15	15,4	31,2	8,55	42,0
К	11	6	1,80	12,2	40,7	5,35	37,2
Ц-кровля	8а	2	1,50	9,88	32,2	7,00	46,1
Ц-подошва	8б	3	1,27	9,80	28,6	8,15	48,2
ГХГ – ядерная часть Аганозерской мульды							
Скв. 68	8в	2	0,99	8,18	26,9	8,75	52,0

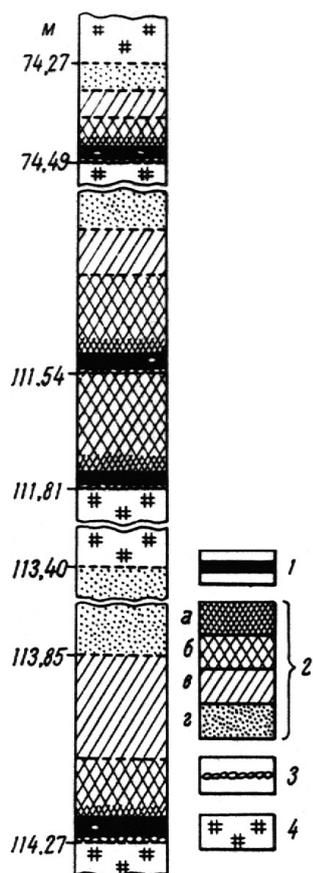


Рис. 31. Ритмичное переслаивание обогащенных хромитом кумулятивных слоев. Ультраосновная зона. Скв. 15. Якозерские слои (Лавров, Трофимов, 1988):

1 – хромитит (хромита 90–80%);  
 2 – хромитовые и хромитсодержащие дуниты:  
 а) хромита 60–30%, б) 30–20%,  
 в) 20–10%, г) 10–5%; 3 – слои и отдельные зерна оливина;  
 4 – дуниты и пироксенсодержащие дуниты

Fig. 31. Rhythmic interbedding of chromite-enriched cumulate beds. Ultrabasic zone. Borehole 15. Yakozero beds (Lavrov, Trofimov, 1988):

1 – chromite (90–80% chromite);  
 2 – chromitic and chromite-bearing dunites: a) 60–30% chromite, b) 30–20% chromite, c) 20–10% chromite, d) 10–5% chromite; 3 – olivine lamellae and individual grains; 4 – dunites and pyroxene-bearing dunites

Нижний интервал представляет собой ритмично-слоистую пачку, состоящую из трех ритмов. Каждый из них начинается тонким оливинным слойком, сменяемым 3–5-см обособлением сплошного хромитита с редкими крупными (2x3–3x7 мм) зернами оливина, выше которого следует слой оливин-хромитового кумулата варьирующей мощности (84, 24, 51 см) в разных ритмах и с последовательным убыванием в нем количества хромита от 60–50 до 5% снизу вверх и соответственным компенсирующим возрастанием количества оливина (рис. 31).

В Шалозерском блоке на том же уровне относительно ГХГ (скв. 170) и ниже (скв. 28) слои хромититов в перидотитовой подзоне вскрыты в его восточном борту (скв. 170). Слой хромитовых руд в скважине 28 имеет мощность 0,9 м, среднее содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13,7%. Скважиной 84 в интервале глубины 61,5–186,6 м выявлено 7 слоев хромититов мощностью от 0,5 до 0,3 м, с содержанием Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,26 и 11,8% в двух наиболее мощных из них.

Таким образом, в УЗ установлены выдержанные по латерали стратифицированные слои хромититов небольшой мощности и низкого качества.

Наиболее высокое положение в разрезе расслоенной серии занимает хорошо выдержанный по латерали обогащенный хромитом (2–5%) перидотитовый горизонт мощностью 2,5–8 м в полосчатой подзоне габброноритовой зоны. Он представлен чередованием слоев дунитов (оливин-хромитовые кумулаты), гарцбургитов (оливин-хромит-ортопироксеновые кумулаты) и реже вебстеритов. Подошва и кровля горизонта сложены ортопироксенитами, а центр – пойкилитовыми перидотитами и хромсодержащими оливинными ортопироксенитами (Гриневиц, 2000). В частности, в центральной части Аганозерской структуры (скв. 68) хромит в количестве до 3% содержится в перидотитовом слое мощностью 0,4 м (инт. 362,0–362,6) и крупно-, гигантозернистом оливинсодержащем пироксените – 0,3 м. Хромшпинелиды здесь характеризуются высокой железистостью, содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них менее 30% (табл. 18).

Опробование канавы на легкоплавкие ЭПГ (Pt, Pd, Rh), ассоциирующие с сульфидным парагенезисом, показало, что концентрации их в хромитовых рудах чуть выше фоновых и не превышают по сумме 0,1–0,2 г/т (табл. 19). Оценка содержаний тугоплавких ЭПГ (Ru, Jr, Os), образующих парагенезисы с наиболее ранними минералами – хромитом и оливином, выявило присутствие Ru – 100–170 мг/т и Ir – около 50 г/т (табл. 20). В среднем содержание суммы всего комплекса ЭПГ составляет 265 мг/т (табл. 20). Анализ хромитового концентрата, исходной руды и хвостов обогащения лабораторной технологической пробы в институте Механообр и Уральском отделении РАН подтвердил присутствие не представляющих промышленного значения повышенных концентраций платиноидов в ГХГ на уровне рядовых проб (табл. 21). Опробование слоев хромититов перидотитовой подзоны УЗ и хромсодержащего перидотитового горизонта ГНЗ не установило даже повышенных концентраций ЭПГ (табл. 22).

Таблица 19. Результаты опробования Главного хромитового горизонта ИГ КарНЦ РАН на ЭПГ и Au. Аганозерский блок, канава № 1

Table 19. Results of the PGE and Au sampling of the Main chromite horizon of the Burakovian Intrusive by IG, KarRC, RAS. Aganozersky block, ditch № 1

№ п/п	Интервал снизу вверх, м	№ штучных проб	Содержание, г/т				Примечание
			Pt	Pd	Rh	Au	
1	0,1–0,6	984/9	нб	0,008	нб	нб	
2		17	0,036	0,134	0,004	0,025	
3		18	0,042	0,007	0,004	0,016	
4		20	0,063	0,004	0,004	0,016	
5		21	0,086	0,011	0,004	0,017	
6	0,8–1,6	984	нб	нб	нб	0,073	Тула, ЦНИГРИ, 1984 г.
7		984/4	нб	нб	нб	0,095	
8		984	<0,20	нб	нб	0,06	Москва, ЦНИГРИ, 1985 г.
9		984/4	<0,20	0,40	нб	0,08	
10		984/1	нб	нб	нб	0,214	
11		984/3	0,02	0,11	–	–	
12		984/5	0,016	0,034	–	–	
13		984/6	0,022	0,031	–	–	
14		984/8	нб	0,006	–	–	
15	1,7–2,0	24	0,074	0,041	нб	0,005	
16	2,1–3,2	26 б	нб	0,035	нб	0,018	
17		31	0,026	0,014	нб	0,0012	
18		32	0,030	0,017	нб	0,0028	
19		38	0,014	0,014	нб	0,0013	
20		984/10	0,011	0,018	нб	0,054	
Ср. арифм.			0,026	0,023	–	0,044	

Примечание. Остальные пробы – Тула, ЦНИГРИ – пробирно-спектральный анализ; 1985 г.; 984/4 – секционная (0,7 м) проба.

Note. Other samples – Tula, CNIGRI – fire assay-spectral analysis; 1985; 984/4 – section (0,7 m) sample.

Таблица 20. Результаты опробования ИГ КарНЦ РАН ГХГ в коренном залегании по канаве № 1 на весь комплекс ЭПГ (1986)

Table 20. Results of the PGE sampling of the Main Chromite Horizon in the Burakovian Intrusive in bedrock along ditch № 1 by IG, KarRC, RAS. 1986

№ проб	Содержание Au, мг/т	Содержание ЭПГ, мг/т						
		Pt	Pd	Rh	Ru	Jr	Os	ΣЭПГ
К-1/26 б (26 п)	14	320	<10	н/опр.	130	41	<10	501
К-1/17	25	36	134	4	102	50	н/опр.	326
К1/18	16	42	7	4	142	48	н/опр.	243
К-1/20	12	63	4	4	117	47	н/опр.	235
К-1/21	17	86	11	4	115	39	н/опр.	255
Ср. арифм. по 4 пр.	17,5	56,7	39	4	119	46	–	264,7

Примечание. Pt, Pd, Rh, Au – пробирно-спектральный анализ; Ru, Jr и пр. К-1/26 б – атомно-абсорбционный. Москва, ЦНИГРИ.

Note. Pt, Pd, Rh, Au – fire assay-spectral analysis; Ru, Jr and sample К-1/26 б – atomic absorption. Moscow, CNIGRI.

Таблица 21. Содержание БЭ в технологической пробе ТХ-23 из Главного хромитового горизонта (канавка № 1) Бураковского интрузива (Трофимов и др., 2002)

Table 21. Noble-element content of industrial sample ТХ-23 from the Main Chromite Horizon (ditch № 1) of the Burakovian Intrusive (Trofimov et al., 2002)

№ пробы	Содержание, мг/т							
	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Ag	Au
Институт Механообр								
ТХ-23 (исх. руда)	20	≤30	–	54	110	100	<200	30
ТХ-23 (конц.)	<10	≤30	3	29	74	94	<200	<20
ТХ-23 (хвосты)	20	≤30	9	47	120	10	≤200	≤30
Уральское отделение РАН, чувств. 10 мг/т								
ТХ-23 (исх. руда) – 4 ан.	–	–	–	–	70	100	–	–
ТХ-23 (конц.) – 8 ан.	–	–	–	–	50	80	–	–
ТХ-23 (хвосты) – 4 ан.	–	–	–	–	70	60	–	–

Таблица 22. Содержание МПГ и Au в хромитовых слоях ультраосновной и габброноритовой зон Бураковского интрузива (Трофимов и др., 2002)

Table 22. PGM and Au content of chromite beds in the ultrabasic and gabbronorite zones of the Burakovian Intrusive (Trofimov et al., 2002)

№ выработки	Интервал, м	Содержание, г/т				Примечание
		Pt	Pd	Rh	Au	
УЗ, перидотитовая подзона. Яккозерские слои хромитов						
С-15 (Ганин и др., 1995)	111,5	нб	0,005	0,001	нб	хромитит
	114,4	нб	0,033	0,002	нб	аподунитовый серпентинит
	116,7	нб	нб	нб	нб	-«»-
ГНЗ, полосчатая подзона. Хромитсодержащий (2–5%) перидотитовый горизонт						
С-22 (Гарбар и др., 1977)	243,3	нб	0,013	нб	0,064	пироксенит
	244,0	0,009	0,010	нб	0,055	хромитсодерж. перидотит
	244,6	0,012	0,012	нб	0,09	-«»-
	245,3–245,6	0,003	0,012	нб	0,007	перидотит
	245,8–246,0	нб	0,010	нб	0,002	хромитсодерж. перидотит
	248	нб	0,009	нб	нб	перидотит
249,8	нб	0,011	нб	0,004	пироксенит	

Примечание. Тула, ЦНИГРИ – пробирно-спектральный анализ.

Note. Tula, CNIGRI – fire assay-spectral analysis.

Карельской геологической экспедицией при проведении поисково-оценочных работ на хром в пределах ГХГ были выявлены участки, содержащие повышенные концентрации сульфидов, ЭПГ и Au. В Аганозерском блоке это район скважин 252–271 (восточный борт), а в Шалозерском – зона сочленения (перехода) вышеназванных блоков (скв. 170–175) и восточный борт с краевыми фациями (табл. 23, 24). В Аганозерском блоке средневзвешенное содержание  $\Sigma$ ЭПГ в ГХГ на мощность 2,1 м составило 1,1 г/т, Au – 1,03 г/т (табл. 23). ГХГ в зоне сочленения опробован не на полную мощность, но и здесь уровень концентраций ЭПГ оказался аналогичный – среднее арифметическое 1,15 г/т на мощность 1,5 м (табл. 24). В горизонтах хромитовых руд перидотитовой подзоны (скв. 306, 270, 28) также установлены повышенные концентрации ЭПГ – 1,4 т/г и высокие золота – в среднем 8,9 г/т (табл. 25), приуроченные к участкам с увеличенной концентрацией летучих и, несомненно, представляют промышленный интерес. Местами выскакивают ураганные содержания ЭПГ – 15,87 г/т (проявление Большое Яккозеро) (Леонтьев и др., 2003).

Платинометалльная минерализация в хромитовых рудах представлена сульфидами тугоплавких платиноидов (Os-Ir-Ru) ряда лаурит-эрлихманита и интерметаллидами платины с сидеро- и халькофилами (Fe, Cu, Ni) – изоферроплатиной и аваруитом (Барков и др., 1991). Первые локализируются внутри зерен хромшпинелида, вторые – в их интерстициях.

Суммарные прогнозные ресурсы всех горизонтов хромитовых руд Бураковского лополита оцениваются (Гриневиц, 2000) в 915 млн т (табл. 26). Условно принимается, что доля хромитов, обогащенных ЭПГ, составляет 10%, тогда прогнозные ресурсы платиноидов кат. Р3 составят  $915 \times 0,1 \times 1,1 = 100$  т, золота – 100 т. В пределах опробованных участков (скв. 252–271 и скв. 170–175) ресурсы ЭПГ отнесены к кат. Р2 до глубины 100 м:  $3000 \times 200 \times 3 \times 3,4 \times 1,1 = 6,8$  т.

Таблица 23. Содержания ЭПГ и Au в Главном хромитовом горизонте. Аганозерский блок, интервал скв. 252–271

Table 23. PGM and Au content of the Main Chromite Horizon. Aganozersky block, interval of boreholes No. 252–271

№ скв.	Интервал, м	Мощность, м	ЭПГ, г/т		Au, г/т	
			Σ	Σхм	Σ	Σхм
252	156,0–157,9	1,9	0,27	0,51	0,065	0,13
277	38,9–41,1	2,2	0,24	0,53	0,018	0,040
272	65,8–69,1	3,3	0,45	1,48	1,04	3,44
274	143,8–146,6	2,8	4,12	11,52	0,21	0,59
250	60,1–61,1	1,0	0,15	0,15	–	–
245	110,5–111,4	0,9	0,07	0,06	4,5	4,05
271	90,6–93,15	2,55	0,74	1,89	2,69	6,86
Σ, С-252–271	–	14,65	–	16,14	–	15,11
Ср. взвеш.	–	2,1	1,1	–	1,03	–

Таблица 24. Содержание ЭПГ в ГХГ Шалозерского блока Бураковского интрузива

Table 24. PGE content of the Main Chromite Horizon in the Shalozersky block of the Burakovian Intrusive

№ скв.	Интервал, м	Мощность, м	Содержание, г/т		
			Pt	Pd	Pt+Pd
Зона сочленения, промежуточные фации					
172	196,7–197,6	0,9	–	–	0,29
175	143,8–144,7	0,9	0,01	0,24	0,25
175	144,7–145,6	0,9	0,02	1,48	1,50
170	114,4–117,3	2,9	0,30	0,60	0,90
174	163,8–165,6	1,8	0,02	2,82	2,84
Восточный борт, краевые фации					
341	154–154,3	0,3	0,25	1,45	1,70
338	207,8–207,9	0,1	0,18	1,8	1,98
342	182,3–186,3	4,0	0,03	0,3	0,33

Таблица 25. Содержание ЭПГ и Au в хромитите перидотитовой подзоны (Трофимов и др., 2002)

Table 25. PGE and Au content of chromite in the peridotite subzone (Trofimov et al., 2002)

№ скв.	Интервал, м	Мощность, м	Содержание, г/т				Примечание
			Pt	Pd	Pt+Pd	Au	
306	193,8–194,2	0,4	0,003	0,018	0,021	7,2	Аганозерский блок
270	205,85–206,2	0,35	3,3	0,78	4,08	12,46	–«–
28	244	1,0	штуф			7,1	Шалозерский блок
Ср. арифм.			1,1	0,31	1,41	8,9	

Таблица 26. Запасы и прогнозные ресурсы хромитовых руд по Бураковскому интрузиву (Трофимов и др., 2002)

Table 26. Chromite ore reserves and forest resources of the Burakovian Intrusive (Trofimov et al., 2002)

Наименование блоков и рудопроявлений	Запасы и ресурсы, млн т		Содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Примечание
	Категория	Количество		
Главный хромитовый горизонт				
Аганозерский (Аганозерское месторождение)	В	0,7	26,02	Бортовое содержание – 10% Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	С1	8,4	23,61	
	С2	22,1	22,79	
	Р1	132,3	22,73	
	Р2	46,5	21,89	
Итого	В-Р2	210,0	22,8	
Шалозерский	Р2	213	15,3	Бортовое сод. – 5% Р2 – до 300 м Р3 – 300–500 м
	Р3	133,1	–	
Итого	Р2+Р3	346,1	–	
Бураковский	Р3	350	15–20	–
Всего ГХГ	–	906,1	–	–
Хромитовые слои перидотитовой подзоны УЗ				
Аганозерский, Яккозерское – (с 5–360) 3200х600х1мх3,5х0,5)	Р2	3,3	12,5	До глубины 300 м
Шалозерский, Рагнозерское – с-28	Р2	1,3	13,7	–
Итого	Р2	4,6	–	–

Примечание. Использованы материалы Комитета природных ресурсов Республики Карелия (объект Шалозерская площадь).

Note. Data on the Shalozero locality, obtained by the Committee for Natural Resources, were used.

Перспективы хромитсодержащего горизонта полосчатой подзоны габброноритовой зоны не ясны. Несмотря на отсутствие повышенных концентраций ЭПГ в проанализированных пробах, перспективы данного горизонта достаточно высоки, и прежде всего в Шалозерском блоке, вследствие его позиции в расслоенной серии, сходной с таковой наиболее богатого ЭПГ хромитового горизонта UG-2 Бушвельдского лополита, расположенного в верхней части критической зоны между рифом Меренского и хромитовыми горизонтами LG-2 и UG-1. На происхождение горизонта UG-2 имеются две точки зрения – кумулятивная и инъекционная.

Ориентировочно, учитывая выдержанность хромитсодержащего горизонта полосчатой подзоны габброноритовой зоны Бураковского плутона, прогнозные ресурсы платиноидов для него приняты в количестве 10 т кат. РЗ. Таким образом, общие прогнозные ресурсы платиносодержащей хромитовой рудной формации для данного плутона составят ~110 т.

### 2.3.2. Базит-гипербазитовые интрузии

В Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (лопий) в пределах Рыбозерской структуры на участке Рыбозеро выявлена дифференцированная силлообразная интрузия гипербазитов мощностью 250–300 м, протяженностью более 1 км. Бурением установлена следующая последовательность ее разреза (сверху вниз): 0–100 м – амфиболитизированные клинопироксениты; 100–140 м – серпентинизированные перидотиты; 140–230 м – серпентинизированные оливиниты, переходящие в нижнем эндоконтакте в тремолитизированные и хлоритизированные породы (Земная кора..., 1983). В оливинитах вскрыты два горизонта мощностью 10,0 и 2,8 м массивных хромитовых руд (Ладвозерское проявление), прослеженные на расстояние 900 и 2000 м, а по всему разрезу отмечается вкрапленное оруденение. Содержание хромита в них до 75–80%. Хромиты относятся к ферриалюмохромитам и, по данным В.Д. Слюсарева (1984), имеют следующий состав (мас.%):  $\text{SiO}_2$  – 8,9;  $\text{TiO}_2$  – 0,18;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 7,24;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 26,87;  $\text{FeO}$  – 3,90;  $\text{MnO}$  – 0,17;  $\text{MgO}$  – 16,88;  $\text{CaO}$  – 0,16;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,03;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 32,24.

Содержания БЭ в хромитовых рудах не превышают, мг/т: Pt – 68, Pd – 84, Au – 26. Максимальные концентрации отмечаются не в самом хромитовом горизонте, а в зоне перехода подошвенных оливинитов в перидотиты.

Рыбозерский гипербазитовый массив является единственным для лопия, относящимся к хромитовой рудной формации. В Вожминско-Кумбуксинских массивах гипербазитов хромитовые руды встречаются только в виде шлиров (проявления Приграничное, Прибрежное и уч. Лексинский). Практического значения Рыбозерское рудопроявление хромитов не имеет из-за ограниченности запасов (P2 – 1500 тыс. т  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), соответственно, и сопутствующие концентрации ЭПГ промышленного интереса также не представляют.

## 2.4. ПЛАТИНОИДНОСОДЕРЖАЩАЯ ТИТАНОМАГNETИТОВАЯ С ВАНАДИЕМ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Титаномагнетитовое оруденение на территории Карелии установлено в связи с интрузиями нескольких магматических формаций – трапповой, щелочно-ультраосновной и базит-гипербазитовой, из них по степени изученности и перспективности платиноносности выделяется трапповая (Пудожгорский магматический комплекс).

### 2.4.1. Трапповая (толеит-базальтовая) формация

Прототрапповый магматизм активно проявился в связи с формированием в ятулии и людиковии нижнепротерозойских рифтогенных структур прогибания – Онежской, Янгозерской, Куоляярвинской и др. Ранее он рассматривался как платобазальтовая магматическая формация, впервые выделенная на территории Карелии А.П. Световым. Однако этот магматизм имеет все признаки трапповой формации – проявление эффузивной (преимущественно наземной) и субвулканической фаций, огромная площадь и длительность излияний, однообразие состава базальтов и долеритов, как следствие быстрой доставки расплавов к поверхности. Эффузивная деятельность при этом представлена не только трещинными излияниями, но и продуктами извержений вулкана

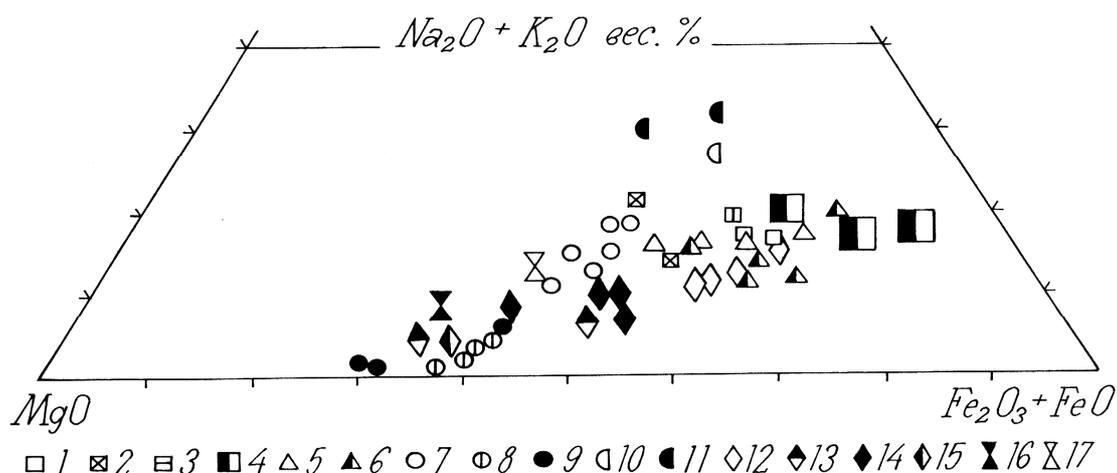
нов центрального типа, выбросами пирокластики, ассоциирующими в разрезе с континентальными осадками, в совокупности образующими единый вулканогенно-осадочный комплекс. Прототрапповый магматизм имеет антидромный характер и представлен базитовой и гипербазитовой субформациями. Из них базитовая субформация проявлена более широко, охватывая возрастной интервал ятулия – нижнего людиковия (заонежский горизонт), а базит-гипербазитовая (суйсарский горизонт) развита ограниченно и наиболее полно представлена в структурах – Онежской и Ветреного Пояса.

Титаномагнетитовое оруденение с сопутствующей благороднометалльной (Au-Pt-Pd) минерализацией связано с дифференцированными силлами базитовой субформации. Ее субвулканическая фация широко распространена в Западной и Центральной Карелии, где площадь отдельных интрузий, вероятно, достигает 12 000 км<sup>2</sup> (Сиваев и др., 1982). Очень сходны с ними мощные покровы эффузивной фации, вследствие чего при картировании, особенно заонежского горизонта, где они широко развиты, достаточно надежного их разделения не было сделано. Недостаточно изучались также строение и состав силлов, что не позволяет при их систематизации без проведения дополнительных исследований выделить дифференцированные тела с исходным высокожелезистым составом. В частности, в ятулийской структуре Западной Карелии В.А. Ганиным и А.П. Бондаревым (1978) закартировано большое количество высокомагнитных ( $\Delta Z$  от 2500 до 12 000) силлоподобных интрузий габбродолеритов, впоследствии вообще не изучавшихся. Поэтому на сегодня мы имеем ограниченное число объектов с титаномагнетитовым оруденением, представленных практически только Пудожгорским, Койкарско-Святоволоцким и Габневским силлами. Известны также в какой-то степени сходные с ними интрузии, характеризующиеся крайне слабой изученностью и неоднозначной трактовкой возраста и генезиса оруденения. В частности, к ним могут быть предположительно отнесены силлы габбродолеритов (габбро-пироксенитов?) с убогим титаномагнетитовым оруденением в Хаутаваарской структуре (участки Хюрсюля и Виетукка-лампи), возраст которых не установлен и определяется как лопийский или раннепротерозойский. Есть основания полагать, что выявленное в зоне сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса Палалахтинское рудопроявление (Михайлова и др., 1995) относится к трапповой формации (заонежский горизонт). Оно метаморфизовано в амфиболитовой фации с образованием ильменит-магнетитовых руд, приуроченных к ортоамфиболитам и кордиерит-плагноклаз-амфиболовым гнейсам. Во вмещающих породах отмечены графитистые сланцы с прослоями кальцифиров. Д.В. Михайловой (1995) генезис оруденения определен как вулканогенно-осадочный, возраст – как раннеархейский. Высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> – 2,6%) высокожелезистые (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 19,9%) породы в районе д. Кяппесельга в карьере габбродиабазов Ленгеолнерудтреста (заонежский горизонт) заканчивают перечень потенциально перспективных титаномагнетитовых рудопроявлений, возможно, связанных с трапповой формацией нижнего протерозоя.

Сопоставление составов интрузий потенциально платиноносной трапповой формации, выполненное на примере Онежской впадины (рис. 32), показало, что промышленно значимое титаномагнетитовое оруденение, сопровождаемое благороднометалльной минерализацией, присутствует исключительно в хорошо дифференцированных силлах габбродолеритов, сформированных расплавами с максимальной железистостью. К таковым наиболее близки по составу габбродолеритовые силлы Уницкий, Кончезерский, а также Медные горы. Однако хотя последний и дифференцирован на диоритовую и габбровую зоны, но титаномагнетитового горизонта в нем нет.

Ближе всего по составу к рудоносным Норильским трапповым интрузиям (Норильск I, II, Талнах) находятся габбронориты эндоконтакта Бураковского массива и лавы плагио- и пироксеновых порфировых базальтов Суйсарского вулканического комплекса (рис. 32). Однако сопутствующих им гипабиссальных интрузий пока не установлено. Перидотитовые же силлы отличаются высокой магнезиальностью и низкой щелочностью за исключением Тернавлоцкого, сопоставимого по составу с рудоносной Нижнеталнахской интрузией.

Таким образом, потенциальная платиноносность трапповой формации Карелии изучена недостаточно. В благоприятной геодинамической обстановке можно ожидать наличие сульфидных Cu-Ni руд с платиноидами в связи с дифференцированными приповерхностными-гипабиссальными интрузиями пикрит-базальтовой субформации, степень изученности которой в нижнепротерозойских структурах невысока.



**Рис. 32.** Диаграмма составов  $K_2O+Na_2O-Fe_2O_3+FeO-MgO$  пород трапповой формации (Трофимов, Голубев, 2000):

*Онежское плато.* Ятулийский вулканический комплекс. Базальтовые лавы (Голубев, Светов, 1983): 1 – ранняя (64 ан.), 2 – средняя (102 ан.), 3 – поздняя (24 ан.) фазы. Силлы габбродолеритов (Трофимов и др., 2002): 4 – Пудожгорский (54 ан.), Койкарско-Святнаволоцкий (43 ан.), Медные горы (37 ан.). Заонежский вулканический комплекс: базальтовые лавы (96 ан.) – 5. Силлы габбродолеритов – 6 (Вишкозерский (14 ан.), Уницкий (24 ан.), Кончезерский (12 ан.), Кондопожский (23 ан.), Мунозерский (25 ан.). Суйсарский вулканический комплекс. Лавы: плагиоклазовых и пироксеновых базальтов (81 ан.) – 7, пикритовых базальтов (72 ан.) – 8. Перидотитовые силлы: (Тернаволоцкий (16 ан.), Гомсельгский (45 ан.), Кончезерский (6 ан.) – 9. Калевийский вулканический комплекс. Субщелочные базальты: эффузивная фация (5 ан.) – 10, субвулканическая (20 ан.) – 11. *Норильское плато* (Олейников, 1979). Недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы: производные толейтовой магмы (Кайорканская, Лонгтоко и др.) – 12. Дифференцированные пикрит-базальтовой (Пикритовая, Моронго) – 13. Интрузивы (пикрит-базальтовая магма): Норильско-Талнахской группы (Норильск I, II, Талнах, Нижне-Талнахская) – 14. Нерудоносные (Нижнедюкинская) – 15. *Бураковская расслоенная интрузия перидотит-габброноритового комплекса* (Лавров, Трофимов, 1990). Средневзвешенный состав (239 ан.) – 16. Эндоконтактный габбронорит (15 ан.) – 17

**Fig. 32.** Composition diagram of  $K_2O+Na_2O-Fe_2O_3+FeO-MgO$  rocks of trap formation (Trofimov, Golubev, 2000):

*Onega plateau.* Jatulian volcanic complex. Basaltic lava (Golubev, Svetov, 1983): 1 – early (64 an.), 2 – middle (102 an.) and 3 – late (24 an.) phases. Gabbro dolerite sills (N.N. Trofimov): Pudozhgorsky (54 an.), Koikary – Svyatnavolok (43 an.), Mednye Gory (37 an.). Zaonezhsky volcanic complex (after A.I. Golubev): basaltic lava (96 an.) – 5; gabbro dolerite sills – 6 (Vishkozersky – 14 an., Unitsky – 24 an., Konchezersky – 12 an., Kondopozhsky – 23 an., Munozersky – 25 an.). Suisari volcanic complex: plagioclase and pyroxene basalt lava (81 an.) – 7, picritic basalt lava (72 an.) – 8; peridotite sills: (Ternavoloksky – 16 an., Gomselgsky – 45 an., Konchezersky – 6 an.) – 9. Kalevian volcanic complex. Subalkaline basalt: effusive facies (5 an.) – 10, subvolcanic facies (20 an.) – 11. *Norilsk plateau* (Oleinikov, 1979). Nondifferentiated and poorly differentiated intrusive units: derived from tholeiitic magma (Kaiorkanskaya, Longtoko, etc.) – 12. Differentiated intrusive units derived from picritic basalt magma (Picritic, Morongo) – 13. Intrusives (picritic-basaltic magma): Norilsk-Talnakh group (Norilsk I, II, Talnakh, Nizhne-Talnakh) – 14. Nonmetalliferous (Nizhnedyukinskaya) – 15. *Burakovskaya layered intrusion of a peridotite-gabbronorite complex* (Lavrov, Trofimov, 1990). Weighted average composition (239 an.) – 16, endocontact gabbronorite (15 an.) – 17

#### 2.4.1.1. Комплексная характеристика титаномагнетитовых с золотом и МПГ рудопроявлений Пудожгорского типа

##### 2.4.1.1.1. Геологическое строение Пудожгорского интрузива

Среди многочисленных субвулканических интрузий ятулия и людиковия Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий силлы Онежской структуры существенно отличаются особенностями положения, состава и степенью дифференцированности. Они расположены в краевых частях Онежской впадины в раме и на границе с ней, симметрично относительно ее бортов (рис. 10), кристаллизовались из флюидонасыщенных высокожелезистых расплавов.

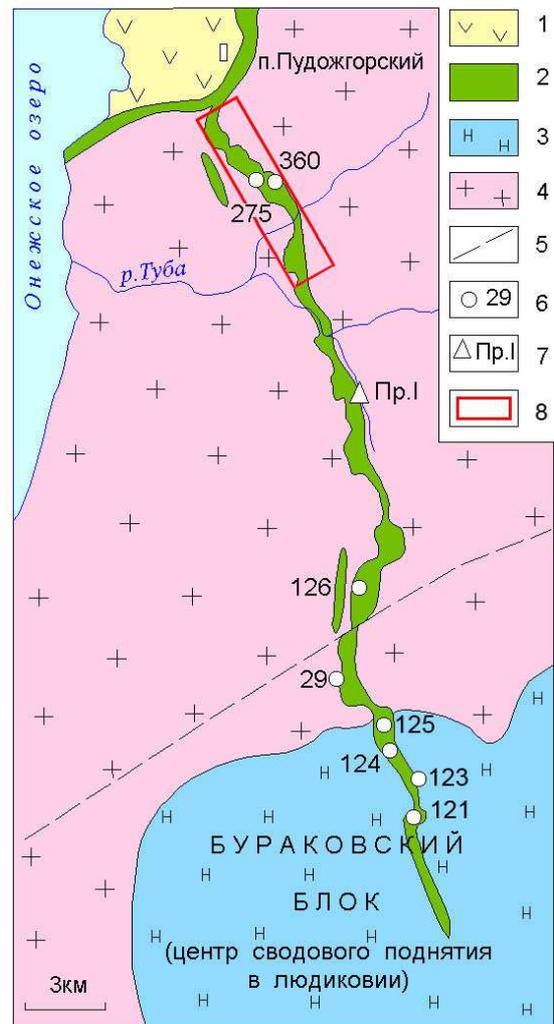
Их формирование обусловлено особыми (уникальными) геодинамическими условиями – возникновением периодических режимов сжатия в бортах структуры, компенсирующих нагрузки этапов растяжения в ее центральных частях. В связи с чем в верхней коре происходили приостановка (возможно, неоднократная) поднимающихся мантийных выплавок и их дифференциация вследствие временного пережима подводящего канала и образования промежуточных камер.

Пудожгорская пластовая интрузия габбродолеритов выполняет трещины растяжения в верхнеархейских плагиомикроклиновых гранитах, в плане имеет линейную дайкообразную форму, вытянутую параллельно оси рифта в северо-западном направлении на расстоянии 30 км (Трофимов, Голубев, 2008). Ее северная часть, имеющая наиболее пологое залегание (5–15°), детально разведана и известна под наименованием Пудожгорское титаномагнетитовое месторождение, а южная – Тубозерское рудопроявление, изучена слабо. Южный фланг Пудожгорской интрузии инъецирует Бураковский массив (рис. 33).

Койкарско-Святнаволоцкий силл имеет аналогичную протяженность и простирание, залегает в смятой в пологие складки вулканогенно-осадочной толще ятулия (рис. 34). Возраст этих интрузий 1983,4±6,5–1984±8 млн лет (Филиппов и др., 2007). Они имеют примерно одинаковую мощность (100–150 м) и строение, сформированы высокожелезистыми (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 21,0–21,9%), высокотитанистыми (TiO<sub>2</sub> – 2,85–3,1%), обогащенными V, Cu, S расплавами с региональным фоном благородных элементов на порядок выше кларка (Трофимов и др., 2002) и истощенными по Ni, Co, Cr (табл. 27). Интрузии дифференцированы на нижнюю – габбродолеритовую и верхнюю – диоритовую зоны. Тренд дифференциации их сопоставим с заключительным этапом кристаллизации расслоенных интрузий (Трофимов и др., 2002). С учетом закалочных зон Пудожгорский интрузив дифференцирован на 9 слоев и горизонтов, образующих две зоны: нижнюю – габбродолеритовую (инт. 197,5–244,1 м), верхнюю – диоритовую (табл. 28).

В целом для разрезов обеих интрузий типично широкое развитие фтор-, хлор- и гидроксилсодержащих силикатов – амфиболов, биотита, хлорита, что, вероятно, указывает на высокие концентрации летучих, в т. ч. галоидов и воды, в исходном расплаве.

Эндоконтактные слои и зоны закалки верхнего и нижнего контактов имеют одинаковый состав, сложены амфиболизированным долеритом, по составу близким к исходному расплаву. Структура закалочных пород порфировая, с фенокристами призматического плагиоклаза, структура основной массы бластоофитовая. Плагиоклаз интенсивно хлоритизирован и незначительно сосюритизирован. Породы эндоконтактов имеют мелкозернистое сложение, структура бластоофитовая, с реликтами офитовой. Первичный парагенезис – авгит, лабрадор, андезин, кварц, ортоклазовый гранофир, титаномагнетит. Плагиоклаз неравномерно замещен эпидот-цоизитовым агрегатом и альбитизирован. Моноклинный пироксен



**Рис. 33.** Геологическая карта Пудожгорского интрузива:

- 1 – вулканогенно-осадочные образования верхнего ятулия; 2 – Пудожгорский комплекс; 3 – Бураковский комплекс; 4 – гранитогнейсы и граниты; 5 – тектонические нарушения; 6 – номер скважины; 7 – номер профиля; 8 – Пудожгорское месторождение

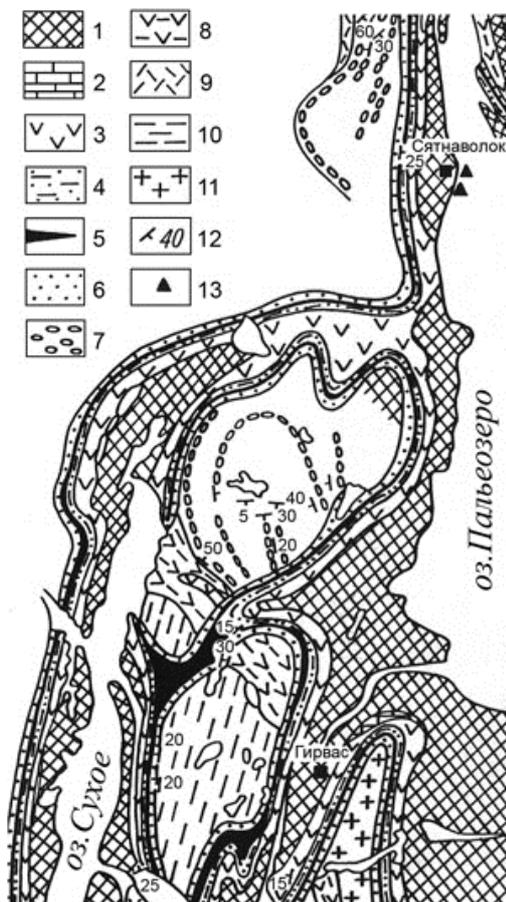
**Fig. 33.** Geological map of the Pudozhgorsky intrusive:

- 1 – Upper Jatulian volcanic-sedimentary rocks; 2 – Pudozhgorsky complex; 3 – Burakovsky complex; 4 – granite gneisses and granites; 5 – tectonic dislocations; 6 – borehole number; 7 – profile number; 8 – Pudozhgorskoye deposit

амфиболизирован, по амфиболу развивается хлорит. Содержание ортоклаза по нормативному составу 4,3–5,9%, кварца – около 2%, титаномагнетита – 10%. Для титаномагнетита характерен грубопластинчатый распад с обособлением ильменитовой фазы. Содержание окислов Ca и Mg близко к таковым в нижней части подрудного горизонта и составляет, соответственно, 7,7–8,6% и 5,1–5,2%, а Fe и Ti ниже на 20%, чем средневзвешенное по интрузиву. Содержание кремнезема в эндоконтактных породах менее 49%, что отвечает авгит-андезин-лабрадоровым долеритам.

Габбродолеритовая зона имеет мощность 40–50 м. Она сложена габбродолеритами и подразделяется на два горизонта – подрудный и рудный.

*Подрудный горизонт* сложен неравномерно амфиболизированным титаномагнетитсодержащим (10–20%) мелко-, среднезернистым (0,2–2,0 мм) авгит-лабрадоровым мезократовым долеритом с офитовой и субпойкилоофитовой структурой. Содержание кремнезема в них менее 53%, в среднем 41–45%, что с учетом других параметров, согласно классификации QAPF, характеризует их как долериты и монцодолериты. В нормативном составе содержание кварца в них достигает 2%, ортоклаза – 4–6%. Содержания железа в пересчете на окисное в верхней части горизонта – 20–24%, в нижней – 17–18%, TiO<sub>2</sub> – 1–3%, что близко к средневзвешенному по интрузиву. Для этой части разреза интрузива характерна наиболее высокая сохранность первичного минерального парагенезиса. Четко проявлен идиоморфизм плагиоклаза, указывающий на его более раннюю кристаллизацию. Пироксен заполняет оставшееся пространство, в поле которого сосредоточен титаномагнетит. Плагиоклаз – лабрадор-битовнит (60–71,1% An). Пироксен представлен только моноклинной разновидностью – авгитом (Wo 36,5–38,8%; En 38,1–40,4%; Fs 27,5–20,6%), неравномерно замещается ферророговой обманкой и ферроактинолитом с нарастающей железистостью и подщелоченностью во второй генерации. В амфиболах содержание суммы окислов Na и K – 0,5–1,2%, Cl – 0,2–0,6%. Среди вторичных минералов доминирует биотит (до 2%), тяготеющий пространственно к титаномагнетиту. Плагиоклаз неравномерно и частично замещен сосюритом, эпидотом, серицитом. В интерстициях и в виде пойкилитовых включений в пироксене отмечены участки с гранофировой структурой. В подрудном горизонте наиболее высокие концентрации хрома для разреза в целом – 150 г/т Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а Ni, Co, Cu, Zn – ниже, чем в рудном.



**Рис. 34.** Схема геологического строения района пос. Гирвас – д. Святнаволок (сост.: В.А. Соколов, Л.П. Галдобина, А.И. Голубев, А.П. Светов, К.И. Хейсканен, 1972):

ятулий: 1 – габбродолериты; 2 – карбонаты и алевролиты верхнего ятулия; 3 – базальты среднего ятулия; 4 – песчаники, гравелиты среднего ятулия; 5 – базальты нижнего ятулия; 6 – песчаники, гравелиты и конгломераты нижнего ятулия.

Сумий+сариолий: 7 – полимиктовые конгломераты; 8 – андезит-базальты; 9 – кислые эффузивы; 10 – вулканогенно-осадочные образования зеленокаменного пояса; 11 – гранитоиды; 12 – элементы слоистости; 13 – участок детальных исследований

**Fig. 34.** Scheme showing the geological structure of the Girvas-Svyatnavolok area (V.A. Sokolov, L.P. Galdobina, A.I. Golubev, A.P. Svetov, K.I. Heiskanen, 1972):

Jatulian: 1 – gabbro dolerites; 2 – Upper Jatulian carbonates and siltstones; 3 – Middle Jatulian basalt; 4 – Middle Jatulian sandstones and gravelstones; 5 – Lower Jatulian basalt; 6 – Lower Jatulian sandstones, gravelstones and conglomerates.

Sumian+Sariolian: 7 – polymictic conglomerates; 8 – andesite-basalt; 9 – felsic effusive rocks; 10 – volcanic-sedimentary rocks of the Vedlozero-Segozero greenstone belt; 11 – granitoids; 12 – bedding elements; 13 – detailed study area

Таблица 27. Средний состав интрузивов Онежской впадины трапповой формации с титаномагнетитовой минерализацией (Трофимов, 2010)

Table 27. Average composition of the Onega depression intrusives of the trap formation with titanomagnetite mineralization (Trofimov, 2010)

Компоненты, масс.%, г/т	Трапповая формация				Зона магнетитовых диоритов Бураковского плутона
	Пудожгорский комплекс		Чинозерский интрузив	Рыборецкий интрузив	
	Пудожгорский интрузив	Койкарско-Святнаволоцкий интрузив			
Кол. ан-в	80	57	25	24	53
SiO <sub>2</sub>	50,65	46,30	49,34	50,70	50,51
TiO <sub>2</sub>	2,74	3,10	2,07	2,19	1,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,90	13,10	12,46	12,05	15,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,30	6,02	6,74	3,41	4,99
FeO	12,62	13,5	10,21	12,46	9,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> '	21,32	21,00	18,08	17,26	15,25
MnO	0,204	0,200	0,188	0,16	0,156
MgO	2,43	4,11	4,91	4,90	4,76
CaO	4,92	7,60	6,90	7,93	8,30
Na <sub>2</sub> O	3,82	3,18	3,79	3,08	3,70
K <sub>2</sub> O	1,19	0,71	0,64	1,30	0,55
H <sub>2</sub> O	0,24	0,21	0,16	0,18	–
ППП	1,83	1,74	1,99	–	–
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,27	0,268	0,23	0,08
Cr	70	86	57	86	62
V	592	790	427	467	510
Co	52	56	50	56	86
Ni	48	51	63	57	118
Cu	541	543	258	193	352
S <sub>общ.</sub>	1180	780	900	1000	700

Таблица 28. Строение и состав Пудожгорского интрузива по скв. 29. Тубозерский участок (Трофимов, 2010)

Table 28. Structure and composition of the Pudozhgorsky Intrusive for borehole № 29. Tubozersky prospect (Trofimov, 2010)

Интервал, м	Мощность, м	Наименование слоя и горизонта	Первичный минеральный парагенезис
128,4–131,3	2,9	Слой верхнего эндоконтакта и зоны закалки	Лабрадор–51,8–57,4; Андезин–37,5–48,6 Ort, tmt, Av
131,3–137,0	5,7	Переходный слой верхних долеритов	Олигоклаз № 17,8 Альбит № 2,3–8,7 Ort, tmt, Av
137,0–145	8,0	Такситовый горизонт	Альбит № 0,6 Олигоклаз № 25–29,3 Ort, Amf
145–185	40,0	Гранофировый горизонт	Альбит Ортоклаз mt, Amf
185–197,5	12,5	Надрудный горизонт	Альбит № 1,9–8,1 Олигоклаз № 13,1–26,4 Андезин № 37,8–47,9, Av
197,5–201,0	3,5	Переходный слой нижних долеритов	Лабрадор № 55,3–57 tmt, Av
201,0–218,4	17,4	Титаномагнетитовый горизонт	Лабрадор № 50,1–61,4 Андезин № 37,4–44,4 Av, tmt
218,4–240,0	21,6	Подрудный горизонт	Лабрадор № 50,6–63,6 Андезин № 42,3–48,0 Av, tmt
240,0–244,1	4,1	Зона закалки и нижний эндоконтакт	Лабрадор № 54,6–61,0 Андезин № 40,2–45,9 Ort, tmt, Av

Примечание. Ort – ортоклаз, tmt – титаномагнетит, Av – авгит, Amf – амфибол.

Note. Ort – orthoclase, tmt – titanomagnetite, Av – augite, Amph – amphibole.

Рудный (благороднометалльно-титаномагнетитовый) горизонт залегают параллельно лежащему контакту интрузии в среднем в 25–30 м от ее подошвы (рис. 35, 36), не имеет резких литологических границ, за счет постепенного уменьшения содержания титаномагнетита от 60% в промышленной части залежи до 20% – в краевых. По составу и структуре пород он близок подрудному горизонту, отличаясь более высоким содержанием титаномагнетита (30–50%) и понижением основности лабрадорowego плагиоклаза. Из-за высоких концентраций железа – 25,6%, двуокиси титана – 7,52% и пятиокиси ванадия – 0,388% средний химический состав пород горизонта резко выделяется среди других дифференциатов Пудожгорской интрузии чрезвычайно низким содержанием кремнезема (32,2%), характерным для ультраосновных пород, хотя по первичному парагенезису – это авгитовый андезин-лабрадоровый (44,2–60,7% An) титаномагнетитовый долерит. Основность плагиоклаза последовательно убывает вверх по разрезу. С различной степенью интенсивности плагиоклаз замещен эпидот-цоизитовым агрегатом, а в кровле горизонта – альбитизирован. Пироксен (авгит) амфиболизирован (бурая железистая роговая обманка, ферроактинолит) с сохранением неизменных реликтов в нижней части горизонта.

Здесь широко проявлены аутометасоматические преобразования, сопровождаемые осаждением сульфидов и мобилизацией БЭ, интенсивность которых нарастает вверх по разрезу горизонта.

Рудный горизонт подразделяется на три слоя.

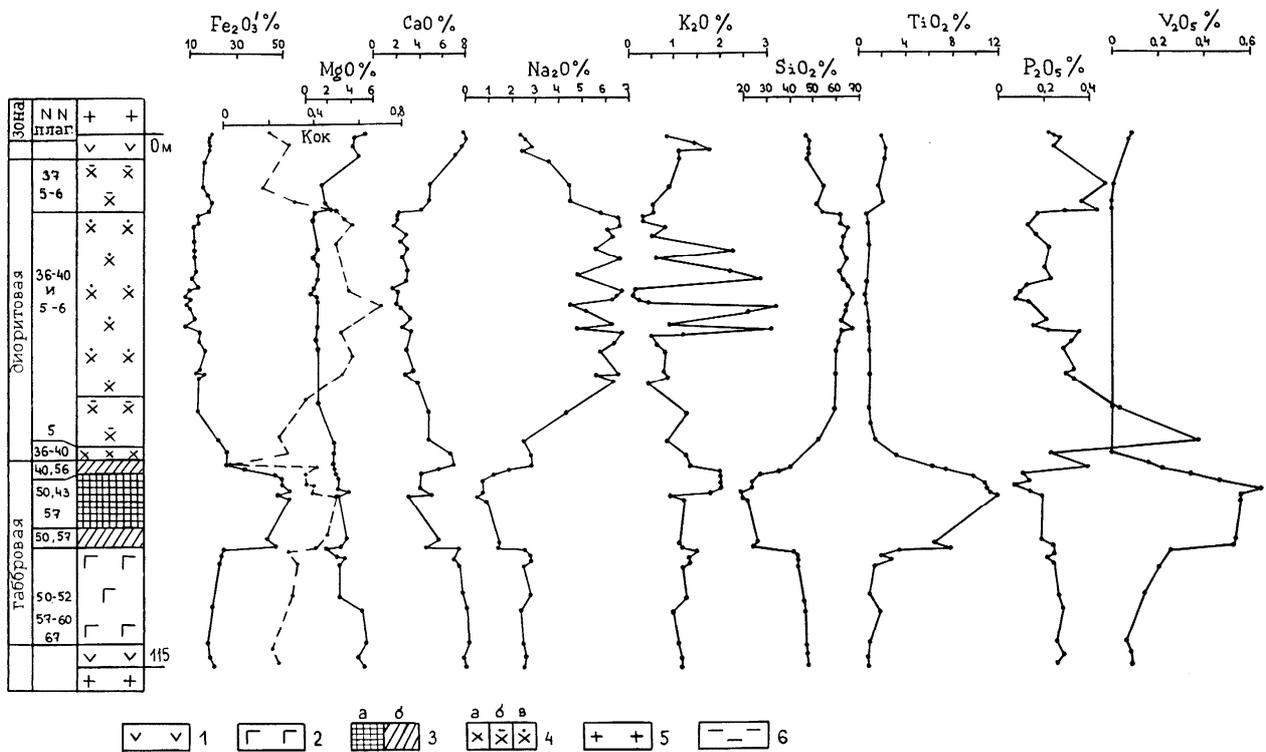


Рис. 35. Дифференцированное строение Пудожгорской интрузии и распределение основных порообразующих окислов, масс. %:

1 – афанитовый меланократовый габбродолерит; 2 – среднезернистый амфиболизированный габбродолерит с вкрапленностью титаномагнетита (5–20%); 3 – габбродолерит с титаномагнетитовым оруденением: а – средне-, густовкрапленным (30–60%), б – убоговкрапленным (20–30%); 4 – альбит и анортоклазсодержащий биотит-амфиболовый диорит и кварцевый диорит: меланократовый (а), мезократовый (б), лейкократовый, насыщенный гранофиром (в); 5 – гранит; 6 – кварцитопесчаники, доломиты

Fig. 35. Differentiated structure of the Pudozhgora intrusion and the distribution of major rock-forming oxides, mass. %:

1–3 – gabbro dolerites: 1 – aphanitic melanocratic; 2 – medium-grained amphibolized with titanomagnetite dissemination (5–20%); 3 – with titanomagnetite mineralization (a – medium-, densely disseminated – 30–60%, b – poorly disseminated – 20–30%); 4 – albite and anorthoclase-bearing biotite-amphibole diorites and quartz diorites: melanocratic (a), mesocratic (b), leucocratic, granophyre-saturated (c); 5 – granites; 6 – quartzitic sandstones and dolomites

Слой № 1 – кровля с убогими (5–20% титаномагнетита) рудами, переходный слой 3.2 по Я.Х. Еселеву и др. (1952), характеризуется максимально интенсивным проявлением аутометасоматоза. Плагноклаз с ярко выраженным идиоморфизмом по сравнению с пироксеном полностью альбитизирован или замещен эпидот-цоизитовым агрегатом. Интерстиционные промежутки между его кристаллами выполнены амфиболизированным пироксеном и местами гранофиром, доля которого резко возрастает (до 10–15%) к кровле горизонта. Титаномагнетит сильно лейкоксенизирован, вплоть до полных псевдоморфоз. Характерно появление вторичного ильменита, образующего субграфические сростания с сине-зеленым актинолитом и биотитом. Содержание второстепенных рудных элементов в слое № 1 в 2–4 раза ниже, чем в рудном пласте, масс. %:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0,003,  $\text{CoO}$  – 0,006–0,007,  $\text{NiO}$  – 0,005,  $\text{CuO}$  – 0,1,  $\text{ZnO}$  – 0,035.

Титаномагнетитовая залежь мощностью 5–10 м (рудный пласт) слагает основную часть рудного горизонта, имеющего промышленное значение. Она сложена густо- и средневкрапленными титаномагнетитовыми рудами, содержание кремнезема в которых наиболее низкое – 28,9%, вследствие чего в нормативном составе пород рассчитывается оливин (10–20%). Однако по модальному составу это долериты. Кровля рудной залежи четко отбивается по химсоставу пород, характеризуясь резким увеличением содержаний Fe, Ti, V и не менее контрастным уменьшением Si, Al, Ca, Mg, Na, K, P, S. Руды комплексные – Fe-Ti-V. Содержание валового железа в пересчете на окисное составляет в них для Пудожгорской интрузии – 47,65 и Койкарско-Святнаволоксской – 28,1%, двуокиси

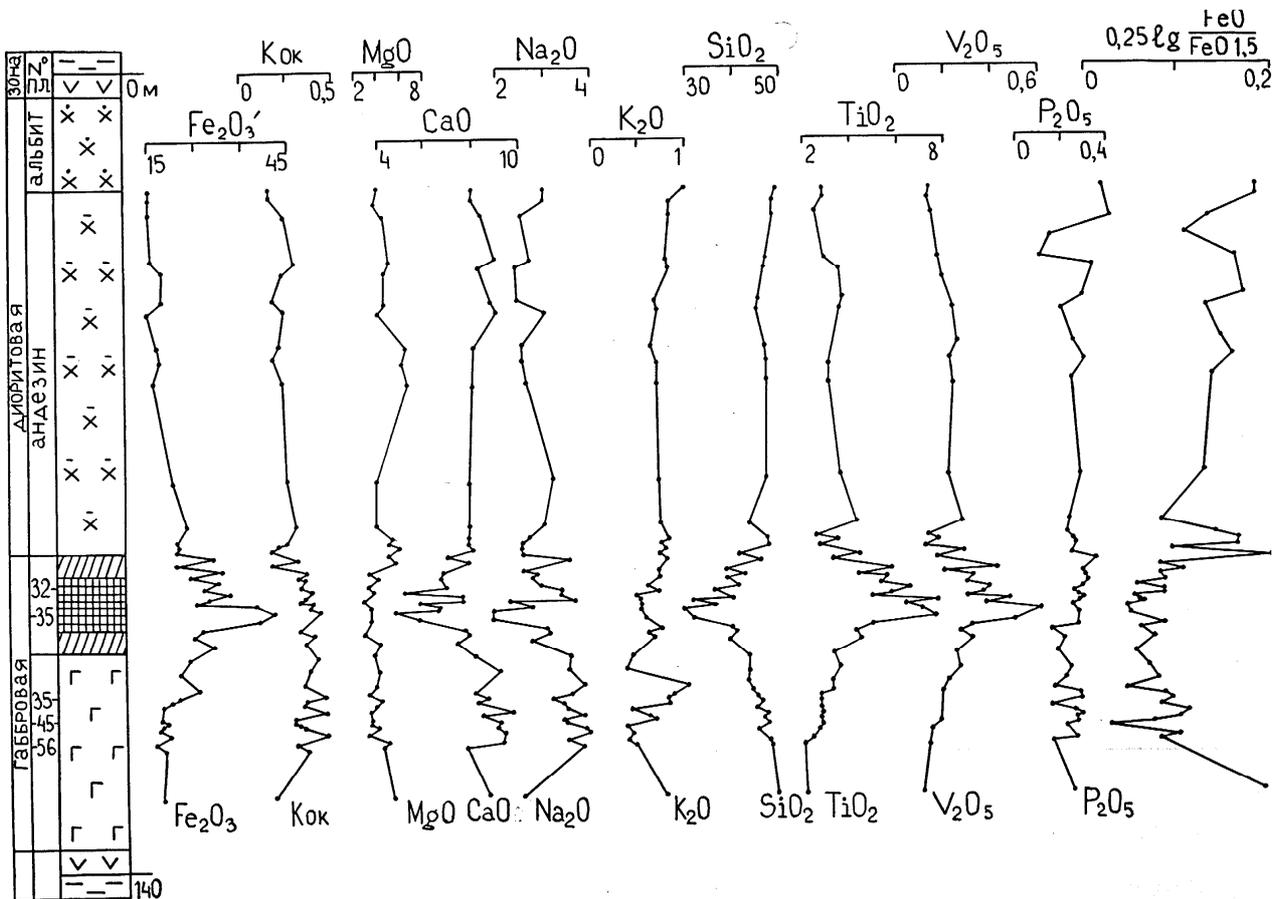


Рис. 36. Дифференцированное строение Койкарско-Святнаволоксской интрузии и распределение основных породообразующих окислов, масс. %:

условные обозначения на рис. 35

Fig. 36. Differentiated structure of the Koikary-Svyatnavolok intrusion and the distribution of major rock-forming oxides, mass. %:

for symbols, see Figure 35

титана, соответственно, 9,25 и 4,89%, ванадия – 0,3 и 0,19%. Между содержаниями Fe, Ti, V существует прямая корреляционная зависимость. Текстура руд – равномерновкрапленная, структура – идиоморфнозернистая. Кристаллы титаномагнетита преимущественно мелкозернистые, содержат значительное количество силикатных включений. Магнетит с ильменитом образуют предельно насыщенную эмульсионную, пластинчатую и решетчатую структуры распада твердых растворов двух-трех уровней (от тонкой до микроскопической). Содержание кремнезема в отдельных интервалах снижается до 20,66%, а  $TiO_2$  достигает 12%. Концентрация пятиокси ванадия в руде изменяется в пределах 0,24–0,672%. Вредные примеси содержатся в незначительных количествах (S – 0–0,21%, P – 0,10–0,38%). Концентрация в пласте V, Ti, Fe убывает от кровли к подошве. Содержание в рудном пласте Cr, Co, Ni, Zn максимальное для интрузива, но в целом незначительное – сотые доли процента, и промышленного значения не имеет. Содержание меди изменяется от 0,034 до 0,575% и в среднем по трем пересечениям составляет 0,174%, по данным ревизионного опробования – 0,13% (Савина, 1966).

Титаномагнетитовая залежь по основным компонентам, содержащимся в руде, подразделяется на два слоя, которые в составе рудного горизонта определяются как слой № 2 и слой № 3 (Трофимов, Голубев, 2008).

*Слой № 2* сложен преимущественно густовкрапленными рудами с наиболее высоким содержанием титаномагнетита размерностью 0,5–1 мм. Текстура руд вкрапленная, структура идиоморфнозернистая. Пироксен – авгит (Wo 36,0%, En 39,7%, Fs 24,4%); плагиоклаз – лабрадор (51,6–57,9% An) и андезин (44,2–48,3 An). Пироксен амфиболизирован с сохранением реликтов, чаще побуревших и опациitized. По амфиболу развиваются биотит и хлорит. Наиболее поздний парагенезис представлен биотитом, актинолитом ( $\pm$ хлоритом), образующими субграфические сростания с вторичным ильменитом. Формирование этой ассоциации сопровождается образованием сульфидов и благороднометаллической минерализации. Сульфиды представлены халькопиритом и борнитом.

В этом слое наиболее высокие концентрации всех рудных элементов –  $Fe_{вал}$  (30–36,9%),  $TiO_2$  (9–11%),  $V_2O_5$  (0,4–0,67%), CuO (0,03–0,57%), CoO (0,01–0,03%), NiO (0,02–0,10%), ZnO (0,01–0,08%), кроме Cr (Трофимов, Голубев, 2008). В верхней части слоя возрастает содержание кальция почти в 1,5 раза за счет кристаллизации биотита.

*Слой № 3* представлен средневкрапленными титаномагнетитовыми рудами (лейкократовый авгит-лабрадоровый долерит) нижней половины рудной залежи. Порода неравномерно амфиболизирована (ферророговая и ферроактинолитовая роговая обманка).

*Надрудный горизонт* сложен породами, переходными между титаномагнетитовыми долеритами и диоритами – кварцевыми диоритами гранофирового горизонта. Мощности этих горизонтов связаны обратной зависимостью. Надрудный горизонт подразделяется на два слоя (Еселев и др., 1952): нижний – мелкозернистый и верхний – среднезернистый, граница между которыми выделяется условно.

Породы нижнего слоя сильно изменены аутометасоматическими процессами, что определяет их структуру – от бластоофитовой до кристаллобластической. Первичные минералы – пироксен и предположительно основной плагиоклаз – здесь не сохранились и псевдоморфно замещены железистой бурой роговой обманкой и эпидот-цоизитовым агрегатом. Содержание титаномагнетита не превышает 10% (среднее 5–7%). Обычно он интенсивно лейкоксенизирован и ассоциируется с апатитом, кварцем и гранофировым компонентом (до 5%).

Для пород верхнего слоя характерна преимущественно средне- крупнозернистая бластогабброофитовая структура, частично гранофировая (10–20% гранофира). Пироксен (авгит) почти нацело замещен сине-зеленой роговой обманкой. Плагиоклаз (№ 18–57) повсеместно замещен эпидот-цоизитовым агрегатом. Содержание лейкоксенизированного титаномагнетита 5–15%, местами до 20%. Ильменит перекристаллизован с укрупнением кристаллов, часто образует субграфические сростания с биотитом и амфиболом. Содержание железа в пересчете на окисное в среднем для надрудного горизонта – 20,4%, чуть ниже среднего для исходного расплава, а  $TiO_2$ , наоборот, выше – 3,15% вследствие привноса Ti и кристаллизации ильменита-II.

В надрудном горизонте разведочными работами установлены малоразмерные (мощность 1–2 м, длина 50–100 м) «висячие» линзовидные слои титаномагнетитовых руд. Обычно они залегают на 5–10 м, местами до 26 м выше основного рудного горизонта и параллельно ему. Изредка встречаются более крупные тела (мощность 15 м, длина 200 м) с качественными рудами (уч. Див-гора). Линзы

висячих руд встречены только на участках захвата гранитных клиньев интрузией и резких подворотов с крутым падением – нарушение гравитационного режима отделившихся рудных ликватов (Трофимов, Голубев, 2008).

*Гранофировый горизонт* является наиболее контрастным дифференциатом Пудожгорского интрузива по химическому и минеральному составам, структуре пород и содержанию  $\text{SiO}_2$  (54,8–69,9%). Характеризуется наиболее высоким содержанием щелочей – 5–7% ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) и самым низким –  $\text{TiO}_2$  (1,3%). По модальному составу породы относятся к монцогранитам – кварцевым монцодиоритам с гранофировой, гипидиоморфнозернистой и гранодиоритовой средне- крупнозернистыми структурами. Содержание темноцветных не превышает 20–30%. Первичный парагенезис – альбит (0–5% Ап), ортоклаз, кварц, железистый амфибол. Амфиболы (ферроэденит, ферророговая обманка, ферроактинолит) гранофирового горизонта имеют самую высокую железистость (F 0,90–0,93) и максимальные концентрации хлора – 1,82–2,47% среди амфиболов из других дифференциатов интрузива. Количество гранофировых обособлений в данном горизонте составляет 10–50%. Гранофир, выполняющий интерстиционные промежутки между идиоморфными выделениями альбита и амфибола, по составу преимущественно ортоклазовый, но в кровле горизонта сменяется альбитовым. Вторичные минералы – амфибол, биотит, хлорит, магнетит; аксессуарные – апатит (1–3%), концентрирующийся преимущественно в амфиболе ранней генерации. Альбит и ортоклаз – пелитизированы. Магнетит-ильменитовое отношение в породах гранофирового горизонта варьирует в пределах 1–4, что, вероятно, обусловлено привнесом железа из рудного горизонта интрузива.

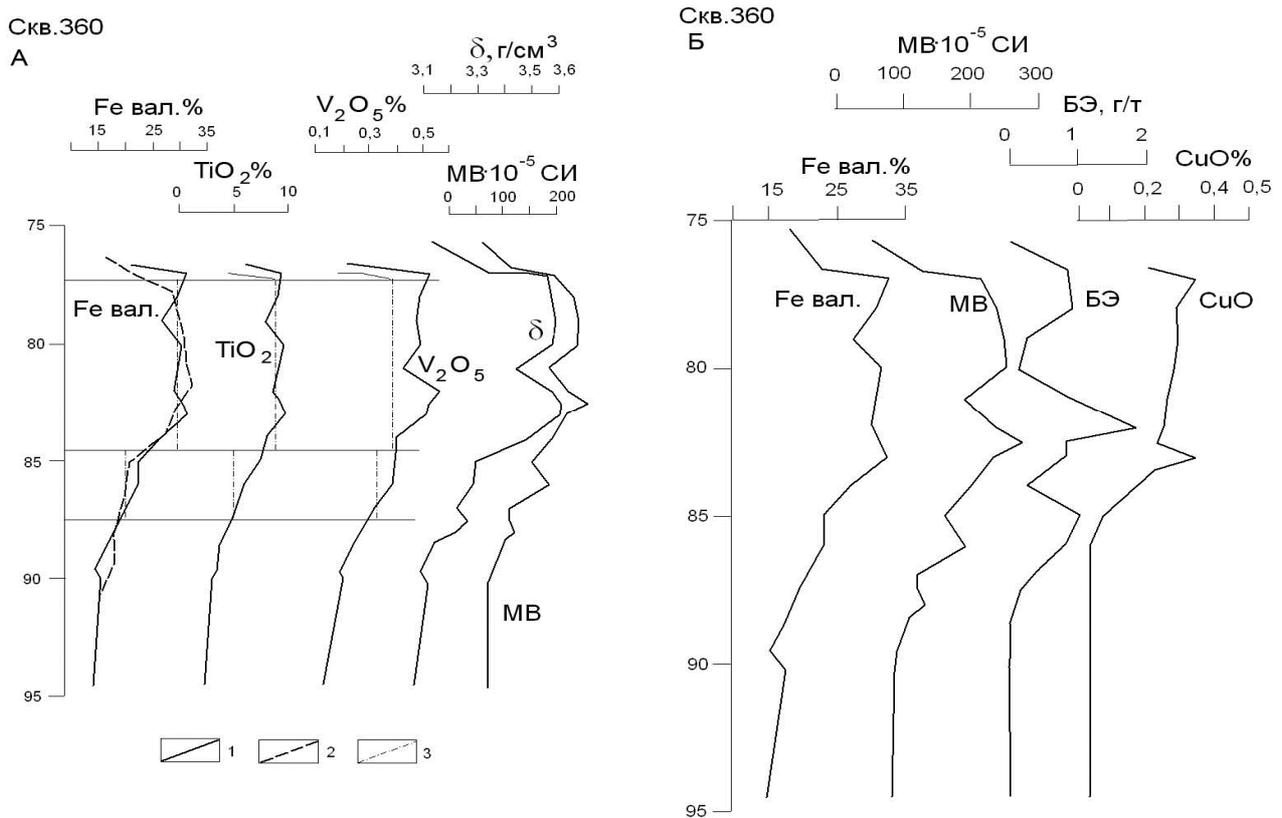
*Такситовый горизонт* залегает на гранофирах, примыкая к горизонту «верхних» долеритов или эндоконтакту интрузива. Слагающие его породы – мезократовые среднезернистые с пятнистой такситовой текстурой, обусловленной появлением лейкократовых обособлений размером до 3 см светло-розового или красноватого цвета. Первичными минералами являются альбит, олигоклаз, ортоклаз, кварц, титаномагнетит, амфибол и в верхней части горизонта – авгит. По кремнекислотности породы отвечают диоритам.

*Слой «верхних» долеритов* является продолжением вниз эндоконтактовых дифференциатов. По модальному составу и классификации QAPF породы этого слоя относятся к монцодолеритам, по содержанию кремнезема – к долеритам. В них резко возрастает содержание  $\text{K}_2\text{O}$  – от 1 до 2,3–2,8%, а нормативного ортоклаза в 2–3 раза (13,6–16,7%). Из-за дефицита кремнезема в нормативном составе отсутствует кварц (при фактическом содержании 1–3%) и появляется оливин. В первичном парагенезисе установлены авгит, плагиоклаз (лабрадор-андезин), титаномагнетит (10–15%).

#### 2.4.1.1.2. Благороднометалльное оруденение Пудожгорского комплекса

Благороднометалльное оруденение в Пудожгорском комплексе выявлено в последние десятилетия и изучалось, соответственно, в то время, когда буровой керн прошлых лет был уже практически полностью утрачен (Трофимов, Голубев, 2008). Главной особенностью благороднометалльной минерализации является ее полная совмещенность с титаномагнетитовым оруденением и парагенетическая – с сульфидным, что обеспечивает технологическую извлекаемость БЭ при убогих концентрациях без дополнительных финансовых затрат. Представлена она триадой – двумя платиноидами (Pd, Pt) и золотом (Au). Технологически еще извлекается и серебро, но его ценность на два порядка ниже, а концентрации ниже чувствительности пробирного анализа.

В *Пудожгорском интрузиве* благороднометалльное оруденение приурочено к рудному титаномагнетитовому горизонту, промышленная рудная залежь в пределах которого прослежена по простиранию на 7,1 км, по падению – 200–1400 м (считая от выхода его на поверхность) без признаков выклинивания. Установленная глубина залегания рудного пласта колеблется от 0,0 до 330,75 м, при этом ближе к северо-восточной границе интрузии, на всем протяжении ее, он выходит на поверхность. Видимая горизонтальная мощность его выхода на поверхность изменяется от 10–15 м до 80 м, определяясь вариациями угла падения (2–50°). Наиболее крутое падение рудного пласта отмечается на флангах месторождения. Общая вертикальная мощность рудного пласта варьирует в пределах от 7,37 м до 23,23 м, средняя – в пределах контура подсчета запасов кат. А+В+С1+С2 равна 15 м (Еселев и др., 1952), что составляет примерно 2/3 мощности всего рудного горизонта. По падению рудная залежь прослежена до глубины 220–330 м, при этом мощность, а также концентрация титаномагнетита в ней не уменьшаются.



**Рис. 37.** Пудожгорское месторождение. Благороднометалльно-титаномагнетитовый горизонт. Скв. 360. Взаимосвязь физических свойств пород (плотности –  $\delta$ , магнитной восприимчивости – MB) и содержаний рудных компонентов:

1 – рядовые пробы (ИГ КарНЦ РАН); 2, 3 – геологоразведочные пробы 1952 г. (2 – секционные; 3 – объединенные)

**Fig. 37.** Pudozhgorskoye deposit. Noble-metal-titanomagnetite horizon. Borehole 360. Relationship of the physical properties of rocks (density –  $\delta$ , magnetic susceptibility – MS) and concentrations of ore components:

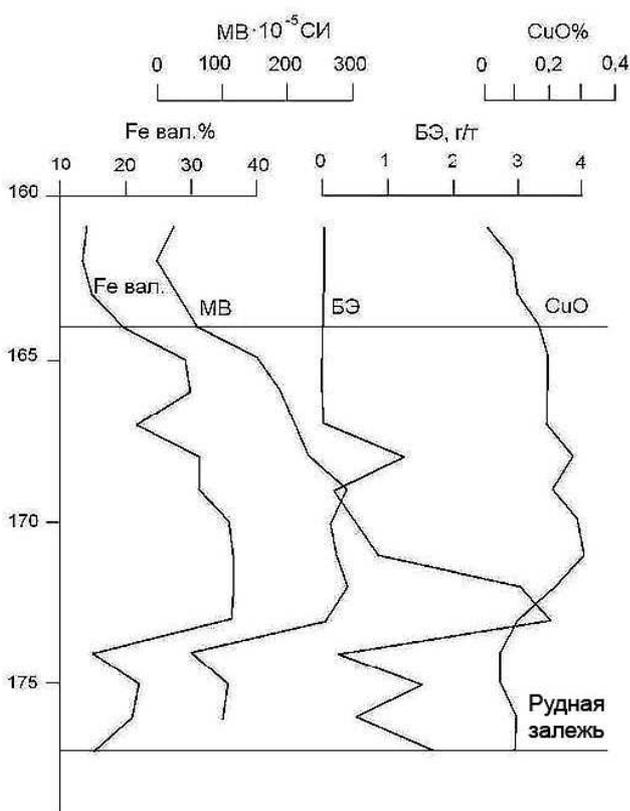
1 – routine sample (IG, KarRC, RAS); 2, 3 – prospecting samples taken in 1952 (2 – sectional; 3 – combined)

Промышленно значимый рудный пласт в пределах горизонта выделяется не только по содержанию  $Fe_{вал.}$ , но и по связанным с ним корреляционной зависимостью концентрациям  $TiO_2$  и  $V_2O_5$ , а также плотностью ( $\delta$ ) и магнитной восприимчивостью (MB) пород (рис. 37). Содержание  $Fe_{вал.}$  положительно коррелируется с медно-сульфидной минерализацией (рис. 37Б), хотя и не столь четко, как с Ti и V (рис. 37А). Концентрация благородных элементов находится в более сложной зависимости с содержанием  $Fe_{вал.}$ . Основная масса платиноидов приурочена к густовкрапленным рудам с наиболее высоким содержанием  $Fe_{вал.}$ . Но внутри этого слоя пики концентрации БЭ контролируются нарастанием или всплесками содержаний Cu и одновременно связаны положительной корреляцией с магнитной восприимчивостью пород (рис. 37Б). Последняя отражает, вероятно, не только величину концентрации титаномагнетита в слое, но и степень проявленных метасоматических преобразований.

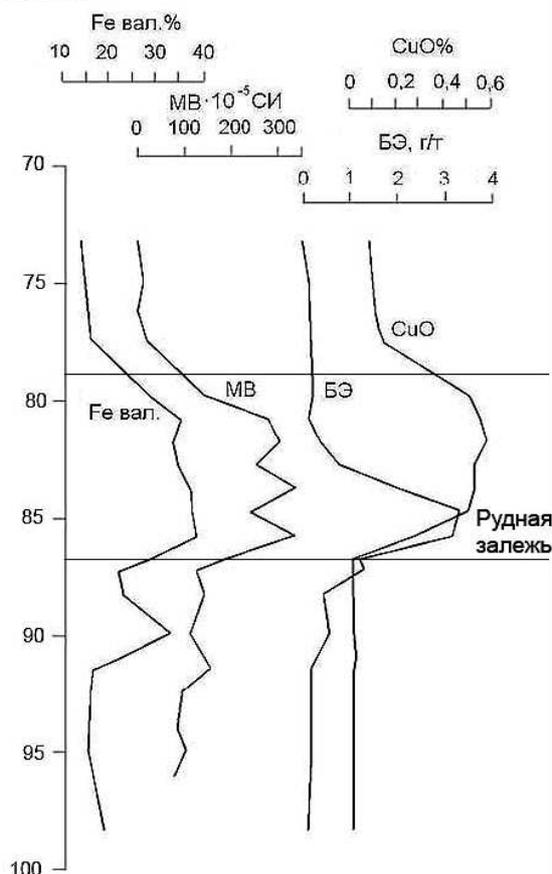
Пробирным анализом установлено, что БЭ сосредоточены только в обогащенных титаномагнетитом слоях – № 2, № 3, в пределах промышленной части рудного горизонта, концентрируясь в нижней и средней частях рудной залежи (рис. 37, 38). Минерализация является золото-платинометалльной – Pd – 46,8%, Pt – 18,6%, Au – 34,6% (табл. 29) и представлена теллуридами палладия (котульскитом, меренскитом, кейктоннитом, сопчеитом), золотом самородным (пробность 885–927‰), электрум, аргентитом и гесситом (табл. 30, 31). Пики концентраций элементов совмещены (рис. 39). При этом наблюдается четкий минералогический контроль резкого увеличения концентраций благородных элементов (БЭ) при смене сульфидного парагенезиса пирит+халькопирит на халькопирит+борнит, т. е. с высокосернистого на более дефицитный по сере (рис. 40). Пробирным анализом в нижней части пласта установлено присутствие родия (2–5 мг/т). Сумма содержания БЭ

составляет 0,707–1,133 г/т на мощность рудной залежи 10,5–12,0 м. Среднее содержание БЭ по трем скважинам, принятое для расчета прогнозных ресурсов месторождения, равно 0,928 г/т (табл. 29), а их среднее содержание в титаномагнетитовой руде по интрузиву в целом составляет, мг/т: Au – 212; Pt – 140; Pd – 353 (Трофимов, 2010). В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5–7 м, обогащенные МПГ со средним содержанием 1,5–2 г/т. Руда не содержит тугоплавких платиноидов, за исключением незначительного содержания Ru – 0,004–0,025 г/т (табл. 32).

Скв.376



Скв.275



**Рис. 38.** Особенности распределения благороднометалльного оруденения в рудной залежи Пудожгорского месторождения

**Fig. 38.** Noble-metal mineralization distribution pattern in the orebody of the Pudozhgorskoye deposit

**Таблица 29. Среднее содержание благородных элементов в рудной залежи и ее обрамлении Пудожгорского месторождения**

**Table 29. Average noble-element content of the orebody and its margin of the Pudozhgorskoye deposit**

№ скв.	Интервал, м	Число анализов	Содержание БЭ, мг/т				Pd/Pt
			Pt	Pd	Au	ΣPt, d, Au	
Рудная залежь (слой 2, 3)							
275	79,8–91,5	12	265	630	238	1133	2,38
360	77,0–87,5	13	133	383	191	707	2,88
376	165,0–177,0	13	128	303	542	973	2,37
Ср. арифм.		38	173	434	321	928	2,51
Соотношение БЭ			18,6%	46,8%	34,6%	100%	
Кровля титаномагнетитового горизонта (слой 1)							
Ср. арифм.		8	11	47	13	71	
Подрудный горизонт (кровля)							
Ср. арифм.		7	19	47	23	89	2,47

Таблица 30. Химический состав минералов платиновой группы в титаномагнетитовых рудах (Голубев и др., 2001)

Table 30. Chemical composition of platinum-group minerals in titanomagnetite ore (Golubev et al., 2001)

Минералы	Pd	Pt	Ag	Bi	Te	As	Сумма	Примечание
Котульскит	44,5	–	–	1,2	54,8	–	100,5	Включение (10 мкм) в халькопирите
	44,8	0,4	–	3,5	51,8	–	100,5	Включение (3 мкм) в амфиболе
	43,5	0,5	–	7,2	48,6	–	99,8	Свободное зерно (5 мкм)
	45,7	0,1	–	2,2	51,8	–	99,8	То же (5 мкм)
Меренскит	29,3	1,2	–	3,1	66,2	–	99,8	Зерно (8 мкм) на границе амфибола и халькопирита, сросток с гесситом
	26,9	1,5	–	4,2	67,2	–	99,8	Свободное зерно (3 мкм)
	24,3	7,1	–	4,8	63,7	–	99,9	То же (6 мкм)
Те-палладинит	60,5	0,7	–	3,1	34,5	–	98,8	То же (5 мкм)
Сопчеит	25,0	0,3	34,5	0,5	40,2	–	100,5	Сросток (5 мкм) с кейктоннитом
Кейктоннит	68,2	–	–	3,9	26,8	–	98,9	Сросток (3 мкм) с сопчеитом
	69,7	–	–	4,5	25,8	–	100,0	Свободное зерно (8 мкм)
Сперрилит	–	56,2	–	–	–	43,5	99,7	Сросток (3 мкм) с золотом самор.
	–	56,8	–	–	–	43,3	100,1	Свободное зерно (3 мкм)

Кристаллохимические формулы минералов

Котульскит	$Pd_{0,96}(Bi_{0,01}Te_{0,99})$	Меренскит	$(Pt_{0,02}Pd_{1,03})_{1,05}(Bi_{0,06}Te_{1,94})_{2,0}$
	$(Pt_{0,04}Pd_{0,99})_{1,03}(Bi_{0,01}Te_{0,99})$		$(Pt_{0,03}Pd_{0,92})_{0,95}(Bi_{0,07}Te_{1,93})_{2,0}$
	$(Pt_{0,01}Pd_{0,98})_{0,99}(Bi_{0,08}Te_{0,92})$		$(Pt_{0,10}Pd_{0,87})_{0,97}(Bi_{0,09}Te_{1,91})_{2,0}$
	$Pd_{1,02}(Bi_{0,03}Te_{0,97})$		
Те-палладинит	$(Pt_{0,04}Pd_{7,96})_{8,0}(Bi_{0,04}Te_{3,96})_{4,00}$	Кейктоннит	$Pd_{2,79}(Bi_{0,08}Te_{0,92})$ $Pd_{2,92}(Bi_{0,10}Te_{0,90})$
Сопчеит	$Ag_{4,03}(Pt_{0,02}Pd_{2,95})_{2,97}$ $x(Bi_{0,03}Te_{3,97})_{4,0}$	Сперрилит	$Pt_{0,99}As_{2,0}$ $Pt_{1,01}As_{2,0}$

Таблица 31. Химический состав минералов золота и серебра в титаномагнетитовых рудах Пудожгорского месторождения (Голубев и др., 2001)

Table 31. Chemical composition of gold and silver minerals in titanomagnetite ores from the Pudozhgorskoye deposit (Golubev et al., 2001)

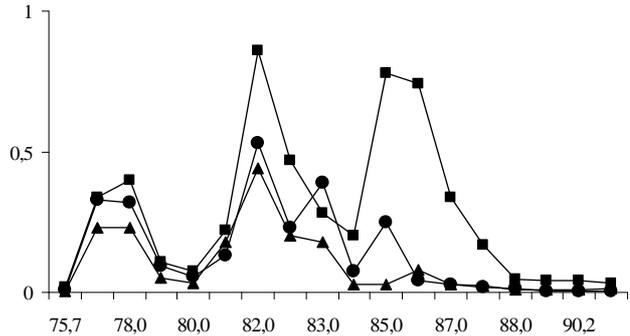
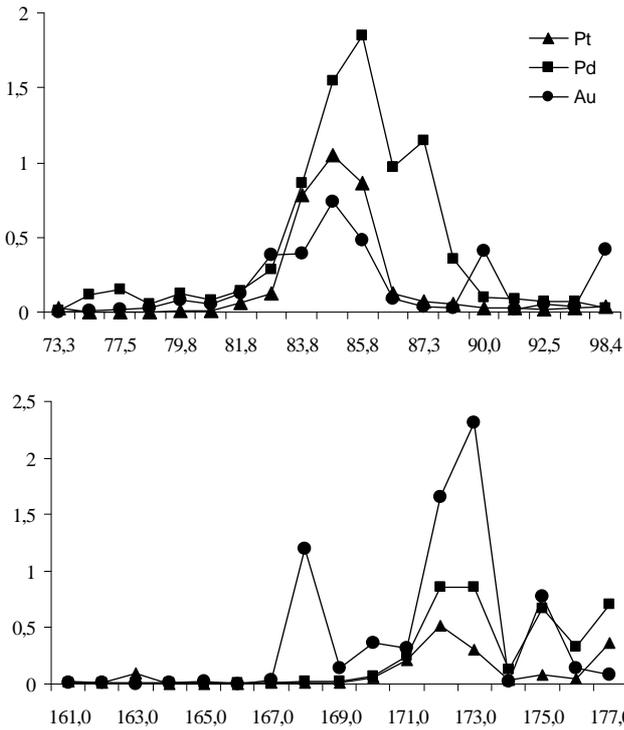
Минералы	Au	Ag	Cu	Bi	Te	S	Сумма	Примечание
Электрум	65,0	35,0	–	–	–	–	100,0	Включения (1–2 мкм) в халькопирите
Золото	88,5	11,6	0,1	–	–	–	100,2	Свободное зерно (6 мкм)
	89,7	10,3	0,2	–	–	–	100,2	Свободное зерно (4 мкм)
	90,5	8,5	0,1	–	–	–	99,1	Свободное зерно (4 мкм)
	90,6	9,3	–	–	–	–	99,9	Сросток (2 мкм) со сперрилитом
	92,7	7,7	–	–	–	–	100,4	Нитевидное включение (1–7 мкм) в амфиболе
Гессит	0,4	62,1	–	0,2	37,5	–	100,2	Свободное зерно (5 мкм)
Аргентит	–	86,8	–	–	–	12,9	99,7	Свободное зерно (9 мкм) в ассоциации с галенитом

Примечание. Анализ минералов выполнен на микроанализаторе Camscan с полупроводниковым детектором LINR-10000 Н.С. Рудашевским (\* – в 1992 г., остальные – в 1999–2000 гг.).

Note. The minerals were analyzed by N.S. Rudashevsky (\* – in 1992, others in 1999–2000) on a Camscan microanalyzer with a LINR-10000 semiconductor detector.

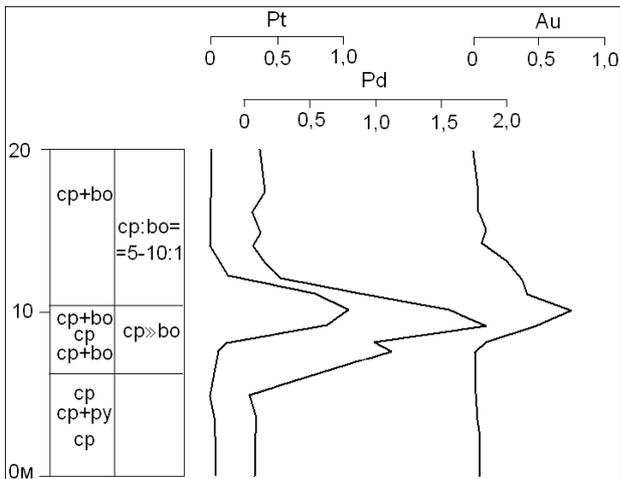
Кристаллохимические формулы

Электрум	$(Au_{0,5}Ag_{0,5})$	Золото	$(Cu_{0,003}Ag_{0,192}Au_{0,805})$
Гессит	$(Au_{0,01}Ag_{1,96})_{1,97}Te$		$(Cu_{0,006}Ag_{0,172}Au_{0,822})$
Аргентит	$Ag_2S$		$(Cu_{0,003}Ag_{0,146}Au_{0,851})$ $(Ag_{0,158}Au_{0,842})$ $(Ag_{0,132}Au_{0,868})$



**Рис. 39.** Распределение Pt, Pd и Au в благороднометалльно-титаномагнетитовом горизонте и рудном пласте Пудожгорского месторождения

**Fig. 39.** Pt, Pd and Au distribution in a noble-metal-titanomagnetite horizon and in the ore bed of the Pudozhgorskoye deposit



**Рис. 40.** Контроль благороднометалльной минерализации в рудах Пудожгорского месторождения борнит-халькопиритовой парагенетической ассоциацией:

cp – халькопирит, py – пирит, bo – борнит

**Fig. 40.** Control over noble-metal mineralization in the ores of the Pudozhgorskoye deposit by bornite-chalcopyrite paragenetic association:

cp – chalcopyrite, py – pyrite, bo – bornite

ильменит-II, формировавшимся, по-видимому, вслед за лейкоксенизацией титаномагнетита. Этому, вероятно, предшествовала мобилизация БЭ в титаномагнетитовый горизонт, осуществившаяся частично при ликвации расплава и завершившаяся на автометасоматической стадии в процессе транспортировки БЭ хлорсодержащими соединениями из диоритовой части интрузии

**Таблица 32. Содержание группы тугоплавких ЭПГ, г/т, в титаномагнетитовых рудах Пудожгорского месторождения**

**Table 32. Refractory PGE Group content, g/t, of titanomagnetite ore from the Pudozhgorskoye deposit**

№ пробы	Os	Ru	Ir
Технологическая проба на БЭ (4 навески)			
TX-275	<0,004	0,025	0,004
	0,004	0,012	<0,002
	<0,004	0,004	0,003
	<0,004	<0,004	<0,002
Рудный интервал, наиболее обогащенный ЭПГ			
C-275/84,8	<0,004	<0,004	0,002
C-275/85,8	0,004	<0,004	<0,002

*Примечание.* Анализы выполнены в ЦНИГРИ кинетическим методом.

*Note.* Samples were analysed at CNIGRI by the kinetic method.

в нижележащую холодную зону – переохлажденный расплав рудного горизонта (табл. 33). Коэффициент концентрации БЭ в среднем для рудной залежи относительно расплава составил около 10, что вполне согласуется соотношением мощностей интрузива и рудного пласта (12-6)/1. Рудный горизонт является не только концентратом БЭ, но также и V, Cu, Ni, Co (табл. 34).

*Койкарско-Святнаволоцкий интрузив* расположен в западном борту Онежской впадины. Это полого падающий силл, внедрившийся в основание туломозерской свиты, сложенной доломитами. Детально опробованный разрез (табл. 35), по скв. 1 (угол падения пород 20°), в т. ч. и титаномагнетитового горизонта показал, что концентрации золота и платиноидов преимущественно локализуются в его средней и нижней частях, образуя более растянутый по мощности рудный пласт – инт. 17,7–37,5 м. Максимальные содержания золота в нем достигают 2,35 г/т, а суммы БЭ – 3,58 г/т. В подошве пласта – кровле подрудного горизонта (инт. 31,5–37,5 м) установлены повышенные концентрации золота до 1,54 г/т в ассоциации с сульфидным парагенезисом сру+ру.

По основным параметрам (формационной принадлежности, степени дифференцированности, составу исходного расплава, наличию и положению в разрезе титаномагнетитового горизонта, параметрам благороднометалльного оруденения (табл. 36), возрасту, тектонической позиции) он является аналогом Пудожгорского пластового интрузива, расположенного в восточном борту Онежской впадины. В пределах контура подсчета запасов в Койкарско-Святнаволоцком интрузиве ресурсы БЭ оцениваются по кат. Р2 в количестве 314,1 млн т x 1,094 г/т = 343,6 т, а с учетом комплексной оценки и расчета бортового содержания в денежном эквиваленте по всей группе элементов – 500 т.

Таблица 33. Средние содержания золота и платиноидов в рудных, подрудных и эндоконтактных горизонтах Пудожгорского интрузива

Table 33. Average gold and platinum content of the ore, sub-ore and endocontact horizons of Pudozhgorsky Intrusive

Наименование горизонта	Мощность, м	Количество анализов	Среднее содержание, мг/т			
			Au	Pt	Pd	ΣБЭ
Пудожгорское месторождение						
Рудный: скв. 275, 360, 376	11,3	38	321	173	434	928
Подрудный: скв. 275, 360	25–30	8	22	20	53	95
Тубозерское рудопроявление						
Рудный: скв. 126; 29 пр. II	15,4–17,4	24	90	86	224	400
Подрудный: скв. 29, пр. I	21,6	11	33	30	91	154
Пудожгорский интрузив в целом						
Рудный – 5 пересечений	15	62	212	140	353	705
Подрудный – 4 пересечения	25	19	28	26	75	125
Эндоконтакты	10	4	20	21	68	109
Ср.-взвеш. по интрузиву	11,57	85	35,5	25,8	68,2	129,5
Процентное соотношение БЭ			27,4%	19,9%	52,7%	100%

Таблица 34. Содержание рудных элементов в разрезе Пудожгорского интрузива по данным рентгенофлюоресцентного анализа

Table 34. Ore element content of the Pudozhgorsky Intrusive, as shown by X-ray fluorescence analysis

Элемент, г/т	Эндоконтакты		Горизонты и слои							Ср.-взвеш. по интрузиву (89 ан.)
	Нижний	Верхний	Подрудный	Рудный	Нижние долериты	Надрудный	Гранофировый	Такситовый	Верхние долериты	
Cr	72	49	157	48	14	42	63	16	38	70
Ni	53	30	87	181	7	<2	<2	<2	30	48
Co	60	41	66	126	71	37	19	39	50	52
V	460	284	798	2442	770	30	12	68	346	592
Cu	320	400	304	1780	860	860	137	300	160	541

Таблица 35. Результаты пробирно-атомно-абсорбционного анализа штуфных и керновых проб на БЭ по разрезу Койкарско-Святнаволоцкого интрузива (сверху вниз)

Table 35. Results of fire assay-atomic absorption analysis of chip and core samples for noble elements along the Koikary-Svyatnavolok Intrusive section (from the top downwards)

Наименование выработки и № обнажения	Интервал опробования (номер пробы)	Средние значения по двум навескам, г/т				
		Pt	Pd	Rh	Au	ΣБЭ
Обн.	1024/5	нб	0,021	нб	0,019	0,040
Скв. 2	15,5	нб	0,0125	нб	0,009	0,0215
Обн.	3	нб	нб	нб	0,0005	0,0005
Обн.	4	нб	нб	нб	0,0055	0,005
Скв. 2	31,5	нб	0,0135	нб	0,0025	0,0160
Скв. 1	7,8	нб	нб	нб	0,014	0,014
	10,8	0,0065	нб	нб	0,014	0,0205
	11,7	нб	0,0079	нб	0,1665	0,1744
	17,7	0,013	0,017	нб	0,0695	0,0995
	20,5	0,210	0,220	нб	0,340	0,770
	21,1	0,088	0,140	нб	0,210	0,438
	22,1	0,1045	0,160	нб	0,160	0,4275
	23,1	0,270	0,640	нб	0,350	1,260
	24,0	0,415	0,695	нб	0,390	1,500
	24,7	0,275	0,475	0,00160	0,245	0,995
	25,0	0,445	0,965	0,0035	0,385	1,795
	25,4	0,460	0,731	0,004	0,395	1,586
	25,8	0,800	1,450	0,0015	0,540	2,790
	26,1	0,595	2,40	0,0035	0,295	3,290
	26,7	0,200	0,245	0,0045	0,225	0,670
	26,8	1,150	1,950	0,0020	0,840	3,940
	27,0	0,200	1,035	0,0012	2,350	3,585
	27,2	0,420	0,92	0,0035	0,130	1,470
	27,5	0,450	1,095	0,008	0,170	1,715
	27,8	0,340	0,895	0,006	0,075	1,310
	28,1	0,390	1,075	0,009	0,170	1,635
	28,5	0,305	1,150	0,0045	0,120	1,575
	28,7	0,485	1,550	0,0020	0,160	2,195
	29,0	0,350	1,300	0,0055	0,0665	1,716
	30,5	0,140	0,755	<0,0155	0,032	0,927
	31,3	0,055	0,320	0,0035	0,007	0,382
	31,5	0,042	0,140	нб	1,545	1,727
	31,9	0,0185	0,065	0,004	0,0095	0,093
	32,1	0,0295	0,065	0,002	0,0125	0,107
	33,1	0,022	0,0495	0,001	0,0145	0,086
	35,2	0,0068	0,029	<0,0155	0,0076	0,0434
	36,9	0,0055	0,055	0,004	0,0085	0,069
	37,2	0,0095	0,0265	0,0011	0,810	0,846
	37,5	0,0125	0,070	0,0045	0,305	0,387
	37,9	0,0155	0,058	нб	0,011	0,0845
	39,7	0,0082	0,030	<0,0155	0,0265	0,0647
	41,8	0,0053	0,0263	нб	0,0566	0,0882
	42,1	0,0085	0,024	нб	0,0085	0,041
	46,1	0,017	0,055	0,0025	0,0175	0,0895
	50,0	0,0035	0,031	<0,016	0,032	0,0665
	51,8	0,0275	0,0675	0,0025	0,0235	0,1185
	56,3	нб	0,0275	<0,0155	0,017	0,0445
	61,2	0,0076	0,032	нб	0,0105	0,050
	65,0	0,0185	0,0625	нб	0,0225	0,1035
	69,0	0,0245	0,0635	0,001	0,0205	0,1085
Обн.	1015/7	0,0155	0,078	нб	0,0280	0,1215
Верхний эндоконтракт, оз. Шитолампи						
Обн. 1025	1025/1	0,006	нб	нб	0,0885	0,0945
Нижний эндоконтракт, оз. Шаргилампи						
Обн. 1015	1015/2	0,026	0,0645	нб	0,1285	0,219
Обн.	1015/5	0,0215	0,090	нб	0,024	0,1355

Таблица 36. Основные параметры благороднометалльного оруденения Койкарско-Святнаволоцкого интрузива (по трем пересечениям титаномагнетитового горизонта)

Table 36. Basic parameters of noble-metal mineralization in the Koikary-Svyatnavolok Intrusive (from three intersections of a titanomagnetite horizon)

Число анализов	Опробованная мощность, м	Среднее содержание БЭ, г/т					Отношение Pd/Pt
		Pt	Pd	Au	∑Pt, Pd, Au	Rh	
Полная мощность титаномагнетитового горизонта							
23*	12,4	0,312	0,409	0,373	1,094	0,002	1,31
В т. ч. обогащенный слой							
17*	7,15	0,457	1,132	0,401	1,99	0,0035	2,48
Опробована неполная мощность рудного горизонта							
7	5,8	0,207	0,729	0,077	1,013	–	3,52
6	7,2	0,197	0,486	0,062	0,745	–	2,47

\* Штуфное опробование; содержания – средневзвешенные.

\* Chip sampling; content is shown as weighted average values.

Таблица 37. Ресурсы титаномагнетитовой руды и БЭ в интрузивах Пудожгорского комплекса Онежского рудного района

Table 37. Titanomagnetite ore and noble-element resources of Pudozhgorsky Complex intrusives, Onezhsky Ore Province

Запасы и ресурсы руды, млн т	Содержание основных компонентов, %			Категории и ресурсы БЭ, т	Содержание сопутствующих элементов, г/т			
	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>вал</sub>		Pt	Pd	Au	∑БЭ
Пудожгорское месторождение								
В+С2 – 316,7	8,14	0,43	28,9	кат. Р1 293,9	0,173	0,434	0,321	0,928
Тубозерское рудопроявление								
Р1 – 661,1	8,66	0,42	28,7	кат. Р2 264,4	0,086	0,224	0,09	0,40
Итого по Пудожгорскому интрузиву								
977,8				558,3	0,14	0,353	0,212	0,705
Койкарско-Святнаволоцкий интрузив								
С1+С2 – 314,1	6,00	0,32	22,95	кат. Р2 343,6	0,312	0,409	0,373	1,094
Итого по комплексу								
1291,9				кат. Р1+Р2 901,9 в т.ч.	208,9 т	407,9 т	285,1 т	

Примечание. Ресурсы меди по категории Р1+Р2 по Пудожгорскому комплексу составляют 1,68 млн т, при содержании 0,13% – приняты по аналогии с Пудожгорским месторождением.

Note. Copper resources of category Р1+Р2 in the Pudozhgorsky Complex are estimated at 1,68 M t, copper content 0,13% – accepted by analogy with the Pudozhgorsky deposit.

Суммарные ресурсы, т, и средние содержания, г/т, БЭ для Пудожгорского интрузива, соответственно, составляют: Пудожгорское месторождение (Р1=293,9, Pt – 17, Pd – 0,43, Au – 0,32, ∑БЭ – 0,93); Тубозерское проявление (Р1=264,4, Pt – 0,09, Pd – 0,22, Au – 0,09, ∑БЭ – 0,40); для Койкарско-Святнаволоцкого (Р1=343,6, Pt – 0,31, Pd – 0,41, Au – 0,37, ∑БЭ – 1,09) и в целом для Пудожгорского магматического комплекса – Р1 – 901,1 (табл. 37).

Кроме рудоносных интрузивов Пудожгорского комплекса, к трапповой формации, вероятно, относятся петрохимически сходные с ними (табл. 27) интрузии Рыборецкая, Чинозерская, Медные Горы и, возможно(?), магнетитовые диориты юго-восточного обрамления Бураковского плутона (Трофимов, 2010). По ограниченному числу анализов в некоторых из них установлены повышенные содержания БЭ (табл. 38, 39).

Чинозерский интрузив расположен в Янгозерской структуре. Его изотопный возраст не определялся, но по геологической позиции он может быть принят как людиковийский или верхнеятулийский. Интрузив грубо дифференцирован, подразделяясь на верхнюю диоритовую зону и нижнюю – габбровую (Трофимов и др., 2000). Титаномагнетитовый горизонт не установлен, однако габброидная часть интрузива сложена долеритами, с вкрапленностью титаномагнетита до 20% в обогащенных интервалах, и содержит в среднем 2,3% TiO<sub>2</sub> и 19,34% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В средневзвешенном составе интрузива содержание этих элементов значительно ниже, чем в контрастно дифференцированных объектах Пудожгорского комплекса. Для Чинозерского интрузива характерны более низкие

Таблица 38. Содержание золота и платиноидов в породах Чинозерского интрузива трапповой формации

Table 38. Gold and platinoid content in Chinozersky Intrusive Rocks, trap formation

№ пробы	Содержание БЭ, мг/г		
	Au	Pt	Pd
Габбровая зона			
52	35	16	40
53	25	9	30
20	14	5	27
24	40	40	45
29	22	43	190
30	9	21	32
31	8	<5	<2
42	20	13	35
44	19	71	280
45	12	36	100
47	13	19	37
47к	25	23	5
Ср. арифм.	20,2	25,1	68,4
% соотнош. БЭ	17%	22,1%	60,1%
Диоритовая зона			
5/1	8	<5	<2
9/3	9	<5	<2
12/13	10	6	9
57	3290	<5	<2
58	4	<5	<2
54	16	<5	<5
Ср. арифм.	9,4	<5	<5
Ср.-взвеш. по интрузиву	16,6	17,1	46,3
% соотнош. БЭ	20,8%	21,3%	57,9%

Таблица 39. Содержание золота и платиноидов в пластовых интрузивах трапповой формации – Медные горы и Рыборецкий

Table 39. Gold and platinoid content in Mednye Gory and Ryboretsky sheet intrusives of trap formation

№ образца	Содержание БЭ, мг/г		
	Au	Pt	Pd
Силл Медные горы (людиковый) – халькопирит-борнитовая минерализация в нижнем эндоконтакте			
70/5	170	<5	<5
72/1	1110	<5	<5
72/7	1150	<5	<5
72/6	20	<5	<5
Силл Рыборецкий (вепсий)			
ДС-11/11	14,5	7	нб
ДС-11/13,2	нб	нб	1,5
ДС-11/94,8	11	нб	2,5
ДС-11/21,4	нб	нб	нб
ДС-13/16	нб	нб	нб
ДС-13/31,2	нб	нб	7,5
ДС-13/59	нб	нб	нб
ДС-13/67,9	нб	25,5	37

*Примечание.* Анализы выполнены в ЦНИГРИ; силл Медные горы – пробирно-атомно-абсорбционный метод, навеска 25 г; силлы Рыборецкий, Чинозерский – пробирно-атомно-абсорбционный метод, две навески по 50 г.

*Note.* Samples were analysed at CNOGRI; Mednye Gory: fire assay-atomic absorption method, 25 g sample; Ryboretsky and Chinozersky sills: fire assay-atomic absorption method, two 50 g samples.

концентрации V – 427 г/т и Cu – 258 г/т (табл. 27). В обогащенных титаномагнетитом слоях установлены повышенные содержания БЭ, мг/т: Au – до 40; Pt – до 43; Pd – до 280 (табл. 38). В подошве диоритовой зоны интрузива выявлена линза метасоматически измененного альбитового диорита, содержащего ксеноморфный магнетит (~20%) ситовидного строения. Содержание золота в линзе – 3,29 г/т. Исходный расплав, сформировавший интрузию, в целом содержал повышенные концентрации БЭ – 80 мг/т, но в 1,5–2 раза ниже, чем в Пудожгорском комплексе. Благоприятных условий для дифференциации и концентрирования БЭ, V, Ti, Fe в самостоятельный горизонт здесь, вероятно, не было.

*Силл Медные горы*, близкий Чинозерскому по составу и степени дифференциации, расположен в северо-западной части Онежской впадины. В его подошве развита крайне незначительная по масштабам халькопирит-борнитовая минерализация, сопровождаемая повышенными содержаниями Au – до 1,15 г/т (табл. 39) и 27 г/т (Кулешевич и др., 2010). Данная рудная минерализация является наложенной и, видимо, связана с зоной складчато-разрывных и сдвиговых дислокаций.

*Рыборецкий (Ропручейский) силл* долеритов, в отличие от других интрузий трапповой формации Карелии, является более молодым. Его U-Pb возраст по циркону –  $1770 \pm 12,4$  млн лет (Бибикова и др., 1990), что определяет его связь с вепсийским этапом активизации Беломорско-Лапландского рифта. По всей мощности интрузива титаномагнетитовая минерализация распределена достаточно равномерно и составляет ~10%. Скрытая дифференциация определяется по вариациям химического состава пород, наиболее четко выражаясь в изменениях содержаний MgO по разрезу интрузии. Пробирным анализом в единичных пробах установлены низкие концентрации БЭ, незначительно превышающие кларковый уровень (табл. 39).

Из приведенных результатов по различным интрузивам трапповой формации следует, что БЭ (Au, Pt, Pd) в габброидных расплавах при процессах дифференциации накапливаются синхронно. Их концентраторами являются горизонты (слои), состав которых способен аккумулировать большое количество летучих, что в конечном итоге приводит к поздней, более низкотемпературной их

кристаллизации. В Пудожгорском комплексе мобилизация БЭ осуществлялась флюидом вопреки гравитации из верхней диоритовой зоны в нижележащий, более холодный титаномагнетитовый горизонт (Трофимов, 2010). Аналогичный процесс незначительной концентрации БЭ отмечается в быстро остывающих краевых частях расслоенных массивов.

#### 2.4.2. Щелочно-ультраосновная формация

В конце прошлого века интерес к платиноносности щелочно-ультраосновной формации возрос, прежде всего, в связи с выявлением уникальных и крупных россыпей Pt (массивы Кондер, Чад, Инагли) и Pt-Ir-Os (Гулинский). Вопросы генезиса и длительности формирования многофазных плутонов данной формации до сих пор остаются дискуссионными, а проблемы их платиноносности изучены еще слабо. Вследствие этого к оценке перспектив благороднометалльного оруденения этого формационного типа для территории Карелии целесообразно подходить с учетом общих закономерностей особенностей строения и металлоносности щелочно-ультраосновных массивов Карело-Кольского и других регионов.

Платформенный щелочной магматизм связан с развитием глубинных (100–150 км) магматических очагов в ультраосновной среде при длительном воздействии мантийного флюидного потока плюмовой природы. В условиях больших глубин состав флюидов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , HF, HCl и др.) является важнейшим фактором, определяющим направление магматической эволюции и состав эвтектики, что приводит к избирательному обогащению отделяющихся порций расплавов минералами, на температуру кристаллизации и плавления которых он оказывает наибольшее влияние. Применительно к существенно водным флюидам в условиях высоких давлений минералы образуют совершенно иной ряд кристаллизационной активности: пироксен-оливин-кварц-альбит-анортит-нефелин (Маракушев, 1979), приводя во флюидно-силикатных системах водонасыщенных щелочных магм к вытеснению плагиоклаза и пироксена нефелином вплоть до образования почти мономинеральных нефелиновых пород – уртитов. Этим же хорошо объясняется широкий спектр состава расплавов ранних интрузивных фаз в различных массивах – пироксенит, дунит, перидотит или даже, возможно, ийолит-уртит. Эволюция флюидонасыщенного щелочно-ультраосновного расплава в глубинных условиях выражается в тенденции к накоплению F, P, Ti, Zr и P3Э, объясняющей традиционную металлогеническую специализацию щелочного магматизма. Возможности транспортировки такими расплавами благородных элементов и их концентрирования в магматических фациях и комплексах пород вообще не изучались вплоть до открытия связанных с ними россыпей платиноидов.

Интрузии щелочно-ультраосновной формации являются производными долгоживущих рудно-магматических систем, обусловивших их многофазность с участием трех серий пород – гипербазитовой, щелочной и карбонатитовой. Их возможная потенциальная продуктивность на МПГ и Au определяется следующим: зоны магмогенерации расположены в ультрабазитовом слое с высоким кларком БЭ; в составе флюидов присутствуют галогены и углерод, являющиеся активными транспортными агентами платиноидов и золота; зона транзита магмы имеет значительную вертикальную протяженность с возможными неоднократными остановками в промежуточных камерах; проявление кристаллизационной и ликвационной дифференциации и метасоматических процессов с образованием ореола фенитизации; огромные масштабы площадного многостадийного углекислого метасоматоза, сопровождающего внедрение карбонатитов.

Термические свойства и уровень сродства БЭ с Fe и S обусловили их дифференциацию на три группы – Os+Jr+Ru; Pt-Pd-Rh и Au (Au+Pd+Pt). Тугоплавкие элементы, в связи с их родством с группой железа (Fe, Cr), могут концентрироваться в ликвационных рудных пироксенитах с титаномагнетитом, хромититах; элементы второй и третьей групп – в постмагматических сульфидах, магнетите и, возможно, в зонах метасоматитов с высокой железистостью (феррофлогопит, магнезиально-железистый карбонат и др.). Ограниченное распространение таких классических осадителей и концентраторов МПГ и Au, как сульфиды и углерод, предполагает широкое развитие самородных минеральных форм и нестандартность их местоположения в метасоматической колонке при обязательном условии наличия восстановительных барьеров. Таковыми могут являться: бифорситы, феррокарбонатиты и доломитсодержащие ийолиты, границы

петросерий пород; эндоконтакты массива и ореол фенитизации, для которых характерно появление сульфидов.

Широкое развитие процессов углекислотного метасоматоза, связанного со щелочной и карбонатитовой интрузивными фазами, вероятно, может сопровождаться формированием листовитоподобных пород. Рассматривая на примере уральских месторождений процессы листовитизации, В.И. Сазонов (1975) делает вывод, что перенос золота при этом, вероятно, осуществляется в виде комплексных соединений, устойчивых в щелочной среде, а его отложение происходит вследствие распада комплексов при вхождении растворов в кислую среду. Представляется вероятным, что такие условия на разных этапах становления щелочно-ультраосновных плутонов могли возникать неоднократно. Согласно экспериментальным данным (Сазонов, 1975), в щелочной среде наиболее предпочтительными транспортерами золота являются сернистые комплексы –  $\text{AuS}^{1-}$ ,  $\text{Au}(\text{S}_2\text{O}_3)^{3-}$ . Соответственно, в природе следствием этого будут эпигенетические ореолы сульфидизации.

В щелочных плутонах часто проявлена ритмичная расслоенность, которая, вероятно, сопровождается перераспределением и концентрацией рудных элементов (Уэйджер, Браун, 1979 и др.) В дифференциатах гипербазитовой фазы щелочно-ультраосновных интрузивов Карело-Кольского региона повсеместно отмечается ритмично-полосчатое строение, но характер распределения МПГ и золота при этом практически не изучался.

В связи со щелочно-ультраосновными комплексами выделено четыре рудно-формационных типа золото-платинометалльной минерализации: 1 – платиноидно-хромит-дунитовый; 2 – платиноидно-титаномагнетит-ультрамафитовый (рудных пироксенитов); 3 – платиноидно-сульфидновкрапленный габбро-сиенитовый; 4 – золото-платиноидно-сульфидновкрапленный (медно-сульфидный) фоскорит-карбонатитовый (Иваников и др., 1995).

В пределах Карелии щелочно-ультраосновная формация представлена двумя протерозойскими массивами – Елетьозерским и Тикшеозерским. Первоначально Елетьозерский массив был отнесен к щелочно-габброидной формации (Богачев и др., 1963; Кухаренко и др., 1969). Однако после выявления Тикшеозерского массива (1972 г.), а также массива Гремяха-Вырмес все они были объединены в единую протерозойскую щелочно-ультраосновную формацию в составе одного эволюционного ряда от ультрабазитов до щелочных габбросиенитов и щелочных пегматитов. Плутоны многофазны, имеют овальную форму с элементами концентрически-зонального строения. Породы ультраосновной серии в них, связанные с первыми фазами внедрения, дифференцированы от оливинитов до габбро и содержат горизонты с ритмично-полосчатым строением и трахитоидностью, обусловленными гравитационно-кристаллизационной дифференциацией и ликвацией. Отмечаются двучленные (перидотит-пироксенит) и трехчленные (габбро-лейкогаббро-плагиоклазит) микроритмы. По этим признакам особенности их становления можно сопоставлять с сумийскими базит-гипербазитовыми ритмично расслоенными массивами, тем более что они расположены в одной и той же длительно развивающейся рифтогенной структуре. Принципиальным же отличием являются геодинамические условия их формирования, обусловленные тем, что внедрение расслоенных интрузий связано с началом развития рифта – 2,45 млн лет, а щелочных – с его активизацией в свекофеннскую эпоху (1,9–1,8 млрд лет). Кристаллизация и глубинная внутрикамерная дифференциация первых проходит в стабильных условиях длительного временного интервала, вторых – наоборот. Из-за отсутствия достаточного числа систематизированных данных о составе породообразующих минералов в породах массивов щелочно-ультраосновной формации Карельского региона однозначно утверждать о наличии в них скрытой расслоенности нельзя, но именно она характеризует полноту и направленность эволюции процессов кристаллизации и состава расплавов вследствие магматической дифференциации.

#### 2.4.2.1. Тикшеозерский массив

Тикшеозерский массив входит в состав Тикшеозерско-Елетьозерского комплекса, выделяемого в Северной Карелии. На современном эрозионном срезе он имеет сложную форму, вытягиваясь в субмеридиональном направлении на ~7 км при максимальной ширине 4–5 км (Клюнин, Паничев, 1987; Холодилов и др., 1988; Богачев и др., 1990) (рис. 41). Его площадь составляет около 24 км<sup>2</sup>. Тектонизированная подошва массива вскрыта скважинами на глубине 500 м в его

центральной части и 230–250 м – на флангах, что определяет лополитообразную морфологию массива. На небольшом удалении (3–5 км) от собственно Тикшеозерского массива известно несколько изолированных выходов аналогичных пород, наиболее крупный из которых (Восточный массив) имеет размеры 0,7х2 км.

В строении Тикшеозерского массива выделяется пять интрузивных фаз (от ранних к поздним): I – оливиниты (~8 км<sup>2</sup>), II – пироксениты (+габбро) (~11 км<sup>2</sup>), III – фойдолиты (+тералиты) (~2 км<sup>2</sup>), IV – нефелиновые сиениты (~1 км<sup>2</sup>), V – карбонатиты (~2 км<sup>2</sup>). По Н.Р. Холодилову и др. (1988), массив разбит на три крупных, в значительной степени автономных по своему строению блока – Тикшеозерский, Центральный и Шапкозерский.

*Тикшеозерский блок* – площадь 3,5х3 (км<sup>2</sup>), вертикальная мощность в центральной части – 300–400 м, сложен пироксенитами и комплексом ийолитов, тералитов и щелочных габбро. С юга зоной кулисообразных разломов северо-восточного простирания он отделен от *Центрального блока* – площадь 4х3 (км<sup>2</sup>), вертикальная мощность в центре ~500 м, на периферии – 50–70 м. Сложен он преимущественно пироксенитами, ийолит-уртитам, оливинитами и в подчиненном количестве карбонатитами и карбонатно-силикатными породами, слагающими в центральной части блока штокообразное, с многочисленными, полого падающими апофизами тело 5,4х0,6 км, контролируемое субмеридиональной зоной разломов (рис. 41). Максимальная вскрытая мощность карбонатитового тела – 360 м, мощность сопровождающих его апофиз – 10–45 м. *Шапкозерский блок* – площадь 5х3 (км<sup>2</sup>), вертикальная мощность – 20–250 м, сложен оливинитами, оливиновыми пироксенитами и оливиновыми габбро неясной формационной принадлежности. На востоке он отделен от Центрального блока меридиональной системой разломов.

*Восточный массив* представлен пологопадающей ( $\angle 30^\circ$ ) на юго-восток линзой мощностью 150 м, сложенной пироксенитами, в восточном кровельном обрамлении которых вскрыто аналогичное по морфологии тело доломит-кальцитовых карбонатитов размером 1,8х0,2 км.

В пироксенитах, фойдолитах, в меньшей мере в других породах Тикшеозерского массива известны проявления титаномагнетитовых руд и медная сульфидная минерализация, в карбонатитах – редкометалльная (Zr, Nb, Ta). Титаномагнетитовое оруденение приурочено к центральной части массива, где выявлено более 10 рудоносных зон размером 400–1000х50–150 м с многочисленными линзовидными скоплениями титаномагнетита, самое крупное из которых прослежено на 130 м при мощности 2,5–66 м. Руды густовкрапленные, реже гнездововкрапленные, в центре рудных тел – местами сплошные. Главный рудный минерал – титаномагнетит, второстепенные – магнетит, ильменит, акцессорный – перовскит.

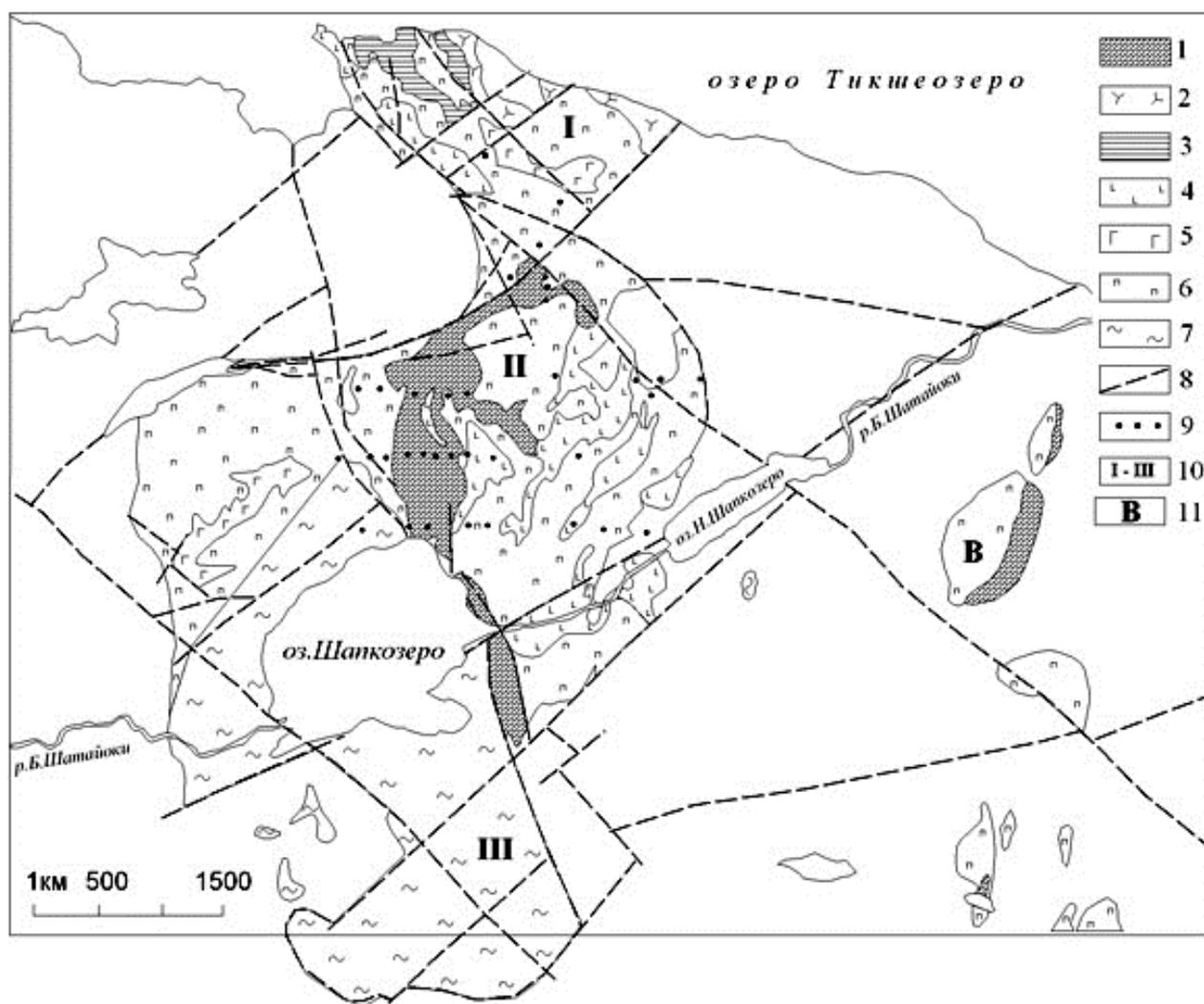
Медно-сульфидная минерализация (пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, марказит) в Тикшеозерском массиве проявлена гораздо шире, чем в Ельтеозерском (Клюнин, Паничев, 1987; Холодилов и др., 1988). Она приурочена к зонам катаклаза и милонитизации (shear-зонам) в пироксенитах и щелочных породах (в различной степени амфиболизированных, биотитизированных, карбонатизированных) этапа становления карбонатитов и фойдолитов. Пространственно эти зоны, за редким исключением, локализованы в карбонатитах и их экзоконтактах. Мощность сульфидизированных зон варьирует от долей до нескольких десятков метров. Содержание Cu достигает 0,2–1,0%. Наиболее крупный меднорудный объект (мощность 19,7 м, содержание Cu 0,27%) выявлен по результатам бурения в амфиболизированных пироксенитах в 100 м от западного контакта рудопроявления «Карбонатитовое». Морфология и размер этого рудопроявления не установлены.

Относительно наличия благородных металлов в породах Тикшеозерского массива первые их аналитические определения были выполнены при проведении геолого-съёмочных (Клюнин, Паничев, 1987) и поисковых работ (Холодилов и др., 1988), а также сопутствующих им научных исследований ИГ КарНЦ РАН. Результаты анализов показали, что благородные металлы являются бедной, но постоянной примесью в породах и рудах массива (табл. 40). Последние характеризуются отрицательным хондрит-нормализованным трендом распределения ЭПГ с преобладанием в составе ЭПГ легкоплавких элементов (Pt и Pd) (рис. 42). По результатам 10 проанализированных на 6 ЭПГ рудных проб из тугоплавких платиноидов определен лишь Yr в количестве 0,1–0,3 мг/т. Родий (до 58 мг/т) установлен только в сульфидных концентратах (Трофимов и др., 2002). Дефицит тугоплавких платиноидов (Yr, Os, Ru) свидетельствует о вероятности нереститовой природы ультрамафитов Тикшеозерского массива и вследствие этого об их непродуктивности на БЭ, ввиду того что именно реститовый

генезис сейчас аргументирован для дунитов полиформационных массивов Алдана (Кондер, Чад, Инагли) и Маймеч-Котуйской провинции (Гули, Бор-Урях), в связи с которыми в последнее время выявлены богатые россыпи платиноидов с Au (Малич, 1999).

Наиболее высокие содержания благородных металлов (Pt – до 0,32 г/т, Pd – до 0,2 г/т) в Тикшеозерском массиве установлены в амфиболизированных клинопироксенитах с апатит-титаномagnetитовым оруденением на участке Восточный (Трофимов и др., 2002).

Pt/Pd отношение для различных типов тикшеозерских пород сильно варьирует: 0,7 в перидотитах, 0,05 в карбонатитах, 1,5 в пироксенитах. Содержание Au в породах массива на порядок выше, чем Pt и Pd и уже ниже по отношению к хондриту только на один порядок, тогда как Pt и Pd – на два. Содержание Ag приближается к хондритовому, превышая его в оливинитах в 3 раза, пироксенитах – в 5, карбонатитах – в 4,5 раза (Трофимов и др., 2002).



**Рис. 41.** Геологическая схема Тикшеозерского массива (Холодильов и др., 1988):

1 – карбонатиты; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – тералиты; 4 – мельтейгиты, ийолит-уртиты, нефелиновые пироксениты; 5 – габбро, оливиновое габбро, плагиопироксенит (расслоенный комплекс); 6 – пироксениты, оливиновые пироксениты, рудные пироксениты; 7 – серпентинизированные оливиниты, серпентиниты; 8 – разломы; 9 – скважины; блоки: I – Тикшеозерский; II – Центральный; III – Шапкозерский; B – Восточный

**Fig. 41.** Geological scheme of the Tikshozero massif (Kholodilov et al., 1988):

1 – carbonatites, 2 – nepheline syenites, 3 – theralites, 4 – melteigites, ijolite-yurtites, nepheline pyroxenites, 5 – gabbro, olivine gabbro, plagiopyroxenite (layered complex), 6 – pyroxenites, olivine pyroxenites, ore pyroxenites, 7 – serpentinized olivinites and serpentinites, 8 – faults, 9 – boreholes, blocks: I – Tikshozersky, II – Tsentralny, III – Shapkozersky, B – Vostochny

Таблица 40. Содержание благородных металлов в породах Тикше-Елетьозерского комплекса, мг/т (Трофимов и др., 2002)

Table 40. Noble-metal content of Tikshe-Yeletzero Complex rocks, mg/t (Trofimov et al., 2002)

Типы пород	Pt		Pd		Au		Ag	
	Тикша	Елеть	Тикша	Елеть	Тикша	Елеть	Тикша	Елеть
Оливиниты	<1-15* 2(17)		<1-20 2(18)		<1-238 43(13)		93-764 398(5)	
Перидотиты	<1-60 23(4)		<1-100 33(4)		7(1)		208(1)	
Пироксениты	<1-320 17(44)	2(1)	<1-200 11(42)	1(1)	<1-176 12(16)	6(1)	151-4401 637(11)	278(1)
Габбро	2(1)	<1-2 1(13)	<1(1)	<1-1 <1(13)	2(1)	<1-13 4(13)	278(1)	<1-13 4(13)
Фондолиты	<1-2 1(4)		<1(4)		13-107 42(4)		310-6138 2611(4)	
Альбититы		<1(1)		5(1)		70(1)		410(1)
Пегматиты		<1-1 <1(3)		<1(3)		<1-13 5(3)		38-623 264(3)
Сиениты		<1-2 1(3)		<1(3)		<2-8 4(3)		<10-422 196(3)
Карбонатиты	<1(7)		<1-30 10(8)		7-38 9(7)		282-886 547(4)	

\* В числителе – разброс значений содержания благородных металлов, в знаменателе – среднее, в скобках – число определений. Данные ГСФ «Минерал», ЦКПСЭ, ИГ КарНЦ РАН (Трофимов и др., 2002).

\* Scatter of noble-metal content values is shown in the numerator, average values in the denominator and the number of determinations in parantheses. GSF Mineral, СКРСЕ and IG (KarRC, RAS) data (Trofimov et al., 2002).

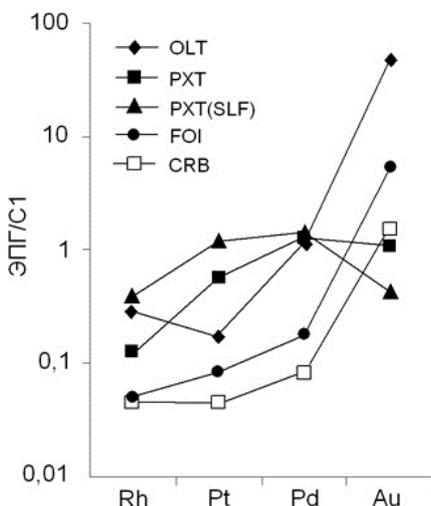


Рис. 42. Нормализованное по углестому хондриту распределение благородных металлов в сульфидных фракциях горных пород и руд Тикшеозерского массива (Трофимов и др., 2002)

Fig. 42. Coaly chondrite-normalized noble-metal distribution in the sulphide fractions of the rocks and ores of the Tikshozero massif (Trofimov et al., 2002)

Исследование распределения платиноидов в магнетитовых концентратах пород Тикшеозерского массива показало, что максимальное содержание (мг/т) Pt (100) и Pd (40) отмечается в соответствующем концентрате из карбонатитов, Au – из серпентинитов по оливиниту (табл. 41). Вероятно, нефазовые примесные ЭПГ находятся в титаномагнетите в изоморфном состоянии. Возможность этого подтверждается установленным изовалентным изоморфизмом между  $Co^{2+}$  и Pd и Pt в хромшпинелидах, обосновываемым химическим родством этих элементов (принадлежность к переходным металлам), близостью их ионных радиусов и отрицательной корреляционной зависимостью содержаний Co и суммы ЭПГ в хромшпинелидах. Содержание CoO в магнетитах карбонатитов Тикшеозера в 3 раза меньше (0,01%), чем в магнетитах пироксенитов (0,03%). Этим, вероятно, может объясняться соотношение ЭПГ в магнетитовых концентратах этих сравниваемых пород (табл. 41).

В сульфидных концентратах максимальное содержание ЭПГ (Rh+Pt+Pd) установлено для пироксенитов (1,3-2,1 г/т), а золота для серпентинитов (7,12 г/т) (табл. 41). Причем содержания ЭПГ находятся в положительной корреляционной зависимости с количеством в сульфидной фракции халькопирита, а золота – пирита. В сульфидизированных амфиболитах по метапироксенитам установлены микронные выделения майчнерита (Трофимов и др., 2002).

В целом содержание  $\Sigma$ ЭПГ и Au в сульфидной фракции обратно пропорционально содержанию в ней пирротина. Это, вероятно, обусловлено его низкой изоморфной емкостью в отношении легкоплавких платиноидов в связи с тем, что моноклинный, более низкотемпературный, пирротин является магнитным минералом и, соответственно, в сульфидную фракцию попадает его

Таблица 41. Содержание ЭПГ, Au, Ag в магнетитовом и сульфидном концентратах пород Тикшеозерского массива, мг/т (Трофимов и др., 2002)

Table 41. PGE, Au and Ag content of the magnetite and sulphide concentrates of Tikshozero Massif rocks, mg/t (Trofimov et al., 2002)

№ п/п	№ пробы	Порода	Rh	Pt	Pd	Au	Ag
1	155/60–2	Серпентинит по оливиниту	Магнетитовый концентрат				
			–	<10	<10	650	5450
2	146/339–340	Амфиболит по пироксениту, сульфидсодержащий	–	60	<10	<10	4160
3	167	Оливиновый пироксенит	–	<10	<10	50	18000
4	154/23,9–26,6	Мельтейгит	–	<10	<10	<10	4050
5	154/210–220	Кальцитовый карбонатит	–	100	40	230	16160
6	155/60–2	Серпентинит по оливиниту	Сульфидный концентрат				
			39	120	430	4840	22560
7	167	Оливиновый пироксенит	11	250	300	74	1740
8	146/339–340	Амфиболит по пироксениту, сульфидсодержащий	58	920	590	480	25130
9	154/23,9–26,6	Мельтейгит	<10	45	50	420	37730
10	154/210–220	Кальцитовый карбонатит	<10	<50	<50	130	16790

гексагональная разновидность, более высокотемпературная и характеризующаяся значительной избирательной растворимостью, преимущественно тугоплавких платиноидов.

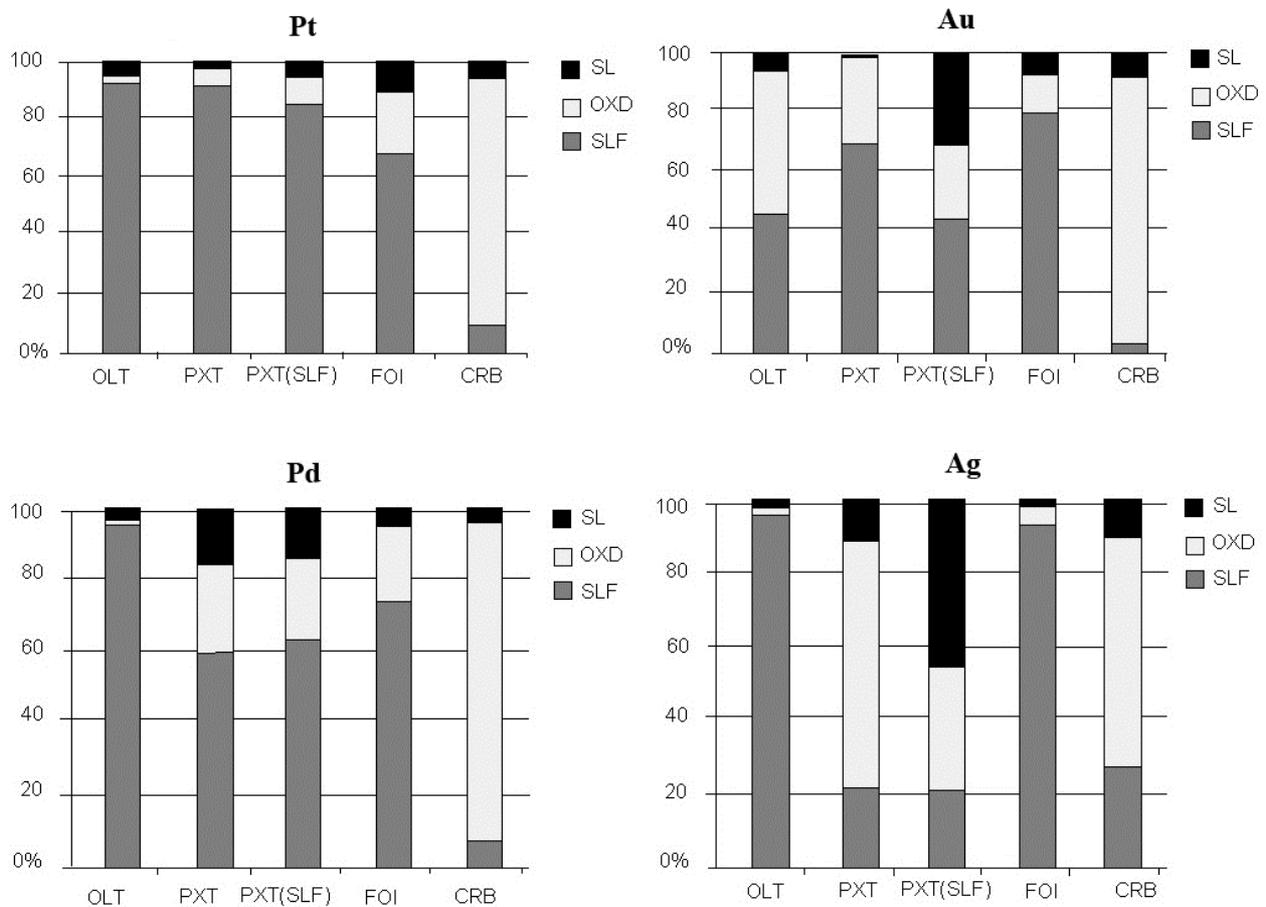
В совокупности результаты распределения платиноидов и золота в магнетитовом и сульфидном концентратах разнотипных пород Тикшеозерского массива свидетельствуют о том, что основная доля этих благородных металлов в оливинитах, пироксенитах и фойдолитах связана с сульфидной ассоциацией (рис. 43). В карбонатитах же преобладающая доля всех благородных металлов аккумулируется в связи с магнетитовой ассоциацией (Трофимов и др., 2002).

#### 2.4.2.2. Елетьозерский массив

Елетьозерский массив в плане имеет эллипсоидальную форму, вытягиваясь в север-северо-западном направлении (18–20х6–8 км) и занимая площадь ~100 км<sup>2</sup> (рис. 44). Согласно расчетным плотностным моделям (Алексеева и др., 1976), массив представляет собой асимметричное тело лополитообразной морфологии, погружающееся на северо-восток. Его вертикальная мощность варьирует от первых сотен метров в западной части до 2–2,5 км на севере и 3–3,5 км на востоке массива. Строение Елетьозерского массива концентрически-зональное, невыдержанное как в плане, так и на глубину. Его краевая часть сложена габброидами и комплементарными им породами, центральная – нефелиновыми сиенитами (рис. 44). Габбровая часть массива прорывается дайками диабазов, сплессартитов, щелочных пегматитов, сиенитпорфиров и бостонитов, концентрирующихся главным образом вокруг сиенитового ядра.

Габброиды занимают на современном эрозионном срезе ~90% площади массива, образуя в плане эллипсоидальное кольцо шириной 1,5–4 км, характеризующееся концентрической зональностью за счет смены различных дифференциатов. Внешняя часть кольца представлена зоной краевого габбро шириной 0,4–3 км, объединяющей мелко-среднезернистые габбро, оливиновые габбро, габбронориты, диориты, мангериты. Габбродиориты и габбронориты развиты непосредственно в эндоконтакте массива. Далее следует зона крупнозернистых и пегматоидных габбро шириной 0,1–2,5 км. В северной части массива между этими двумя зонами расположено серповидное тело пироксенитов протяженностью ~5 км и шириной 0,3–1,0 км. Внутренняя часть, занимающая основную часть габброидного кольца (12–13х4–5 км), представлена зоной расслоенной серии плагиоклазитов-габбро-оливиновых габбро-перидотитов. Для пород расслоенной серии характерны обогащенность ильменитом, титаномагнетитом и тонкое ритмичное переслаивание или наличие различающихся по вещественному составу обособленных тел мощностью до 100–600 м.

Взаимоотношения различных серий базитовых пород в Елетьозерском массиве трактуются разными авторами по-разному. С.И. Зак и Ю.Ф. Кисилев (1957) и А.И. Кириллов (1981) описывают постепенные фациальные переходы между габброидами всех трех горизонтов, считая их принадлежащими к сингенетичным дифференциационным рядам.

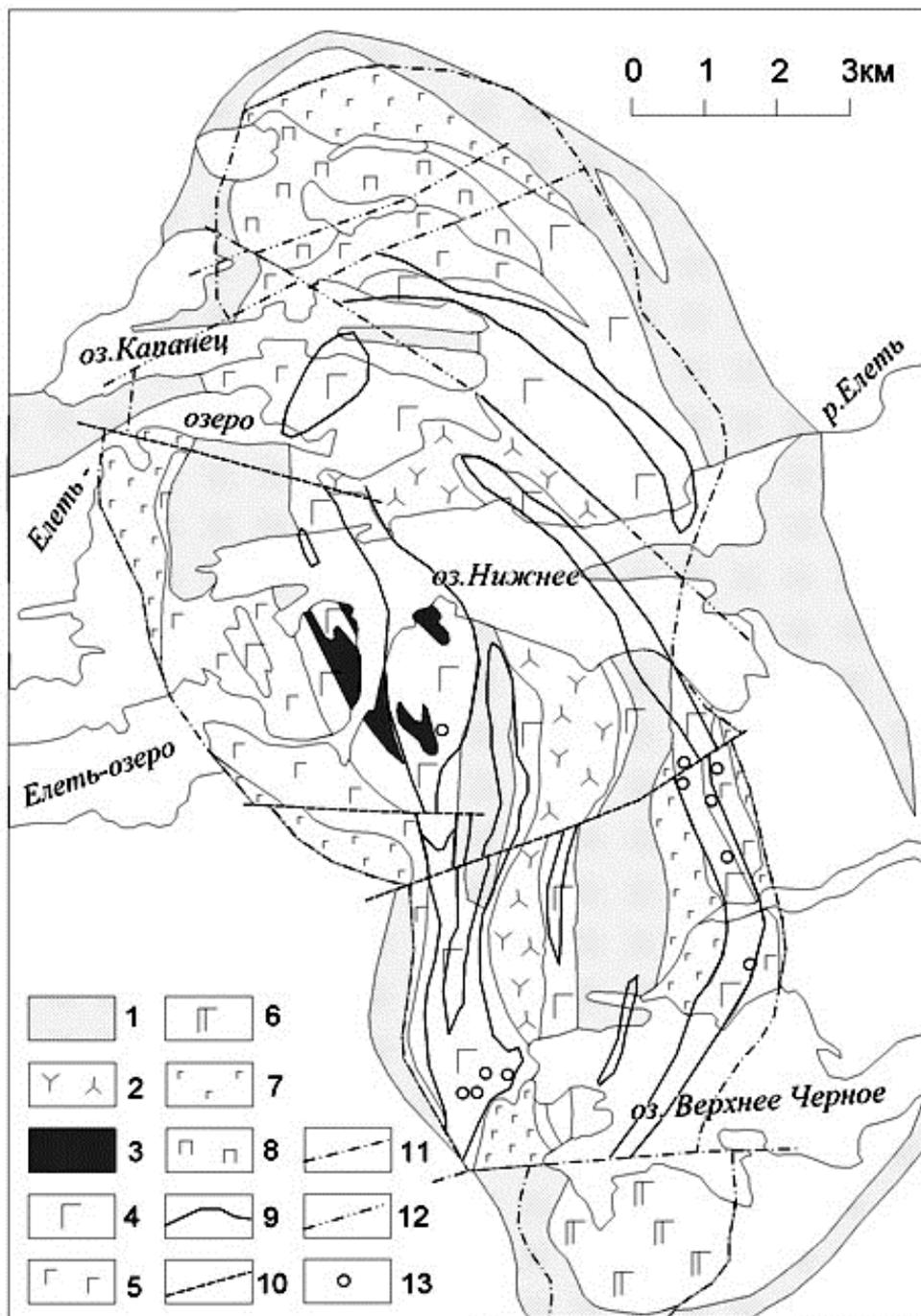


**Рис. 43.** Распределение Pt, Pd, Au и Ag по минеральным ассоциациям в породах Тикшеозерского массива (Трофимов и др., 2002)

**Fig. 43.** Pt, Pd, Au and Ag distribution in mineral associations in rocks of the Tikshozersky massif (Trofimov et al., 2002)

Другими исследователями признается последовательное формирование серий базитов, однако на его порядок общая точка зрения отсутствует (Кухаренко и др., 1971; Богачев и др., 1990). По расчетным петрофизическим моделям (Алексеева и др., 1976), распространенность пироксенитов и более меланократовых оруденелых разновидностей пород расслоенного комплекса ограничивается глубинами 0,5–0,8 км. Ниже преобладающее развитие, вероятно, имеют более лейкократовые безрудные габбро.

В центральной части Елетьозерского массива находится тело нефелиновых сиенитов площадью 10 км<sup>2</sup>, резко вытянутое в север-северо-западном направлении (6–7х1,5–2 км). С нефелиновыми сиенитами связаны субширотные и субмеридиональные крутопадающие жилы сиенит-пегматитов и альбититов. Всеми исследователями Елетьозерского массива щелочные породы относятся к самой поздней интрузивной фазе, завершившейся формированием в северо-восточной части массива трубообразных тел эксплозивных брекчий с амфибол-полевошпат-карбонатным цементом. Для щелочных пород характерны обогащенность Ba, Sr, Nb и присутствие ряда минералов необычного состава: высокобариевых слюд (с содержанием BaO до 11%) и полевых шпатов (до 12% BaO), высокониобиевых титанитов (до 6,2% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), шпинели с высоким содержанием герцинитового минала, титаномагнетита с содержанием V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 1,5%. Наиболее вероятным механизмом, объясняющим сильные вариации содержания бария в минералах и породах Елетьозерского массива в различных его участках, представляется модель его формирования с участием двух или более первичных магм, одна из которых имела мантийный источник, аномально обогащенный барием, стронцием и рядом других несовместимых элементов в результате предшествовавших процессов мантийного метасоматизма (Кузьмин и др., 2008).



**Рис. 44.** Схема геологического строения Елетьозерского массива (Трофимов и др., 2002):

1 – четвертичные отложения; 2 – нефелиновые сиениты; 3 – среднезернистые плагиоклазиты; 4 – габбро, оливковое габбро, рудное габбро (расслоенная серия); 5 – крупнозернистое габбро; 6 – среднезернистые габбро; 7 – мелкозернистые габбро, диориты; 8 – пироксениты; 9 – зоны апатит-ильменит-титаномагнетитовой минерализации; 10, 11 – разломы: 10 – по геологическим данным, 11 – по геофизическим данным; 12 – контур Елетьозерского массива по геофизическим данным; 13 – рудопоявления пирохлора.

**Fig. 44.** Scheme showing the geological structure of the Yeletzero massif (Trofimov et al., 2002):

1 – quaternary rocks; 2 – nepheline syenites; 3 – medium-grained plagioclases; 4 – gabbro, olivine gabbro and ore gabbro (layered series); 5 – coarse-grained gabbro; 6 – medium-grained gabbro; 7 – fine-grained gabbro and diorites; 8 – pyroxenites; 9 – apatite-ilmenite-titanomagnetite mineralization zones; 10, 11 – faults: 10 – based on geological data, 11 – based on geophysical data; 12 – Yeletzero massif outlines based on geophysical data; 13 – pyrochlore ore occurrence

В связи с Елетьозерским массивом известно одноименное месторождение апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд, приуроченное к расслоенной серии и подразделяющееся на два рудных поля – Западное (Нятовара, Межозерный) и Восточное (северная и южная Суривара). Рудные тела, имеющие форму крутопадающих ( $60\text{--}90^\circ$ ) линз с многочисленными пережимами протяженностью первые сотни метров, сложены плагиоперидотитами, плагиопироксенитами и меланократовыми оливиновыми габбро с полосчатыми текстурами. Наиболее протяженные из них достигают в длину 1300–1400 м при мощности 40–50 м. Главным рудным минералом является титаномагнетит со структурами распада (вроски магнетита, ильменита, криптоильменита, шпинели, ульвита, гематита), реже ильменит. Отношение ильменит/титаномагнетит варьирует в пределах 0,4–1,0. Кроме них, присутствуют апатит (до 10%), пирротин, пирит (первые %), корунд. Руды полосчатые вкрапленные с резкими колебаниями содержания Fe-Ti минералов (7–50%), в зависимости от степени меланократовости отдельных слоев. Они характеризуются также повышенными концентрациями цинка (0,03–0,1%) и ниобия (0,01–0,06%) (Кухаренко и др., 1971). По сравнению с аналогичным оруденением массива Гремяха-Вырмес, руды Елетьозера существенно беднее фосфором, титаном и железом при резком обогащении стронцием и особенно барием, т. е. элементами, более характерными для пород щелочных ультрамафитовых плутонов.

В других сериях пород Елетьозерского массива проявления титан-железородной минерализации крайне незначительны по масштабам и убоги по содержаниям. Исключением являются пироксениты г. Куковара (протяженность – 4,5–5,0 км, ширина – 0,3–1,0 км; среднее содержание Fe 17,23%,  $\text{TiO}_2$  5,15%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,24%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  0,14%) и пластовое тело мощностью 6 м сплошных титаномагнетитовых гистеромагматических руд в нефелиновых сиенитах центральной части массива ( $\text{Fe}_{\text{вал}}$  60,04%,  $\text{Fe}_{\text{рас}}$  59,74%,  $\text{TiO}_2$  5,55%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  0,51%, ZnO 0,11%,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0,024%) (Зак, Кисилев, 1957).

В местах развития пегматитов и в зонах метасоматических изменений пород массива отмечают рассеянную вкрапленность пирротина и пирита (до 15%), реже халькопирита (габбро Суриварского участка) и, соответственно, повышенные содержания меди.

Аналитические исследования пород и руд Елетьозерского массива на другие элементы, в т. ч. и на благородные, впервые были выполнены ИГ КарНЦ РАН в 80–90-е гг. прошлого века. Однако значимых концентраций платиноидов при этом не было установлено, а Au было определено только в единичных пробах (25 мг/т в амфиболитах по пироксенитам с титаномагнетитом и сульфидами, южный берег Елетьозера; 23 мг/т – в амфибол-плагиоклазовом пегматите с сульфидами, г. Суривара). Более поздние исследования (Трофимов и др., 2002) подтвердили крайне низкий уровень содержания БЭ в Елетьозерском массиве, что резко отличает его от однотипного массива Гремяха-Вырмес. Эти различия, вероятно, обусловлены особенностями его залегания и строения, а также более низкой степенью его дифференцированности, что в совокупности, как показали исследования благороднометалльной минерализации кольских массивов (Путинцева и др., 1999), является определяющими факторами, ответственными за уровень концентрирования благородных металлов.

Достаточно низкие содержания благородных металлов характерны и для магнетитового концентрата рудоносных пород Елетьозерского массива (табл. 42). Среднее содержание благородных металлов в нем составляет, мг/т: Pt – 10, Pd – 45, Au – 235, Ag – 15 975. Суммарное содержание ЭПГ+Au (0,03 г/т) в магнетитовом концентрате елетьозерских руд сопоставимо с таковыми для Ковдорского месторождения (0,04–0,06 г/т). В ковдорских рудах в магнетитовый концентрат распределяется 28–30% благородных металлов при содержании Pt+Pd+Au 47–53 мг/т, Ag 100–1500 мг/т (Путинцева и др., 1999). При обессеривании магнетитового концентрата содержание  $\Sigma$ ЭПГ, Au падает до <25 мг/т. Следовательно, часть благородных металлов в магнетитовом концентрате елетьозерских руд может быть также связана с примесными сульфидами.

Сопоставление содержания ЭПГ и Au в рудах Елетьозера и магнетитосодержащих породах Кондерского массива показывает сходный уровень их накопления. При этом отчетливо проявляющаяся для Кондера тенденция возрастания содержания платиноидов и Au в магнетитах пегматоидных и жильных фаций пород, т. е. обогащенных летучими компонентами, отмечается и для Елетьозера (Путинцева и др., 1999), где максимальные содержания благородных металлов в магнетитовом концентрате определены для пегматоидного габбро северной Суривары.

Содержание и распределение благородных металлов в сульфидном концентрате елетьозерских руд неизвестно ввиду отсутствия соответствующих аналитических данных.

Таблица 42. Содержание благородных металлов в магнетитовом концентрате проб из пород Елетьозерского массива, мг/т (Трофимов и др., 2002)

Table 42. Noble-metal content of the magnetite concentrate of samples from Yeletozero Massif rocks, mg/t (Trofimov et al., 2002)

№ п/п	№ пробы	Порода	Pt	Pd	Au	Ag
1	714	Пироксенит с титаномагнетитом (5%)	<10	<10	37	2440
2	706	Метагаббро (эпидот-амфиболовая порода)	<10	39	35	3020
3	703-1	Рудное оливниновое габбро (ильменит-титаномагнетитовая руда)	<10	<10	110	4180
4	704-1	Пегматоидное габбро с сульфидами	25	130	760	54260

Таким образом, согласно приведенным данным, металлогеническая специализация Тикшеозерского и Елетьозерского щелочных массивов представляется комплексной. Благородные металлы являются постоянной бедной примесью пород и руд этих массивов. Причем в составе ЭПГ Тикшеозера отмечается существенный дефицит тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru). Благородные металлы концентрируются в основном в сульфидной и оксидной (титаномагнетитовой) ассоциациях. Для пород Тикшеозерского массива в большей степени, а Елетьозерского – в меньшей преобладающая доля благородных металлов распределяется в сульфидную ассоциацию, в тикшеозерских карбонатах – в оксидную. Тесная связь благородных металлов с сульфидами свидетельствует о значительной роли процессов метасоматоза и летучих компонентов в распределении и перераспределении благородных металлов в породах массивов.

### 2.4.3. Базит-гипербазитовая формация

Базит-гипербазитовая формация пользуется широким развитием в нижнем протерозое и в меньшей степени в лопии. Будучи потенциально титаноносной, данная магматическая формация слабо изучена как в формационном, так и металлогеническом аспектах. Представлена она разномасштабными, ритмично-расслоенными и сильно варьирующими по степени дифференцированности интрузиями, сформированными в различных геодинамических обстановках.

#### 2.4.3.1. Беломорский мобильный пояс

В Беломорском мобильном поясе титаномагнетитовое оруденение практически отсутствует, что прежде всего может объясняться его слабой металлогенической изученностью. Исключением является рудопоявление Травяная Губа, отнесенное на начальной стадии исследований к габбро-анортозитовой формации (Степанов, 1981), хотя его характеристика как «фрагмента дифференцированного мафит-ультрамафитового интрузива, габброидная часть которого полностью амфиболизирована» (Степанов, Карпова, 1991), больше соответствует перидотит-габброноритовой формации или, возможно, – габбро-пироксенитовой. Позднее (Степанов, 2001) участок рудопоявления рассматривался в составе разбитого на отдельные блоки амфиболизированного Палаярвинского массива протяженностью около 5 км. Учитывая широкое распространение во вмещающем массиве комплексе основных вулканитов, преобразованных в амфиболиты, и плохую обнаженность, предложенная интерпретация представляется дискуссионной. Другими исследователями (Слюсарев и др., 1991) ильменит-магнетитовое оруденение в амфиболитах связывалось с базитовым или ультрабазитовым интрузивным магматизмом. При этом каких-то новых весомых аргументов в пользу отнесения рудопоявления Травяная Губа к габбро-анортозитовой формации также не приводится. Наиболее вероятным представляется то, что данное проявление является габброидной частью разреза комплекса дифференцированных или ритмично-расслоенных массивов базит-гипербазитовой формации, для которых наличие мегаритмов с мощными зонами анортозитов и титаномагнетитовым оруденением – явление достаточно распространенное. При этом могут присутствовать и дифференцированные базитовые массивы габбро-пироксенитовой формации, разброс возрастов которых – от лопия до сумия.

*Рудопоявление Травяная Губа (оз. Кереть)* является фрагментом Палаярвинского дифференцированного массива, состоящего из трех блоков – Палаярвинского, Восточного и Южного, частично разделенных гнейсогранитами (Рыбаков и др., 1999) (рис. 45). Слагающие его породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Породы рамы представлены гнейсогранитами, амфиболитами по вулканитам и биотитовыми плагиосланцами по андезитам лопия. С последними выявлены магнетитовые руды (Слюсарев и др., 1991), приуроченные к первично-осадочным горизонтам железистой формации с двумя обогащенными магнетитом (до 30–80%) слоями мощностью 7–10 м.

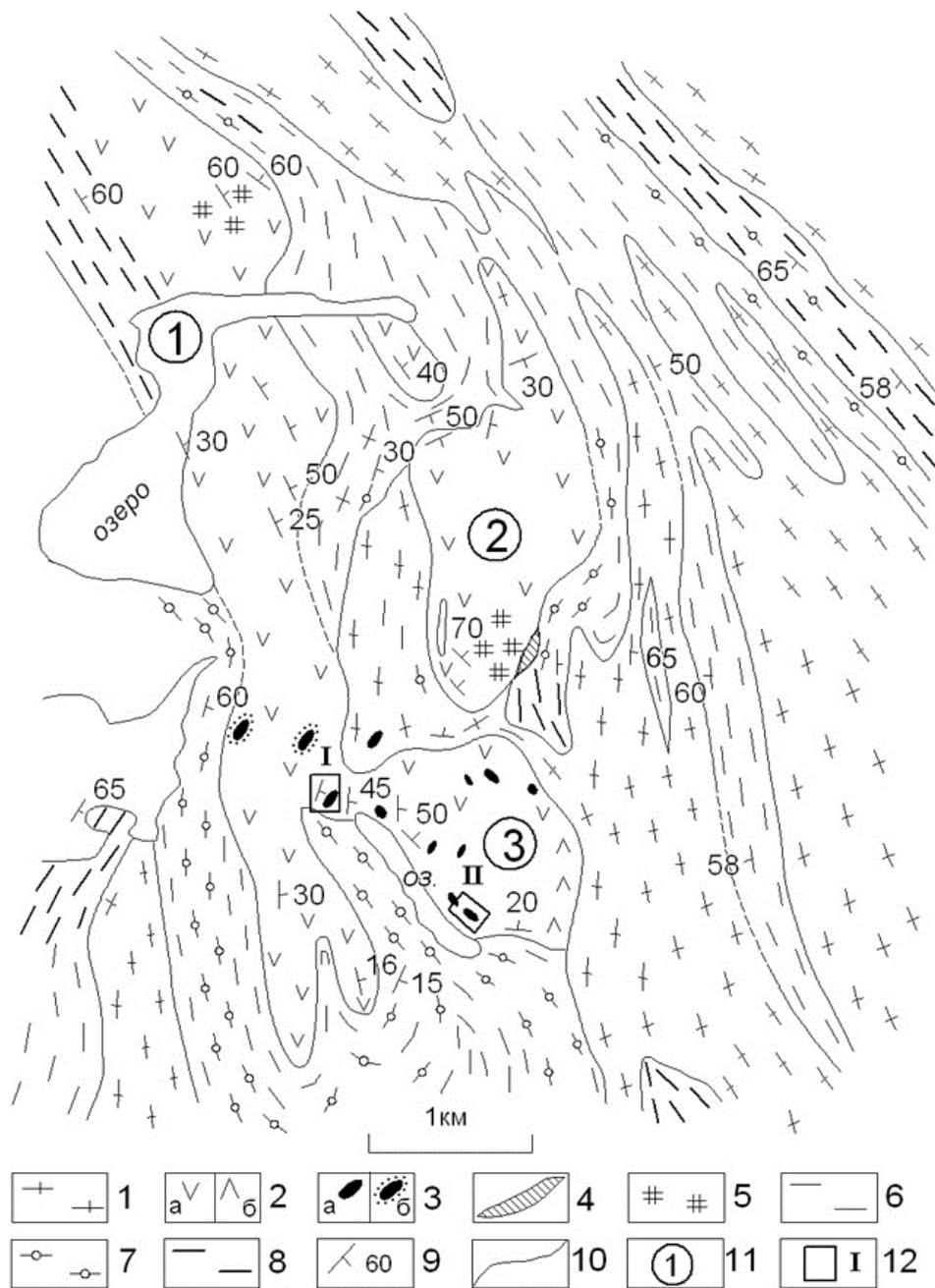
Платиносодержащее титаномагнетитовое с ванадием оруденение локализуется в пределах Южного блока в апофизе, соединяющей его с Палаярвинским, и представляет собой удлиненное тело протяженностью около 100 м и видимой мощностью 30–40 м, характеризующееся ритмичным строением. Ритмы имеют трех- и двухчленное строение (рис. 46). В основании залегает трехчленный микроритм: рудный перидотит – рудный вебстерит – рудный ортоамфиболит с орто- и клинопироксеном (перидотит-пироксенит – габбронорит). Завершается разрез фрагмента микроритмом: рудный вебстерит – рудный амфиболит (пироксенит-габбронорит). Ритмично построенная толща размещается в гранатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитах, которые В.С. Степанов отождествляет с феррогаббро (1991), а В.Д. Слюсарев (1991) относит к метасоматическим образованиям. По геофизическим данным закартировано еще 9 разобщенных рудных тел.

Платиносодержащее ильменит-магнетитовое оруденение приурочено к перидотитам, пироксенитам (вебстеритам) и амфиболитам, а также к диопсид-гранат-роговообманковым и кварц-гранат-роговообманковым породам (метасоматитам?) по наиболее магнизальным амфиболитам (метаноритам, метагабброноритам). Первичный состав рудных оливиновых вебстеритов: оливин – 30%, ортопироксен – 9%, клинопироксен – 11%, ильменит+магнетит – 35% (Степанов, Карпова, 1991). В аксессуарных количествах содержатся апатит, циркон, торит, монацит, тяготеющие обычно к контактам с пегматитовыми жилами. Структура руд сидеронитовая, текстура – вкрапленная. Последовательность кристаллизации: оливин – ортопироксен – крупнозернистый диопсид, магнетит±ильменит. Часто встречаются симплектитовые сростания диопсида с магнетитом и ильменитом.

Максимальные средние содержания двуокиси титана характерны для перидотитов и вебстеритов – 6,02 и 5,42%, а пятиокиси ванадия для вебстеритов – 0,29% (табл. 43). Первичное позднемагматическое оруденение титаномагнетитовое по составу в результате метаморфизма амфиболитовой фации, большей частью, преобразовано в легко обогатимый ильменит-магнетитовый минеральный тип руд с соотношением  $Pm/Mt=1:4$ , магнетит в которых содержит до 8% пятиокиси ванадия (Кулешевич, Земцов, 2009). Отмечающаяся в рудах сульфидная фаза (<1–3%, пирит, халькопирит, пирротин, борнит, ковеллин, галенит) является потенциальным носителем и индикатором возможных повышенных концентраций БЭ. Для руд характерно резкое преобладание  $Co$  над  $Ni$  в 12–15 раз. По данным опробования, благороднометалльное оруденение ассоциируется преимущественно с богатыми сульфидсодержащими ильменит-титаномагнетитовыми рудами. Минералогия БМ оруденения достаточно разнообразна, но вследствие крайней мелкозернистости (1–30 мкм) отдельных минеральных выделений долгое время не изучалась, и только в последние годы были проведены микрозондовые исследования (Кулешевич, Земцов, 2009), результаты которых сводятся к следующему.

Минералы Pd и Pt представлены Sb, Bi, Te-содержащими арсенидами (рис. 47), реже их интерметаллическими соединениями, сперрилитом, станнопалладинитами, самородной платиной. Палладиевые арсениды и стибноарсениды более распространены, чем минералы платины. Обычно они локализируются на границах зерен титаномагнетита и силикатов, в титаномагнетите, вблизи скоплений сульфидов меди, реже в силикатах и имеют крайне незначительные размеры (1–30 мкм). Благороднометалльная минерализация сопровождается микронными выделениями самородных селена, висмута и серебра, а также антимонита, киновари и сурьмяной сульфосоли свинца – цинкеита-робинсонита, ошибочно идентифицированной (Кулешевич, Земцов, 2009) как бертьерит.

Суммарное содержание МПГ и Au в рудах изменяется в среднем от 1,58 г/т в перидотитах и вебстеритах до 1,32 г/т в амфиболитах (табл. 43). Среднее содержание по 47 пробам  $Pt+Pd=1,28$  г/т ( $Pd/Pt=4-5$ ), а Au – 0,228 г/т. Максимальное содержание Pt (0,52 г/т) установлено в амфиболитах, Pd (2,8 г/т) – в перидотитах, Au (2,5 г/т) – в сульфидсодержащих рудах, прогнозные ресурсы БЭ – 14 т (Минерально-сырьевая..., 2005). Вопросы обогатимости благороднометалльных руд не исследовались. Сделанная попытка определения содержаний БЭ в породообразующих минералах дала противоречивые результаты (табл. 44). Максимальные концентрации Pt и Pd определены в оливине.

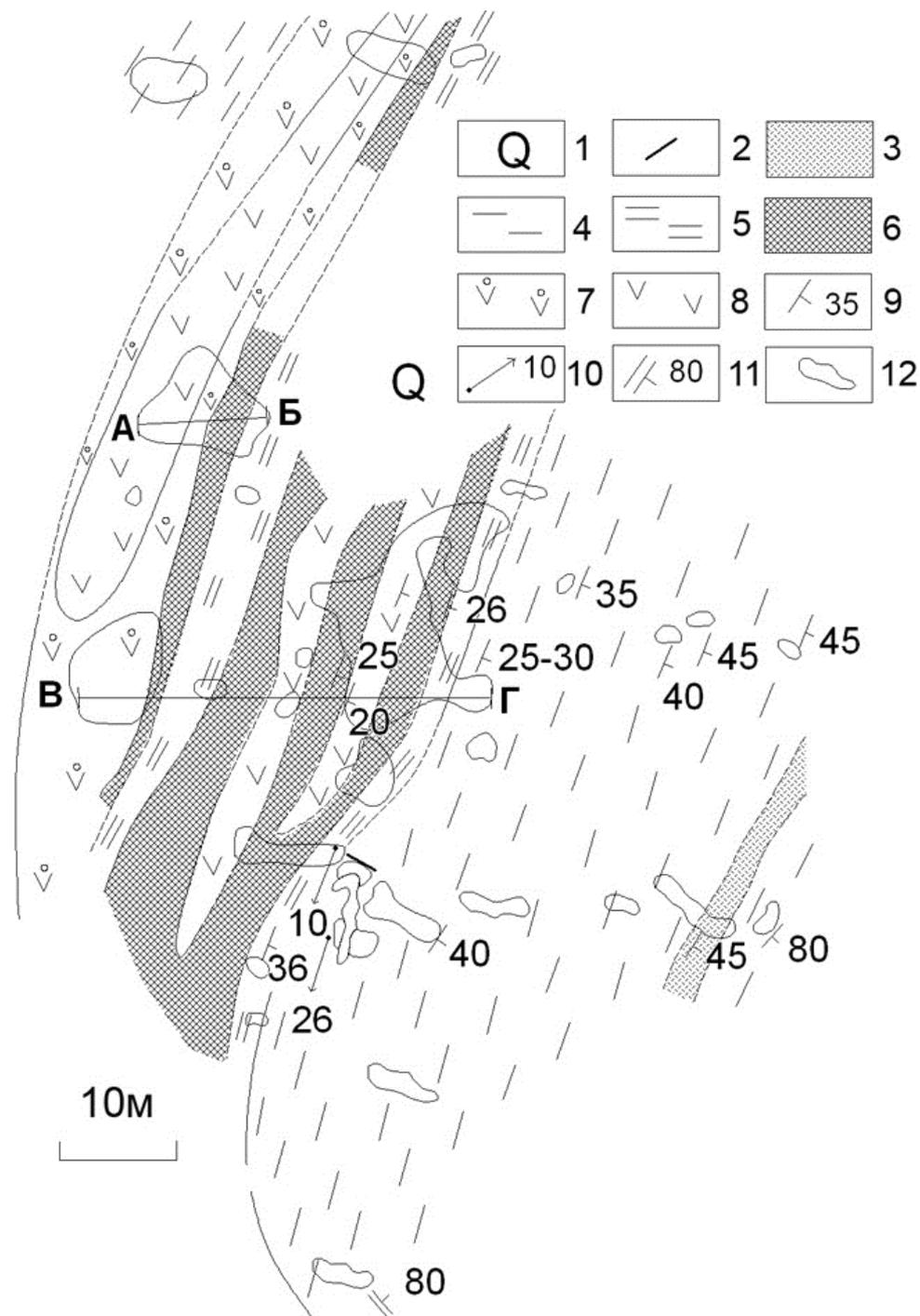


**Рис. 45.** Схема геологического строения района Травяной губы оз. Кереть (по В.С. Степанову; Рыбаков и др., 1999):

1 – гнейсограниты нерасчлененные; 2 – апоинтрузивные амфиболиты: а) мезократовые, б) меланократовые; 3 – рудные перидотиты, вебстериты и амфиболиты (а), тела ультрабазитов по магнитометрическим данным в амфиболитах; 4 – плагиоклазовые перидотиты; 5 – реликтовые участки габброидов в амфиболитах; 6 – биотитовые плагиосланцы, биотитовые гнейсы (апоандезиты?); 7 – кyanит-гранат-биотитовые гнейсы; 8 – амфиболиты, ассоциирующие с кyanит-гранат-биотитовыми гнейсами (аповулканыты); 9 – элементы залегания полосчатости, гнейсовидности и контактов; 10 – границы пород; 11 – фрагменты (блоки) апоинтрузивных амфиболитов: 1 – Палаярвинский, 2 – Восточный, 3 – Южный; 12 – детальный участок

**Fig. 45.** Scheme showing the geological structure of the Travyanaya Bay area, Lake Keret (after V.S. Stepanov; Rybakov et al., 1999):

1 – undivided gneissose granites; 2 – apointrusive amphibolites: a) mesocratic, b) melanocratic; 3 – ore peridotites, websterites and amphibolites (a), ultrabasic rock bodies based on magnetometric data in amphibolites (b); 4 – plagioclase peridotites; 5 – relict gabbroid zones in amphibolites; 6 – biotite plagioclases, biotite gneisses (apovulcanites?); 7 – kyanite-garnet-biotite gneisses; 8 – amphibolites associated with kyanite-garnet-biotite gneisses (apovulcanites); 9 – mode of occurrence of banding, gneissosity and contacts; 10 – rock boundaries; 11 – fragments (blocks) of apointrusive amphibolites: 1 – Palajarvi, 2 – Vostochny, 3 – Yuzhny; 12 – detailed prospect



**Рис. 46.** Геологический план участка Травяной губы (Степанов, Карпова, 1991):

1 – четвертичные отложения; 2 – пегматитовые жилы; 3 – светлые, существенно плагиоклазовые амфиболиты; 4 – гранатовые и гранат-полевошпатовые амфиболиты; 5 – рудные амфиболиты (Орх и срх); 6 – рудные вебстериты; 7 – рудные перидотиты с микроучастками симплектитового строения; 8 – рудные перидотиты; 9 – элементы залегания контактов; 10 – минеральная линейность; 11 – ОП мелких складок; 12 – контуры обнажений

**Fig. 46.** Geological plan of the Travyanaya Bay area (Stepanov, Karpova, 1991):

1 – quaternary rocks, 2 – pegmatite veins, 3 – light, largely plagioclase amphibolites, 4 – garnet and garnet-feldspathic amphibolites, 5 – ore amphibolites (Opx and Cpx), 6 – ore websterites, 7 – ore peridotites with symplectitic-structured microzones, 8 – ore peridotites, 9 – mode of occurrence of contacts, 10 – mineral lineation, 11 – OP of small folds, 12 – exposure outlines

Таблица 43. Химический состав пород Травяной губы оз. Кереть (Степанов, 2001)

Table 43. Chemical composition of rocks from Travyanaya Bay, Lake Keret (Stepanov, 2001)

Компоненты, % и г/т	Перидотиты и оливиновые вебстериты		Амфиболизированные вебстериты		Рудные амфиболиты		Полевошпатовые амфиболиты	
	X	n	X	n	X	n	X	n
SiO <sub>2</sub>	25,33	6	37,93	5	42,17	6	47,71	6
TiO <sub>2</sub>	6,02	6	5,42	5	3,28	6	2,18	6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7	6	2,99	5	10,44	6	12,54	6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,68	6	9,54	5	4,13	6	4,45	6
FeO	22,92	6	24,75	5	18,74	6	14,4	6
MnO	0,42	6	0,34	5	0,26	6	0,177	6
MgO	13,81	6	9,14	5	6,43	6	4,55	6
CaO	1,91	6	7,45	5	10,45	6	8,24	6
Na <sub>2</sub> O	0,038	6	0,45	5	1,25	6	2,92	6
K <sub>2</sub> O	0,022	6	0,18	5	0,41	6	0,78	6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,068	5	0,088	4	0,11	4	0,16	4
Li <sub>2</sub> O	0,0032	4	0,043	3	0,0058	3	0,0040	2
Rb <sub>2</sub> O	0,0022	4	0,0026	3	0,0032	3	3	2
Cr	0,002	6	0,005	5	0,001	6	0,005	6
V	0,25	6	0,29	5	0,17	6	0,052	6
Ni	0,02	3	0,016	4	0,008	6	0,005	4
Co	0,032	3	0,02	4	0,014	6	0,009	4
ППП	1,38	6	0,96	5	2,025	6	1,76	6
Pt	0,23	22	0,22	23	0,23	9	0,019	13
Pd	1,0	22	1,26	23	0,79	9	0,166	13
Au	0,35	22	0,097	23	0,175	9	0,038	13

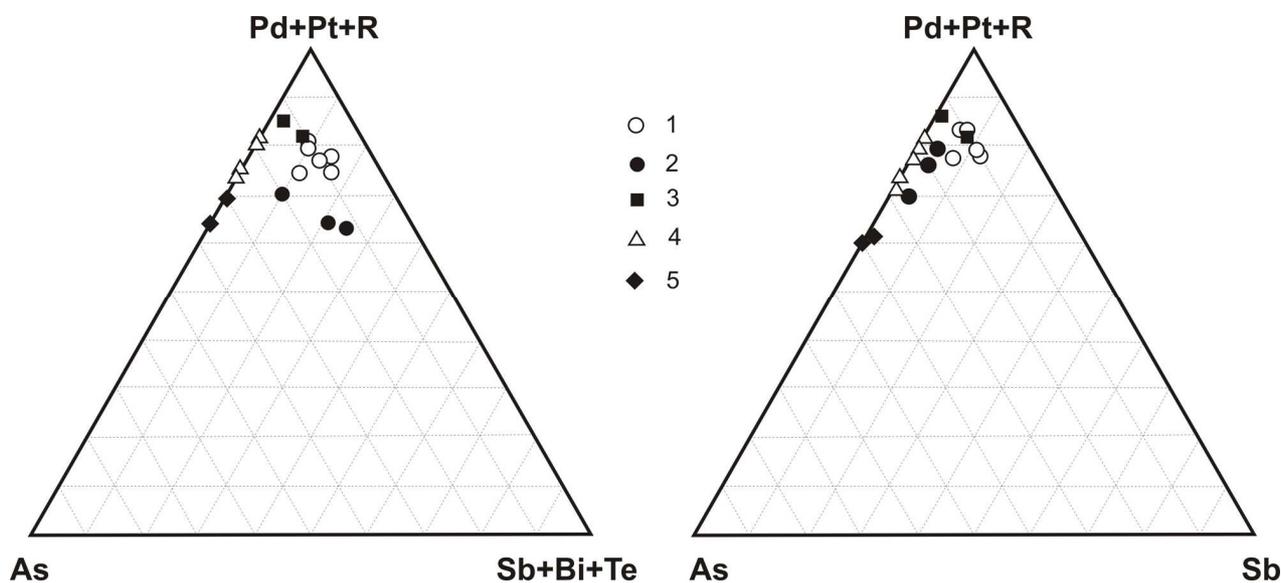


Рис. 47. Состав минералов ЭПГ рудопроявления Травяная губа (по: Кулешевич, Земцов, 2009, с изм.):

1 – Bi-Te-содержащие изомертиит и мертиит; 2 – Bi-содержащий арсенопалладинит; 3 – Sb-содержащий стиллуотерит; 4 – стиллуотерит (паларстаннид, паоловит); 5 – сперрилит. R – (Cu, Ni, Co, Sn, Fe). Ввиду крайней микроразмерности (1–20 мкм) выделений минералов ЭПГ их химические анализы, вероятно, являются не вполне достоверными

Fig. 47. Composition of stibioarsenides of Travyanaya Bay Pd and (Pd+Pt) occurrence (after Kuleshevich, Zemtsov, 2009, revised):

Bi-Te-bearing isomertieites, fengluaiites (3,1); 2 – bismuthopalladinites; 3 – As-Sb-palladinites (4 : 1); 4 – As-palladinites, majakite; 5 – arsenides (Pd+Pt+R). R – other cations

Таблица 44. Содержание, г/т, МПГ и золота в породообразующих минералах рудного перидотита (Степанов, 2001)

Table 44. PGM and gold content, g/t, of ore-forming minerals in ore peridotite (Stepanov, 2001)

Минералы	Pt	Pd	Rh	Au	V
Оливин	0,24	0,66	0,005	0,62	–
	0,30	0,88	–	0,54	–
Ортопироксен	0,11	0,39	–	0,28	–
	0,18	0,42	–	0,58	–
Магнетит	0,089	0,43	–	0,6	0,47
	0,12	0,37	–	0,54	0,044
Ильменит	0,25	0,41	0,003	3,0	–
	0,21	0,37	0,003	3,1	–

*Примечание.* Пробирный анализ МПГ и золота выполнен в лаборатории ЦНИГРИ (Тула).

*Note.* Fire assay of PGM and gold was performed at the CNIGRI laboratory (Tula).

Однако оливин, являясь высокотемпературным минералом, кристаллизовался первым и мог захватить лишь наиболее ранние минералы ЭПГ, производные тугоплавких платиноидов Os, Ru и Ir. Если аналитические данные достоверны, то концентрирование Pt и Pd в оливине обусловлено, вероятно, процессами автотасоматоза или метаморфизма (возможно, синхронно с преобразованием титаномагнетитового оруденения в ильменит-магнетитовое). Но полученных данных явно еще недостаточно, и вопрос, с каким минеральным парагенезисом связаны МПГ, остается открытым. Наличие наиболее высоких концентраций золота (3,0–3,1 г/т) в ильмените и магнетите свидетельствует о возможном присутствии его самородных форм в виде пленок или микровключений или указывает на связь золота с сульфидными фазами, обычно развивающимися по железокислым минералам.

#### 2.4.3.2. Карельский кратон

Несмотря на широкое проявление базит-гипербазитового магматизма на Карельском кратоне в связи с ним установлены лишь признаки титаномагнетитовой минерализации в небольшом числе интрузий, при этом у части из них неясен возраст и формационная принадлежность.

Среди титаномагнетитовых рудных объектов в интрузивных комплексах недостаточно изученными и неясными в формационно-генетическом и металлогеническом аспектах представляются проявления в разномасштабных интрузиях габбро-пироксенитовой формации, известные в Хаутаваарской структуре (район Хюрсюльского гипербазитового массива) и в приграничных районах Западной Карелии (Юдин и др., 2007).

В *Хюрсюльском гипербазитовом массиве* известно убогое вкрапленное (20–25%) титаномагнетитовое оруденение, считавшееся связанным с его основными дифференциатами – пироксенитами и феррогаббро. Его возраст предположительно лопийский. Аналогичные интрузии установлены также в центральной части Хаутаваарской структуры в районе руч. Рыб-оя и оз. Виетукка-лампи. В габброидах Хюрсюльского участка содержание  $Fe_{\text{раств}}$  достигает 15,5%. Феррогаббро скв. 87 (инт. 113–137 м) содержит:  $TiO_2$  – 1,8–2,8%,  $Fe_2O_3$  – 17,0–28,5%,  $Fe_{\text{пт}}$  – 7–14%,  $P_2O_5$  – 0,12–0,17% (табл. 45). По результатам опробования Хюрсюльского массива в горизонте амфиболитизированных плагиоклазсодержащих клинопироксенитов мощностью 8–10 м выявлены идиоморфная вкрапленность титаномагнетита 10–20% и халькопиритовая минерализация (0,5%). Содержание двуокиси титана в пироксенитах составляет 2,87% и окислов железа ( $Fe_2O_3$ ) – 23,15%, Cu – 742 г/т. В двух объединенных пробах пироксенитов установлены повышенные содержания Au – 110–1410 мг/т (Трофимов, 2010). Содержания ЭПГ во всех пяти проанализированных пробах – <10 мг/т. Минералы платиновой группы (МПГ) и золота в пироксенитах не обнаружены.

В приграничных районах Западной Карелии на площади восточной части листов Р-36-VIII-XIV КГЭ выявлено несколько пунктов рудной минерализации (*Вуоттоярви, Петяярви, Луисвара, Ваксаусъярви-1, Ваксаусъярви*) платиноидносодержащего титаномагнетитового с ванадием типа, связанного с дайками габбродолеритов, предположительно протерозойского возраста. Закономерности распределения рудной минерализации (халькопирит, ильменит, пентландит, титаномагнетит)

в габбродолеритах изучены слабо. Меднорудная минерализация обычно тяготеет к периферическим частям даек, а титаномагнетитовая развита во всем их объеме, вследствие чего они характеризуются интенсивными магнитными аномалиями. Содержание в них, масс. %:  $TiO_2$  – 1,0–3,03,  $Cu$  – 0,01–0,7,  $V$  – 0,06–0,3,  $Ni$ ,  $Co$  – 0,01–0,07; г/т:  $Ag$  – до 2–5,  $Pd$  – 0,04–0,50,  $Pt$  – 0,02–0,56, ( $\Sigma Pt, Pd$  – до 1),  $Rh$  – 0–0,045 (Юдин и др., 2007). На золото пробы не анализировались.

Таблица 45. Химический состав пород титаномагнетитового горизонта уч. Хюрсюля, габбро-пироксенитовая формация (Трофимов, 2010)

Table 45. Chemical composition of rocks from a titanomagnetite horizon, Hursylä locality, gabbro-pyroxenite formation (Trofimov, 2010)

Компоненты, масс.%, г/т	Номера образцов												Ср. арифм.
	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	159	
$SiO_2$	41,2	41,2	42,7	42,85	41,9	42,3	42,7	42,8	43,65	43,8	41,85	42,5	42,45
$TiO_2$	3,15	3,1	2,95	3	2,85	2,9	2,6	2,75	2,65	2,6	3,15	2,75	2,87
$Al_2O_3$	6,1	7,21	6,66	5,7	5,8	6,3	5,32	6,92	6,06	5,96	5,35	7,05	6,20
$Fe_2O_3$	5,83	6,87	6,53	6,9	7	6,6	6,87	6,4	5,74	5,73	7,5	6,5	6,54
$FeO$	14,56	14,64	15,45	15,45	15,09	15,45	14,55	14,73	14,81	14,37	14,73	15,54	14,95
$MnO$	0,282	0,26	0,246	0,255	0,248	0,254	0,247	0,25	0,246	0,255	0,243	0,303	0,26
$MgO$	8,7	8,8	9,43	9,64	9,43	9,43	9,64	9,12	9,64	9,46	9,28	8,84	9,28
$CaO$	14	13,11	12,1	12,34	13,79	12,97	14,55	13,26	13,55	14,27	14,3	12,4	13,39
$Na_2O$	1,53	1,07	1,01	0,88	0,93	0,89	0,87	1,08	0,99	0,92	0,8	1,14	1,01
$K_2O$	0,33	0,23	0,21	0,18	0,17	0,14	0,14	0,19	0,16	0,14	0,13	0,16	0,18
$H_2O$	0,18	0,14	0,1	0,13	0,12	0,15	0,1	0,24	0,12	0,14	0,24	0,2	0,16
ППП	3,35	2,8	2,05	2,05	2	2,03	1,76	1,8	1,75	1,77	1,91	2,2	2,12
$P_2O_5$	0,15	0,11	0,07	0,13	0,11	0,11	0,12	0,08	0,13	0,17	0,12	0,11	0,12
$Cr$	33	37	43	37	33	23	37	40	30	27	40	27	23
$V$	1310	1360	1360	1360	1360	1390	1280	1390	1230	1230	1490	1070	739
$Co$	80	90	100	90	90	90	90	90	90	90	80	100	71
$Ni$	700	430	460	450	460	450	460	460	660	410	460	340	376
$Cu$	1880	420	810	810	1030	1450	1420	340	1020	640	630	700	742
$Zn$	170	200	180	170	160	160	160	170	180	160	160	220	140
$S_{общ}$	0,077	0,033	0,033	0,034	0,059	0,036	0,124	0,022	0,064	0,027	0,041	0,03	0,048
Сумма	99,77	99,79	99,8	99,79	99,75	99,88	99,81	99,86	99,81	99,84	99,88	99,8	99,82

Ввиду отсутствия аналитических данных остаются неоцененными на благороднометалльное оруденение известные с прошлого века железо-титан-ванадиевые проявления в лопийских ортоамфиболитах Центральной Карелии (Гангазлампи, Воронье, Рокково и др.) с содержаниями титана (4–5%) и ванадия (0,03–0,1%). (Государственная геологическая..., 1960).

*Бураковский плутон.* В пределах Бураковской расчлененной интрузии скоплений титаномагнетитовых руд промышленного или близкого к промышленному уровню не установлено. Анализ изменения составов породообразующих ассоциаций в базитовой части разреза интрузии показывает устойчивую тенденцию накопления железа и титана в наиболее верхних дифференциатах. Этот процесс не носит линейной зависимости, а подчинен грубой и тонкой цикличности. Вследствие этого в пределах зоны феррогабброноритов (магнетитовых габбродиоритов, по М.М. Лаврову и Н.Н. Трофимову (1990), содержание титаномагнетита сильно варьирует (2–20%). В зоне магнетитовых габбродиоритов (скв. 45, 46, 48), мощностью около 100 м, среднее содержание позднемагматической магнетит-ильменитовой вкрапленности составляет 10%, а на обогащенных участках с ритмично-полосчатым строением в меланократовых слоях достигает 20%. Ввиду медленного остывания при кристаллизации рудных агрегатов в них происходило обособление ильменитовой и магнетитовой фаз. Последняя все же полностью не очистилась от ильменита и содержит его редкие пластинки. Содержание в ней  $TiO_2$  составляет 3,6–4,2%,  $V_2O_5$  – 0,5–2,0% (табл. 46). Среднее содержание золота в магнетитовых габбродиоритах составляет 17,8 мг/т (табл. 9). Эта зона изучена недостаточно, в ней не исключено наличие титаномагнетитового горизонта, имеющего промышленное значение на  $Ti$  и  $V$  потенциально золотосодержащего. О высокой дифференциации рудного вещества здесь свидетельствует большой разброс содержаний  $V_2O_5$  от 0,1 до 2% в монофракциях магнетита из титаномагнетитовых концентратов. По геофизическим данным, в зоне магнетитовых габбродиоритов Бураковского и Шалозерского

блоков выделяется несколько протяженных аномалий (Ганин и др., 1995), вероятно, обусловленных наличием одного или нескольких обогащенных титаномагнетитом горизонтов, которые в целом характерны для данной формации (Бушвельд, Скергаард и др.). Скვაжиной 20 в подошве Бураковского плутона (дунитовая подзона) были вскрыты два силла долеритов с убогой вкрапленностью титаномагнетита (5%). Содержание Au и МПГ в них на уровне и ниже чувствительности анализа (табл. 9). Являются ли они комагматами или это более поздние интрузивные образования, не установлено.

Таблица 46. Содержание элементов-примесей в магнетитах Бураковской интрузии, масс. % (Лавров, Трофимов, 1990)

Table 46. Trace element content of Burakovian Intrusion magnetites, mass. % (Lavrov, Trofimov, 1990)

№ п/п	№ образца	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CoO	NiO	CuO	ZnO
1	C-4 <sup>с</sup> /51,0	4,50	0,040	1,080	0,036	0,010	0,009	0,051
2	C-2 <sup>с</sup> /41,2	5,4	0,025	1,283	0,033	0,230	0,007	0,042
3	C-2 <sup>с</sup> /202,3	4,60	0,025	1,200	0,033	0,011	0,008	0,049
4	C-7 <sup>с*</sup> /90,9	5,52	0,026	0,980	0,039	0,057	0,008	0,060
5	C-10 <sup>с</sup> /126,3	4,60	0,026	1,610	0,033	0,032	0,007	0,068
6	C-45/46,8	4,16	0,008	2,000	0,034	0,025	0,008	0,066
7	C-46/62,3	3,68	0,020	0,080	0,035	0,012	0,017	0,094
8	C-48/45,6	3,68	0,020	0,500	0,041	0,010	0,016	0,066
9	C-7 <sup>с</sup> /222,0	1,32	–	–	0,022	0,043	0,013	0,050
10	C-37/181,3	0,66	0,076	0,530	0,025	0,108	0,066	0,069
11	C-67/135,0	0,62	0,056	0,570	–	0,083	0,025	0,037
12	C-67/1980,0	0,27	0,037	0,059	–	0,025	–	–
13	C-19 <sup>с</sup> /143,2	0,55	1,310	0,132	0,068	0,287	0,005	0,020

Примечание. 1–8 – титаномагнетиты зоны магнетитовых габбродолеритов; 9–12 – магнетиты краевой части массива; 9 – пегматоидный габбронорит ГНЗ; 10 – габбронорит НЗ; 13 – вторичный магнетит серпентинитов ультраосновной зоны.

Note. 1–8 – titanomagnetite from a magnetitic gabbro-dolerite zone; 9–12 – magnetite from the massif margin: 9 – pegmatoid gabbronorite from GNZ; 10 – gabbronorite from NZ; 13 – secondary magnetite of serpentinite from the ultrabasic zone.

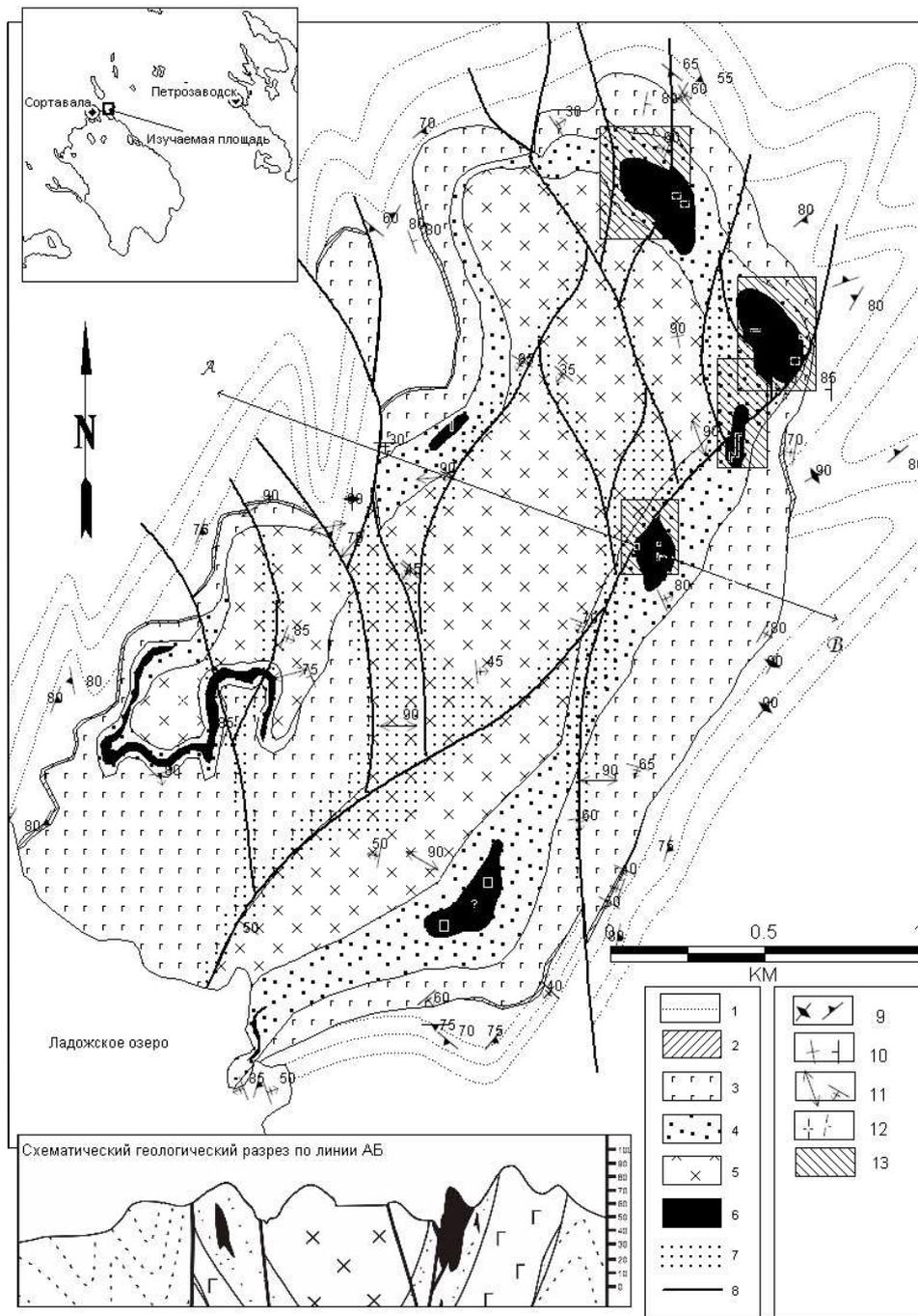
В породах габброноритовой и кровле переходной зон золото и платиноиды спорадически отмечаются в повышенных содержаниях, от десятков до сотен мг/т (табл. 8). Наиболее обогащенный золотом слой мощностью 6,4 м содержит в среднем: Au – 252 мг/т; Pt – 32 мг/т; Pd – 21 мг/т. Сульфидный парагенезис в нем представлен: халькопирит+пирит±миллерит и пентландит.

### 2.4.3.3. Ладожский складчатый пояс

Титаномагнетитовое оруденение в интрузиях Ладожского складчатого пояса известно только в связи с раннеорогенным дифференцированным клинопироксенит-габбро-диоритовым массивом Велимяки – возраст 1891±4,9 млн лет (Богачев и др., 19996) и Салминским плутоном габброанортосит-рапакивигранитной формации – возраст 1547±1–1529±0,6 млн лет (Larin et al., 1996). На МПГ и Au опробовался только массив Велимяки.

Велимякский массив, благодаря наличию в его ультрамафитах титаномагнетитового оруденения, известен и упоминается в геологической литературе с конца XIX в. (Nakman, 1929, 1933). С 1940-х гг. массив изучался российскими геологами А.А. Миндлиной, А.П. Потрубович (1946) и Г.М. Саранчиной (1948), давшей наиболее полную его геолого-петрографическую характеристику. Из многочисленных более поздних работ, в которых рассматривается Велимякский массив, выделяются: монография (Светов и др., 1990), отчет (Артамонова и др., 1989) и кандидатская диссертация (Алексеев, 2008), содержащие новые оригинальные данные по геологии массива, составу слагающих его пород и рудоносности.

На современном эрозионном срезе Велимякский массив имеет форму овала площадью около 8–10 км<sup>2</sup>, вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 48). Он конкордантен по отношению к структуре вмещающих пород, представленных метаморфизованными метатурбидитами ладожской серии – ставролитовыми слюдястыми сланцами с прослоями кварцитов и конкрециями метакарбонатных пород.



**Рис. 48.** Схема геологического строения Велимякского массива (Алексеев, 2008):

1 – сланцы ладожской серии (показаны структурные линии), PR<sub>1</sub>ld; 2–7 – породы Велимякского массива: 2 – приконтактные гибридные диориты; 3 – габбро (зона трахитоидных габбро); 4 – пироксениты, габбро, диориты (габбро-пироксенитовая зона); 5 – габбродиориты (габбродиоритовая зона); 6 – рудовмещающие тела клинопироксенитов ( – горные выработки); 7 – калишпатизированные породы; 8 – главные тектонические нарушения; 9–12 – элементы залегания: 9 – сланцеватости; 10 – контактов; 11 – трахитоидности; 12 – тектонических структур; 13 – участки, перспективные на обнаружение благороднометалльного оруденения

**Fig. 48.** Scheme showing the geological structure of the Velimäki massif (Alexeyev, 2008):

1 – schists, Ladoga series (structural lines are shown), PR<sub>1</sub>ld; 2–7 – rocks of the Velimäki massif: 2 – near-contact hybrid diorites; 3 – gabbro (trachytoid gabbro zone); 4 – pyroxenites, gabbro and diorites (gabbro-pyroxenite zone); 5 – gabbro-diorites (gabbro-diorite zone); 6 – ore-hosting clinopyroxenite bodies ( – workings); 7 – K-feldspathized rocks; 8 – major tectonic dislocations; 9–12 – mode of occurrence of: 9 – schistosity; 10 – contacts; 11 – trachytoidity; 12 – tectonic structures; 13 – zones promising for noble-metal mineralization

Структурная позиция Велимякского массива и его положение в последовательности геологических событий в регионе такие же, как для интрузий кааламского комплекса. U-Pb датирование по цирконам ( $1891,7 \pm 4,9$  млн лет) подтверждает субсинхронность комплексов и принадлежность Велимякского массива к раннеорогенной группе интрузий Северного Приладожья (Богачев и др., 1999б).

Массив имеет сложное внутреннее строение с участием пород широкого спектра составов – от ультрамафитов и габбро до лейкократовых диоритов и монцонитов (табл. 47). Все они характеризуются повышенными содержаниями V, Ti, Ba, Sr (табл. 47, 48). В унифицированном разрезе массива снизу вверх выделяется несколько зон, субсогласных его контактам: приконтактовые гибридные диориты, □ трахитоидные габбро, □ габбро-пироксенитовая зона, □ габбродиориты. Первичная морфология интрузива осложнена интенсивными наложенными деформациями, выразившимися в повсеместном огнейсовании и милонитизации. Он разбит на несколько блоков. Его интрузивные, местами отчетливо эруптивные контакты с вмещающими сланцами большей частью тектонизированы. В пределах массива и в его обрамлении широко распространены дайки и жилы разного состава (микродиориты, диоритовые порфиры, монцопорфиры, сиениты, гранит-порфиры, долериты), часть из которых, вероятно, относится к более поздним магматическим комплексам.

По видовому минеральному составу все породы массива, за исключением монцонитоидов, идентичны, отличаясь только количественными соотношениями главных породообразующих минералов. Оливин обычно нацело замещен волокнистым амфиболом или иддингситом и диагностируется по характерным псевдоморфозам, пойкилитически включенным в крупные кристаллы пироксена. Пироксен относится к диопсид-геденбергитовому ряду. Плаггиоклаз по основности варьирует от андезина до лабрадора, что, вероятно, обусловлено его раскислением при метаморфизме. Кроме вторичного зеленого амфибола, отмечается позднемагматический(?) амфибол, характеризующийся

Таблица 47. Средние химические составы главных породных разновидностей массива Велимяки

Table 47. Average chemical compositions of rock varieties from the Velimäki Massif

Окислы, %; элементы, г/т	Метапироксениты (7)	Габбро (21)	Габбродиориты, диориты (16)	Монцодиориты (13)
SiO <sub>2</sub>	39,94	51,12	54,25	54,30
TiO <sub>2</sub>	2,18	0,81	0,74	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,34	18,44	18,26	17,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	20,62	10,51	7,87	8,01
MnO	0,26	0,15	0,16	0,13
MgO	10,29	3,01	2,81	2,90
CaO	11,96	7,54	6,70	6,28
Na <sub>2</sub> O	1,35	3,72	3,98	4,47
K <sub>2</sub> O	1,77	2,76	3,19	3,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,47	0,42	0,21
V	562	203	154	108
Cr	202	165	33	30
Rb	87	52	59	111
Ba	563	753	1210	974
Sr	570	788	1360	1106
Zr	105	91	79	168

*Примечание.* При расчете средних значений использовались также данные (Богачев и др., 1999б; Алексеев, 2008).

*Note.* Average values were also calculated using data from (Bogachev et al., 1999b; Alexeyev, 2008).

Таблица 48. Средние содержания рудных элементов в породах массива Велимяки, г/т (по: Алексеев, 2008)

Table 48. Average ore element content of Velimäki Massif rocks, g/t (after Alexeyev, 2008)

	Sc	Mn	Pb	V	Ti	Zn	Co	Ni	Cr
Число анал.	168	168	168	168	168	168	168	168	168
Среднее	14,68	1315,30	13,26	232,86	6069,94	194,46	53,01	45,63	37,88
Минимум	1,00	20,00	2,00	20,00	100,00	20,00	5,00	5,00	1,00
Максимум	100,00	10000,00	70,00	2000,00	20000,00	700,00	300,00	300,00	700,00
Стд. откл.	13,83	1593,05	10,61	280,28	5650,73	178,26	33,32	40,93	67,60

густой бурой окраской. В пироксенитах, особенно в их амфиболизированных разностях, присутствует биотит (до 10–15%). Содержание магнетита в рядовых породах составляет 10–12%, достигая в рудных пироксенитах 30% и более. Второстепенные минералы представлены титанитом и апатитом (до 12%). В аксессуарных количествах отмечаются ортит и циркон. Содержание сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит) в породах крайне невыдержано – от единичных зерен до 5–10% в зонах метасоматических преобразований. Вторичные низкотемпературные минералы представлены альбит-олигоклазом, актинолитом, клиноцоизит-эпидотом, иддингситом-боулингитом, хлоритом, карбонатом, пренитом.

По геофизическим данным, значительная часть массива, сложенная сравнительно лейкократовыми породами с плотностью  $2,75 \text{ г/см}^3$ , не вскрыта эрозией и прослеживается до глубины 1,2 км (Артамонова и др., 1989). Глубина залегания подошвы высокомагнитных пород, отождествляемых с телами рудных пироксенитов, не превышает 0,3–0,4 км. Согласно структурным данным, массив имеет, вероятно, линзовидную или пластовую форму с погружением на северо-запад под углами  $40\text{--}60^\circ$  (Светов и др., 1990).

Ультрамафиты, представленные в Велимякском массиве в различной степени амфиболизированными клинопироксенитами, среди которых выделяются оливинсодержащие и преобладающие плагиоклазсодержащие разновидности, а также рудные пироксениты, слагают несколько относительно крупных тел в периферических частях интрузии, но их мелкие тела наблюдаются повсеместно, в т. ч. и на островах к югу от массива (Саранчина, 1948; Светов и др., 1990). Крупные пироксенитовые тела, имеющие преимущественно асимметрично-зональное строение, с преобладанием горизонтов пироксенитов в нижней части разреза и габбро в верхней, размещены закономерно в виде цепочки на одном уровне в пределах габбро-пироксенитовой зоны субсогласно с вмещающими породами. Их контакты весьма разнообразные: от четких линейных до постепенных и расщепленных.

Отнесение пироксенитов к ранней интрузивной фазе базируется на фактах магматического брекчирования, но между пироксенитами и породами габбродиоритового ряда отмечаются также постепенные переходы через полосчатые зоны, сложенные плагиопироксенитами и меланократовыми габбро (Саранчина, 1948). В эндоконтактной зоне массива наблюдаются эруптивные брекчии с закаленными мелкозернистыми порфиоровыми ксенолитами такого же состава, как и цементирующий материал. Сингенетичные шлиры ультрамафитов и меланократовых габброидов встречаются на всей площади массива, а в некоторых местах, как, например, в обрывах на берегу оз. Курхулампи, породы основного и среднего составов с участием ультрамафитов находятся в тесной перемежаемости друг с другом, что, видимо, связано с проявлением магматической расслоенности в массиве. Вероятно, об этом же свидетельствует и наличие в центральной и северо-восточной частях массива своеобразных трахитоидных порфиоровидных лейкократовых диоритов, «анортозитов», по А.П. Светову и др. (1990), пространственно сопряженных с одним из тел рудных пироксенитов (месторождение Велимяки I), что предопределяет их комплементарность, обусловленную магматической дифференциацией. Все эти особенности строения Велимякского массива, по-видимому, свидетельствуют об его однофазной природе и формировании всего разнообразия пород, участвующих в его строении, главным образом в процессе внутрикамерной дифференциации *in situ* и магматического расслоения (Богачев и др., 1999б). Более того, в строении интрузива выделяется зона контрастной расслоенности с рудными горизонтами и признаками синплутонической тектоники, сопоставимая с «критическими» зонами перидотит-ортопироксенит-габброноритовых комплексов (Алексеев, 2008).

Наличие «критической» зоны в массиве – свидетельство высокой степени его дифференцированности, что, в свою очередь, является благоприятным фактором для формирования позднемагматического оруденения. Установлено, что все ранее разрабатывавшиеся (1889–1905 гг.) рудоносные участки (Велимяки I и II, Чепуканмяки, Хехкенмяки, Харкинмяки) Велимякского массива приурочены исключительно к зоне его контрастной расслоенности. В пределах участков было околонушено 10 преимущественно крутопадающих рудных тел пластинообразной формы (180–600х40–200 м) с вкрапленной, шлировидной и линзовидно-прожилковой ильменит-магнетит-титаномангнетитовой минерализацией. Содержание полезных компонентов в рудах составляло: Fe – 10–50%,  $\text{TiO}_2$  – до 7–8%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0,1–1%,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,02–0,7%. Всего было добыто 388 тыс. т руды (Громова, 1951).

Опробование старых рудных штабелей (В.И. Иващенко, 1988 г.) показало наличие Pt – 0,012–0,040, Pd – 0,009–0,086 и Au до 0,37 г/т. Среднее содержание  $\Sigma$ ЭПГ – 0,062 г/т. При этом повышенные концентрации золота отмечались в титаномагнетитовых рудах, содержащих сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит). Главный рудный минерал в рудах – титаномагнетит, часто с включениями тонких ламелл ильменита (продукт распада твердого раствора), второстепенный – ильменит, сегрегированный в краевых частях зерен магнетита или переотложенный по трещинам, реже в виде самостоятельных зерен. Наиболее высокие содержания ильменита приурочены к зонам метасоматических преобразований рудных пироксенитов. В рудах постоянно присутствует хлорапатит – 1–10%. Среднее содержание  $V_2O_5$  в магнитной фракции руд, состоящей на 90–95% из титаномагнетита, на порядок выше, чем в парамагнитной, что и определяет его в качестве главного минерала-концентратора ванадия (Алексеев, 2008). В парамагнитной фракции основной носитель ванадия – ильменит.

В северо-восточных зонах метасоматических преобразований пироксенитов, фиксируемых по появлению актинолит-биотитовых пород, интенсивной обожженности, калишпатизации и развитию жилородных кварц-полевошпатовых тел, впервые на площади Велимякского массива установлена благороднометаллическая минерализация (преимущественно золото) в коренном залегании – рудопроявление Центральное (Алексеев и др., 2005), вероятно, не относящееся к платиноидносодержащей титаномагнетитовой рудной формации.

Рудопроявление приурочено к тектонической зоне мощностью ~20 м северо-восточного простирания в центральной части Велимякского массива (рис. 48). Вмещающие метапироксениты в пределах зоны подверглись амфиболитизации и биотитизации, сопряженным с формированием кварц-полевошпатовых жил (15–20–40 см) и околожилных метасоматитов с турмалином (дравитом), биотитом, хлоритом, микроклином, тонкой сульфидной вкрапленностью (сфалерит, арсениопирит, пирротин) и самородным золотом ксеноморфной скелетной морфологии размерностью до 150 мкм. Золото содержит незначительные количества серебра и меди. По результатам атомно-абсорбционного анализа содержание золота в зоне изменений метапироксенитов составляет 1,2 г/т, а в шлихах из делювия варьирует в пределах – 1,3–2,3 (Алексеев, 2008). В шлихах установлены также повышенные концентрации, г/т, платины – 0,1–2,0 и палладия – 0,05–0,1. Перспективы на благороднометаллическое оруденение Велимякского массива не ограничиваются только рудопроявлением Центральным, так как повышенные содержания золота (до 0,55 г/т) и МПГ (~0,1 г/т) отмечаются в его пределах повсеместно в местах развития бедной сульфидной минерализации в метапироксенитах и габброидах (Иващенко, Лавров, 1997). Шлиховое опробование водотоков на площади массива показало наибольшее количество знаков золота (десятки) в главном железорудном карьере (Алексеев, 2008). Золотины размерностью 30–100 мкм имеют изометричную, реже – неправильную форму. Здесь же установлены микронные зерна сперрилита. Пробность золота варьирует в пределах от 750 до 999,9‰. Кроме серебра, в золотилах отмечается медь (до 2%). Во всех шлиховых пробах пробирным анализом установлены повышенные содержания золота (1,3–2,3 г/т), в одной пробе – платины (2,0 г/т).

В пределах Ладожского складчатого пояса титаномагнетитовое оруденение магматического генезиса известно еще в связи с Вагозерским и Крошнозерским габбронорит-анортозитовыми массивами (Сиваев, Горошко, 1988), но на МПГ и золото они не опробовались.

## 2.5. ПЛАТИНОИДНОСОДЕРЖАЩАЯ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Обоснованием целесообразности выделения данной рудной формации служат два главных аргумента, получивших свое подтверждение на соответствующих рудных объектах Карелии. Первый из них базируется на оригинальных результатах по геохимической эволюции рудообразующей медно-молибденовой порфириновой системы, показывающих, что в самых апикальных ее частях происходит закономерное концентрирование золота (Kirkham et al., 1997; Sillitoe, 1997 и др.), где его элементами-спутниками могут быть платиноиды (Коробейников и др., 2002). Второй – на постоянном присутствии в молибдените значимых, п г/т, содержаний одного из элементов платиновой группы – осмия.

В Карелии все крупные проявления молибденовых руд (месторождения Лобаш, Ялонвара, рудопроявления Пяявара, Петтельгубское, Виетуккалампинское и др.) связаны с архейскими гипабиссальными многофазными гранитоидными интрузиями поздних стадий развития зеленокаменных поясов и относятся к порфировому типу.

Крупное (139 тыс. т Мо) штокверковое месторождение *Лобаш* и рудопроявление *Пяявара* – производные поздних фаз Шобинского массива диорит(санукитоид)-гранодиорит-гранитной формации. Возраст лейкократовых монцогранитов данного массива –  $2721 \pm 15$  млн лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-II) (Иванов и др., 2010), возраст гранитов Лобашской интрузии –  $2807 \pm 1,5$  млн лет (U-Pb, Zr) (Беляцкий и др., 2002),  $2732 \pm 15$ ,  $2715 \pm 13$  млн лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP-II) (Иванов и др., 2010), возраст кислых вулканитов авнереченской свиты, завершающих прорываемый шобинскими гранитами разрез зеленокаменного пояса, –  $2801 \pm 3,6$  млн лет (U-Pb, Zr) (Левченков и др., 2000).

В составе Шобинского массива выделяются породы трех фаз внедрения (Тытык, 1991). К ранней относятся кварцевые диориты (санукитоиды), присутствующие в виде ксенолитов среди гранодиоритов и гранитов второй фазы. Третья фаза представлена лейкократовыми гранитами и гранитпорфирами Пяяварского и Лобашского интрузивов, сопровождаемыми дайками кварцевых порфиров и аплитов нескольких генераций. Зональное строение массива отражено в закономерном изменении состава и структуры гранитоидов второй интрузивной фазы. В эндоконтакте развиты плагиогранит-порфиры тоналитового состава, в метре от контакта сменяемые мелкозернистыми порфиroidными гранитами с 5–15% калишпата, которые, в свою очередь, на глубине 100–110 м постепенно переходят в обычные для массива гранодиориты.

Зональность проявлена также в Лобашской гранитной интрузии поздней фазы внедрения, в эндоконтакте которого выявлены закаленные кварц- и плагиоклаз-порфировые породы с фельзитовой и микрогранитной структурами основной массы. Примерно в метре от контакта они сменяются кварцевыми плагиопорфирами и плагиогранит-порфирами, которые на глубине порядка 10 м постепенно переходят в микроклин-плагиоклазовые гранитпорфиры, а те, в свою очередь, на глубине 30–90 м – в порфиroidные лейкократовые граниты со среднезернистой, иногда крупнозернистой основной массой. Вкрапленники в них микроклин-микропертитовые (до 20% объема), основная масса состоит из олигоклаза, микроклина и кварца примерно в равных соотношениях. Темноцветные минералы представлены биотитом (3–8%), вторичные – мусковитом (3–5,5%), альбитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом и флюоритом, аксессуарные – пиритом, титанитом, лейкоксеном, апатитом, цирконом, изредка алланитом. От плагиоклазовых пород эндоконтакта к микроклин-плагиоклазовым гранит-порфирам переходной зоны и порфиroidным гранитам более глубоких частей интрузии закономерно уменьшается содержание Na и увеличиваются K, Rb, Cs. Содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и значения коэффициента калиевоности в породах эндоконтактной зоны составляют, соответственно, 4,77, 1,63 и 0,19%, а в порфиroidных лейкогранитах центральной части интрузии – 3,49, 4,97 и 0,49%, что является характерным для магматогенно-рудных систем порфиroidного типа вследствие интенсивных гидротермально-метасоматических преобразований апикальных выступов интрузий. Природа этой геохимической зональности заключается в выносе из кристаллизующейся магмы совместно с флюидной фазой K, Rb, Li, Cs, обусловившем интенсивную биотитизацию рудовмещающей толщи вблизи кровли интрузии (Иваников и др., 2000).

Петрохимия пород главных гранитоидных фаз определяется их принадлежностью к известково-щелочной калиево-натриевой плутонической серии. Породы обладают умеренной щелочностью, железистостью и глиноземистостью; большей частью они относятся к нормальному ряду или слегка пересыщены глиноземом. Сравнительно высокое содержание кальция находит отражение в низкой величине отношения  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  – от 2,16 в гранодиоритах до 6,10 в гранитах, что типично для орогенных гранитоидов субдукционных зон. На петрохимических диаграммах фигуративные точки составов пород располагаются вблизи трендов известково-щелочных плутонических ассоциаций типа кордильерских батолитов.

Геохимия гранитоидов вполне согласуется с их петрохимическими особенностями и тектоническим положением. Содержания Rb, Sr, Ba, Nb, Y, Ga и редких земель в породах главных интрузивных фаз очень близки к кларкам высококальциевых гранитов, по Турекьяну и Ведеполу, и к кларкам орогенных гранитов I-типа. На дискриминационной диаграмме Rb – (Nb+Y), по Дж. Пирсу

и др., фигуративные точки тоналитов, гранодиоритов и адамеллитов располагаются в поле составов гранитов островных и окраинно-континентальных магматических дуг.

Лобашская интрузия, являясь поздней и наиболее дифференцированной фазой Шобинского массива, отличается от его более ранних фаз внедрения низкой концентрацией Sr и высокой – Rb, содержания Ti, Hf, LREE в ней относительно понижены, а Nb, Ta – повышены. Редкие земли имеют фракционированный состав. Высокие концентрации Mo, U, Be (до 24 г/т), Sn (до 20 г/т), Ag (до 1,5 г/т), Bi (до 18 г/т), W (до 27 г/т) подчеркивают рудогенерирующие способности гранитов. Над-кларковые концентрации этих элементов проявлены уже в гранодиоритах и последовательно возрастают при переходе к адамеллитам, гранитам и поздним лейкогранитам. Особенности распределения в гранитоидах редких элементов обусловлены совокупным действием кристаллизационного фракционирования и флюидно-магматической дифференциации расплава. По минералого-геохимическим и петрохимическим особенностям ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ ,  $\text{Al}/2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}$ ,  $\text{FeO}/\text{MgO}$ ,  $\text{Ca}/\text{Al}$ ,  $\text{Ce}+\text{Nb}+\text{Y}+\text{Zr}$ ) лобашские граниты близки к фракционированным производным орогенных гранитов I-типа фанерозоя (Иваников и др., 2000).

**Месторождение Лобаш**, открыто при геолого-съёмочных работах (Юдин и др., 1980), изучено и оценено в процессе поисковых, разведочных (Пироженко и др., 1985; Тытык, 1991) и научно-исследовательских (Покалов, Семенова, 1993; Иваников и др., 2000) работ, результаты которых сводятся к следующему.

Месторождение расположено в юго-восточном обрамлении Шобинского гранитного массива над апикальной частью гранит-порфировой интрузии-сателлита поздней фазы внедрения и представлено пологой пластообразной штокверковой залежью, расположенной главным образом среди габброидов и вулканитов среднего и умеренно кислого состава (рис. 49). Залежь конформна по отношению к кровле гранитной интрузии, прослеживаясь с постепенным выклиниванием по простиранию более чем на 2 км, при ширине 500–700 м и мощности в осевой части до 200 м. На южном фланге штокверка установлена кварцево-жильная зона лентообразной формы размером 150–300x750 м при мощности до 60 м. Нижняя граница рудного штокверка обычно совпадает с кровлей штока, но иногда опускается ниже, охватывая породы его эндоконтакта. Верхняя граница не выходит на поверхность и фиксируется в центральной части месторождения на глубине 10–100 м, а на флангах – до 200 м. Вмещающие штокверк породы подвержены интенсивной биотитизации (до 50% биотита над апикальной частью штока), сопровождающейся развитием мусковита как в надкровельном пространстве, так и внутри гранитпорфирового штока. Сильно измененных гранитов на месторождении нет, по крайней мере, до глубины 400 м от кровли, что свидетельствует об автотасоматическом, «объемном» характере процесса. Наряду с мусковитом и биотитом в измененных породах постоянно присутствуют вторичный кварц, альбит, карбонат и пирит, в небольшом количестве – флюорит, хлорит. Указанная минеральная ассоциация определяет проявленный тип метасоматических изменений как березитизацию. Более поздний гидротермальный процесс представлен пропилитизацией, особенно широко развитой на флангах месторождения.

В распределении рудной минерализации установлена четко выраженная зональность, обусловленная степенью рудонасыщенности и закономерной сменой минеральных ассоциаций от апикальной части гранитного штока вверх. Выделяются следующие зоны: 1) подрудная – с рассеянной вкрапленностью молибденита и халькопирита в мусковит-кварцевых метасоматитах; 2) кварцево-жильная – со скоплениями крупночешуйчатого молибденита и гнездами пирита; 3) внутренняя, вмещающая основную массу руд месторождения, представлена густой сетью пологозалегающих кварцево-рудных прожилков с вкрапленностью молибденита, пирита и более редких – борнита, халькозина, ковеллина, самородного висмута и висмутотеллуридов, совмещенных с ореолом кварцсерицитовых метасоматитов; 4) промежуточная, приуроченная к верхним частям ореола пирит-кварцевых метасоматитов и частично к вышезалегающим пропилитам, вмещает пирит-пирротиновые прожилково-вкрапленные руды; 5) внешняя, содержащая неравномерное убогое сульфидно-кварцевое оруденение в пропилитах. На флангах рудно-магматической системы во внешней халькопирит-пирротиновой зоне локализованы участки золотой минерализации, наиболее крупным из которых является месторождение Лобаш-1 (гл. 4) (Леонтьев и др., 1997). Охарактеризованная рудная зональность находит отражение в расположении первичных ореолов рассеяния молибдена, меди, свинца, цинка, серебра, золота.



**Fig. 49.** Scheme showing the geological structure of the Lobash Ore Field (Tytyk, 1991):

Lower Proterozoic, Sumian superhorizon: 1 – sericite-quartz-carbonate and chlorite-quartz-feldspar carbonate-bearing tuffaceous schists; 2 – quartzites, quartz- and feldspar-quartz metasandstones; Upper Archaean, Lopian, undivided Pebozero series: 3 – subvolcanic plagioclase and quartz porphyry; 4 – biotite quartz-plagioclase schists after moderately felsic volcanics; 5 – amphibole schists after intermediate to mafic volcanics; 6 – mafic effusive and subvolcanic rocks (metabasalt, diabase metaporphyrite and undivided metagabbrodiabase); Late Archaean intrusive rocks: 7 – ore-producing granites and plagiogranites (in cross-section); 8 – Pre-Karelian structural-stratigraphic unconformity line; 9 – projection on the Pre-Quaternary surface of economic orebody outlines; 10 – orebody and its enriched portion at the base of the unit; 11 – designed open-pit mine contour accepted in the feasibility study of temporary standards (Gipronickel, 1990); 12 – reliable (a) and assumed (b) geological boundaries; 13 – geological section line

Молибденовое оруденение представлено прожилково-вкрапленным штокверковым и жильным типами. На долю последнего приходится всего ~10% от общих запасов молибдена, составляющих по кат. (C1+C2) 138,9 тыс. т при средних содержаниях Мо в штокверковом типе 0,069 и 0,138% в жильном (Тытык, 1991). Подсчет произведен по бортовому содержанию Мо 0,03%. Главный промышленный компонент руд – молибденит.

Кроме него, отмечаются халькопирит, борнит, галенит, сфалерит, шеелит, самородный висмут. Содержания попутных элементов в рудах составляют: Cu в целом 0,03%, Zn до 0,3%, Pb до 0,3%, W в среднем 0,01%, Bi до 0,03%, Ag до 30 г/т. Технические испытания показали, что все разновидности руд легкообогатимы и относятся к единому технологическому типу. Извлечение молибдена составляет 86–92%. Возраст молибденита руд определен изохронным рений-осмиевым методом и является позднеархейским (Трофимов и др., 2002).

Содержания рения и осмия в молибденидах основных типов руд месторождения приведены в табл. 49. В контуры месторождения попадают пробы 2, 3, 4. Изотопный анализ осмия в молибденидах не проводился.

Таблица 49. Содержания рения и осмия в молибденитах позднеархейских месторождений и проявлений порфирирового типа Карелии (по: Богачев и др., 1999, с доп.)

Table 49. Rhenium and osmium content of molybdenite from Late Archaean porphyry-type deposits and occurrences in Karelia (after Bogachev et al., 1999, supplemented)

Объекты, возраст	Рудная формация	Место отбора образца	Re, г/т	Os, г/т
Лобаш	медно-молибден-порфирировая, собственно молибденовый тип	1) вкрапленность в граните апикальной части штока	42,1	1,26
		2) вкрапленность в гранит-порфире эндоконтактовой части штока	42,2	0,86
		3) кварцево-жильная залежь в экзоконтактовой части штока (жильный тип руд, молибден 1,38%)	56,8	1,12
		4) кварцевые прожилки в метагабброидах (штокверковый тип руд, молибден 0,069%)	9,2	0,33
Пяявара		кварцевая жила корневой части штокверка экзоконтакта массива	5,44	0,12
Ялонвара	медно-молибден-порфирировая	1) кварцевые прожилки в гранитах	46,9	1,61
		2) кварцевая жила в эндоконтактовой части массива	187,3	6,0
		3) кварц-хлорит-серицитовые сланцы (метадациты)	49,22	1,45
		4) вкрапленность в гранитпорфирах	118,4	3,52
		5) кварцевая жила в диоритах (санукитоидах)	245,6	7,30
Трехглавое		Кварцевые прожилки в амфиболитах экзоконтакта гранитного тела	33,3	0,55

*Примечание.* Анализы рения и осмия выполнены в АО «Механобр-Аналит» Re – экстракционным с УСР методом, Os – кинетическим методом. Аналитики: С.Н. Зими́на, Л.А. Ушинская; университет штата Колорадо, США (Holly Stein).

*Note.* Rhenium and osmium were analysed at Mekhanobr-Analit JSC. Re was analysed by the extraction method with USR and Os by the kinematic method. Analysts: S.N. Zimina and L.A. Ushinskaya; University of Colorado, USA (Holly Stein).

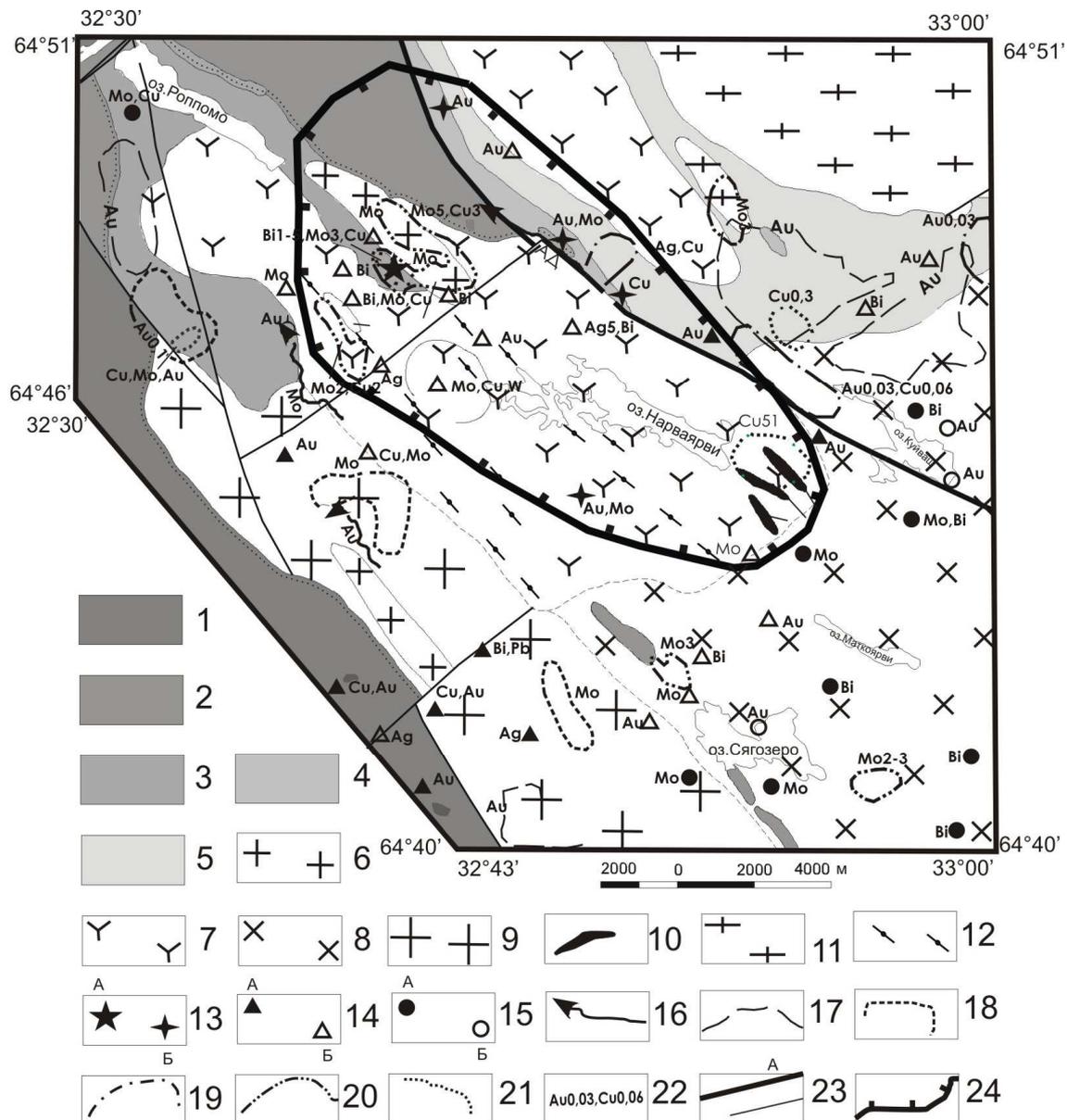
**Месторождение Пяявара** расположено в северо-западной части Шобинского гранитоидного массива (рис. 50) и является корневой частью порфирировой рудно-магматической системы, представляющей собой насыщенный дайками лейкократовых гранитов и кварц-полевошпатовыми жилами линейный кварцево-жильный штокверк, приуроченный к экзоконтакту удлиненного тела порфирировидных лейкократовых гранитов и частично к вмещающим их амфиболитам и амфибол-биотитовым сланцам пезозерской серии лопия. Штокверк мощностью до 500 м в центральной части круто падает на юго-запад параллельно контакту гранитной интрузии. Постепенно выклиниваясь, он прослеживается по простиранию на расстояние до 2,5 км, по падению – 500 м. Оруденение представлено тремя морфологическими типами – жильным, вкрапленно-прожилковым и вкрапленным. Среднее содержание молибдена в рудах – 0,043%. Вкрапленность молибденита в пределах штокверка распределена крайне неравномерно, преимущественно сосредотачиваясь в маломощных (до 0,3 м) крутопадающих (50–90°) кварцевых жилах северо-западного и юго-западного простирания. Изредка мощность жил достигает 1,0–1,2 м.

**Рис. 50.** Схема геологического строения и полезные ископаемые Пяяваарского золото-молибденового рудного узла (по: Иванов и др., 2010, с изм.):

PR1. 1 – сариолий (вермасская свита): метабазальты, метаандезитобазальты, прослои и линзы вулканомиктовых конгломератов, туфы среднего состава, туфосланцы, туфоалевролиты, частью карбонат- и сидеритсодержащие, кора выветривания; 2, 3 – сумий: 2 – тунгудская свита: метабазальты, метаандезитобазальты, часто миндалекаменные, туфобрекчии, сланцы хлоритовые, слюдисто-хлоритовые, хлорит-биотитовые и др. по туфам андезитобазальтового состава; 3 – окуневская свита: конгломераты, гравелиты кварцевые, песчаники, аркозы, сланцы серицит-кварцевые. AR. 4, 5 – пезозерская серия: 4 – авнереченская свита: сланцы слюдисто-полевошпатовые гранат-, ставролит, кианитсодержащие, линзы грюнерит-кварц-магнетитовых и графитсодержащих сланцев, амфиболиты порфирибластические по вулканитам, кора выветривания; 5 – хизиярвинская свита: метабазальты, метаандезитобазальты, часто миндалекаменные, амфиболиты гранатовые, местами порфирибластические по основным и средним вулканитам, сланцы разного состава; 6–10 – Надвоицкий комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый: 6 – лейкограниты биотитовые порфирировидные; 7 – кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, амфибол-биотитовые и биотитовые порфирировидные; 8 – плагиограниты, лейкотоналиты, лейкогранодиориты порфирировидные; 9 – граниты; 10 – дайки лейкоплагиогранитов порфирировидных; 11 – Куйтозерский комплекс плагиогранитовый: плагиограниты, лейкоплагиограниты, тоналиты, гранодиориты; 12 – бластокатаклазиты; 13 – рудные объекты: а – месторождение молибдена Пяяваара, б – рудопроявления; 14 – точечные литохимические аномалии: а – в коренных породах, б – в рыхлых отложениях; 15а – точечные шлихогеохимические аномалии; 15б – шлиховые пробы, содержащие рудные минералы; 16 – литохимические потоки в рыхлых отложениях; 17 – контуры шлиховых ореолов золота; 18 – литохимические ореолы меди в коренных породах; 19 – литохимические ореолы золота в коренных породах; 20 – литохимические ореолы молибдена в рыхлых отложениях; 21 – литохимические ореолы золота в рыхлых отложениях; 22 – содержания рудных элементов: Au, Ag, Bi, Mo, г/т; Cu, %; 23 – тектонические нарушения: а – главные, б – второстепенные; 24 – контур Пяяваарского золото-молибденового рудного узла

**Fig. 50.** Scheme showing the geological structure and commercial minerals of the Päävaara gold-molybdenum ore zone (after Ivanov et al., 2010, revised):

PR1. 1 – Sariolian (Vermas suite): metabasalts, metaandesite basalts, volcanomictic conglomerate interbeds and lenses, intermediate tuffs, tuffaceous schists, tuff siltstones, partly carbonate- and siderite-bearing, crust of weathering; 2, 3 – Sumian: 2 – Tungudskaya suite: metabasalts, metaandesite-basalts, often amygdaloidal, tuff breccia, chlorite-, mica-chlorite, chlorite-biotite and other schists after tuffs of andesite-basalt composition; 3 – Okunevskaya suite: conglomerates, quartz gravelstones, sandstones, arkoses, sericite-quartz schist. AR; 4, 5 – Pebozerskaya series: 4 – Avnerechenskaya suite: garnet-, staurolite- and kyanite-bearing mica-feldspathic schists, grunerite-quartz-magnetite and graphite-bearing schist lenses, porphyroblastic amphibolites after volcanics, crust of weathering; 5 – Khizijarvi suite: metabasalts, metaandesite-basalts, often amygdaloidal, garnet amphibolites, locally porphyroblastic, after mafic and intermediate volcanics, compositionally different schists; 6–10 – Nadvoitsy diorite-granodiorite-granite complex: 6 – biotitic porphyraceous leucogranites; 7 – amphibole-biotitic and biotitic porphyraceous quartz diorites, tonalities and granodiorites; 8 – porphyraceous plagiogranites, leucotonalites and leucogranodiorites; 9 – granites; 10 – porphyraceous leucoplagiograne dykes; 11 – Kuitozersky plagiogranite complex: plagiogranites, leucoplagiogranites, tonalities and granodiorites; 12 – blastocataclasites; 13 – ore localities: a – location of Päävaara molybdenum, б – ore occurrences; 14 – point lithochemical anomalies: a – in bedrock, b – in unconsolidated rocks; 15a – point heavy concentrate-geochemical anomalies; 15б – heavy concentrate samples containing ore minerals; 16 – lithochemical flows in unconsolidated rocks; 17 – gold concentrate aureole contours; 18–21 – lithochemical aureoles of: 18 – copper in bedrock; 19 – gold in bedrock; 20 – molybdenum in unconsolidated rocks; 21 – gold in unconsolidated strata; 22 – ore element concentrations: Au, Ag, Bi, Mo in g/t, Cu, %; 23 – tectonic dislocations: a – major, b – minor; 24 – Päävaara gold-molybdenum ore zone outlines



Жильный тип оруденения характерен для гранитов и амфибол-биотитовых сланцев, вкрапленно-прожилковый – для зон рассланцевания в гранитах, вкрапленный – для гранит-аплитовых жил, залегающих согласно с вмещающими породами пезозерской серии. Возраст оруденения – 2700 млн лет (Re-Os, молибденит) (Иванов и др., 2010). Месторождение Пяяваара, по-видимому, в значительной степени эродировано, вследствие чего значительно уступает месторождению Лобаш по масштабам и качеству руд. Его рудный потенциал оценивается невысоко (Пилацкий и др., 1991), хотя по данным (Минерально-сырьевая..., 2005) составляет 101,7 тыс. т молибдена по кат. P1+P3 и 213,3 тыс. т по кат. P3 (Иванов и др., 2010). По единичным анализам содержание Re и Os в молибдените Пяявары существенно ниже, чем в молибденитах Лобаша (табл. 49).

**Ялонварское месторождение** связано с одноименным гранитоидным массивом, расположенным в юго-восточном окончании архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Туулос (рис. 51). Массив многофазен и варьирует по составу от кварцевых диоритов (санукитоидов) до гранитов-лейкогранитов. Его геология, петрографо-геохимические характеристики и металлогенические особенности достаточно подробно освещены в фондовой (Потрубович, Анищенкова, 1956; Ганин, Бондарев, 1978; Колесова, 1978; Рундквист и др., 1982; Попов и др., 1994; Юдин и др., 2007) и научной (Иващенко, Лавров, 1994, 1996 и др.) литературе.

Ялонварский гранитоидный массив, в отличие от шобинского и кочкомского гранитоидных комплексов, с которыми его обычно объединяют в рамках одной формации, отличается более высокой магнезиальностью ( $mg = 0,7-0,4$ ), низкими содержаниями Rb, U и значительно повышенными концентрациями Cr, Co, Ni, Sr. С ним связан ряд крупных проявлений порфирового типа (Mo, Cu, Pb, Zn, W, Au), объединяющихся в ранге одного комплексного месторождения (Иващенко, Лавров, 1996) (подробно в гл. 4).

Медно-молибденовое оруденение представлено кварцево-штокверковыми и кварцево-жильными морфологическими типами. Содержание молибдена в рудах варьирует от 0,00n% до 2%, при среднем 0,03–0,04%.

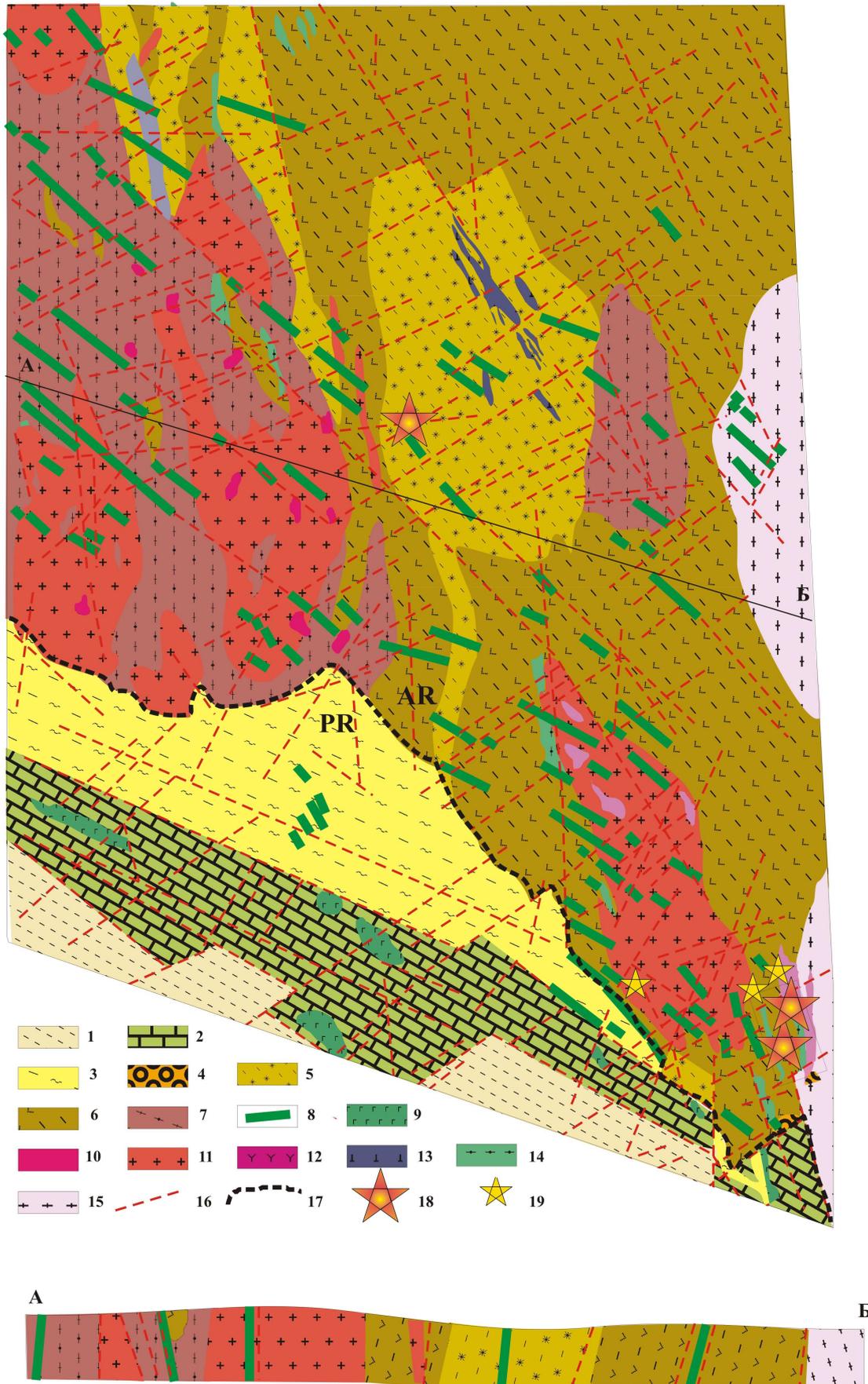
Подсчет запасов молибдена был произведен в процессе разведочных работ для жильного типа руд по кат. C1 и C2 (3,27 тыс. т) (Потрубович, Анищенкова, 1956) на двух участках в пределах главного штокверкового тела (месторождение Молибденовая Ялонвара) и не отражает рудный потенциал всего месторождения, оцененный позднее (Коровкин и др., 1994; Иващенко, Лавров, 1996) по кат. P3 до глубины 300 м и средних содержаниях молибдена 0,04 в 50–60 тыс. т.

**Рис. 51.** Схема геологического строения российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Костомукша (р-н Хатуноя-Соаньярви):

1 – тонкоритмичные кварц-полевошпат-биотитовые сланцы (ладожская серия); 2 – углеродсодержащие сланцы, карбонатные породы, metabasalts (соанлахтинская свита); 3 – кварцитопесчаники, конгломераты, карбонатные и филлитовидные сланцы, доломиты (малоянисьярвинская свита); 4 – валунные конгломераты Хатуноя; 5, 6 – ялонварская свита: 5 – кварц-сланцевые и углеродсодержащие сланцы, кислые метавулканы, метадиабазы, прослойки серноколчеданных руд и железистых кварцитов (верхняя подсвита), 6 – металавы андезибазальтов и андезитов, агломератовые туфы, лавобрекчии (нижняя подсвита); 7 – гнейсоамфиболиты и мигматиты по ним; 8 – дайки диабазов; 9 – sillы и дайки габбро-диабазов; 10 – микроклиновые граниты; 11, 12 – Ялонварский гранитоидный комплекс: 11 – граниты, гранитпорфиры; 12 – диориты (санукитоиды); 13 – перидотиты, пироксениты, габбро; 14 – габброамфиболиты; 15 – гнейсограниты архейского фундамента; 16 – тектонические нарушения; 17 – граница архея и протерозоя; 18 – рудопроявления золота; 19 – пункты минерализации золота

**Fig. 51.** Scheme showing the geological structure of the Russian sector of the Archaean Jalonvaara-Ilomantsi-Tuulos greenstone belt, Hatunoja-Soanjarvi area:

1 – thinly-rhythmic quartz-feldspar-biotite schists (Ladoga series); 2 – carbonaceous shales, carbonate rocks, metabasalts (Soanlahti suite); 3 – quartzitic sandstones, conglomerates, carbonate and phyllite-like schists, dolomites (Maloe Janisjarvi suite); 4 – Hatunoja boulder conglomerates; 5, 6 – Jalonvaara suite: 5 – quartz-mica schist and carbonaceous shale, felsic metavolcanics, metadiabase, pyrite ore and iron formation interbeds (upper subsuite), 6 – andesite-basalt and andesite metalava, agglomerate tuffs and lava breccia (lower subsuite); 7 – gneiss amphibolites and migmatites after them; 8 – diabase dykes; 9 – gabbro-diabase sills and dykes; 10 – microcline granites; 11, 12 – Jalonvaara granitoid complex: 11 – granites, granite-porphiry, 12 – diorites (sanukitoids); 13 – peridotites, pyroxenites, gabbro; 14 – gabbro amphibolites; 15 – Archaean basement gneissose granites; 16 – tectonic dislocations; 17 – Archaean-Proterozoic boundary; 18 – gold occurrences; 19 – gold mineralization points



Содержания рения и осмия в молибденитах Ялонварского рудного поля значительно выше, чем в молибденитах Лобаша (табл. 49), и наиболее близки таковым для молибденитов комплексно-благороднометалльного проявления Пякюля (Алатту) протерозойского возраста в Приладожье (Богачев и др., 1999). По единичным анализам в рудах установлены также повышенные содержания МПГ – до 0,4 г/т (пробирный метод, ЦНИГРИ).

Рудопрооявления медно-молибденовых руд **Петтельгубской зоны** связаны с гранитоидами остерского диорит-гранитного комплекса, развитыми в одноименной структуре Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса на окраине древнего Водлозерского домена. Комплекс представлен мелкими и средними по размерам интрузиями гранитоидов и дайками диорит-, тоналит- и гранодиорит-порфиоров. Их детальная характеристика приводится в работах В.В. Сиваева и др. (1982), А.В. Коваленко (2000) и монографии (Геология и петрология..., 1978). По своим характеристикам гранитоиды остерского комплекса сопоставимы с орогенными гранитами I-типа активных континентальных окраин и имеют возраст  $2860\pm 35$ – $2876\pm 21$  млн лет (U-Pb, по циркону) (Коваленко, 2000). В связи с ними известно 4 медно-молибденовых с Au рудопрооявления, приуроченных к петтельгубской зоне разломов. Наиболее изученное из них Петтельгубское (Сиваев и др., 1982) – представлено серией кварцевых жил в зоне (50x5м) измененных габброамфиболитов. Жилы и вмещающие метагабброиды содержат вкрапленность пирита, халькопирита, молибденита. Содержания молибдена по отдельным пересечениям рудных тел составляют 0,43–0,11%, Ag – до 3 г/т, Au – десятые доли г/т. На незначительном расстоянии выявлены еще две аналогичные зоны с содержанием молибдена 0,078 и 0,054%. Непосредственно в гранитах отмечаются многочисленные зоны изменений (окварцевание, эпидотизация, карбонатизация) с вкрапленностью пирита, молибденита и халькопирита. Содержания рения и осмия в молибдените были определены только для одной пробы из рудопрооявления Трехглавое (табл. 49).

**Рудопрооявления порфиорового типа в связи с Хаутаваарским многофазным монцодиорит(санукитоид)-гранитным массивом** одноименного комплекса открыты при производстве геолого-съёмочных работ (Бреслер, Морозов, 1956; Сиваев, Горошко, 1988). Согласно структурным данным, становление массива происходило после главного этапа складчатости в посторогенных условиях. Этому не противоречат результаты предварительного изотопного датирования гранитов – 2670 млн лет (U-Pb по циркону) и их геохимические особенности, детально охарактеризованные В.В. Иваниковым (1997).

По вещественному составу рудопрооявления подразделяются на молибденовые, медно-молибденовые и золоторудные, представленные вкрапленными и штокверковыми рудами.

Глубоко эродированное *Хаутаваарское проявление* локализовано в подвергшихся окварцеванию и серицитизации гранитах второй фазы одноименного массива, равномерно насыщенных вкрапленностью мелко-среднечешуйчатого молибденита. Содержание молибдена по шести бороздовым пробам варьирует от 0,004 до 0,02%, максимальное 0,032%. *Рудопрооявление Виетуккалампи* расположено над апикальным выступом массива, в его западной части, не вскрытой эрозией. Бурением установлены минерализованные интервалы мощностью 8 и 30 м в кварцево-штокверковых зонах с содержаниями молибдена 0,003–0,05%, местами сопровождающимися повышенными концентрациями Zn – до 2,6% и Cu – до 0,35% (Сиваев, Горошко, 1988). Предполагается, что скважинами вскрыта внешняя часть рудного тела, вследствие чего прогнозируется его размах на глубину 400–500 м.

Прогнозные запасы молибдена в связи с хаутаваарским комплексом оцениваются в 100 тыс. т по кат. РЗ (Коровкин, Турылева, 1994). Определения рения и осмия в молибденитах из проявлений, связанных с Хаутаваарским массивом, не проводились.

Кроме охарактеризованных, в Карелии известен еще ряд молибденовых рудных объектов порфиорового типа (Бергаул, Парандово, Кончезеро, Кадилампи, Таловейс и др.), оценить которые ввиду крайне слабой их изученности в настоящее время невозможно. Определения рения и осмия в молибденитах этих проявлений не проводилось.

Приведенные данные о содержаниях МПГ в медно-молибденовых порфиоровых рудных объектах Карелии характеризуют присутствие в них этих элементов как попутных, извлечение которых может быть экономически целесообразным только в условиях крупномасштабной комплексной добычи и переработки молибденовых руд. Исходя из этого в Карелии в настоящее

время, как источник попутной добычи осмия и, возможно, других платиноидов, могут рассматриваться только два молибденовых месторождения – Лобаш и Ялонвара. Последнее значительно уступает Лобашу по запасам и ресурсам молибдена (~5 раз), но примерно во столько же раз молибденит данного месторождения богаче осмием, по сравнению с лобашским молибденитом (табл. 49). Рентабельность добычи осмия из молибденитовых руд будет определяться также количественным соотношением изотопов осмия в них –  $^{187}\text{Os}$  должен существенно доминировать над другими его изотопами, т. к. цена этого изотопа многократно выше, чем других изотопов. Согласно расчетам (Богачев и др., 1999б), максимальные суммарные технологически доступные запасы моноизотопа  $^{187}\text{Os}$  в балансовых рудах месторождения Лобаш составляют 64,6 кг, что при ориентировочной цене на  $^{187}\text{Os}$  в ~200 тыс. дол./г определяет общую стоимость данного моноизотопа осмия в рудах месторождения в ~13 млрд дол. Примерно такого же порядка суммы получаются и для месторождения Ялонвара.

Технология получения осмия из продуктов обжига медных и молибденовых концентратов разработана (Кунаев и др., 1979, 1985), но может осуществляться только при одновременном извлечении из них и рения, содержание которого в концентрате >200–300 г/т считается экономически выгодным. Этому параметру соответствуют только руды месторождения Ялонвара.

## 2.6. ПЛАТИНОПОЛИМЕТАЛЛЬНАЯ РУДНАЯ ФОРМАЦИЯ В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ И МЕТАСОМАТИТАХ

Углеродсодержащие комплексы образуются в обширном возрастном диапазоне – от архея до кайнозоя. На территории Карелии они наиболее широко развиты в нижнем протерозое. Для докембрия выделяются (Додин и др., 2000) следующие рудно-формационные типы платинometалльного оруденения в углеродсодержащих комплексах: в архее – воронежский (AR2), карельский (AR1); в раннем и позднем протерозое – витватерсрандский, онежский, тимской, саскачеванский и сухоложский. К карельскому типу Д.А. Додин относит платиносодержащие углеродистые (графитистые) сланцы позднеархейских зеленокаменных поясов Балтийского, Канадского и Австралийского щитов, Воронежского и Алданского кристаллических массивов. По геодинамическим условиям формирования им выделяются нижеследующие углеродсодержащие формации: а) пассивных континентальных окраин шельфов и склонов; б) эпиконтинентальных рифтогенных прогибов на пассивных континентальных окраинах; в) спрединговых окраино-континентальных бассейнов; г) впадин фронтальных частей офиолитовых поясов (Додин и др., 2000). Пока наиболее значимыми являются преимущественно формации континентов, как молодых, так и кратонизированных, хотя это, возможно, определяется лишь уровнем изученности.

В Карело-Кольской металлогенической платинometалльной провинции углеродистые формации образованы в нижнепротерозойских интра- и перикратонных рифтогенных компенсационных впадинах с вулканогенно-осадочным наполнением. При этом все впадины (Онежская, Пана-Куоляярвинская, Печенгская, Имандра-Варзугская и др.) с заметными скоплениями восстановленных форм углерода сопровождаются по бортам структур расслоенными интрузиями. В соответствии с теоретическими разработками А.Ф. Грачева (2000) и Ф.А. Летникова (1987, 2000), образование таких структур связано с поднятием плюма и последующим развитием рифта и формированием долгоживущих флюидно-магматических систем. Согласно Ф.А. Летникову (1987), такие впадины относятся к типу «С» структур, характеризующихся широким развитием углеродсодержащих пород и минералов – карбонатитов, графита, алмазов, углеродсодержащих газов. Эти флюидные системы генерируются как на границе с внешним ядром, так и в астеносферном слое.

Сверхглубинные флюидные потоки транспортируют от границы внешнее ядро – мантия (слой «Д») углерод (углеводороды) и широкий спектр рудных элементов, в т. ч. платиноиды. В «С» структурах, к каковым относится Онежская впадина, углерод концентрируется в нескольких формах: восстановленной – шунгит, графит; слабоокисленной – углеводороды; окисленной – карбонат, доломит. При этом логически следует, что уровень накопления углеродистого вещества, связанного с развитием плюма, должен быть пропорционален масштабу привноса

рудных компонентов. В целом восстановительный характер среды осадконакопления способствует не разубоживанию, а концентрации рудных элементов на геохимических барьерах в процессе осадконакопления (стратиформный тип) или в долгоживущих проницаемых зонах (полихронный метасоматический тип). Ввиду цикличности магматизма и импульсной разгрузки слоя «Д» от избыточных элементов благоприятные условия для рудоотложения возникают неоднократно, что приводит к формированию полихронных комплексных метасоматических руд, иногда локализующихся и в не содержащих углеродистое вещество породах. Как следствие, мы имеем две группы полиметалльных месторождений МПГ-черносланцевой формации: стратиформную – польский, южно-китайский типы, метасоматическую – австралийский тип (?) и падминский подтип Онежского типа. Выделяемый Д.А. Додиним (2000) для позднего архея карельский тип потенциально перспективен, но слабо изучен и характеризуется невысоким уровнем концентраций МПГ.

### 2.6.1. Онежский тип

#### 2.6.1.1. Стратиформные подтипы

А.В. Савицкий и др. (1999) все черносланцевые рудопоявления МПГ Онежской впадины подразделяет на Падминский – метасоматический полиметалльный зон СРД и Нижне-Уницкий, Толвуйский и Пургинский стратиформные типы в синклиналих структурах, разделяющих рудоносные зоны СРД. Столь дробное деление стратиформного типа в связи с не вполне достаточной достоверностью аналитических определений МПГ в черносланцевых толщах Онежской структуры, вероятно, требует более обоснованной аргументации. Поэтому, принимая за основу классификацию А.В. Савицкого, мы вынужденно ограничены при характеристике выделенных им типов МПГ-стратиформного оруденения в черных сланцах использовать преимущественно только его же данные, а «типы» рассматривать в статусе «подтипов».

Соответственно принимаемой в данной работе классификации (Додин и др., 2000) падминская группа рудопоявлений МПГ в ранге «подтипа» отнесена к Онежскому типу платинометалльного оруденения.

Стратиформное оруденение МПГ в Онежской впадине, выявленное работами ПГО «Невскгеология» и ВСЕГЕИ, пока не находит полного своего подтверждения по масштабности и уровню концентраций платиноидов. В связи с этим в данном подразделе сделан анализ известных мировых аналогов платиноидного оруденения в черных сланцах, сформировавшихся в сопоставимых с Онежской впадиной геодинамических условиях, что, вероятно, будет способствовать разработке объективных критериев для переоценки известных точек МПГ оруденения и прогноза стратиформных минерализованных горизонтов в черносланцевых комплексах раннего протерозоя.

Обобщающее описание известных (и отчасти потенциальных) платинометалльных рудных объектов в черных сланцах выполнено Л.И. Гурской (2000). Для всех выделяемых ею типов оруденения МПГ устанавливается четкая приуроченность к рифтогенным структурам (табл. 50), появление которых связано с развитием мантийных плюмов (Грачев, 2000), сопровождающихся долгоживущими глубинными флюидными потоками, транспортирующими углерод и широкий спектр рудогенных элементов. Для геодинамически сходных обстановок – интра- и перикратонных прогибов и эпиконтинентальных впадин платформ – набор рудных элементов практически одинаков и не зависит от возраста месторождений и региональной принадлежности. При этом для определенного типа характерно доминирование одного или двух элементов: Cu – польский, Ni-Mo (V) или Ni-Zn (Pb) – южно-китайский, канадский, U – австралийский, V – онежский (платформы, кратоны). Собственно Au-платиноидный – сухоложский и мурунтауский – сформированы в иной геодинамической обстановке. Формирование рудоносных черносланцевых горизонтов происходит в условиях мелководных внутренних бассейнов, континентальных лагун, а в случае морских условий осадконакопления – в области шельфа. Первично-аномальные концентрации благородных и других рудных элементов приводят к формированию как стратиформных (пластовых) залежей руд, так и гидротермально-метасоматических.

Таблица 50. Характеристика основных типов платинометалльного оруденения в связи с черносланцевой формацией (по: Гурская, 2000)

Table 50. Characteristics of the basic types of PGMmineralization associated with black shale formation (after Gurskaya, 2000)

Геодинамическая позиция возраст	Черносланцевый тип МПГ	Регион, месторожд., рудопроявления	Фации	Состав рудонесущей толщи	Содержание ОВ, %	Характеристика рудной залежи			Мощность горизонтов МПГ, содержание г/т	
						Морфология, содерж. сульф., %	Мощность, м	Ведущие		Рудные элементы
Западно-Европейская платформа рифтовая структура PZ2	Польский	Польша, Люблинское и др.	Морской шельф, лагуно-континент.	глинист., глини-доломит. сланцы, песчаники (5–40 м)	2,4–12,5	пласт	Cu	Pb, Zn, Ni, Mo, Co, Se, U, БЭ	Pt, Pd, Os, Ir, Re, Au, Ag	самост. гор. 0,05–0,2 м, Pt 30–370 Pd 10–120 Au 5–360
	Польский	Германия Мансфельд	-«- Прибрежн	глин.-мор-илист. сланцы	10	пласт 8–10	Cu	Ni, Mo, V, БЭ	Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Re, Rh, Au, Ag	сопутств. Pt – 0,03–0,3 Pd – 0,05–0,1 ΣМПГ <1, до 5
Южно-Китайская платформа рифтовая структура PZ1	Южно-Китайский (Канадский)	Китай Гуйчжоу, Хунань	Морской континент	фосфат.-глин. сланцы (Ni–Mo) кремнистые сланцы	6–22	пласт	Ni–Mo, Ni–V	Mo, Zn, Cu, V, БЭ	Pt, Pd, Ir, Os, Ru, Rh, Au, Ag	сопутств. Pt – 0,3 Pd – 0,8 Au – 0,7 ΣМПГ – 1–2
Платформа Макензи, рифтовая структура PZ1-2	Южно-Китайский	Канада Селвин	Нет сведений	углеродистые кремнистые и глини-карбон сланцы	1,3–2,5 ср. 2,12	пласт 40–60 (S до 30%)	Ni–Zn, Pb Ni–Zn–Pb	Mo, V, Co, Cu, Cd, Sb	Pt, Pd, Re, Au, Ag	сопутств. Pt – 0,7 Pd – 0,3 Au – 0,1
		США Чаттануга Мекка Кворри		Два уровня Д – кремн. фосф. сл. С – глини. сл.	3,8–46		Mo–Zn	Ni, V, Co, Cu, U	Pt, Ir, Os, Au	сопутств. ΣМПГ – 0,1 ΣМПГ – 0,3
Австралийский щит PZ1	Австралийский	Юж. Алмегейтер м. Корнейшен Хилл		Полимикт. брекчия с облом черн. сл. вулканит.	До 30% в рудовещ. разрезе	Шток, контр. наруш. согл. с напр. осев складок	U	V, Cu, Zn	Pt, Pd, Au	Самост. тела Au–Pt мин.
Балтийский щит PZ1 Рифтоген. структура	Онежский Падминский подтип Уницкий подтип	Карелия Онежская впадина Ср. Падма Уницкое	Прибреж конт. (мелков б-н) -«-	Углерод. глини-крем углеродоломит. -«-	До 40%	Линзов. залежив линейных антикл. (зоны СРД)	V	Mo, U, Cu, Pb, БЭ, В, Se	Pt, Pd, Re, Au, Ag	Самост. тела Au–Pd мин.
					-«-	Линз. пласт. сульф. конквр. в шунгит. сл.	МПГ	Cu, Ni, Zn, БЭ	Pt, Pd, Ir, Au, Ag	0,5–2 м Высокие сод. МПГ не подтв. минер. форм. установл.
Окраина Сибирской платф. Рифт. стр-ра R	Сухоложский	В. Сибирь Бодайбинск прогиб См. Сухой лог	нет свед (фли)	Углеродсод. алевросланцы	1–7	Зона гидротерм измен пород	Au	БЭ	Au, Pt, Pd, Os, Ru, Ir	Pt – 0,93–1,5 Pd – 0,1–0,2 Os – 0,1 Pt – 0,12–0,19 Pd – 0,24–0,27 Pt – 0,38–0,80 Pd – 0,28–0,75 Pt – 0,1–0,3 Pd до 1,5
Урало-Монг. пояс Рифт. стр-ра R3-PZ	Мурунтауский	Узбекистан м. Мурунтау	нет свед (фли)	Углеродсод. алеврослои	2,5–3,8	Субпласт. залежи метасом сульф.-кв. жилы	Au (0,15–0,21) Au (11–23) Au до 1,2	БЭ Ni, Bi, W, Li, БЭ БЭ	Pt, Pd Au, Ag	

Стратиформные месторождения МПГ всегда ассоциируют с металлоносными пластами черносланцевых пород, в значительной мере обогащенных серой и часто фосфором. Платинометалльное оруденение в них может образовывать обогащенные слои (польский тип, Люблинское месторождение) или рассеиваться в виде сопутствующих элементов по всей мощности пласта (табл. 50). Мощность таких стратиформных горизонтов МПГ не превышает первых метров, что резко затрудняет их поиски в многокилометровых толщах потенциально продуктивных пород. Однако для многих месторождений отмечается стратиграфический контроль – приуроченность металлоносных пластов к основаниям черносланцевых толщ или стратиграфическим несогласиям, а также к областям смены условий осадконакопления (геохимическим барьерам) с окислительного (красноцветы) на восстановительный (углеродистые породы) – канадский, польский типы. Для Онежской впадины это соответствует смене туломозерских красноцветных карбонатных пород на заонежские углеродсодержащие. Однако низы заонежского надгоризонта характеризуются слабой насыщенностью серой, накопление которой максимально проявилось только в средней заонежской подсвете. Но в конечном итоге положение рудоносного горизонта в разрезе определяется режимом поступления восходящих флюидов на фоне смены окислительно-восстановительных условий. Для всех стратиформных типов платинометалльного оруденения характерен и трансгрессивный режим осадконакопления с четкой литологической последовательностью разреза, что указывает на их формирование в условиях прогибания структур.

Более полно и детально изучен польский тип оруденения, где впервые были выявлены стратиформные платинометалльные горизонты в меденосных черных сланцах *Люблинского месторождения* (Гурская, 2000), концентрированное накопление платиноидов на котором отмечается в основании промышленного пласта медных руд. Медно-полиметаллическое оруденение приурочено к

Таблица 51. Распределение промышленных металлов в различных типах руд Люблинского района (Гурская, 2000)

Table 51. Industrial metal distribution in various ore types, Lyubino area (Gurskaya, 2000)

Металлы	Тип руд, кг/т		
	черносланцевый	карбонатный	песчаниковый
Cu	48,3	18,2	19,5
Ni	150 (100)	–	–
V	260 (100)	–	–
Co	183 (80)	16	25
Ag	137 (68)	60	62
Mo	131 (70)	29	21
Re	2,2 (45)	1,0	1,0
Se	9,5 (35)	7,8	9,1

Таблица 52. Содержания платиноидов и сопутствующих рудных элементов в сланцах Люблинского месторождения (Гурская, 2000)

Table 52. Platinoid and associated ore element content of Lyubino deposit schist (Gurskaya, 2000)

Элементы*	Платиноносные сланцы	Меденосные сланцы	Безрудные сланцы
Pt	30–370	0,1–1,0	–
Pd	10–120	5–10	–
Au	5–360	5–60	–
Ag	10–1100	100–1500	1,5–5
Cu	0,2–0,8	0,4–7,9 (до 12)	0,03–0,1
Pb	0,01–0,1	0,2–2,5	0,01–0,17
Zn	0,04–0,1	0,1–1,5	0,001–0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4–0,7	0,02–0,04	0,01–0,02
C <sub>орг</sub>	2,4–12,5	0,5–6,5	ср. 3,48

\* Pt, Pd, Au, Ag – в г/т, Cu, Pb, Zn, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, C<sub>орг</sub> – в вес. %.

\* Pt, Pd, Au and Ag are shown in g/t and Cu, Pb, Zn, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and C<sub>орг</sub> in wt. %.

границе красноцветных терригенных осадков нижней перми (ротлиегенде) и терригенно-углеродсодержащих карбонатно-сульфидных отложений средней перми (цехштейн). Наиболее продуктивным (более половины запасов Cu, почти 100% Ni, V и МПГ) является литологический уровень нижнего цехштейна, сложенный глинистыми и глинисто-доломитовыми сланцами с содержанием органического вещества до 12–15% (табл. 51). Подстилающая его песчаниковая с карбонатным цементом рудоносная пачка (ротлиенге) также обогащена сульфидами (среднее содержание Cu – 1,98%) на мощность 1,5–2,5 м. Свинцово-цинковые руды мощностью 1,5–10 м локалируются выше ореола Cu в перекрывающей глинистые сланцы карбонатной пачке. Суммарная мощность рудоносной толщи колеблется от 5 до 40 м.

Медное оруденение сверху вниз от карбонатной пачки к песчаниковой имеет четко выраженную вертикальную зональность: халькопирит-борнит-ковеллин при содержании в литологических пачках C<sub>орг</sub>, соответственно, 0,64–5,48–0,58%. Платинометалльное оруденение в разрезе меденосного горизонта образует концентрации преимущественно от десятых долей до первых г/т. Наиболее обогащенный МПГ и Au слой мощностью 0,1–0,2 м, залегающий на нижнем уровне углеродсодержащих глинистых сланцев, характеризуется концентрациями БЭ на 1–2 порядка выше (табл. 52). Сверху он перекрыт тонким (2–3 см) слоем ураноносного тухолита.

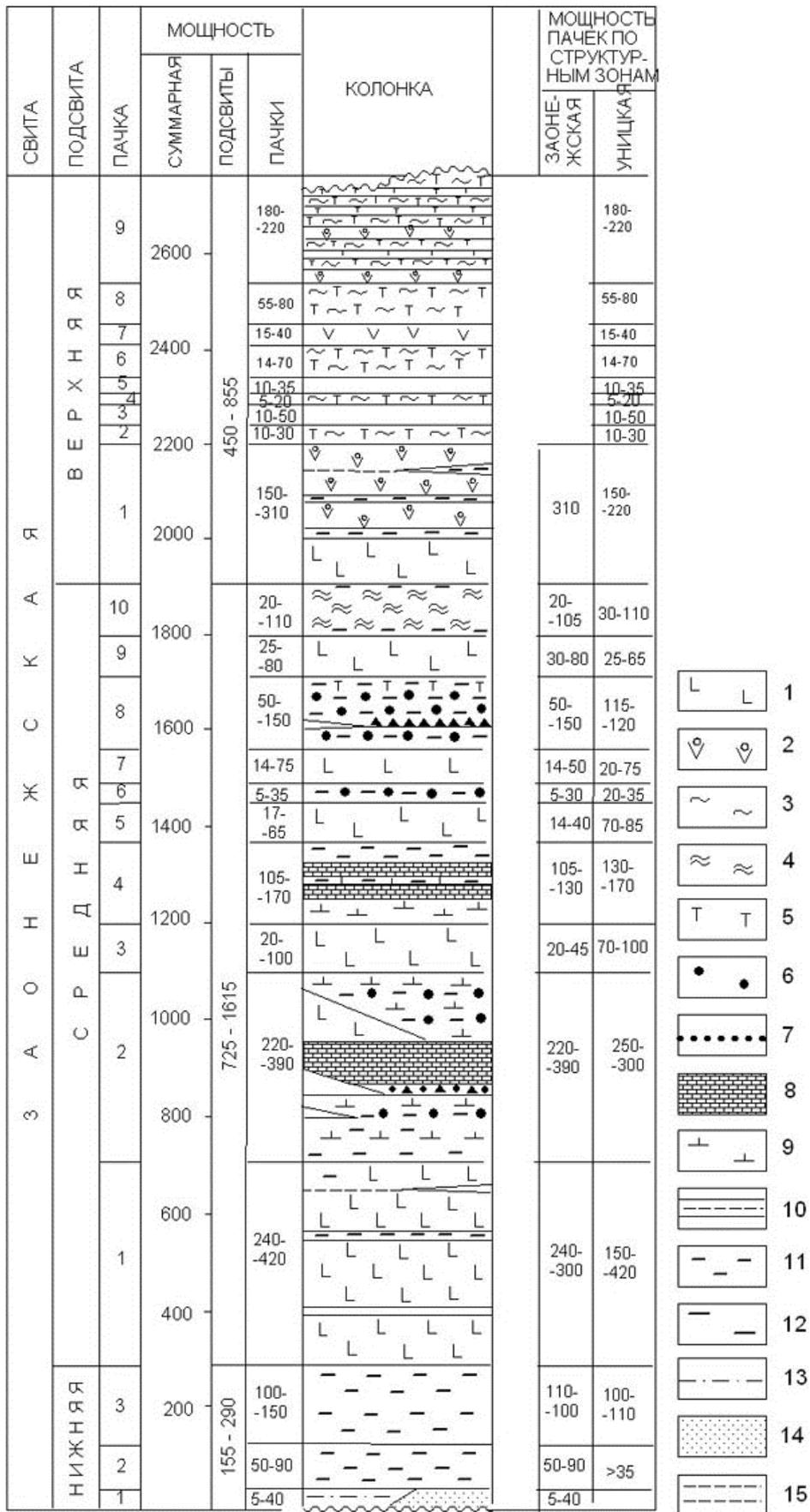
Таким образом, приведенная характеристика польского типа стратиформного платинометалльного оруденения показывает, что при поисках подобного оруденения в других регионах, в т. ч. и в Онежской структуре, на начальных стадиях исследований следует ориентироваться на выявление не платиноносных, а полиметалльных сульфидных горизонтов, ореолы которых значительно шире, они доступны для визуального обнаружения и фиксируются малозатратными аналитическими методами. Такие горизонты могут сопровождаться также повышенными концентрациями Р, F, В и Ва.

**Онежская впадина** является тафrogenной депрессией. Это компенсационная структура прогибания, заложившаяся по западному борту Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (рис. 8, 10) и выполненная вулканогенно-осадочными образованиями нижнего протерозоя от сумия до калевия. Массовое поступление углерода и накопление его в окисленной (карбонатной) форме начинается с верхнего ятулия, в связи с чем фиксируется активное проявление фитогенеза с формированием пластов строматолитовых доломитов. Ятулийские породы несогласно с разрывом перекрывают области развития архейских гранит-зеленокаменных поясов и сумийско-сариилийского комплекса. Верхи ятулийского надгоризонта (онежский горизонт) сложены красноцветными доломитами, подчиненно известняками, сланцами, метабазитами, гематитовыми песчаниками, конгломератами объединяемыми в туломозерскую свиту (Проблемы стратиграфии..., 1989). Породы людиковийского надгоризонта залегают на терригенно-карбонатной толще ятулия согласно, путем постепенного перехода зеленовато-серых мергелистых алевролитов в красноцветные глинистые доломиты. Но есть участки, где этот переход резкий, со структурным несогласием и корой химического выветривания.

Людиковийский надгоризонт подразделяется на два горизонта: заонежский (заонежская свита) и суйсарский (суйсарская и кондопожская свиты). Именно заонежская свита является потенциальной рудоконтролирующей и рудовмещающей толщей для проявлений МПГ. Она имеет трехчленное строение, подразделяясь на три подсвиты (Проблемы стратиграфии..., 1989).

*Нижняя подсвита* заонежской свиты состоит из трех пачек (рис. 52). Первая пачка сложена преимущественно аркозовыми туфоалевролитами со слюдисто-карбонатным и карбонатным цементом. Условия седиментации соответствуют краевым прибрежным фациям. Отмечается избирательное обогащение слоек микроритмов (0,5–1 см) конседиментационным пиритом. Появляется шунгит – до 1,3%, однако преобладает углерод окисленной формы. Вторая пачка представлена ритмичным переслаиванием серых (2–10 м) – черных углеродсодержащих (до углеродистых прослоев 0,2–0,4 м) метапелитов с вкрапленностью пирита и халькопирита, и доломитов (Проблемы стратиграфии..., 1989). Ритмичность хорошо подчеркивается распределением шунгита и сульфидов (пирита и халькопирита) в верхних частях ритмов (рис. 52). Третья пачка сложена карбонатно-сланцевыми сланцами с прослоями доломитов и алевролитов, названных кривозеритами. Выше по разрезу примерно две трети мощности занимают пестроцветные сланцы, характеризующиеся присутствием тонкодисперсного гематита. Венчается разрез горизонтом шунгитсодержащих алевролитов и алевропелитов мощностью до 15–20 м. Суммарная мощность подсвиты до 290 м, преобладающая 170–200 (рис. 52).

*Средняя подсвита* состоит из переслаивающихся силлов, покровов и потоков базальтов и андезибазальтов, а также туфогенно-осадочных образований с шунгитовым веществом, часто сульфидизированных. Ее мощность колеблется от 726 до 1615 м. В разрезе присутствуют слои, обогащенные хемогенным кремнеземом – лидиты и шунгиты. Основные особенности строения разреза нижеследующие: подсвита подразделяется на 10 пачек. Пачки № 1, 3, 5, 7 и 9 сложены магматическими породами, на долю которых приходится 40% мощности подсвиты. Преобладающая часть восстановленного углерода (шунгита) сконцентрирована в пачках № 4, 6, 8 (рис. 52), при этом наиболее мощные пласты (до 24 м) высокоуглеродистых пород залегают в пачке № 4 – месторождения Зажогинское, Шуньгское. По запасам шунгита они сопоставимы с угольными месторождениями (табл. 53, 54). Основание пачки № 4 сложено углеродсодержащими кремнистыми породами – лидитами и силицитами с мощностью слоев до 7 м. Все черносланцевые пачки обогащены сульфидами (пирит, марказит, пирротин), но наибольшая насыщенность ими и стратифицированными слоями углерод-сульфидных конкреций приходится на пачку № 8.



**Рис. 52.** Сводная стратиграфическая колонка заонежской свиты Онежской мульды (Проблемы..., 1989):

1 – габбродолериты, базальты покровов; 2 – массивные и миндалекаменные базальты потоков; 3 – туфы, туффиты, туфоалевролиты; 4 – ритмичнослоистые туффиты и шунгитовые пелиты; 5 – туфогенные породы; 6 – сульфидная вкрапленность и конкреции; 7 – сульфидиты; 8 – шунгитсодержащие карбонаты; 9 – кварциты и лидиты; 10 – прослои силицитов и шунгитистых туфосланцев; 11 – пестроцветные сланцы; 12 – углеродистые алевролиты и пелиты; 13 – алевролиты базальной пачки; 14 – песчаники и алевролиты; 15 – конгломераты и конгломератобрекчии

**Fig. 52.** Stratigraphic summary column of the Zaonezhskaya suite, Onega trough (Problems..., 1989):

1 – gabbro dolerites, nappe basalt; 2 – massive and amygdaloidal flow basalt; 3 – tuffs, tuffites, tuffaceous siltstones; 4 – rhythmically-bedded tuffites and shungitic pelites; 5 – tuffaceous rocks; 6 – sulphide dissemination and concretions; 7 – sulphidites; 8 – shungite-bearing carbonates; 9 – quartzites and lydites; 10 – silicate and shungitic tuffaceous schist interbeds; 11 – mottled schist; 12 – carbonaceous siltstones and pelites; 13 – basal member siltstones; 14 – sandstones and siltstones; 15 – conglomerates and conglomerate breccia

**Таблица 53. Запасы шунгитов Зажогинского месторождения**

**Table 53. Shungite reserves of the Zazhogino deposit**

Категория	Запасы, тыс. т	Массовое содержание свободного углерода, %	Массовое содержание примесей в шунгитах, %			
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	P
Участок детальной разведки. Максовская и Зажогинская линзы						
B	6010	36,7	64,1	4,33	1,57	0,06
C1	23852	34,2	65,3	5,42	1,39	0,09
C2	3127	17,8	52,03	5,63	1,33	0,07
B+C1+C2	32989	33,1	51,67	4,35	1,74	0,07
Участки поисковых работ						
C2	113000	18,4	–	–	–	–
P1	54000	18,0	–	–	–	–

*Примечание.* Табл. сост. по фондовым материалам Карельской геологической экспедиции.

*Note.* The Table was made using the Karelian Geological expedition.

**Таблица 54. Прогнозные ресурсы шунгитов Онежской впадины**

**Table 54. Predicted shungite resources of the Onega depression**

Наименование рудопоявления	Наименование структуры	Мощности пластов шунгита, м	Массовое содержание свободного углерода, %	Длина пласта, прослеженная по простиранию, км	Прогнозные ресурсы шунгита, кат. P1+P2, млн т	
Фоймогубское	Путкозерская	30	20,1	8,5	80	
		40	22,6	6,6	90	
8,6		–	–	–		
16		40–47,5	–	–		
Яндоморское		27	–	2	30	
		15	21–34,5	–	–	
		4	–	–	–	
Шуныгское			0,3–1,85	65	–	28
Великогубское			1,7	45	–	–
			2,1	50–60	–	–
		13,5	21,9–36,5	3,0	–	
		8,5	–	–	Σ200	
Маргынаволоок	Кончезерская	16	44,2–78,1	2,2	8	
Линдолампи		2,7	≥40	–	1	
Пажско-Кочкомское	Челмужская	19	≥40	–	4	
Итого: прогнозные ресурсы шунгитов в крыльях синклиналей 440 млн т						

*Примечание.* Табл. сост. по фондовым материалам Карельской геологической экспедиции.

*Note.* The Table was made using the Karelian Geological expedition.

По данным А.В. Савицкого и др. (1995), в разрезе средней подсвиты зафиксированы пласты платиноносных высокоуглеродистых пород с рассеянной вкрапленностью, маломощными слоями и сегрегациями сульфидных минералов. Характерной особенностью минерального состава платиноносных шунгитовых пород является наличие в них К-Na полевых шпатов, высокотитанистого биотита, железистого хлорита. Л.В. Былинской диагностированы колломорфный хромсодержащий пирит и пентландит. В прослоях пачки № 8 А.М. Ахмедовым в сульфидных конкрециях выявлена

микровкрапленность порпецита (природный сплав золота и палладия), палладистой платины, куперита (сульфид платины) и бреггита (сульфид платины и палладия), а также тонкодисперсного высокопробного золота.

*Верхняя подсвита* имеет мощность 450–850 м. На долю вулканитов, слагающих преимущественно нижнюю часть разреза, приходится 64% (Проблемы стратиграфии..., 1989). Осадочная составляющая представлена преимущественно терригенно-туфогенными образованиями с маломощными прослоями шунгитосодержащих алевролитов, пелитов и известняков.

Содержания благородных металлов в различных горизонтах заонежской свиты приведены в табл. 55.

Таблица 55. Средние содержания (региональные кларки) платиноидов, золота и серебра в геохимически специализированных на платиноиды и золото докембрийских углеродсодержащих толщах и метасоматитах Онежского района (Савицкий и др., 1995)

Table 55. Average platinumoid, gold and silver content (regional abundance ratios) in Precambrian carbonaceous units and metasomatic rocks of the Onega area geochemically specialized for platinumoids and gold (Savitsky et al., 1995)

Свиты, толщи, метасоматиты	Породы	Кол-во проб	Средние содержания благородных металлов (n 10 <sup>-7</sup> %)						Металлогеническая специализация (κ <sub>g</sub> >5)
			Pt	Pd	Ir	Pt/Pd	Au	Ag	
Нижний протерозой	<u>Заонежская свита</u>								
	Осадочно-вулканогенная толща (верхняя)	276	18	22	1,0 (32)	0,8	20	0,8	V U Cu
	Вулканогенно-осадочная толща в целом, (средняя) в т. ч.	437	45	55	1,3 (32)	0,8	25	15	V Cu Cr U (Mo Ni)
	Осадочная толща (нижняя)	404	4,7	7,5	0,7 (34)	0,8	15	4,5	V
	– шунгитовые и шунгитистые алевропелиты и туфоалевролиты	109	25	32	1,2	0,8	20	75	V Cu Cr Ni Mo
	– те же сульфидоносные	47	75	65	1,5	1,1	35	120	V U Cu Pb Zn Mo
	– карбонатно-слюдистые метасоматиты по шунгитовым сланцам	92	40	85	1,0	0,5	180	45	U V Cr
Верхний архей	<u>Бергаульская свита</u>								
	– графитосодержащие гнейсы	27	25	20	–	1,2	30	50	V
	<u>Хаутаваарская свита</u>								
	– амфиболиты и амф. сланцы (метатуфы базальтов)	24	35	40	–	0,8	45	35	V Ni Fe
	– кварц-серицитовые сланцы (кислые метавулканиты)	17	58	52	–	1,0	65	45	
Кларки элементов (Овчинников, 1990)	Базиты						3,5	11	
	Глинистые сланцы		70	16	2,6	4,4	3,3	7,2	

Фосфатонность разреза заонежской свиты системно не изучалась. Известно, что образования, содержащие повышенные концентрации фосфора, располагаются преимущественно в нижней части свиты и представлены углеродсодержащими (C<sub>эл.</sub> – 0,5%) известковистыми доломитами и туффитовыми алевропелитами. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, оцененное по единичным образцам, в шунгитовых доломитах Толвуйской синклинали составляет 1,08–4,56%, Великогубской – 3,36% (Голубев и др., 1984). Фосфор концентрируется преимущественно в строматолитовых слоях в виде фтор-карбонат-апатита.

В целом геохимическая характеристика углеродсодержащих пород Южно-Карельской и Карельской структурных зон выражается в специализации их на Cu, V, P (Голубев и др., 1984). При этом всеми исследователями отмечаются низкие фоновые содержания в них Cr. Концентрации рудогенных элементов в пиритах по разрезу углеродсодержащих пород заонежской свиты невысоки: Cu – 0,02–0,11%; Ni – 0,02%, Co – 0,01–0,07%, Zn – до 0,1% (табл. 56). Специальных системных определений их содержания в углерод-сульфидных конкрециях и стяжениях из стратифицированных слоев в Онежской структуре не проводилось. Для Сала-Куоляярвинского прогиба концентрации рудогенных элементов в стратифицированных горизонтах из массивных и конкреционно-желваковых пиритовых руд невысокие (Ахмедов и др., 2001б) и сопоставимы с вышеприведенными для рассеянной вкрапленности. Но для них установлены высокие содержания Se – 71–203 г/т, при этом содержания ΣМПГ не превышают 0,68 г/т и составляют в среднем 0,14 г/т.

Таблица 56. Содержание рудных элементов в пиритах из углеродсодержащих пород заонежского этапа ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )Table 56. Ore element content of pyrite from Zaonezhsky Stage carbonaceous rocks ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

№ пп	Вмещающие породы	Формы выделения	n	Cu	Ni	Co	Cr	V	Zn	Pb
1	Углеродистые алевролиты	Стяжения		630	169	110	25	30	210	40
2	Шунгитистые туффитовые алевролиты	Конкреции		906	459	301	32	71	1005	–
3				903	807	410	86	44	246	–
4				1100	1005	703	34	44	910	–
5	Шунгитистые туффиты	Стяжения		920	902	180	–	40	60	–
6				–	920	415	–	77	35	–
7	Витрокластические туффиты	Рубашка вокруг обломков		–	2150	360	–	35	18	–
8				–	1130	385	18	35	75	–
9	Углеродистые алевролиты	Конкреции	2	215	207	115	–	10	124	70

*Примечание.* 1 – скрытокристаллический пирит в стяжениях (Тулумозерская структура); онежский комплекс: 2, 3, 5 – Толвуйская мульда. 4, 6, 7 – Космозерский выступ. 8 – Великогубский склон; паанаярвинский комплекс. 9 – Пюхьярвинская подзона.

*Note.* 1 – cryptocrystalline pyrite in concretions (Tulomozerskaya structure); Onega Complex: 2, 3, 5 – Tolvuja trough. 4, 6, 7 – Kosmozersky scarp. 8 – Velikogubsky slope; Paanajärvi Complex. 9 – Puhjärvi subzone.

Приводимые А.В. Савицким и др. (1999) для Нижне-Уницкого рудопроявления стратиформного типа (скв. 1716) высокие содержания Pd – 24,5, Pt – 3,8, Jr – 0,6 Au – 5,3 г/т не подтвердились, как не подтверждаются и другие пересечения.

Таким образом, на территории Карелии черносланцевая формация протерозойского возраста наиболее полно изучена в Онежской впадине. Однако и здесь недостает очень важных сведений – распределения рудогенных элементов и серы по всему разрезу людиковийского горизонта, на основании которых можно было бы перейти к детальному исследованию перспективных пачек – слоев. Количественные определения S сделаны только для шунгитов Зажогинского месторождения – 1,74% (табл. 53). Считающиеся наиболее перспективными на МПГ стратиформные слои сульфидных и углерод-сульфидных конкреций, а также массивных руд не оценены на комплекс ведущих рудных элементов. Имеющиеся бессистемные определения (табл. 56) о содержании рудных элементов и минеральный состав сульфидных парагенезисов (пирротин, марказит, пирит) не дают пока оснований считать их первоочередными по перспективности. Сведения, приведенные по польскому и южно-китайскому (канадскому) типам, указывают на наличие четкого стратиграфического контроля. Минерализованные пласты формируются в основании черносланцевых толщ на границе смены окислительной обстановки по углероду (известняки, доломиты) на восстановительную (шунгитовые – пелиты, алевролиты, доломиты). Условия наиболее окисленного режима осадконакопления соответствуют гематитсодержащим карбонатным породам («Красного лежня» – польский тип). Этим требованиям отвечает нижняя подсвита заонежской свиты, залегающая на красноцветных доломитах тулумозерской свиты, но характеризующаяся наиболее низкими концентрациями серы. Так как мы не знаем источников оруденения ни по одному из известных мировых аналогов, нельзя опираться только на стратиграфический контроль. Полагая, что именно с углеродсодержащим флюидом транспортируется широкий комплекс рудных и благородных элементов, в людиковийском горизонте наиболее перспективны на стратиформный тип средняя и нижняя заонежские подсвиты.

Количественная прогнозная оценка ресурсов МПГ стратиформного уницкого подтипа не дается ввиду недостоверности и противоречивости результатов опробования по всем охарактеризованным проявлениям. Учитывая, что по масштабу концентраций восстановленных форм углерода –  $0,2 \cdot 10^{12}$  т (Трофимов, Голубев, 2000) Онежская впадина является уникальным мировым объектом, здесь по-прежнему не исключено открытие крупных месторождений МПГ комплексного типа.

#### 2.6.1.1.1. Платиноидный в сульфидно-битумных метасоматитах (Нижне-Уницкий подтип)

Платинометалльные проявления в сульфидно-битумных метасоматитах располагаются в северной и северо-западной периферических частях Онежского прогиба на площади юго-восточного замыкания Викшозерской синклинали, заключенной между Пигмозерской и Уницкой зонами СРД (Карельская ГЭ, С.В. Купряков) (Савицкий и др., 1991). По внутреннему строению синклинали,

вытянутая в северо-западном направлении на 35 км при ширине 6–8 км, сходна с другими несущими благороднометалльное оруденение синклиналиными структурами. В ее осевой части углы падения пород не превышают 5–7°, на крыльях – 10°, а вблизи границ с зонами СРД достигают 20–25°. Она сложена шунгитовыми ( $C_{cb}=10\text{--}45\%$ ) сланцами (метапелитами) средней подсвиты заонежской свиты, перемежающимися с силлами габбродиабазов. Состав сланцев – кварц, альбит, хлорит, серицит, эпидот, кальцит, шунгит. Спорадически встречаются микросегрегации (конкреции?) и микропрожилки, выполненные магнезиальным биотитом, хлоритом, калиевым и калинатриевым полевым шпатом, актинолитом, рутилом и изредка содержащие гранат и диопсид.

Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, пирротинном, сфалеритом, рутилом, магнетитом, реже монацитом, вольфрамитом, галенитом и минералами благородных металлов – золото, серебро и палладий самородные и их интерметаллиды. Форма выделений минералов БМ неправильная резорбционно-таблитчатая, вплоть до шаровидной («глобулы»). Палладий самородный выполняет интерстиции зерен интерметаллидов Au, Ag, Pd и Cu. Здесь же Л.В. Былинской установлены конкрециевидные пирит-антраксолитовые с МПП выделения размером 1–7 мм и прожилки кальцит-битумного состава. Вокруг них во вмещающих пелитах отмечаются скопления мелкокогльчатого рутила, нередко совместно с серповидными выделениями битума. В битумах, непосредственно примыкающих к пириту, установлены (Н.С. Рудашевский, ВСЕГЕИ) золото и палладий самородные, клаусталит с висмутидами палладия в краевых частях его зерен.

В целом рудные тела этого типа представлены прослеживающимися на расстояние свыше 4–5 км горизонтами высокоуглеродистых ( $C_{cb}>10\%$ ), высококалиевых ( $K_2O=3,1\text{--}4,5\%$ ) сульфидсодержащих (0,3–3%) метапелитов мощностью 5–12 м с содержаниями  $\Sigma$ МПП 0,3–1,8 г/т (среднее – 0,48 г/т), Au – 0,02–0,2 г/т (среднее – 0,11 г/т), Ag – 1,5–15,6 г/т (среднее – 8,5 г/т). По единичным анализам содержание  $\Sigma$ МПП достигает 4,2–5,5 г/т (Трофимов и др., 2002).

#### 2.6.1.1.2. Благороднометалльный (Au-Pt-Pd) в кварц-битумоидно-карбонатно-сульфидных метасоматитах (Пургинский подтип)

Все благороднометалльные проявления в кварц-битумоидно-карбонатно-сульфидных метасоматитах располагаются в центральной части Онежского прогиба, в синклиналиных структурах, разделяющих рудоносные зоны СРД. Наиболее представительным и хорошо изученным из них является Пургинское рудопроявление, размещающееся в северо-восточном пологом крыле Великонивской синклинали, сопряженной с Тамбицкой зоной СРД (Трофимов и др., 2002). Рудоконтролирующая структура вытянута в северо-западном направлении на 45 км, при ширине 16–18 км. На участке рудопроявления она осложнена серией поперечных складок (флексур), а также круто и полого падающих надвигов северо-восточного простирания. Разрез Великонивской синклинали сложен породами средней подсвиты заонежской свиты с силлами габбродиабазов мощностью 30–35 м. Нижняя его часть представлена переслаивающимися углеродистыми и высокоуглеродистыми ( $C_{cb} \sim 10\%$ ) метапелитами с прослоями углеродсодержащих песчаников, верхняя преимущественно шунгитовыми алевропелитами и туфоалевролитами с прослоями часто шунгитсодержащих ( $C_{cb} = 3\text{--}7\%$ ) доломитов (Савицкий и др., 1991).

Благороднометалльная минерализация обычно приурочена к контактам силлов диабазов с высокоуглеродистыми слюдястыми пелитами, переслаивающимися с углеродисто-кремнистыми сланцами в местах распространения мелких (размах 250–500 м) антиклинальных складок высоких порядков, осложняющих северо-восточное крыло Великонивской синклинали. Локальный контроль благороднометалльной минерализации осуществляется тектонитами (брекчиями и катаклазитами) в пологозалегающих надвигах мощностью 3–25 м. Среди брекчий доминируют разности с пирит-кварцевым, пирит-шунгит (или антраксолит)-карбонатным, реже кремнисто-шунгитовым цементом. В тектонитах отмечаются пологозалегающие стратиформные, преимущественно субпараллельные, морфологически сложные жилы и прожилки (мощность 0,02–3 м) кварц-карбонатно-сульфидного с битумами состава (Савицкий и др., 1993, 1994а,б,в), сопровождающиеся флопитизацией, альбитизацией и карбонатизацией. Мощность зон метасоматически измененных пород составляет в среднем 1,5–2 м, их протяженность – свыше 100 м; глубина залегания рудных интервалов 50–250 м. Рудные тела предположительно образуют пологие прожилково-штокверковые залежи протяженностью не менее 50–70 м.

По данным Л.В. Былинской, Н.И. Роман, Т.Л. Гроховской, рудная минерализация в них представлена сульфидами (сфалерит, халькопирит, пирротин, пентландит, пирит, галенит, молибденит), в меньшей мере селенидами и теллуридами Pb и Bi, а также теллуридами Au. В виде самостоятельных микропрожилков, примазок на стенках микротрещин, в «зонах роста» внутри кристаллов сфалерита, пентландита и уранинита, а также налетов и корочек на зернах сульфидов (в основном пирита, сфалерита и пирротина) и в их интерстициях в виде мелких почковидных выделений и сгустков обнаружены битумоиды нафтоидного ряда, диагностированные как оксиантраколиты и оксикериты (Савицкий и др., 1994в).

Повышенные содержания платиноидов установлены, по данным Н.Д. Смирновой (ИОНХ), в пирите и халькопирите (до 1,8 г/т каждый элемент), ассоциирующих с Ni-Co-содержащим пиритом и Cr-содержащим рутилом. Выявлен также собственный минерал платины – сперрилит (по данным В.З.Воробьевой, ВГУ). Битумоиды из кварц-битумно-карбонатно-сульфидных метасоматитов имеют повышенные концентрации тяжелых платиноидов, г/т: Ir – до 2,0, Rh – до 1, Ru – до 0,3. Среднее содержание  $\Sigma$ МПГ в метасоматитах составляет 0,035–2,5 г/т (Pt/Pd – 0,4–2,5) на мощность 1,1–1,8 м, максимальное – 3,5 г/т на мощность 1,6 м, в т. ч. Pt – 2–2,5 г/т, Pd – 1–1,7 г/т, Rh – 0,15 г/т, Ir – 0,1–0,5 г/т. В тех же интервалах содержания Au достигают 1,7 г/т, Ag – 50 г/т (Савицкий и др., 1993, 1994а, б, в).

По данным рентгеноспектральных и ПКПЧ анализов (В.Н. Топорский, ВСЕГЕИ), благороднометалльные метасоматиты отличаются повышенными концентрациями Zn, Cu, Ni, реже Pb, V, Mo, As, Bi, Se, Te.

#### 2.6.1.1.3. Zn-Mo-Cu-платиноидный в сульфидоносных шунгитовых сланцах (Толвуйский подтип)

Zn-Mo-Cu-платиноидные проявления в сульфидоносных шунгитовых сланцах размещаются в северо-восточной части Онежского прогиба, в непосредственной близости от Зажогинского месторождения шунгитов и п. Толвуя. Наиболее представительным из них является Толвуйское проявление, открытое в 1990 г. Оно размещается в замковой части, выполненной углеродистыми породами средней подсвиты заонежской свиты одноименной синклинали северо-западного простирания, осложненной складками более высоких порядков и разрывными нарушениями субмеридионального и северо-восточного простираний. Оруденение локализуется в метасоматитах биотит-флогопитового состава, развитых по высокоуглеродистым высококалийевым сульфидсодержащим метапелитам в пределах приразломных антиклинальных складок (Трофимов и др., 2002).

Рудная минерализация представлена преимущественно пиритом, халькопиритом и пирротинном, встречающимися в виде линз, конкреционных стяжений и густой вкрапленности. Содержание сульфидов варьируют от 2–3 до 30%. Отмечаются также линзовидные прослои (мощность 7–10 м) сплошных тонкослоистых сульфидных руд. Сульфидоносные прослои отмечаются преимущественно ниже и выше по разрезу относительно промышленной залежи шунгитов, а также на ее выклинивании. МПГ сосредоточены преимущественно вблизи конкреционных выделений пирита в каймах и корочках антраколита и оксикерита. Иногда МПГ-содержащие битумы наблюдаются в виде «горошин» диаметром 1–2 мм и «лепешек» размером 1х3 мм.

Рудные тела представляют собой линзы шунгитовых сланцев, мощностью 0,1–5 м, протяженностью до 700 м, с высоким (до 20%) содержанием сульфидных конкреций (Ахмедов, Голубев, 1995). Сумма МПГ в них варьирует от 0,1 до 2,3–2,7 г/т (Pt/Pd 0,1–7), в среднем составляя 1,3 г/т (Pt/Pd 1–2). Здесь же отмечаются повышенные содержания Au (0,8–1,7 г/т), Cu – до 13%, Zn – до 9%, Ni – до 0,5%, Pb – до 0,4%. Наиболее высокие содержания, г/т,  $\Sigma$ МПГ – до 5,7 Au – до 2,5, Ag – до 20 установлены в обогащенных сульфидными конкрециями линзах шунгитовых сланцев на выклинивании Максовской залежи шунгитов Л.П. Галдобинной (1987).

Кратко охарактеризованные подтипы благороднометалльного оруденения, ассоциирующегося с черными сланцами, распределены в Онежской впадине, подчиняясь определенной структурной закономерности. Стратиформное оруденение толвуйского подтипа отмечается главным образом в замках синклиналей (Толвуйская, Путкозерская, Мягрозерская и др.). Благороднометалльное оруденение пургинского подтипа размещается преимущественно на крыльях этих синклиналей, на удалении 3–5 км от зон СРД. Комплексное уран-благороднометалльно-ванадиевое оруденение падминского типа локализовано в зонах СРД, ограничивающих с обеих сторон главные синклинали структуры.

### 2.6.1.2. Комплексное благороднометалльное оруденение в метасоматитах зон складчато-разрывных дислокаций (Падминский подтип)

Комплексное (V-U-Cu-Pt, Pd-Au-Mo) оруденение, контролируемое линейными зонами складчато-разрывных дислокаций (СРД) и получившее название Падминского типа, впервые в Онежской структуре было выявлено ПГО «Невскгеология» при участии ВСЕГЕИ в 1978–1986 гг. в северо-восточной периферической части Онежского прогиба. Подробное и всестороннее описание комплексного оруденения этого типа, послужившее основой нижеприведенной его характеристики, дано в отчетах ГП «Невскгеология» (Петров и др., 1982, 1988), ВСЕГЕИ (Савицкий и др., 1988–1993 и др.), а также в целом ряде научных публикаций (Билибина и др., 1991; Мельников и др., 1993; Савицкий и др., 1994а,б и др.).

Зоны СРД шириной 2–5 км и протяженностью в десятки км образованы системой линейных гребневидных и изоклинальных антиклинальных складок северо-западного простирания, ориентированных параллельно главной оси Онежского палеорифта и осложненных продольными разрывными нарушениями. Наиболее богатое оруденение располагается в тектонических узлах сопряжения зон СРД с разломами других направлений, прежде всего северо-восточного и субмеридионального. Они трассируются ореолами метасоматитов, четко выделяясь в геофизических полях цепочками гравитационных минимумов и магнитных аномалий высокой интенсивности благодаря присутствию магнетитовой минерализации в метасоматически преобразованных габбродиабаз. Внешние части метасоматических колонок зон СРД в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами (рибекит-доломит-альбитовыми с флогопитом и акмитом), внутренние – кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными метасоматитами и слюдитами, вмещающими уран-ванадиевое оруденение. Большинство рудных тел с благороднометалльным оруденением сложено слюдитами и карбонатно-слюдистыми метасоматитами. Наиболее богатые залежи комплексных руд размещаются преимущественно в пределах контактов литологически контрастных пачек вулканогенно-осадочных пород и в узлах их сопряжения с перпендикулярными им разрывными нарушениями, сопровождающимися зонами объемного катаклаза. Местами в осевых частях зон СРД отмечаются кварц-карбонат-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидно-селенидные гидротермально-метасоматические образования жильно-штокверкового типа, для которых характерны максимальные концентрации МПГ (Pt, Pd, Ir), Au и Ag.

В целом рудные залежи имеют усложненную шнуровидную или плащеобразную форму и клиновидное поперечное сечение. Их мощность варьирует от 15–20 до 40–50 м, протяженность – 1100–1800 м; содержания МПГ, г/т: Pt – 0,18–0,36, Pd – 0,02–0,04, Au – 0,04–0,24, Ag – 0,4–1,82. Встречаются рудные тела мощностью 1,5–2 м, где содержание, г/т, Pt достигают 56, Pd – 450, Ir – 49, Au – 120, Ag – 180. Процесс рудообразования в зонах СРД носил дискретный прерывистый стадийный характер, фиксирующийся тектоническими подвижками, дроблением, брекчированием и последовательным образованием определенных рудных минеральных ассоциаций. Всего выделяется шесть стадий минералообразования, в четвертую из которых формируется основная масса благороднометалльной минерализации, представленной преимущественно селено-сульфидами и сульфоселенидами (Мельников и др., 1993).

К настоящему времени в Онежской структуре достоверно установлено шесть зон СРД в ее восточной части и, предположительно, по геолого-геофизическим данным, еще пять – в западной (рис. 53). Зоны СРД характеризуются чередованием по простиранию широких (до 2–3 км) и узких (0,2–1,5 км) участков развития пород ядерной части, представленных туломозерской свитой и нижней подсвитой заонежской свиты. Выделяются складки различного порядка (до восьми) в качестве основных составных структурных элементов зон СРД (рис. 54).

Главными характеристическими признаками зон СРД, наиболее четко проявленными на уровне нижней подсвиты заонежской свиты, являются морфологические особенности складок, проявление щелочно-карбонатного метасоматоза, ванадий-урановой и медно-сульфидной минерализации, линейные положительные магнитные аномалии и отрицательные гравитационные. Вверх по разрезу эти признаки ослабевают, а в нижележащих образованиях вообще исчезают как в разрезе, так и в плане, что подтверждается их отсутствием в бортах и обрамлении Онежского прогиба. Следовательно, зоны СРД являются элементами тектоники лишь его внутренних частей, проявленными на

уровне людииковийского и вышележащих надгоризонтов. На их простирании, стратиграфически ниже туломозерской свиты, выделяются разрывные нарушения, характеризующиеся как «скрытые» разломы фундамента.

#### 2.6.1.2.1. Месторождения и проявления Падминской группы

Месторождения Средняя Падма и Царевское, рудопоявления Весеннее и Верхняя Падма приурочены к южной части Тамбицкой зоны СРД, в пределах полосы протяженностью 17 км и шириной 1 км. Оруденение локализовано в пачке метасоматически преобразованных шунгитсодержащих сланцев и алевролитов нижней подсвиты заонежской свиты, на крутопадающих и опрокинутых крыльях и в сводовых частях осевых (падминская, царевская) и фланговых (саврозерская) антиклиналей.

*Месторождение Средняя Падма* расположено в северной части Тамбицкого рудного поля в юго-западном крыле Падминской антиклинали, имеющей здесь близкую к изоклинальной форму с углами падения крыльев  $\sim 70^\circ$  при более крутом залегании пород на рудовмещающем юго-западном крыле (рис. 55).

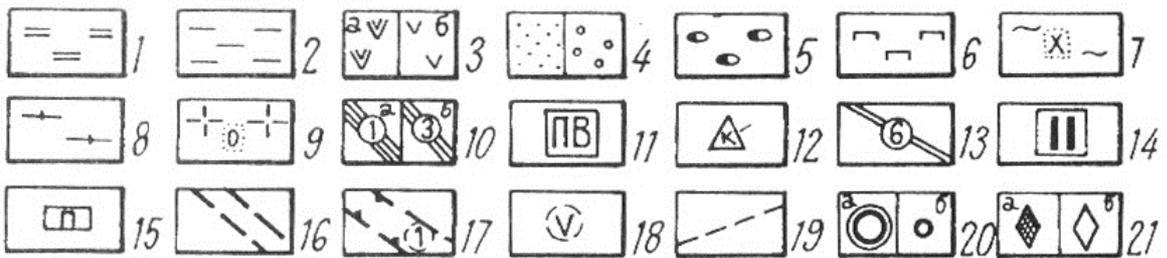
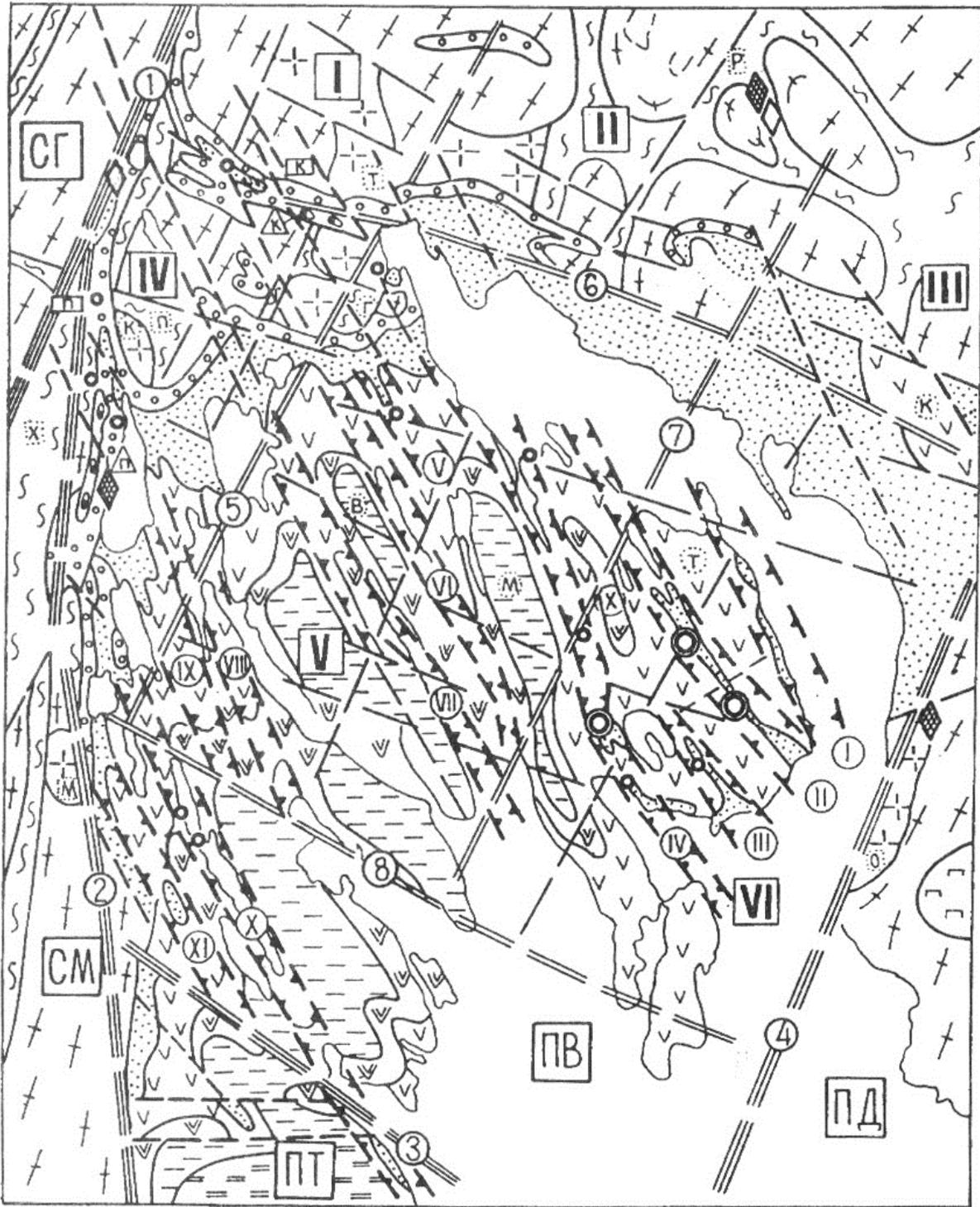
Продуктивные зоны месторождения представляют собой метасоматически измененные породы, развитые вдоль продольных субгоризонтальных плоскостей объемного дробления (катаклаза, брекчирования, трещиноватости) алевролитов и сланцев заонежской свиты. Зоны дробления наиболее интенсивно проявлены в пределах горизонта алевролитов и в участках сопряжения послынных и поперечных слоистости клиновидных зон нарушения сплошности пород. Выделяются дорудные и рудные метасоматиты, в совокупности образующие зональный ореол, центральные части которого вмещают наиболее богатое золото-уран-ванадиевое оруденение. Процессы метасоматоза захватывают все разновидности вмещающих пород – от доломитов до габбродиабазов, но наиболее сильно проявлены в шунгитовых алевролитах (рис. 55). В рудной зоне отмечается следующая метасоматическая зональность (от внешней зоны к внутренней): 1) осветленные породы; 2) альбититы; 3) слюдистые альбититы; 4) слюдиты и слюдисто-карбонатные метасоматиты. Соответственно меняются и минеральные парагенезисы метасоматитов от рибекит-доломит-альбитовых к карбонат-роскоэлит-хромфенгитовым и хромфенгит-флогопит-роскоэлитовым (Гурская, 2000). На долю двух внутренних зон приходится 95% ванадиевого и уранового оруденения. В осевых частях метасоматических зон формируются кварц-карбонат-сульфидные тела жильного и штокверкового типов. Концентрации МПГ и Au совмещены с ореолом U и нижним пиком ореола V (рис. 56). Рудные тела с весьма неоднородным распределением полезных компонентов, как правило, не имеют четких ограничений. Пострудные образования представлены прожилками кварц-карбонатного состава с хлоритом, альбитом, флюоритом, гипсом, халькопиритом и молибденитом.

На месторождении выделяются две рудные залежи – Северная и Южная. Северная – сигарообразной морфологии, пологосклоняющаяся в север-северо-западном направлении, находится в кровле алевролитов и экранируется пластом доломитов (снизу). Богатое жильное оруденение локализуется преимущественно вдоль подошвы клиновидной зоны дробления и постепенно выклинивается по простиранию. Медносульфидная минерализация в алевролитах удалена от рудной залежи по простиранию более чем на 500 м.

Южная залежь отличается большим вертикальным размахом (130–450 м) и преимущественно послынным распространением в крутопадающем пласте алевролитов. К последним приурочено до 5–7 клиновидных зон дробления, что обусловило сложную пилообразную форму метасоматических ореолов и рудной залежи, масштабы которой сокращаются в южном направлении. Руды южной залежи характеризуются более низкими содержаниями урана и ванадия. На южном фланге довольно слабо проявлена медно-молибденовая минерализация.

Морфология рудных залежей определяется, главным образом, тектоно-метасоматическими факторами.

Наиболее распространенными и выдержанными рудно-метасоматическими образованиями на месторождении являются альбититы, морфологически наследующие контуры послынных и секущих зон катаклаза и смятия пород. К наиболее альбитизированным участкам приурочены слюдиты в виде жил и гнезд, выполняющих трещины отрыва, и ориентированные вдоль и вкрест слоистости. Также ориентированы и слюдисто-карбонатные жилы.



**Рис. 53.** Геолого-структурная схема Онежского прогиба с рудной нагрузкой (по: А.В. Булавин; Рыбаков и др., 1999):

1–5 – нижнепротерозойские образования карельского комплекса. Надгоризонты: 1 – вепсийский, 2 – калевийский, 3 – людиковийский (а – суйсарская, б – заонежская свиты), 4 – ятулийский (а – туломозерская, б – медвежьегорская и янгозерская свиты), 5 – сариолийский; 6 – раннепротерозойский Бураковский перидотит-габброноритовый комплекс; 7–9 – архейские образования: 7 – лопийский комплекс (буквами обозначены зеленокаменные структуры: Х – Хаутаваарская, П – Палаламбинская, Г – Григозерская, Р – Рыбозерская), 8 – саамский комплекс и нерасчлененные гранитизированные породы, 9 – позднеархейские плагиомикроклиновые граниты и мигматиты (буквами обозначены массивы: Т – Телекинский, Ч – Черемховский, М – Моторинский, К – Карташинский, О – Онежский); 10 – глубинные разломы, разделяющие блоки III (а) и IV (б) порядков Карельского мегаблока: 1 – Хаутаваарский, 2 – Гирвасский, 3 – Петрозаводский, 4 – Пудожский; 11 – блоки IV порядка (по: Воеводова, 1986): СГ – Сегозерский, СМ – Сямозерский, ПВ – Повенецкий, ПД – Пудожгорский (Водлозерский), ПИ – Петрозаводский; 12–15 – структура карелид: 12 – нижекарельский СФК: линейные прогибы, трассирующие разломы селецкого этапа деформаций (К – Кумсинский, Л – Пальеозерский); 13–15 – верхнекарельский СФК: 13 – разломы фундамента и надразломные флексуры в карельской толще, разделяющие блоки V (а) и более высоких (б) порядков (5 – Григозерский, 6 – Кумсинско-Повенецкий, 7 – Центральный, 8 – Кондопожский); 14 – блоки V порядка (I – Остерозерский, II – Рыбозерский, III – Пажский, IV – Пальеозерский, V – Кедрозерский, VI – Космозерский); 15 – приразломные линейные складчатые зоны (К – Кумсинская, П – Пальеозерская); 16–18 – структуры этапа эпикарельской протоактивизации: 16 – разломы, 17 – надразломные зоны складчато-разрывных дислокаций (I – Кузарандовская, II – Тамбицкая, III – Нумицкая, IV – Святухинско-Космозерская, V – Пигмозерская, VI – Уницкая, VII – Лижмозерская (Кедрозерская), VIII – Кондопожская, IX – Пальеозерская, X – Кончезерская, XI – Пялозерская), 18 – компенсационные синклинали (К – Кочкомская, Т – Толвуйская, Х – Хмельозерская, М – Мягрозерская, В – Викшезерская), 19 – прочие разрывные нарушения; 20 – комплексные месторождения (а) и рудопроявления (б) в щелочно-карбонатных метасоматитах; 21 – месторождения железа и ванадия в габброидах (а), проявления никеля в ультрабазитах (б)

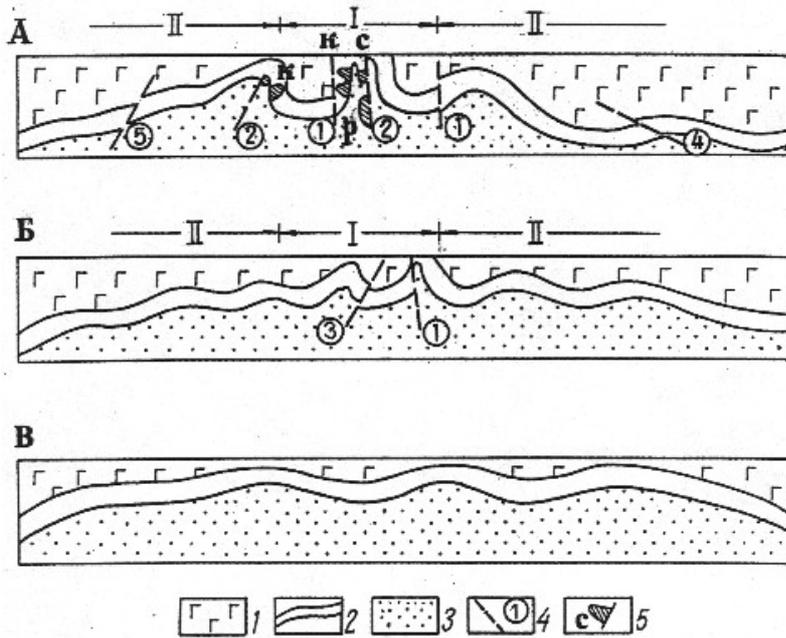
**Fig. 53.** Geological-structural scheme of the Onega trough with ore load (after A.V. Bulavin; Rybakov et al., 1999):

1–5 – Lower Proterozoic rocks of the Karelian complex. Superhorizons: 1 – Vepsian, 2 – Kalevian, 3 – Ludicovian (a – Suisari suite, b – Zaonezhskaya suite), 4 – Jatulian (a – Tulomozerskaya, b – Medvezhyegorskaya and Jangozerskaya suites), 5 – Sariolian: 6 – Early Proterozoic Burakovsky peridotite-gabbronorite complex: 7–9 – Lopian complex (letters indicate greenstone structures; H – Hautavaara, P – Palalambinskaya, G – Grigozerskaya, R – Rybozerskaya), 8 – Saamian complex and undivided granitized rocks: 9 – Late Archaean plagiomicrocline granites and migmatites (letters indicate massifs: T – Telekinsky, Ch – Cheremkhovsky, M – Motorinsky, K – Kartashinsky, O – Onega); 10 – deep faults separating III (a) and IV (b) order blocks of the Karelian megablock: 1 – Hautavaara, 2 – Girvas, 3 – Petrozavodsk, 4 – Pudozh, II – IV – order blocks (after Voevodova, 1986): SG – Segozersky, SM – Syamozersky, PV – Povenetsky, PD – Pudozhgorsky (Vodlozersky); PI – Petrozavodsky: 12–15 – structure of the Karelides: 12 – Lower Karelian structural-facies complex (SFC): kinear sags tracing faults formed at the Seletsk deformation stage (K – Kumsinsky, L – Palyeozersky); 13–15 – Upper Karelian SFC: 13 – basement faults and above-fault flexures in the Karelian unit that separate V – (a) and higher-order (b) blocks (5 – Grigozersky, 6 – Kumsinsko-Povenetsky, 7 – Tsentralny, 8 – Kondopozhsky); 14 – V-order blocks (I – Osterozersky, II – Rybozersky, III – Pazhsky, IV – Palyeozersky, V – Kedrozersky, VI – Kosmozersky); 15 – near-fault linear fold zones (K – Kumsinskaya, P – Palyeozerskaya); 16–18 – Epikarelian protoactivation stage structures: 16 – faults, 17 – above-fault folding and faulting zones (I – Kuzarandovskaya, II – Tambitskaya, III – Numitskaya, IV – Svyatukhinsko-Kosmozerskaya, V – Pigmozerskaya, VI – Unitskaya, VII – Lizhmozerskaya (Kedrozerskaya), VIII – Kondopozhskaya, IX – Palyeozerskaya, X – Konchezerskaya, XI – Pyalozerskaya); 18 – compensatory synclines (K – Kochkomskaya, T – Tolvuiskaya, K – Khmelozerskaya, M – Myagrozerskaya, V – Vikshezerskaya); 19 – other dislocations with breaks in continuity; 20 – complex deposits (a) and ore occurrences (b) in alkaline-carbonate metasomatic rocks; 21 – iron and vanadium deposits in gabbroids (a), nickel occurrences in ultrabasic rocks (b)

Основная масса рудных жил с высокими содержаниями полезных компонентов в Северной залежи сконцентрирована в нижних частях ореолов карбонатно-слюдистых метасоматитов, выполняющих клиновидные зоны дробления, и в алевролитах, в местах сопряжения с клиновидными зонами.

Более поздняя сульфидная медно-молибденовая минерализация, слагающая невыдержанные по простиранию рудные тела мощностью до 1,5–2,0 м, локализуется вдоль границ альбититов, слюдитов, преимущественно в лежачем боку уран-ванадиеворудной залежи, прерывисто окаймляя ее.

Главным полезным рудным компонентом месторождения Средняя Падма является ванадий. Средние содержания  $V_2O_5$  в рудных телах составляет 1,9–2,6% при борте 0,5%, а запасы ванадия в рудах отвечают крупному месторождению. Ванадий концентрируется в роскоэлите, ноланите, карелианите, монтрозите, ванадиевом гематите; уран – преимущественно в уранините и продуктах его замещения. Cu, Mo, Zn, Pb сосредоточены в сульфидах. Рудам свойственно необычное сочетание окисленных и восстановленных форм металлов, редких минеральных видов. Установлено около 100 минералов, в т. ч. новых, обнаруженных только на этом месторождении.

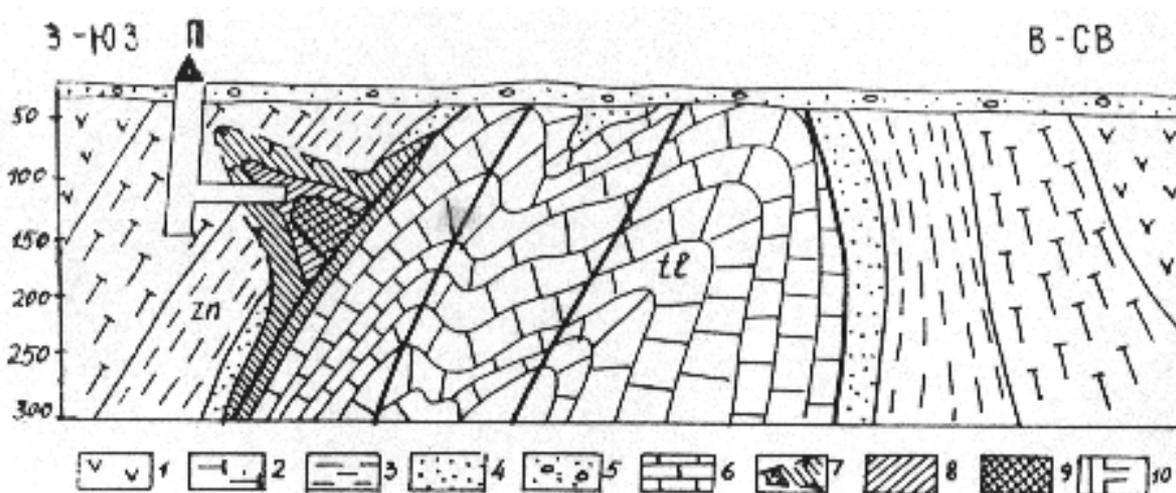


**Рис. 54.** Основные структурные элементы зон СРД (по: А.В. Булавин; Рыбаков и др., 1999):

участки развития складок: А – сложных веерообразных и изоклиальных; Б – простых изоклиальных и гребневидных; В – пологих; I – осевые структуры; II – фланговые структуры; 1 – габбро-диабазы; 2 – сланцевая пачка (нижняя подсвита заонежской свиты); 3 – доломитовая толща (туломозерская свита); 4 – характерные разрывные нарушения (в т. ч. разломы, осложняющие крутые крылья (1) и ядра (2) антиклиналей, замки синклиналей (3), чешуйчатые взбросы (4) и сбросы (5) на флангах антиклинальных поднятий); 5 – положение структурных ловушек оруденения в щелочно-карбонатных метасоматитах (с – призматические синклинали, к – клиновидные зоны дробления, F – осевые разломы)

**Fig. 54.** Basic structural units of folding and faulting zones (after A.V. Bulavin; Rybakov et al., 1999):

folding zones: A – complex fan and isoclinal folds; B – simple isoclinal and crest-shaped folds; B – gentle folds, I – axial structures; II – flank structures; 1 – gabbro-diabase; 2 – schist member (lower subsuite of the Zaonezhskaya suite); 3 – dolomite unit (Tulomozerskaya suite); 4 – characteristic dislocations with breaks in continuity (including faults in the steep limbs (1) and cores (2) of anticlines, crests of synclines (3), imbricate reverse faults (4) and faults (5) at the flanks of anticlinal uplifts); 5 – position of structural mineralization traps in alkaline-carbonate metasomatic rocks (s – near-crest synclines, w – wedge-like shatter zones, F – axial faults)

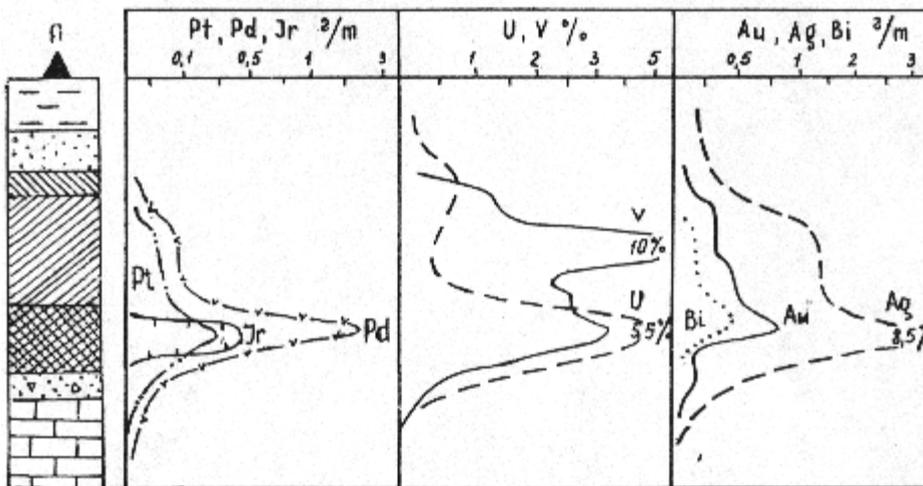


**Рис. 55.** Морфология рудной залежи и метасоматических ореолов северного фланга месторождения Средняя Падма. Разрез (Гурская, 2000):

1 – вулканы; 2 – пестроцветные сланцы; 3 – черные сланцы; 4 – песчаники, алевролиты; 5 – брекчированные алевролиты; 6 – доломиты; 7 – ореол альбитизации; 8 – карбонатно-слюдистые и их метасоматиты; 9 – платиносодержащие метасоматиты с сульфидами; 10 – горные выработки; 11 – месторождение Падма

**Fig. 55.** Morphology of the orebody and metasomatic aureoles at the northern flank of the Srednyaya Padma deposit. Cross-section (Gurskaya, 2000):

1 – volcanics; 2 – mottled schists; 3 – black shales; 4 – sandstones and siltstones; 5 – brecciated siltstones; 6 – dolomites; 7 – albitization aureole; 8 – carbonate-mica metasomatic rocks; 9 – platiferous metasomatic rocks with sulphides; 10 – workings; II – Padma deposit



**Рис. 56.** Распределение рудогенных элементов в разрезах рудной залежи по метасоматическим зонам (Гурская, 2000)

**Fig. 56.** Distribution of ore-forming elements in orebody units in metasomatic zones (Gurskaya, 2000)

Медно-молибденовое оруденение с рением и золотом находится вне контура подсчета запасов ванадия, образуя самостоятельные рудные тела. Содержание Мо невысокое – 0,02–0,06%. Золото в виде микрочешуек, размером 0,05–0,15 мм и содержанием до 1 г/т, ассоциирует преимущественно с пиритом, гидрослюдами и кварцем. На месторождении Средняя Падма запасы МПГ подсчитаны по кат. P1 в количестве 1,42 т, золота – 1,08 т. Кроме того, в молибденитовой руде содержится Re (459 кг) и осмий, включая его дорогостоящий изотоп <sup>187</sup>Os, содержание которого не определялось. При комплексной переработке руд молибденит выделяется в самостоятельный концентрат, а попутно с ванадием могут извлекаться уран, молибден, медь, селен, золото, платиноиды, висмут, серебро, рений, олово, ниобий и вольфрам.

Платиновая минерализация совмещена с внутренними зонами метасоматитов и ассоциируется с сульфидами (рис. 55, 56). В среднем содержания МПГ составляют не более 0,2–0,3 г/т, но на отдельных участках, мощностью до 1,5–2,5 м, выявлены ураганные концентрации: Pt – 56, Pd – 140, Rh – 1, Au – 126 г/т (Билибина и др., 1991 и др.). Резко преобладает Pd при соотношении его к Pt как 10 : 1. Между содержаниями МПГ, Au и Re отмечается четкая положительная корреляционная связь – 0,97–0,95 (Черников, 2001). Минеральные формы платиноидов представлены висмутитами, селенидами, селеносульфидами Pd и Pt, среди которых выявлены новые минералы: падмаит – PdBiSe и судовиковит – PtSe (Гурская, 2000). Учитывая, что степень подвижности Pt и Pd не всегда одинакова при метасоматических процессах, как и условия осаждения, при столь резком преобладании Pd можно ожидать наличие самостоятельных ореолов Pt, смещенных относительно залежи комплексных руд.

*Царевское месторождение* располагается на южном фланге Тамбицкого рудного поля и приурочено к крутопадающему юго-западному крылу Западно-Царевской антиформы на юго-восточном продолжении Падминской антиклинали. Оруденение локализовано преимущественно в алевролитах, распространяясь в перекрывающие их сланцы по поперечным клиновидным зонам дробления. Выделяются две субгоризонтальные рудные залежи на глубине 400 м, соединяющиеся вместе в средней части месторождения. Урановая минерализация представлена вкрапленностью уранотитанатов в слюдитах, уранинитом в рассекающих слюдиты кварц-карбонатных жилах в ассоциации с галенитом, настураном, халькопиритом, коффинитом. Второстепенные полезные компоненты в рудах месторождения – золото, серебро, медь, молибден.

*Рудопроявление Весеннее* находится на расстоянии 0,6–0,8 км от месторождения Средняя Падма и, вероятно, является его западным флангом. Оно приурочено к замку и крутому северо-восточному крылу Саврозерской антиклинали. Буровыми скважинами на глубине 200 и 150 м вскрыты два рудных тела в крыле и шарнире складки, контролируемые клиновидной зоной дробления в пласте алевролитов. По основным компонентам (V, U) руды более бедные по сравнению со Средней Падмой, но также сопровождаются золотой и медно-молибденовой минерализацией.

*Рудопроявление Верхняя Падма* представлено стратиформной лентовидной залежью в замке Падминской антиклинали и призматической синклинали складки, выполненной алевролитами и сланцами заонежской свиты.

В составе руд преобладают ванадаты урана (карнатит, туюмунит), развивающиеся по настурану. Карнатитовая минерализация частично распространена в тектонизированные, перекристаллизованные и гематизированные доломиты туломозерской свиты. Характерны высокие средние содержания меди и молибдена и рудные концентрации ванадия, урана, золота, серебра, лития, висмута.

Кроме перечисленных месторождений и рудопроявлений в пределах Тамбицкой зоны выявлено большое количество аномалий, проявлений и точек минерализации с ураном, приуроченных к крыльям и ядрам антиклинальных складок в горизонте алевролитов или пород карбонатно-терригенной пачки туломозерской свиты. Урановая минерализация представлена настураном и пиролюзитом, в ассоциации с которыми находятся молибденит, гематит, сфен, рутил. Кроме урана, в пределах рудных зон аномальные концентрации образуют Mn, Pb, Cu, Cr, V, Ba, Bi, Au, Ag. Главными индикаторными признаками этих проявлений являются натриевый метасоматоз, контролировавшийся осевыми разломами и зонами смятия в сочетании с пачками переслаивания контрастных по физико-механическим и геохимическим свойствам пород – доломитов, алевролитов, сланцев и габбродиабазов, слюдиизация и карбонатизация, настурановый состав руд и присутствие в их геохимическом спектре аномальных концентраций V, Cr, Mo, Cu, Bi, Au и др.

В Тамбицкой зоне СРД намечаются три более локальные зоны развития рядовой рудной минерализации. Внутренняя локальная зона охватывает сульфидные руды (Cu, Mo) комплексных месторождений. Промежуточная – по-видимому, представляет собой ореол рассеянной минерализации вокруг рудных залежей в контакте пестроцветных сланцев с габбродиабазом. Во внешней зоне, вероятно, сочетаются проявления сульфидной минерализации, связанные с формированием комплексных руд падминского типа и рудоносных объектов медно-эпидотовой формации.

#### 2.6.1.2.2. Месторождения и рудопроявления Святухинско-Космозерской зоны СРД

Святухинско-Космозерская зона подразделяется на три рудных поля (с юга на север): Космозерское, Ковкозерское и Святухинское, каждое из которых находится вблизи пересечения зоны СРД с одним из крупных поперечных нарушений ортогональной системы – Полевским, Центральным и Шуньгским.

В пределах Космозерского рудного поля, занимающего юго-восточный фланг зоны СРД, находятся месторождение Космозеро, рудопроявления Южно-Космозерское, Великая Губа и ряд пунктов минерализации, приуроченных к осевой части зоны в полосе шириной 1,5 км и длиной 20 км.

*Месторождение Космозеро* приурочено к Космозерской антиклинали. Кондиционное урановое оруденение прослежено по простираению вдоль Космозерско-Великогубской зоны разломов на глубинах 50–500 м. Оно представлено пятью рудными телами, размещение которых контролируется складчатыми структурами, зонами послонных нарушений и поперечными клиновидными зонами дробления алевролитов. Мощность рудных тел варьирует от 3 до 10–25 м. Характер метасоматической зональности и распределение рудной минерализации сходны с зональностью на месторождении Средняя Падма. Бедные урановые руды представлены урано-титановой минерализацией в слюдитях, а более качественные – приурочены к местам развития слюдистых карбонатных жил и брекчий. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация с кондиционными содержаниями молибдена и меди размещается на периферии урановорудных тел или вне их: на расстоянии в сотни метров по простираению. Минеральный состав руд – настуран, парагуанахуатит, клаусталит, платинит, браннерит, самородное золото, сульфиды. В контурах 2-й, 3-й, 4-й залежей широко развит сульфидный тип оруденения. В 4-й залежи в альбититах вскрыта барит-кальцитовая жила мощностью 0,5 м с высокими содержаниями Pd – 11 г/т, Au – 2 г/т, Ag – 8 г/т, Mo и Bi – 0,01%, Cu, Co – 0,3%. В некоторых телах (3-я залежь) присутствует уран-марганцевая минерализация в подошве алевролитов (Mn – 20, U – 1, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 2, Ba – 3, Ti – 0,7%).

*Южно-Космозерское рудопроявление* размещается в пределах рудной зоны, прослеженной вдоль ядра и западного крыла Восточно-Космозерской антиклинали. Урановые проявления здесь приурочены к тектонизированным алевролитам на крыльях антиклинали и тектонитам осевого разлома. Мощность рудной зоны достигает 0,5 м.

*Рудопроявление Великая Губа* расположено южнее месторождения Космозеро в Великогубской антиклинали. Кондиционное урановое оруденение оконтурено в виде трех конформных рудных залежей (Центральная I, Центральная II, Восточная), локализованных в осевой части складки.

В целом впервые выделенный новый формационный падминский тип (подтип) с комплексным существенно ванадиевым оруденением на МПГ и золото практически не оценен. Большинство

рудопроявлений, за исключением падминской группы, изучавшихся как урановые объекты, не охарактеризованы на весь спектр рудных элементов, в т. ч. и на Pt, Pd и Au. Учитывая весьма вероятное наличие площадной (по зонам СРД), а также вертикальной и латеральной зональностей ведущими здесь могут быть и другие элементы – МПГ, Cu, Mo, V, Zn. В частности, известное мелкое месторождение меди Воронов бор с запасами 4,9 тыс. т расположено в Святухинско-Космозерской зоне СРД, что позволяет рассчитывать на возможность обнаружения самостоятельных месторождений МПГ, в то время как в падминской группе платиноиды являются сопутствующими элементами.

Ресурсы МПГ падминского подтипа оценены только для Онежской впадины и составляют по кат.: P1 – 5,2; P2 – 0,6; P3 – 95 т (табл. 57).

Таблица 57. Прогнозные ресурсы ЭПГ и Au по рудно-формационным типам и рудопроявлениям Карелии  
Table 57. Predicted PGE resources in Karelia's ore formation types and ore occurrences

Подгруппа рудно-формационного типа	Магматические и геологические формации	Геологические объекты	Прогнозные ресурсы, т			
			ЭПГ по категориям			Au
			P1	P2	P3	
<b>А. Собственно платиноидные типы</b>						
Малосульфидная платинометаллическая	Ритмично-расслоенная перидотит-габброноритовая	<b>Бураковский массив</b>	<b>186,0</b>	<b>400,0</b>	<b>312,0</b>	<b>*</b>
		Аганозерский блок	140,0	155,0	31,5	–
		Шалозерский блок	46,0	245,0	102,5	–
		Бураковский блок	–	–	178,0	–
		<b>Олангская группа</b>	<b>72,0</b>	<b>20,0</b>	<b>90,0</b>	<b>3,0</b>
	Луккулайсваара	72,0	20,0	32,0	3,0	
	Ципринга	–	–	28,0	–	
	Кивакка	–	–	30,0	–	
<b>Итого по рудной формации</b>			<b>258,0</b>	<b>420,0</b>	<b>402,0</b>	<b>3,0</b>
Платинометаллическая в углеродистых сланцах	Стратиформная углерод-сульфидная в заонежском горизонте	Уницкий подтип Онежская впадина Пана-Куолаярвинская структура	Перспективы не ясны. Возможно наличие крупных месторождений. Оценка в 500 т кат. P3 (Савицкий, 1996) не обоснована			
<b>Итого собственно платиноидный тип</b>			<b>258,0</b>	<b>420,0</b>	<b>402,0</b>	<b>3,0</b>
<b>Б. Типы с сопутствующей платинометаллической минерализацией</b>						
Платиноидно-содержащая хромитовая	Ритмично-расслоенная перидотит габброноритовая	<b>Бураковский:</b>	–	<b>10,0</b>	<b>110,0</b>	<b>*</b>
		горизонты ГХГ	–	10,0	95,0	–
		хромититы УЗ	–	–	5,0	–
	Сг-перидотиты ГНЗ	–	–	10,0	–	
	Гипербазитовая дифференц.	Рыбозеро (с-36, 5р, 9)	–	–	–	–
<b>Итого по рудной формации</b>			–	<b>10,0</b>	<b>110,0</b>	<b>*</b>
Платиноидно-содержащая титаномагнетитовая с ванадием	Трапповая толеит-базальтовая дифференц. базитовая субформация	<b>Стратиформные гор.</b>	<b>191,9</b>	<b>425,0</b>	–	<b>285,0</b>
		Пудожгорское	191,9	–	–	102,0
		Тубозерское	–	198,4	–	66,0
		Койкарско-Святнаволоцкое	–	226,6	–	117,0
	Щелочно-ультраосновная	<b>Тикше-Ельтьозерский комплекс:</b>	–	–	<b>40,0</b>	<b>9,0</b>
	Тикш. уч. Восточный	–	–	22,0	6,0	
	Ельть. В. и З. руд. поле	–	–	18,0	3,0	
	Ритмично-расслоенная и дифференц. базит-гипербазитовая	Бураковский Кааламо	Перспективы не ясны			
		Палаярвинский	–	4,0	10,0	1,0
		Травяная губа	–	–	–	–
<b>Итого по рудной формации</b>			<b>191,9</b>	<b>429,0</b>	<b>50,0</b>	<b>295,0</b>
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Дифференцированная гипербазитовая, базит-гипербазитовая	<b>Интрузивный тип в т. ч.</b>	<b>1,55</b>	<b>9,6</b>	<b>3,0</b>	–
		Лебяжинское	0,85	4,6	–	–
		Восточно-Вожминское	0,7	2,0	2,0	–
		Светлозерское	–	3,0	–	–
		Рыбозерское	–	–	1,0	–
		<b>Коматиитовый тип:</b>	–	<b>1,4</b>	–	–
		Золотопорожское	–	0,25	–	–
	Лещевское	–	0,15	–	–	
	Западно-Рыбозерское	–	–	–	–	
	Хаутаваарское	–	1,0	–	–	

Окончание табл. 57

Подгруппа рудноформационного типа	Магматические и геологические формации	Геологические объекты	Прогнозные ресурсы, т			
			ЭПГ по категориям			Au
			P1	P2	P3	
<b>Итого по рудной формации</b>			<b>2,0</b>	<b>11,0</b>	<b>3,0</b>	<b>–</b>
Платиноидно-содержащая Су-Мо-порфир.	Габбро-диорит-гранодиоритовый	Лобаш Ялонвара	<sup>187</sup> Os – 83 кг в молибдените			
			–	–	–	–
Платинополиметалльные в углеродистых сланцах и их метасоматитах	Онежский тип Ураносные ванадиевые альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в высокоуглеродистых вулканогенно-осадочных породах людиковия	<b>Падминский подтип Онежская впадина. Рудопоявления и месторождения (Самойленко, 1994) в т. ч.</b> Ср. Падма Верхняя Падма Весеннее Царевское Космозеро Шульгиновское Пигмозерская СРД Уницкая СРД Потенциальные рудные узлы зон СРД (Савицкий, 1996) Пана-Куоляярвинская структура	<b>5,0</b>	<b>1,0</b>	<b>95,0</b>	<b>70,0</b>
			<b>4,7</b>	<b>1,1</b>	–	<b>4,1</b>
			459 кг Re + <sup>187</sup> Os в молибдените			
			1,42	–	–	1,08
			0,15	–	–	0,12
			0,51	–	–	1,04
			1,27	–	–	0,21
			0,60	–	–	0,38
			0,72	–	–	0,56
			–	0,47	–	0,31
–	–	0,62	0,42			
–	–	–	–			
–	–	95,0	66,0			
			Перспективы не ясны			
<b>Итого по рудной формации</b>			5	1	95	70
			459 кг Re + <sup>187</sup> Os в молибдените			
<b>Всего по объектам с сопутствующей платинометалльной минерализацией</b>			198,9	451,0	253,0	370,0
<b>Всего по Республике Карелия</b>			456,9	871,0	655,0	373,0

*Примечание.* 1 – все итоговые цифры прогнозных ресурсов (графы 4–7) по комплексам, формационным типам и РК округлены; 2 – прогнозные ресурсы золота для расслоенных интрузий (\* – малосульфидный и хромитовый типы) не оценивались ввиду неопределенности генезиса и минерального типа, уровня содержаний Au и ненадежности аналитических данных; 3 – использованы фондовые материалы (Сафронова, Богачев, 1988; Ключин, 1994; Самойленко и др., 1994; Савицкий и др., 1996; Тытык и др., 1997; Гриневич и др., 2000; Крупнейшее месторождение..., 2009).

*Note.* 1 – all values showing total predicted resources (graphs 4–7) for complexes, formation types and LCs are rounded; 2 – predicted gold resources for layered intrusions (\* – low-sulphide and chromite types) were not estimated because of uncertain genesis, mineral type, Au content and unreliable analytical data; 3 – the archives used are (Safronova, Bogachev, 1988; Klyunin, 1994; Samoilenko et al., 1994; Savitsky et al., 1996; Tytyk et al., 1997; Grinevich et al., 2000; The largest deposit..., 2009).

### 2.6.2. Карельский тип

К Карельскому типу, по классификации Д.А. Додина и др. (2000), относятся проявления платиноидной минерализации в углеродистых сланцах позднего архея. Число таких проявлений невелико, все они размещаются в зеленокаменных структурах лопия и относятся к метаморфогенно-черносланцевому типу. Наиболее изученными и значимыми из них являются проявления в Гирвасской структуре Сегозерско-Ведлозерского зеленокаменного пояса – Кивач, Красный ручей, Эльмус (скв. 61), Черное и др. Пространственно они размещены в полосе субмеридионального простиранья длиной свыше 100 км при ширине 1–6 км и локализованы преимущественно в глубоко метаморфизованных, подвергшихся зеленосланцевому метаморфизму и последующей березитизации и лиственитизации осадочно-вулканогенных породах семченской и бергаульской свит верхнего лопия. В разрезе преобладают графитсодержащие слюдистые, карбонат-кварц-слюдистые, кварц-хлорит-серицитовые и др. сланцы. На участках проявлений Черное и Кивач, расположенных на границе Гирвасской зеленокаменной структуры и Онежского прогиба, отмечаются также серицит-хлоритовые, хлоритовые и тремолит-серпентин-хлоритовые сланцы, хлоритизированные графит- и сульфидсодержащие биотитовые гнейсы. В березитах и лиственитах широко развиты жилы и прожилки (мощность – псм – 2 м) кварц-сульфидного и кварц-сульфидно-карбонатного состава. Они развиты в полосе шириной 8–15 м, прослеживающейся в субмеридиональном направлении более чем на 5 км (Трофимов и др., 2002).

Платинометалльное оруденение связано с графитсодержащими биотитовыми, кварц-биотитовыми сланцами, жилами и прожилками кварц-сульфидного, кварц-сульфидно-карбонатного состава. Пространственная локализация платинометалльных рудных объектов контролируется зонами разрывных нарушений субмеридионального простирания, сопровождающихся многочисленными тектоническими швами, сложенными катаклазитами, интенсивно рассланцованными породами и реже милонитами.

Рудные тела в их пределах имеют преимущественно линзообразную морфологию (длина –  $n10$ – $n100$  м, мощность – 1–6 м). Платинометалльное оруденение приурочено к участкам прожилковой, прожилково-вкрапленной и гнездово-вкрапленной сульфидизации. Рудная минерализация представлена пиритом, в котором зафиксировано присутствие легких платиноидов и золота, халькопиритом, пирротинном, реже галенитом, сфалеритом, пентландитом, молибденитом, висмутином. Минералогическими анализами весьма ограниченного числа проб собственных минералов платины и палладия не установлено. Вероятно, они присутствуют в субмикронных выделениях. Сумма МПГ в рудных телах варьирует от 0,5 г/т до 4,5 г/т, при  $Pt/Pd=0,3$ – $0,8$ . Концентрации золота составляют 0,8–2,5 г/т (в единичных анализах – 17,3 г/т), Ag (15–170 г/т). В ряде случаев отмечаются незначительно повышенные содержания висмута, мышьяка, теллура и бора. Наиболее относительно обогащенные МПГ рудные сечения связаны с кварц-сульфидными, кварц-сульфидно-карбонатными штокверками среди графитсодержащих биотит-слюдистых сланцев. (Трофимов и др., 2002).

К настоящему времени наиболее перспективным представляется находящееся в начальной стадии изучения проявление Черное, для которого по трем бороздовым пробам черных сланцев установлено среднее содержание МПГ 1,28 г/т, золота – 2,45 г/т на мощность 2,7 м (при  $Pd/Pt=1$ ), что характеризует рудные объекты рассматриваемого типа по существу как комплексные благороднометалльные с доминированием золота. Однако наличие аномальных концентраций МПГ совместно с золотом или без него может быть отражением проявленной геохимической зональности в протяженных рудных зонах и вследствие этого предопределяет реальную возможность обнаружения здесь на других глубинных срезах собственно платинометалльных рудных объектов в связи с углеродистыми сланцами лопия (Трофимов и др., 2002).

### **2.6.3. Платиносодержащая золоторудная (полигенная в метасоматитах) формация**

Платиносодержащая золоторудная (полигенная в метасоматитах) формация объединяет рудопроявления, геохимические аномалии и пункты минерализации, относящиеся, вероятно, к трем различным классам – эндогенным, полигенным и экзогенным. Рудопроявления и пункты минерализации, относящиеся к данной формации, изучены крайне недостаточно.

Общим для них является то, что их первичное происхождение (экзогенное – палеороссыпи, конгломераты, коры выветривания, эндогенное – вулканогенно-осадочное и др.) затушевывается наложением более поздних (местами неоднократных) метаморфо-метасоматических, гидротермально-метасоматических, тектоно-термальных и др. процессов, делая по сути неразрешимой задачей определение доли металлогенического вклада каждого из этих факторов в совокупный рудный потенциал. Соответственно в эту формацию попадают содержащие благороднометалльную минерализацию конгломераты (Риговаракка, Черный Наволок), тектониты (Черное, Семчь, р. Вичка, Кивач), жильные штокверки в межформационных зонах (Западно-Прионежская площадь), метасоматически измененные черные сланцы (оз. Кивач, Немино, Верх. Пигмозеро) и колчеданные руды (Красный ручей и др.).

Все они, будучи комплексными и полигенными, отражают прежде всего золото-палладиевую специализацию Карельской металлогенической субпровинции, или в ее составе отдельных зон, или рудных районов. Имеющейся геологической информации и данных о содержаниях Au и МПГ для этих рудных объектов пока недостаточно для их более детальной рудно-формационной систематизации. Вследствие этого они и рассматриваются в составе одной рудной формации – полигенной золото- и платиноидносодержащей.

## ГЛАВА 3

### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЛАТИНОНОСНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Месторождения и крупные перспективные проявления МПГ в пределах Карелии и всего Фенноскандинавского щита в целом известны только в связи с протерозойскими эпохами рудообразования. В архейских комплексах щита к настоящему времени известно и то, преимущественно в Карелии, незначительное число мелких МПГ-содержащих сульфидных медно-никелевых месторождений (Трофимов и др., 2002) и проявлений, а также крайне слабо изученных рудопроявлений и пунктов минерализации МПГ, большинство из которых в генетическом аспекте, по-видимому, являются полигенными. Их первичное происхождение, так же, как и прогнозно-металлогеническая оценка, вследствие проявления ремобилизующих, реювенирующих и др. процессов (часто многократных), трудно поддаются реконструкции и определению. По состоянию изученности условно они подразделяются на три группы рудопроявлений с преимущественно комплексной рудной нагрузкой (МПГ, Au, Ag±U), отличия которых, вероятно, обусловлены разной изначальной формационно-генетической принадлежностью. Одна группа ассоциируется с колчеданным оруденением и черносланцевыми толщами и, видимо, является первично вулканогенно-осадочной (вулканогенно-гидротермальной?) по генезису, но впоследствии испытавшей метаморфо-метасоматические и гидротермально-метасоматические преобразования различной природы и возраста (региональный метаморфизм и воздействие гранитоидов в архее, тектоно-термальная и метасоматическая проработка в протерозое и др.). Другая – представляет собой, вероятно, сильно переработанные (метаморфизм, метасоматоз, тектоническая дезинтеграция и др.) рудоносные мафит-ультрамафитовые интрузии, включая и расслоенные интрузивные комплексы, единичные массивы которых выявлены и продактированы в последние годы (Пожиленко, 2009). Третья – относится к хорошо известному на других докембрийских щитах (Камбалда, Унгава), но слабо проявленному на Фенноскандинавском, МПГ-содержащему медно-никелевому типу оруденения в коматиитах.

#### 3.1. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ АРХЕЯ

*Полигенные платинометалльные концентрации, пространственно ассоциирующиеся с колчеданным оруденением и черносланцевыми толщами*, по уровню содержаний ( $\Sigma\text{МПГ} < 1$  г/т) в большинстве своем, за редким исключением, относятся к пунктам минерализации или геохимическим аномалиям (Леонтьев и др., 2003). Они известны практически во всех зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита (Гавриленко, 2003) и систематизированы для Карельского региона в соответствующем кадастре (Трофимов и др., 2002).

*Рудопроявление «Черное»* расположено в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменно-го пояса в лопийских графитсодержащих биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсах и кварц-серицитовых сланцах. Оруденение приурочено к субмеридиональной зоне рассланцевания и милонитизации мощностью 5–10 м, разделяющей лопийские и ятулийские отложения. Благороднометалльная минерализация, представленная сульфидами свинца, серебра висмута, сосредоточена в окварцованных милонитовых швах мощностью 0,1–1 м, слагая серию линз протяженностью 2–4 м, прослеженных по простиранию на 25 м и глубину 90 м (Поликарпов, 1991). Максимальные содержания благородных металлов на рудопроявление составляют, г/т: Pt – 1,34, Pd – 1,23, Au – 2,45, Ag – 20. Кроме этого, в рудах установлены высокие концентрации U (до 2,5%) и Pb (0,04%).

В сходной геологической позиции в этом же зеленокаменном поясе находится *пункт минерализации «скв. 61»*, представляющий собой зону рассланцевания и брекчирования северо-западного простирания мощностью до 3 м и протяженностью 1,1 км, контролируемую серией взбросов и взбросо-надвигов аналогичного простирания. Рудная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит) с содержаниями, г/т: Pt – до 0,58, Pd – 0,005, Au – 0,008 отмечается в локальных зонах березитизации, окварцевания и карбонатизации (Афанасьева и др., 1997).

*Рудопроявление Вичка* расположено в западном обрамлении Онежской впадины в графитсодержащих кварц-биотитовых и амфиболовых сланцах семчереченской свиты верхнего лопия в субмери-

диональной тектонической зоне их контакта с ятулийскими терригенными образованиями. Рудная минерализация (Pt- и Au-содержащий пирит, пирротин, Pd-содержащий халькопирит, золото самородное) приурочена к согласному с зонами рассланцевания линейному жильному штокверку, мощностью 5–15 м и протяженностью 100–150 м. Кварц-сульфидные жилы и прожилки мощностью до 10 см окружены в зависимости от исходной литологии вмещающих пород ореолами лиственитизации или березитизации. По данным А.М. Ахмедова, содержание золота в них достигает, г/т, 17,3, Pt – 0,3, Pd – 0,7.

*Рудопоявление Кивач* приурочено к крутопадающим швам катаклазитов мощностью 0,5–6,0 м в верхней части разреза лопийских углеродсодержащих толщ пестрого состава (биотитовые и амфиболовые парагнейсы с магнетитовой и колчеданной минерализацией) Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Золото самородное, Ni- и Au-содержащий пирит, теллуриды и висмутиды Au, Pt, Pd совместно с галенитом, сфалеритом, пентландитом, арсенопиритом и турмалином тяготеют к участкам развития жильных метасоматитов березит-лиственитового ряда. Максимальные содержания полезных компонентов на рудопоявлении достигают, г/т: Au – 3,5–5,4 на мощность 0,3–1,5 м, 11,2 – в штуфной пробе, Pt – 1,8, Pd – 2,6, Ag – 70; сопутствующих, %: Bi – 0,06, Te – 0,01, As – 0,01, Pb – 0,02, Cu – 0,1 (Савицкий и др., 1990).

*Рудопоявление «Новые Пески»* расположено в экзоконтакте Улялегского массива рапакиви в актинолит-хлорит-кварц-эпидотовых метасоматитах по ороговикованным плагиоамфиболовым сланцам шотозерской свиты нижнего лопия. Два рудных тела, отличающиеся элементами залегания (простираение – север-северо-западное, северо-восточное; падение – 80–90°, 30–40°) и варьирующие по мощности 0,2–2,2 м и протяженности – до 200 м, содержат богатую арсенопирит (3–15%)-пиритовую (30–50%)±сфалерит минерализацию вкрапленной, прожилково-вкрапленной и полосчатой текстуры. Среднее содержание золота по 7 бороздовым пробам составляет, г/т, – 10, Pt – 0,11, Pd – 1,01 (Сиваев, Горошко, 1988; Дерюгин, 1989).

Рудопоявления золота и МПГ в Беломорском подвижном поясе, относящиеся, вероятно, к рассматриваемому типу благороднометалльного оруденения, но испытывавшему интенсивные преобразования свекофеннского времени, известны на побережье Белого моря с начала прошлого века (Гинсбург, 1921), а впоследствии были выявлены и в других его частях (Ахмедов и др., 2001а; Ручьев, 2002; Петров и др., 2007). Доля Au в балансе благородных металлов на этих проявлениях значительно превышает 50%, и вследствие этого они будут рассмотрены в разделе, посвященном золоту.

На Кольском полуострове незначительные и малоисследованные платинометалльные концентрации, пространственно ассоциирующиеся с колчеданным оруденением и черносланцевыми толщами архейского возраста, известны в Южно-Варзугской, Вешьяурской и Нотозерской зонах – рудопоявления Ворговый, Фомкин ручей, Горелый бор и др. (Гавриленко, 2003).

***Полигенно-полихронное оруденение в сильно переработанных (метаморфизм, метасоматоз, тектоническая дезинтеграция и др.) изначально рудоносных мафит-ультрамафитовых интрузивах, включая и расслоенные.***

Известные рудопоявления данного типа рассматриваются в составе Климовского рудного узла (Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009), характеризующегося широким распространением горизонтов с комплексным золото- и МПГ-содержащим оруденением с суммарными прогнозными ресурсами категории P1+P2: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т (более детальная характеристика в гл. 4).

***МПГ- и золотосодержащий сульфидный медно-никелевый коматиитовый тип оруденения*** по состоянию изученности известен в зеленокаменных поясах Финляндии и Карелии. Представлен он мелкими, не имеющими промышленного значения рудопоявлениями. В Карелии это Золотопорожское, Лещевское, Западно-Рыбозерское и самое крупное из них Хаутаваарское (P2 – 1 т, Pt – 0,21, Pd – 1,65 г/т), характеризующиеся к тому же низкими содержаниями Cu и Ni (<0,5%).

В Финляндии мелкие платиноносные никелевые рудопоявления в коматиитах и коматиит-базальтах были открыты в архейских зеленокаменных поясах восточной Финляндии (Ваара, Хиетахярью, Пеура-Ахо и Кауниинлампи). Наиболее значимым из них является проявление Пеура-Ахо в архейском зеленокаменном поясе Суомуссалми. МПГ-содержащее сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к линзе массивных коматиитовых metabазальтов серпентин-хлорит-тремолитового состава с размерами 100x300 м. В наилучших пересечениях по результатам бурения содержания  $\Sigma$ МПГ+Au составляют 3,5 г/т на мощность 5 м и Ni – 0,95–2,22% на мощность 5–12,7 м (Шјина, 2009).

## 3.2. ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ПРОТЕРОЗОЯ

### 3.2.1. Кольский полуостров

К настоящему времени на Кольском полуострове известно около 10 экономически значимых платинометалльных рудных объектов в расслоенных магматических комплексах (Федорово-Панском, Мончегорском, г. Генеральской, Имандровском и др.), несколько МПГ-содержащих сульфидных медно-никелевых, связанных с толеитовыми интрузиями Печенги, единичные проявления в дифференцированных интрузивах перидотит-габброноритовой формации (Ковдозерское) и значительное число пунктов благороднометалльной минерализации в метакоматиитах и углеродсодержащих сланцах (Митрофанов и др., 1994; Гавриленко, 2003 и др.) (рис. 57). Наиболее крупными из них с утвержденными запасами  $\Sigma$ МПГ  $n100$  т являются месторождения Федорово-Панского и Мончегорского расслоенных массивов протерозойского возраста (2,45–2,5 млрд лет) (Митрофанов, 2009).

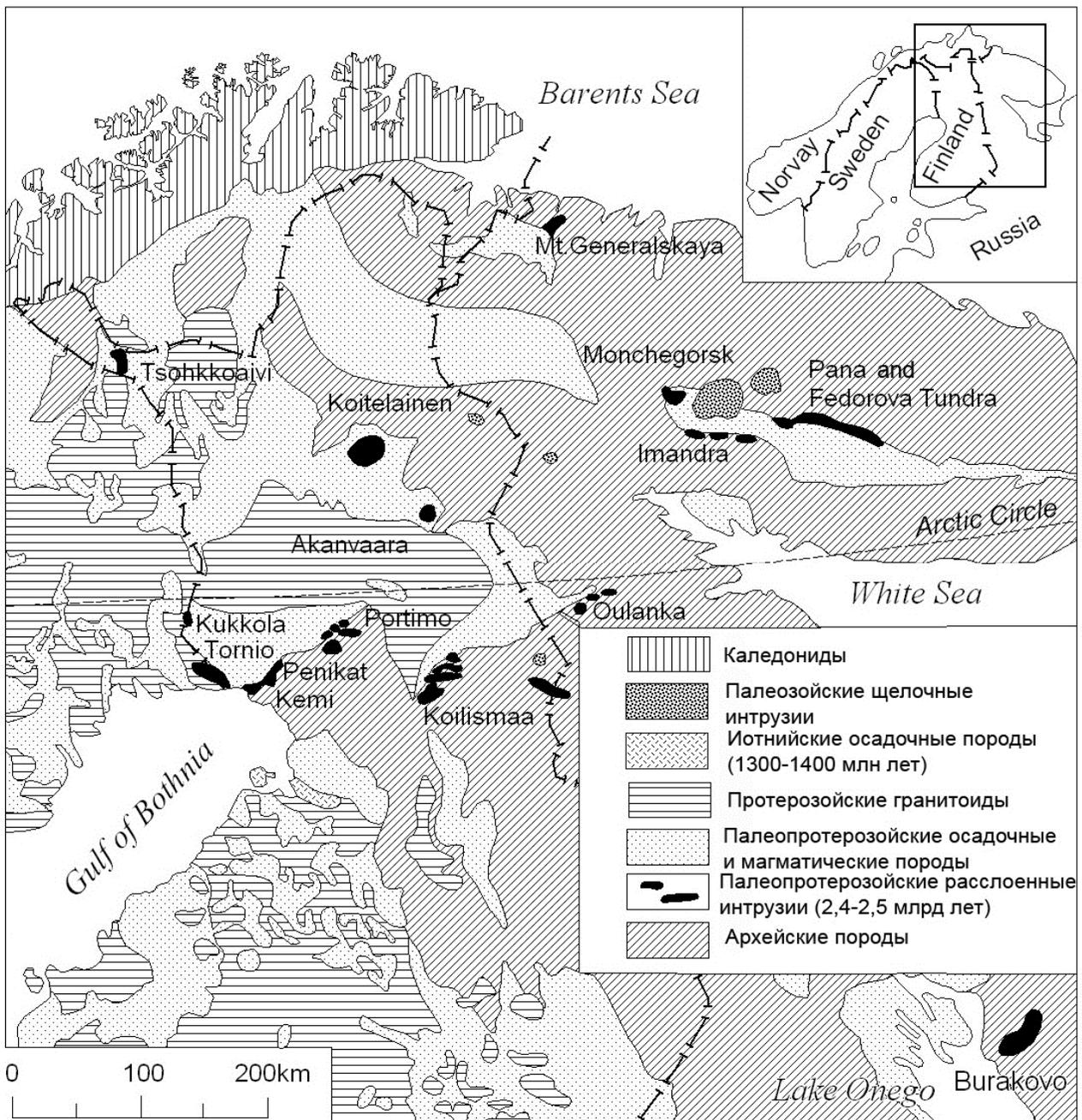
**Федорово-Панский массив**, относящийся к формации расслоенных базит-гипербазитов раннепротерозойского возраста, расположен в центральной части Кольского полуострова и хорошо выделяется по аэромагнитным данным. Он имеет плитообразную форму, вытянутую в северо-западном направлении при ширине до 6–7 км на расстояние более 90 км. Массив приурочен к северному обрамлению Имандра-Варзугской протерозойской палеорифтогенной структуры между гранитоиднейсами и щелочными гранитами архейского фундамента и перекрывающими его вулканогенно-осадочными породами протерозоя. Зонами поперечных разломов он разделен на три существенно отличающихся по строению крупных блока, возможно, соответствующих трем магматическим камерам, – Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский (рис. 58). По геофизическим данным массив, сложенный преимущественно габброноритами, погружается ( $\sim 40$ – $70^\circ$ ) на юго-запад, распространяясь на глубину 4–5 км.

**Федоровский блок** лополитообразной формы сложен преимущественно (в порядке убывания) габброноритами, норитами, габбро с прослоями анортозитов, плагиопироксенитами. В его приподожвенной части залегают такситовые габбронориты, сменяющиеся выше по разрезу зонной норитов и плагиопироксенитов общей мощностью  $\sim 200$  м. Малосульфидное оруденение (2–5% объема породы) с повышенным содержанием ( $>1$  г/т) ЭПГ отмечается в придонной части блока (Schissel et al., 2002). Содержание сульфидов возрастает в породах с пегматоидной или такситовой текстурой. По результатам опробования на МПГ выделяются две рудные залежи – Верхняя и Нижняя. Первая из них мощностью 8,4–86,7 м (средняя 35,9 м) прослеживается на 3,5 км по простиранию и на 200–300 м в глубину. Среднее содержание  $\Sigma$ ЭПГ+Au в ней равно 1,84 г/т, Ni – 0,08%, Cu – 0,14%; Pd/Pt=4,33; Ni/Cu=0,57. Максимальные содержания сульфидов и  $\Sigma$ ЭПГ+Au приурочены к средней части разреза рудной залежи, в лейкократовых габброидах. Нижняя рудная залежь мощностью 6–42 м отделяется от верхней 10–20-метровым слоем пустых пород. Содержание сульфидов в ней в 1,5–2 раза выше, чем в Верхней залежи. Нижняя рудная залежь при бортовом содержании  $\Sigma$ ЭПГ+Au=2 г/т состоит из шести линз мощностью 1,8–5,6 м со средним содержанием  $\Sigma$ ЭПГ+Au – 3,28 г/т, Ni – 0,16%; Cu – 0,23%; Pd/Pt – 4,71, Ni/Cu – 0,70 (Schissel et al., 2002).

В рудах Федоровского блока установлено 42 минерала МПГ и  $>50$  неопределенных точно МПГ-содержащих минеральных фаз, среди которых преобладают висмутотеллуриды Pd и Pt (меренскиит, мончеит, котульскит, мишнерит), а также арсениды (сперрилит) и сульфиды (брэггит) (Балабин и др., 1998).

Запасы МПГ в Федоровском блоке составляют  $\sim 200$  т (Митрофанов, 2009).

**Западно-Панский блок** – наиболее мощная ( $\sim 4$  км) часть Федорово-Панского массива, отделенный от Федоровского блока зоной Цагинского разлома, сложен преимущественно средне-мелкозернистыми мезократовыми габброноритами, сменяемыми в верхней части разреза оливиновыми габброноритами, переслаивающимися с троктолитами и анортозитами. Наиболее характерной особенностью строения этого блока является наличие двух расслоенных горизонтов – верхнего (ВРГ) и нижнего (НРГ), образованных тонким чередованием габброноритов, норитов, лейкократовых габбро, анортозитов и плагиопироксенитов (Митрофанов, 2009). В этих горизонтах отмечаются малосульфидные платиноносные рифы.



**Рис. 57.** Схема расположения протерозойских расслоенных интрузивных комплексов на территории Финляндии и России (Карело-Кольский регион) (по: GSF Финляндии)

**Fig. 57.** Scheme showing the distribution of Proterozoic layered intrusive complexes in Finland and Russia (Karelia-Kola region) (after GSF Finland)

Нижний (северный) платиноносный риф в НРГ, получивший название месторождения Киевей (Корчагин и др., 2009), мощностью 1–15 м, представляющий собой согласную с расслоенностью пород сульфидоносную зону, прослеживается по простиранию более 16 км. Он приурочен к средней части НРГ. В пределах рифа выделяются Основное и Верхнее рудные тела и несколько рудных линз. Основное рудное тело, заключающее 80% подсчитанных запасов, на всем протяжении (9700 м по простиранию) характеризуется достаточно выдержанными параметрами. При бортовом содержании  $\sum \text{ЭПГ Au} = 1 \text{ г/т}$  и средней мощности 1,1–2,1 м средние содержания

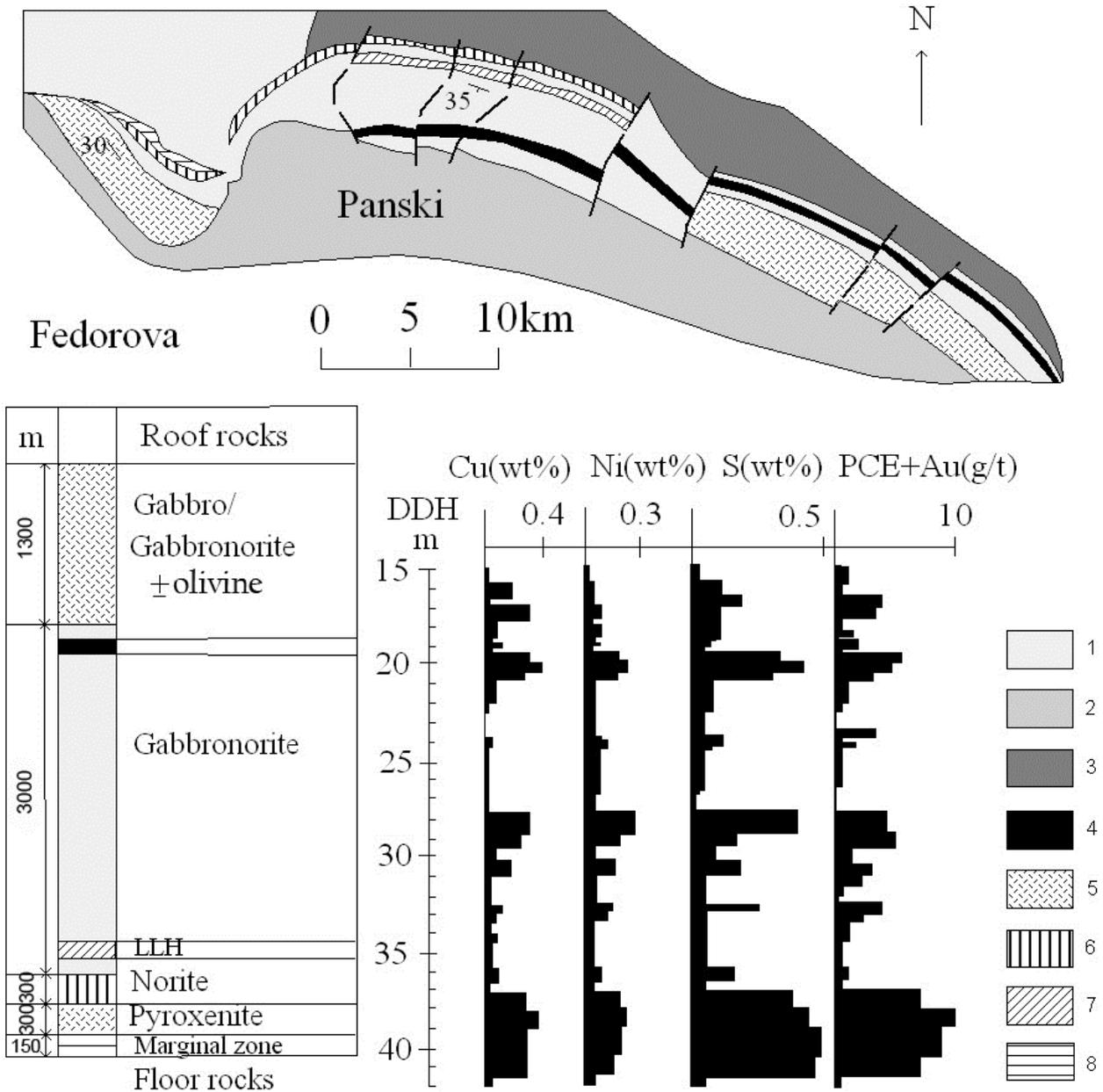


Рис. 58. Геологическая карта-схема Федорово-Панского интрузивного комплекса (Balabonin et al., 1994)

Fig. 58. Geological sketch map of the Fedorovo-Pansky intrusive complex (Balabonin et al., 1994)

$\Sigma$ ЭПГ+Au изменяются в пределах 3,09–4,23 г/т, Pd/Pt=8,28, Ni – 0,12–0,16%, Cu – 0,16–0,19%, Ni/Cu=0,9. В отдельных пробах содержание ЭПГ+Au достигает 21 г/т. Содержание сульфидов (пентландит-халькопирит-пирротин) в рудах не превышает 2,0%, а наиболее распространенными минералами благородных металлов в них являются висмутотеллуриды и арсениды Pd и Pt (котульскит, меренскиит, мончеит, брэггит и др.). Размер их выделений – от долей до n100 мкм (в среднем – 9 мкм).

Сульфидное и благороднометалльное оруденение в Верхнем расслоенном горизонте (ВРГ) образуют Южный платиноносный риф, представляющий собой анортозитовые тела среди габброноритов. Мощность рудоносных пород изменяется от 0,6 до 3,3 м, а содержание  $\Sigma$ ЭПГ+Au – от 1,3 до 41,5 г/т, Pd/Pt=10,15. Среднее содержание Ni – 0,11%; Cu – 0,20%, Ni/Cu=0,7. В элювиальных глыбах, трассирующих рудоносную зону, содержание  $\Sigma$ ЭПГ+Au колеблется в пределах 24–26 г/т.

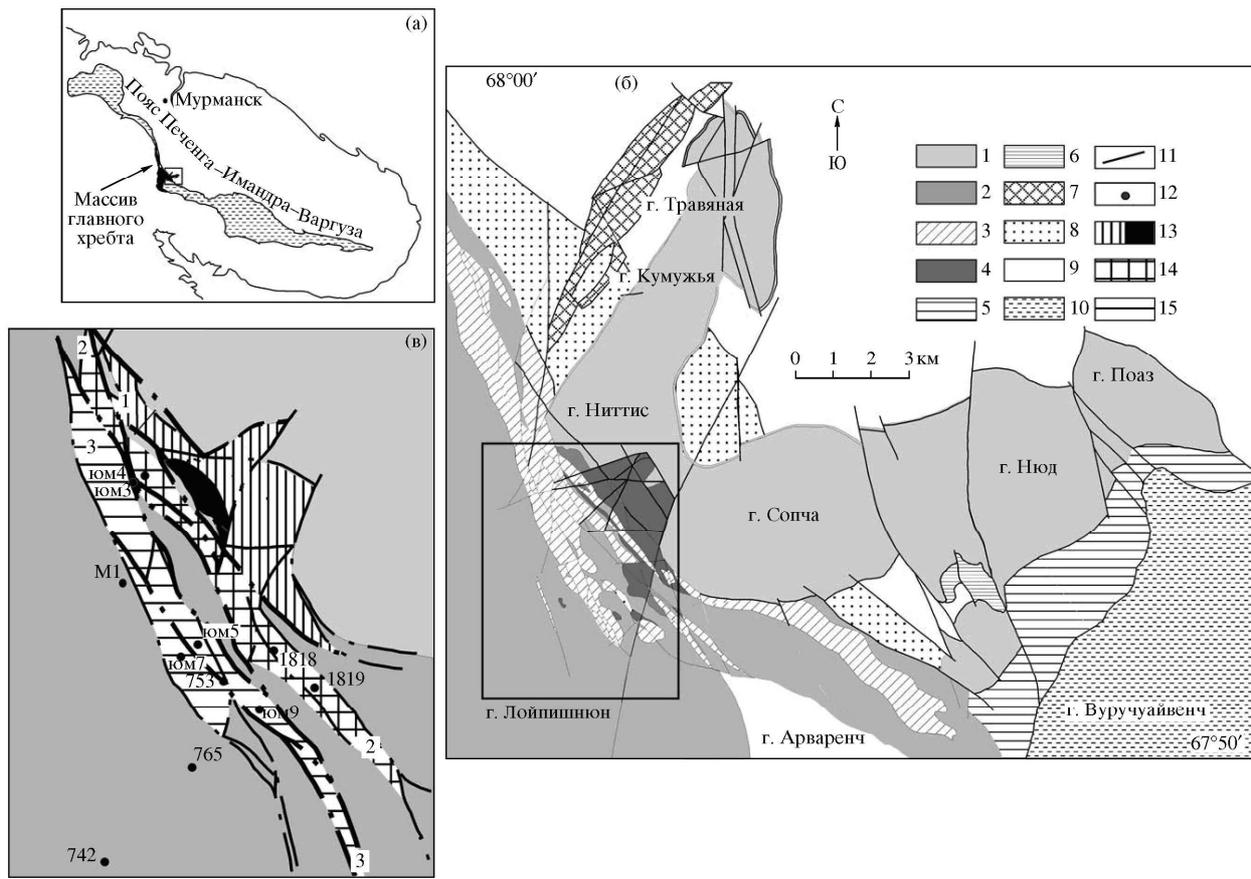
*Восточно-Панский блок* имеет протяженность более 40 км и мощность до 3,5 км. Отличительными чертами его геологического строения являются неоднородное строение по латерали, присутствии пижонитовых габброноритов в нижней части разреза и преобладающее распространение габбро, в т. ч. лейкогаббро и анортозитов и их пегматоидных разновидностей, в средней и верхней частях разреза.

МПП-минерализация установлена на нескольких уровнях в сульфидоносных (пентландит-халькопирит-пирротин) горизонтах переслаивания габброноритов, оливинных габброноритов, лейкогаббро и анортозитов габброноритовой части разреза данного блока на всем его протяжении. Мощность рудоносных горизонтов составляет 1–3 м. На участке Чуарвы работами ОАО «Пана» и ООО «Кольская горно-геологическая компания» в 200–250 м выше по разрезу от подошвы интрузива выявлено и оценено месторождение МПП Восточное Чуарвы (Корчагин и др., 2009), основными полезными компонентами руд которого являются (в порядке убывания их экономической значимости) палладий, никель, платина, медь, золото, родий. Рудные тела мощностью 0,4–6,48 м, залегая в целом согласно с расслоенностью пород массива, приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами никеля и меди (халькопирит-пирротин-пентландит, халькопирит-борнит-миллерит). Среднее содержание  $\Sigma$ ЭПГ+Au варьирует от 2,03 до 10,7 г/т, Pd/Pt – 1,2–8,2, Ni – 0,08–0,25%, Cu – 0,08–0,39%, Ni/Cu – 0,23–1,4. На месторождении установлено около 60 рудных минералов, более половины из которых минералы МПП и золота. Платинометалльная минерализация представлена, главным образом, висмутотеллуридами и арсенидами Pd и Pt с доминантой котульскита, меренскиита, мончеита, висоцкита, бреггита и сперрилита. Кроме этого, одним из главных концентраторов Pd в рудах является пентландит, содержащий его в среднем 1800 г/т, что в общем балансе этого металла определяет долю «пентландитового» Pd в количестве 30–50% (Субботин и др., 2000; Корчагин и др., 2009).

Таким образом, в Федорово-Панском массиве платинометалльное оруденение представлено двумя типами (Митрофанов, 2009). Мощные рудные залежи (в среднем 40 м) в приподошвенной части массива со средними содержаниями  $\Sigma$ Pt, Pd, Rh, Au 2–3 г/т и Pd/Pt – ~4,5, сопоставимы с Платрифом (Южная Африка), месторождениями Лак-дез-Иль (Канада) и Контиярви и Ахмаваара (Финляндия). Другой тип в маломощных (до 3 м) крутопадающих рифах со средним содержанием  $\Sigma$ Pt, Pd, Rh, Au >3–4 г/т и Pd/Pt >8 сходен с рифом Меренского, J-M рифом Стиллуотера, SK рифом месторождения Наркус в Финляндии. Балансовые запасы платиноидов на месторождении Федорова Тундра составляют 348 т с содержанием МПП – 1,37 г/т (О состоянии..., 2010).

**Мончегорский плутон** (2493±7 млн лет) площадью ~55 км<sup>2</sup> – типичный расслоенный массив (рис. 59), относящийся к перидотит-пироксенит-габброноритовой формации и рассматриваемый как один из перспективных благороднометалльных объектов Кольской платиноносной провинции (Митрофанов и др., 1994), сформированной 2504–2493 млн лет назад. В своем строении он подразделяется на две ветви (массивы) – субмеридиональную (НКТ) и субширотную (Сопча-Нюд-Поаз). Благородные металлы, а также Te и Se извлекались попутно при добыче Cu-Ni-Co руд в массивах НКТ и Сопча, выработанных к середине 70-х годов прошлого столетия (Медно-никелевые..., 1985). В настоящее время перспективное платинометалльное оруденение в Мончегорском плутоне известно в бедных сульфидных медно-никелевых рудах месторождений Вуручуайвенч и Пласт-330 и в хромитовых рудах Сопчезерского месторождения (Гавриленко, 2003).

Характерной особенностью рудных горизонтов Мончегорского плутона является тесная парагенетическая связь платиноидов с сульфидами и «сульфидный» характер благороднометалльного оруденения (Иванченко, Давыдов, 2009). Как правило, в бедных вкрапленных сульфидных рудах с содержаниями Ni и Cu, не превышающими долей процента, концентрация МПП составляет 0,1–0,6 г/т, повышаясь до 1 г/т и более при увеличении содержаниях цветных металлов свыше 1% (месторождение Пласт-330). Исключением является краевая зона плутона, где происходит гидротермально-метасоматическое концентрирование МПП с образованием рифов малосульфидных платинометалльных руд (месторождение Вуручуайвенч). В плагиоклазитах данного месторождения при содержаниях Ni и Cu – 0,1–0,3% отмечается аномальное концентрирование МПП до 2–10 г/т (Иванченко, Давыдов, 2009).



**Рис. 59.** Местонахождение (а), схематическая геологическая карта интрузии Мончетундра и Мончегорского плутона (б), (в) – увел. фрагмент фиг. 59б (Гроховская и др., 2009):

1 – породы Мончегорского плутона; 2, 3 – породы интрузии Мончетундра: 2 – крупнозернистое амфиболизированное габбро и анортозит, 3 – ритмично-расслоенные породы (габбронорит, норит, пироксенит, перидотит, дунит); 4 – чередование дунита, перидотита и хромитита Дунитового блока; 5 – габбронориты массива Вуручайвенч; 6 – породы массива Габбро 10 аномалии; 7 – габбронориты интрузии Кириха; 8 – гибридные диориты зоны контакта; 9 – архейские биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые гнейсы, диорито-гнейсы; 10 – вулканогенно-осадочные породы серии Имандра-Варзуга; 11 – тектонические нарушения; 12 – местоположение опорных скважин; 13–15 – рудные зоны 1–3 (Шолохнев и др., 2003) на фрагменте (в): 13 – дуниты (а) и хромититы (б) зоны 1, 14 – перидотиты, пироксениты и габбронориты зоны 2, 15 – нориты, пироксениты и габбронориты зоны 3

**Fig. 59.** Location (a) and geological sketch map of the Monchetundra intrusion and the Monchegorsk pluton (b), (c) – enlarged fragment of Figure 59b (Grokhovskaya et al., 2009):

1 – Monchegorsk pluton rocks; 2, 3 – Monchetundra intrusion rocks: 2 – coarse-grained amphibolized gabbro and anorthosite, 3 – rhythmically-bedded rocks (gabbronorite, norite, pyroxenite, peridotite and dunite); 4 – alternation of dunite, peridotite and chromitite of the Dunite block; 5 – gabbronorites of the Vuruchuaivench massif; 6 – Gabbro massif rocks, 10 anomaly; 7 – Kirikha intrusion gabbronorites; 8 – hybrid diorites of the contact zone; 9 – Archaean biotite gneiss, garnet-biotite gneiss, amphibole gneiss and diorite-gneiss; 10 – volcanic-sedimentary rocks, Imandra-Varzuga series; 11 – tectonic dislocations; 12 – location of key boreholes; 13–15 – ore zones 1–3 (Sholokhnev et al., 2003) in fragment (c): 13 – dunites (a) and chromitites (b) of zone 1, 14 – peridotites, pyroxenites and gabbronorites of zone 2, 15 – norites, pyroxenites and gabbronorites of zone 3

*Месторождение Вуручайвенч* локализовано в краевой габброноритовой зоне (мощность 300–500 м) одноименного массива, прослеживающейся по результатам бурения на глубину 3 км. Габбронориты подстилаются метадiorитами и сменяются выше по разрезу пачкой мезократовых габброноритов мощностью 200–500 м и «полосчатой зоной» мощностью 200–240 м, представленной (сверху вниз) лейкократовыми кварцевыми габброноритами, чередованием слоев мезократовых габброноритов и плагиоклазитов. В основании «зоны переслаивания» установлен маркирующий горизонт такситовых габброноритов (от среднезернистых до пегматоидных с гнездами голубого кварца), в верхней части которого залегают плагиоклазиты рифа V-I, обогащенные сульфидной вкрапленностью (халькопирит, пирротин с фазами пламеневидного пентландита, миллерит, борнит, зиге-

нит, сфалерит, галенит). Мощность рудных тел в плагиоклазитах составляет (при борте 1 г/т) 5,7–9,0 м, в раздувах – до 24,5 м, содержания МПГ – до 19,2 г/т, Pd/Pt – 1,0–6,4 (Иванченко, Давыдов, 2009). Платинометалльная минерализация представлена теллуридами и висмутидами палладия, сульфидами, станнидами и арсенидами палладия и платины.

*Месторождение Пласт-330* является комплексным медно-никелевым (Ni – 0,46%, Cu – 0,23%) с содержанием МПГ ~1,3 г/т. Сульфидная вкрапленность сконцентрирована в пологозалегающем мульдобразном пластовом теле пироксенитов-бронзититов протяженностью 3300 м, при ширине 1200 м и мощности до 14,8 м.

По мнению (Иванченко, Давыдов, 2009), благороднометалльное оруденение в Мончеплутоне представлено двумя типами – традиционным МПГ-содержащим сульфидным медно-никелевым, сформированным в процессе магматической дифференциации расплава (месторождение Пласт-330), и платинометалльным сульфидным, связанным с поздне- и постмагматическими гидротермально-метасоматическими процессами (месторождение Вуручуайвенч) и являющимся, вероятно, по сути, новым генетическим типом промышленной МПГ-минерализации. Возможным ближайшим мировым аналогом данного типа оруденения является месторождение Лак-дез-Иль в Канаде. При кажущемся сходстве этого оруденения с «малосульфидным норильским типом» генетически это различные образования, отличающиеся морфологией рудных тел, величиной запасов и рудными благороднометалльными парагенезисами.

По предварительным данным, для Мончегорского плутона суммарные запасы МПГ оцениваются в количестве 93,4 т, а прогнозные ресурсы категорий P1+P2 – 472 т (О состоянии..., 2010).

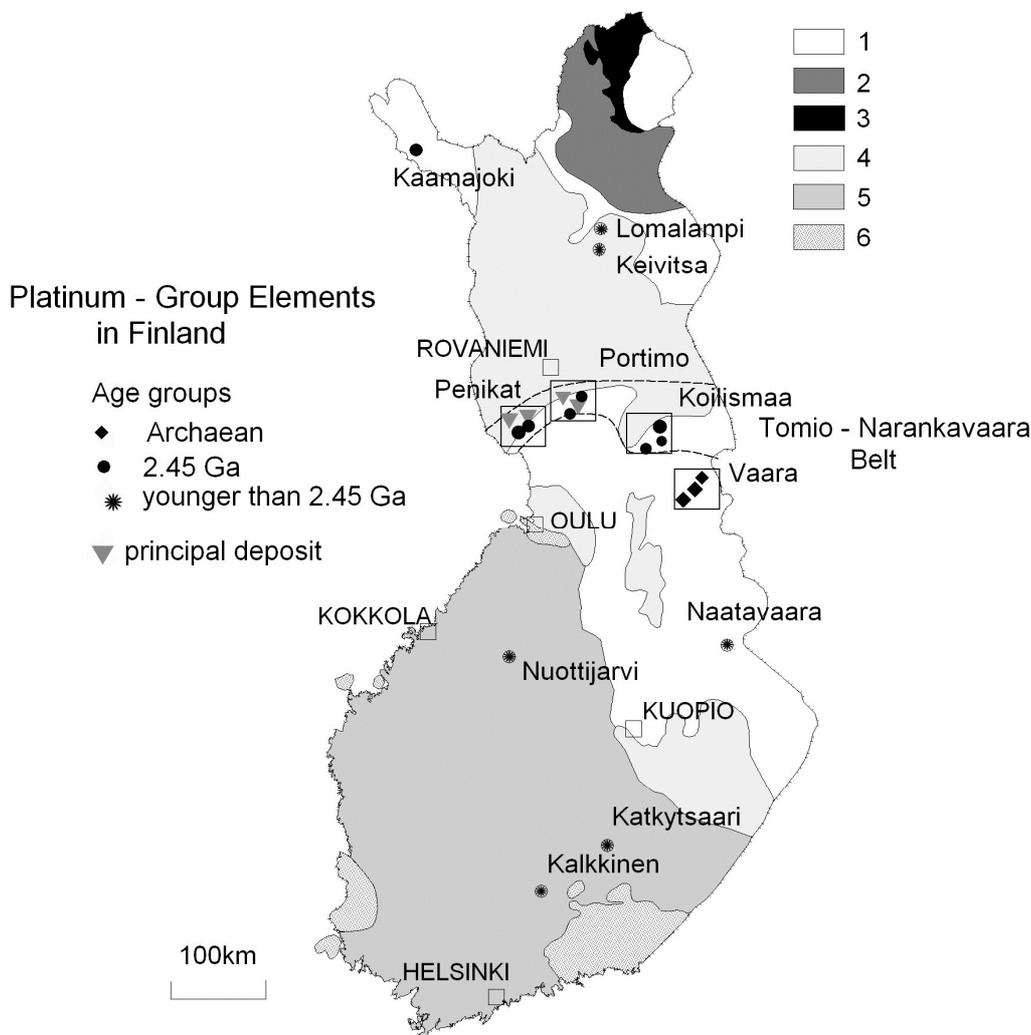
***МПГ-содержащие сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля*** представлены вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, локализованными преимущественно в нижних частях массива в плагиолерцолитах. МПГ, золото и серебро попутно извлекались из руд с момента открытия месторождений финскими геологами в 40-е годы прошлого столетия (Медно-никелевые..., 1999 и др.). Главными рудными минералами являются пирротин, пентландит, халькопирит, иногда кубанит, суммарное количество которых составляет 1–12%, редко достигая 15–20%. Благороднометалльных минералов в рудах насчитывается более 30 (Дистлер, Лапутина, 1981; Яковлев, Пахомовский, 1982; Дистлер и др., 1989 и др.). В основном это самородные металлы и интерметаллиды, сульфиды, теллуриды и висмутотеллуриды, арсениды и сульфоарсениды с доминированием минералов серебра и палладия. Размерность этих минералов – 3–70 мкм, редко до 120–150 мкм. Золото встречается преимущественно в богатых Cu-Ni рудах, образуя мелкие (<10 мкм) пластинчатые, линзовидные и дендритовидные выделения в борните, халькопирите и пирротине. Содержание  $\Sigma$ МПГ в сульфидной фазе печенгских руд обычно составляет 1–3 г/т, достигая максимальных значений (7,5 г/т) в карбонатно-сульфидных шлирах Аллареченского месторождения. Наиболее обогащены платиноидами «медистые» разновидности руд. Для всех типов руд характерно резкое преобладание палладия над платиной (Гавриленко, 2003).

***МПГ-содержащее хромитовое месторождение Сопчезерское*** расположено в юго-западной части Мончегорского плутона (Чашин и др., 1999), локализуясь в верхней части выделяемого здесь дунитового горизонта мощностью около 700 м (Докучаева, 1978). Протяженность пластообразной хромитовой рудной залежи составляет 700 м, ширина – 280 м, мощность 5–35 м. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в рудах варьирует от 10–15 до 40%. В рудах присутствуют сульфиды – пентландит, миллерит, ковеллин, борнит, халькопирит. Из минералов МПГ надежно установлен только лаурит (Grokhovskaya, 1998). Среднее содержания  $\Sigma$ МПГ в хромовых рудах составляет, г/т: 0,7–0,8, Au – 0,03–0,05, Ag – до 4,8 (Гавриленко, 2003). Доля Rh и Ru в балансе МПГ составляет 40%, что, вероятно, свидетельствует о соответствующей благороднометалльной геохимической специализации хромовых руд (Чашин и др., 1999), характерной для всех хромитовых рудных объектов Кольской провинции в целом (Гавриленко, 2003). Ориентировочно запасы МПГ на Сопчезерском месторождении оцениваются в количестве 3–5 т (Гавриленко и др., 1999).

### 3.2.2. Территория Финляндии

В настоящее время на территории Финляндии известно 34 платинометалльных объекта (рис. 60), по 24 из которых подсчитаны запасы и они рассматриваются в ранге месторождений

(Pijina, 2009). Платинометалльное оруденение в них относится к следующим рудно-формационным типам: в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивах (возраст 2,4–2,45 млрд лет); МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в ультрамафитовых интрузиях типа Кейвитса (возраст 1,90–2,05 млрд лет); МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в коматиитах (Ar); МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в офиолитовых комплексах (Оутокумпу).



**Рис. 60.** Схема размещения платинометалльных месторождений Финляндии (Pijina, 2009):

1 – архейский домен; 2 – Лапландский гранулитовый пояс; 3 – Инари комплекс; 4 – Карельский домен; 5 – Свекофинский домен; 6 – граниты рапакиви

**Fig. 60.** Scheme showing the distribution of platinum deposits in Finland (Pijina, 2009):

1 – Archaean domain; 2 – Lapland granulite belt; 3 – Inari complex; 4 – Karelian domain; 5 – Svecokarelian domain; 6 – rapakivi granites

**Платинометалльное оруденение в расслоенных интрузивах** Финляндии представлено характерными для классических расслоенных комплексов типами: платиноносными малосульфидными рифами расслоенных серий, обогащенными МПГ сульфидными скоплениями в нижних частях интрузий и в краевых сериях (контактный тип), «оффсетные» (наложенные) МПГ-содержащие сульфидные концентрации.

Наиболее крупные и перспективные платинометалльные объекты связаны с расслоенными интрузиями, расположенными на севере страны в субширотном палеорифтовом поясе Торнио-Нярянкаваара длиной 300 км (рис. 60), прослеживающемся на территорию Карелии (Олангская группа расслоенных интрузий) (рис. 57).

В интрузиях Наркауз и Пеникат установлены три потенциально крупных платинометалльных месторождения рифового типа, средние содержания  $\Sigma$ МПП и Au в которых достигают 4–9 г/т (табл. 58). Рифы Паасиваара, Сомпуярви и Сиика-Кямя были первыми ЭПГ-содержащими рифами из обнаруженных в начале 1980-х гг. за пределами Южной Африки и шт. Монтана (США). Позднее были открыты рифы Ала-Пеникка в интрузии Пеникат и Рютикангас в интрузии Суханко (Пјина, 2009). Между средними содержаниями МПП в рудах и их запасами на этих месторождениях установлены четкие корреляционные связи (рис. 61), свидетельствующие о наибольшей экономической перспективности большеобъемных месторождений с невысокими (<2 г/т) содержаниями суммы платиноидов и золота.

Таблица 58. Запасы и содержания рудных элементов в крупнейших благороднометалльных месторождениях Финляндии (Пјина, 2009)

Table 58. Ore element reserves and ore element content of Finland's largest noble-metal deposits (Пјина, 2009)

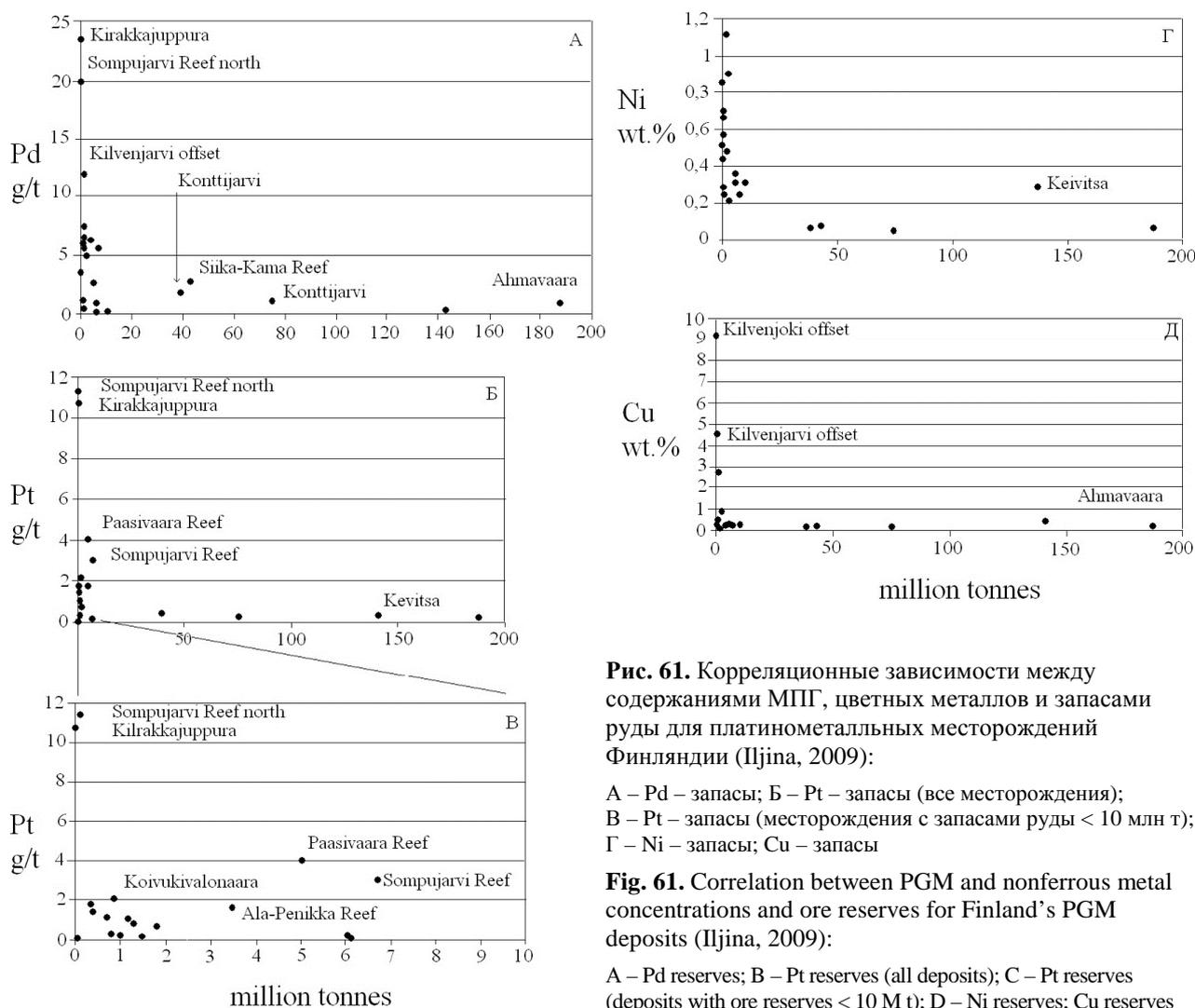
Тип оруденения, месторождения	Содержание рудных элементов в руде						Запасы руды, млн т
	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Au, г/т	Cu, масс. %	Ni, масс. %	
Рифовый тип							
Siika-Kama	0,72	2,70	–	0,11	0,21	0,08	43,1
Sompujarvi	3,08	5,36	0,38	0,10	–	–	6,7
Paasivaara	4,04	2,58	0,08	0,61	0,28		5,0
Контактный тип							
Ahmavaara	0,17	0,82	–	0,10	0,17	0,07	187,8
Konttijarvi	0,27	0,95	–	0,07	0,10	0,05	75,2
Keivitsa*	0,28	0,18	–	0,12	0,42	0,30	141,0

\* Неклассифицированный тип.

\* Unclassified type.

*Интрузия Пеникат* размерами 5x23 км находится северо-восточнее хромитового месторождения Кеми (Halkoaho, 1991). В основании она сложена преимущественно ультрамафитами (1/5 часть всего разреза), сменяемыми выше по разрезу габбровой толщей. Весь разрез интрузии подразделяется на пять мегаритмов, обусловленных последовательными поступлениями магматического расплава основного состава. В нижней и верхней частях четвертого мегаритма залегают обогащенные ЭПГ рифы – Сомпуярви и Паасиваара. Риф Сомпуярви со средней мощностью ~1 м и содержаниями благородных металлов 5–10 г/т прослеживается по всей длине интрузии Пеникат (23 км). Он разрабатывается тестовыми рудниками вблизи его северного окончания в Кираккаюпуре. Протяженность рифа Паасиваара, включенная в его ресурсную оценку, составляет 15 км. Кроме рифового типа, платинометалльное оруденение в интрузиве Пеникат представлено также МПП-содержащим сульфидным, краевой серии. Платинометалльная минерализация в сульфидном (халькопирит-пирротин-пентландитовом) и хромитовом минеральных типах оруденения существенно различается (Halkoaho, 1991). В первом она представлена теллуридами, арсенидами и сульфоарсенидами – изомертитом ( $Pd_{11}As_2Sb_2$ ), котульскитом ( $Pd(Te, Bi)$ ), сперрилитом ( $PtAs_2$ ), меренскитом ( $PdTe_2$ ), стибиопалладинитом ( $Pd_5Sb_2$ ), куперитом ( $PtS$ ), и брэггитом ( $(Pt, Pd, Ni)S$ ). Во втором главным образом интерметаллидами – ферроплатиной ( $PtFe$ ), хонгшитом ( $PtCu$ ), палларстанидом ( $(Pd, Pt)_8(Sn, As, Pb)_3$ ), звягинцевитом ( $Pd_3Pb$ ), реже сульфидами – брэггитом. Между содержаниями МПП и хлора в рудных горизонтах данной интрузии отмечается положительная корреляция (рис. 62).

*Благороднометалльное оруденение комплекса Порtimo* представлено двумя типами – контактовым массивных и вкрапленных сульфидных руд (Cu, Ni) краевой серии и малосульфидным рифовым расслоенных серий (Alarieti, 2008). Наиболее значительные платинометалльные концентрации связаны с неравномерно вкрапленной сульфидной минерализацией (пирротин, халькопирит, пентландит) в перидотитовом горизонте мощностью 10–30 м краевой серии интрузий Ахмаваара, Суханко, Вааралампи, Нииттилампи, Или-Портимоярви и Конттиярви. Средние содержания МПП в рудном горизонте составляют ~2 г/т, максимальные достигают на некоторых участках (Конттиярви, Ахмаваара) 50 г/т. Платинометалльная минерализация представлена преимущественно сперрилитом



**Рис. 61.** Корреляционные зависимости между содержаниями МПГ, цветных металлов и запасами руды для платинометалльных месторождений Финляндии (Пјина, 2009):

A – Pd – запасы; B – Pt – запасы (все месторождения); B – Pt – запасы (месторождения с запасами руды < 10 млн т); Г – Ni – запасы; Д – Cu – запасы

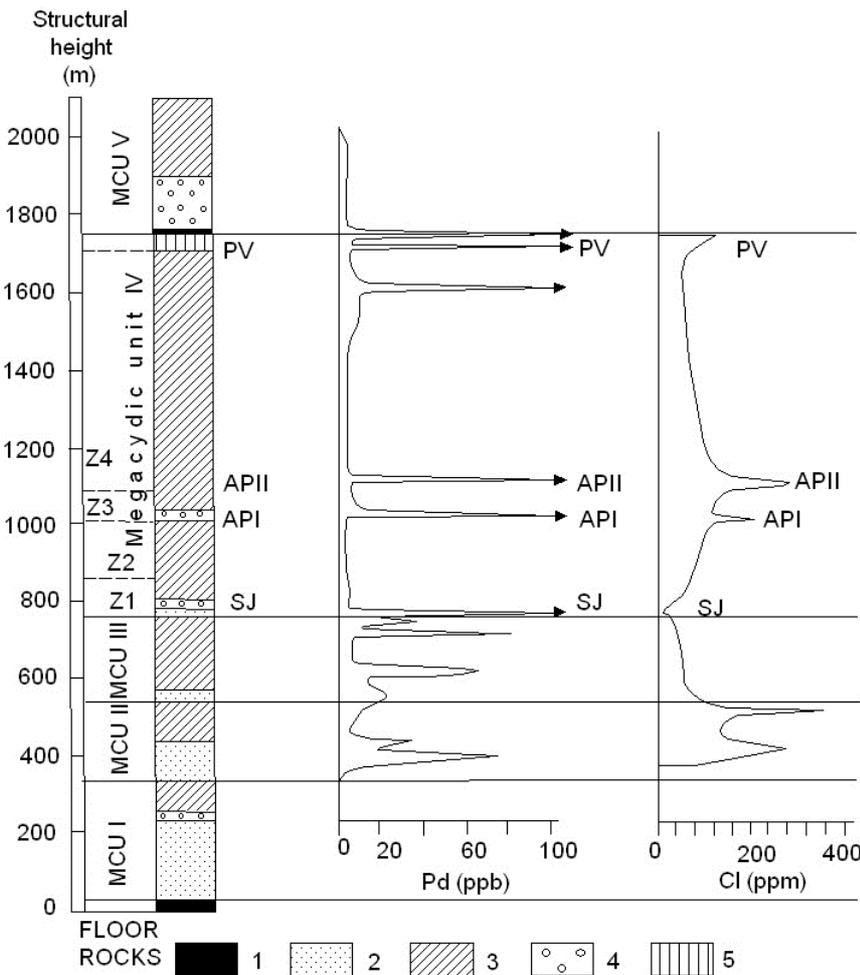
**Fig. 61.** Correlation between PGM and nonferrous metal concentrations and ore reserves for Finland's PGM deposits (Пјина, 2009):

A – Pd reserves; B – Pt reserves (all deposits); C – Pt reserves (deposits with ore reserves < 10 M t); D – Ni reserves; Cu reserves

и Pd-Sb-As и Pd-Te-Bi фазами, изредка сульфидами. Проведенными с 2000 г. компаниями «Gold Fields Limited» и «Outokumpu Oy» геолого-разведочными работами, включавшими тестовую добычу руды, подсчитаны запасы МПГ и Au при бортовом содержании в сумме 0,5 г/т, на месторождениях Конттиярви и Ахмаваара, равные 175,05 т (табл. 58), и ресурсы МПГ и Au в количестве 119,2 т на участках Нуттуралампи, Куохунки и Сиика-Каме. По более поздним данным, запасы МПГ и Au в расслоенном комплексе Портимо составляют 447,8 т (Пјина, 2009).

*Расслоенные интрузии комплекса Койллисмаа* во многом, включая и платинометалльное оруденение, сходны с таковыми комплексов Пеникат и Портимо. Наиболее минерализована краевая зона Западной интрузии комплекса Койллисмаа, прослеживающаяся практически по всему ее простираению (около 100 км). Содержания ЭПГ в ней существенно варьируют, но местами достигают уровней, установленных для рудных горизонтов комплекса Портимо. Вследствие этого одни рудные объекты более обогащены цветными металлами (Лавотта, Куусиярви, Русамо), другие же представляют исключительно благороднометалльными (Кау-куа, Муртолампи) (Пјина, 2009).

Типичными представителями «оффсетного» (наложенного) типа благороднометалльного оруденения, пространственно ассоциирующегося с расслоенными комплексами, являются Cu-Pd рудопроявления (Кильвенярви и Кильвенйоки), установленные ниже интрузии Наркауз комплекса Портимо. Они представлены халькопиритовыми жилами и сульфидными вкрапленными рудами, местами с высокими концентрациями ЭПГ при низком содержании сульфидов. В халькопиритовых жилах содержания  $\Sigma$ МПГ+Au достигают 100 г/т (Пјина, 2009).



**Рис. 62.** Геологический разрез и содержания Pd и Cl в интрузии Пеникат (Alapieti, 2008):

- 1 – краевая серия;
- 2 – ультрамафитовые кумулаты;
- 3 – плагиоклаз-бронзит-авгитовые кумулаты;
- 4 – плагиоклаз-бронзитовые кумулаты с интеркумуляусным авгитом;
- 5 – анортозиты переходной зоны

**Fig. 62.** Geological section and Pd and Cl concentrations in the Penikat intrusion (Alapieti, 2008):

- 1 – marginal series;
- 2 – ultramafic cumulates;
- 3 – plagioclase-bronzite-augite cumulates;
- 4 – plagioclase-bronzite cumulates with intercumulus augite;
- 5 – transition zone anorthosites

**МПГ-содержащий сульфидный медно-никелевый в ультрамафитовых интрузиях (возраст 1,90–2,05 млрд лет) тип платинометалльного оруденения** представлен месторождениями в интрузиях Кейвитса и Нуоттиярви (рис. 60), открытых в середине 1980-х гг. Эти месторождения типичные большеобъемные, с низкими содержаниями полезных компонентов, значительно повышающимися в отдельных рудных столбах (Ni – 1,01%, Cu – 0,21%, ЭПГ – 2,4 г/т). Ресурсы месторождения Кейвитса до глубины 300 м оценены канадской компанией Scandinavian Minerals Ltd на начало 2006 г. в размере (при бортовом содержании никеля 0,2%) 86 млн т руды, содержащей в среднем 0,31% никеля, 0,44% меди, 0,01% кобальта, 0,15 г/т золота, 0,21 г/т палладия и 0,32 г/т платины (или 266,6 тыс. т никеля, 378,4 тыс. т меди, 8,6 тыс. т кобальта, 12,9 т золота, 18,1 т палладия и 27,5 т платины). До глубины 1000 м ресурсы месторождения оценены для двух значений бортового содержания никеля – 0,1 и 0,2%. По первому варианту ресурсы составили 831 млн т руды с 0,22% никеля (1828,2 тыс. т никеля), 0,31% меди (2576,1 тыс. т меди), 0,01% кобальта, 0,15 г/т палладия (83,1 т палладия) и 0,13 г/т платины (108 т платины); по второму – 432 млн т руды с 0,29% никеля (1252,8 тыс. т никеля), 0,45% меди (1944 тыс. т меди), 0,01% кобальта (43,2 тыс. т кобальта), 0,1 г/т золота (43,2 т золота), 0,12 г/т палладия (51,8 т палладия) и 0,16 г/т платины (69,1 т платины). Предполагается, что на месторождении ежегодно будет добываться открытым способом примерно 3,5 млн т руды. Максимальная глубина карьера проектируется на уровне 300 м.

Благороднометалльная минерализация, ассоциирующаяся с сульфидной медно-никелевой, отмечается также в некоторых ультрамафитовых интрузиях Южной Финляндии (Ваммала, Кюльмякски, Калккинен, Кяткитсаари), но ее масштабы по состоянию изученности представляются крайне незначительными.

**МПГ и Au-содержащее оруденение в VMS-месторождениях (Cu, Co, Ni, Zn, Ag, Au) офиолитового комплекса Оутокумпу** (возраст 1,96 млрд лет). За все время эксплуатации этих месторождений было добыто 28 т золота, присутствовавшего преимущественно в самородном виде. Содержание золота в рудах составляло 0,8 г/т, серебра – 8 г/т. Кроме этого, в рудах, по данным В. Кнауфа, установлен целый ряд минералов МПГ (эрликманит, лаурит, ирарсит, осарсит, сперрилит, андуит и др.), а также содержащие Os, Ir, Ru и Rh в количествах до 15 масс.% (Ru – до 1,7, Os – до 9,3, Ir – до 3,2, Rh – до 0,5) герсдорфит и Со-герсдорфит.

Многочисленные мелкие платиноносные никелевые рудопрооявления в коматиитах и коматиит-базальтах были открыты в архейских зеленокаменных поясах восточной Финляндии (Ваара, Хиетахарью, Пеура-Ахо и Кауниинлампи). Наиболее значимым из них является проявление Пеура-Ахо в архейском зеленокаменном поясе Суомуссалми. МПГ-содержащее сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к линзе массивных коматиитовых метабазальтов серпентин-хлорит-тремолитового состава с размерами 100x300 м. В наилучших пересечениях по результатам бурения содержания  $\Sigma$ МПГ+Au составляют 3,5 г/т на мощность 5 м и никеля – 0,95–2,22% на мощность 5–12,7 м (Vesanto, 2004).

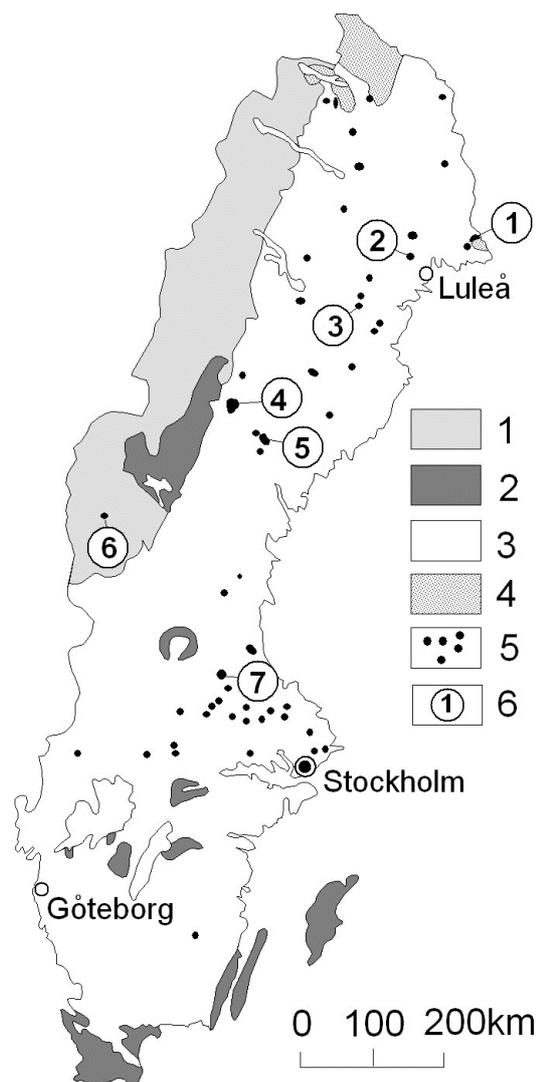
### 3.2.3. Территория Швеции

В Швеции собственно платинометалльных месторождений нет, но в последние десятилетия открыто большое число (~80) расслоенных интрузивов протерозойского возраста (2,44 и ~1,9 млрд лет), с которыми связаны благороднометалльные рудопрооявления (Filen, 2001). Среди них наиболее крупными (до 50–60 км<sup>2</sup>) являются Kukkola, Nottrask, Nasberg, Noting, Kljpsio, Bottenbasken и Flinten (рис. 63).

В интрузиве Kukkola, характеризующемся четким расслоенным строением, установлены 4 хромитовых горизонта мощностью 0,15 м (рис. 64) с содержаниями, г/т: платины – 0,6, палладия – 1,1, золота – 0,08. В сульфидсодержащих метапироксенитах и метаперидотитах отмечаются более высокие содержания золота – 0,84 и 3,6 г/т, соответственно. В массиве (6x4 км) Nottrask содержания платины достигают 2,74, палладия – 1,33, золота – 0,21 и серебра – 20 г/т.

Nasberg (9x4,5 км) – в сульфидсодержащих габбропироксенитах с кумулятивной структурой содержания платины достигают, г/т: – 1,2–1,3, палладия – 3,9–4,5, золота – 0,2–0,3.

Kljpsio – платины – до 21 г/т, никеля – 0,63–0,85%, меди – 0,37–1,03% в контакте гарцбургитов и пироксенитов.

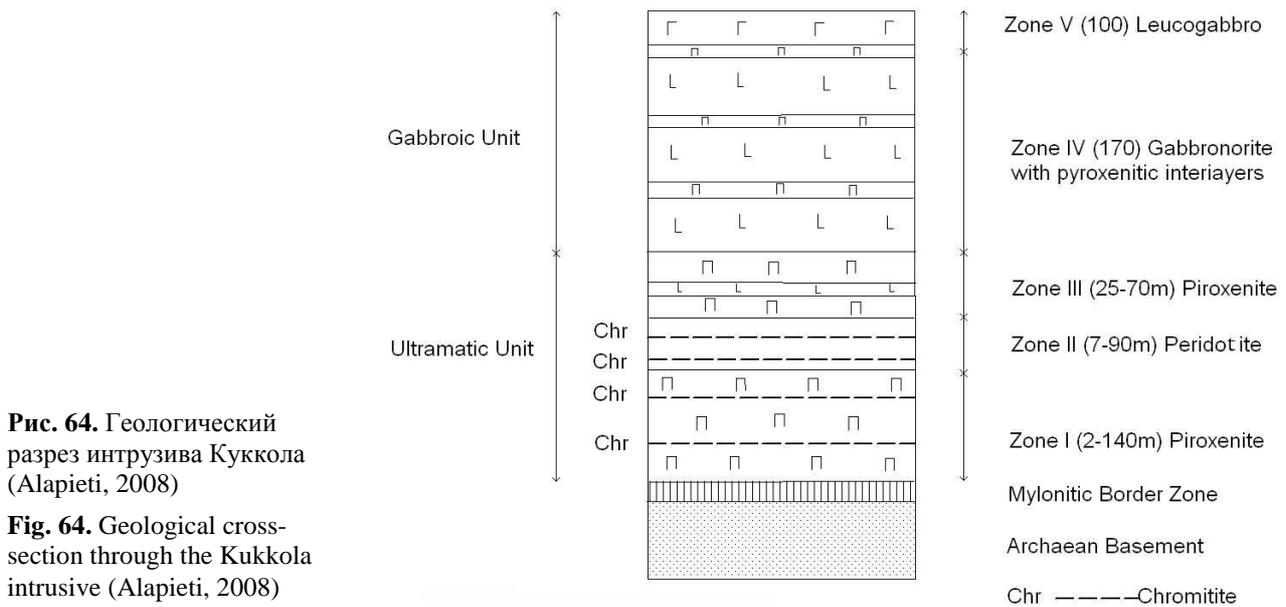


**Рис. 63.** Схема расположения расслоенных мафических интрузий на территории Швеции (Filen, 2001):

1 – каледониды; 2 – фанерозойские осадочные породы; 3 – протерозойские породы; 4 – архейские породы; 5 – свекофенские расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии; 6 – наименование интрузий: 1 – Куккола, 2 – Ноттраск, 3 – Насберг, 4 – Нотинг, 5 – Клапсйо, 6 – Боттенбаккен, 7 – Флентен

**Fig. 63.** Scheme showing the location of layered mafic intrusions in Sweden (Filen, 2001):

1 – Caledonides; 2 – Phanerozoic sedimentary rocks; 3 – Proterozoic rocks; 4 – Archaean rocks; 5 – Svecofennian layered mafic-ultramafic intrusions; 6 – names of intrusions: 1 – Kukkola, 2 – Nottrask, 3 – Nasberg, 4 – Noting, 5 – Klapsjo, 6 – Bottenbakken, 7 – Flinten



**Рис. 64.** Геологический разрез интрузива Куккола (Alapieti, 2008)

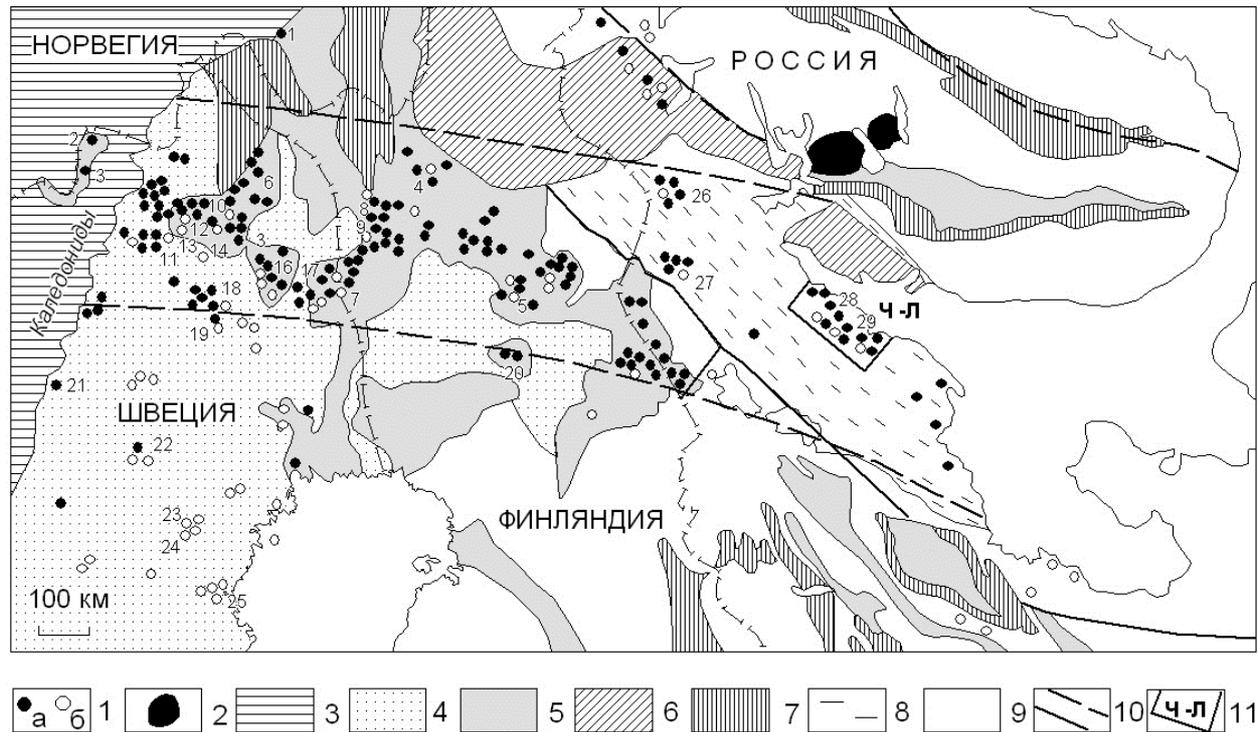
**Fig. 64.** Geological cross-section through the Kukkola intrusive (Alapieti, 2008)

### 3.3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЛАТИНОНОСНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Приведенная в предыдущих главах рудно-формационная систематизация платинометалльного оруденения территории Карелии в совокупности с изложенной в настоящей главе краткой характеристикой благороднометалльных рудных объектов сопредельных ей регионов свидетельствуют о следующих главных металлогенических закономерностях размещения и формирования месторождений МПГ на Фенноскандинавском щите и соответствующих перспективах Карельского региона.

#### 3.3.1. Архей

Из четырех генетических групп платинометалльного оруденения в архее Фенноскандинавского щита (1. МПГ-содержащее сульфидное медно-никелевое в мафит-ультрамафитовых интрузиях; 2. Полигенное ассоциирующееся с колчеданным оруденением и черными сланцами; 3. Полигенно-полихронное в метасоматитах по изначально рудоносным мафит-ультрамафитовым интрузиям (климовский тип); 4. Медно-никелевое сульфидное в коматиитах) по состоянию изученности наиболее перспективным представляется климовский тип. Другие типы МПГ-содержащего оруденения в архейских комплексах щита крайне незначительны по масштабам и бедны по содержаниям благородных металлов. Кроме того, согласно данным геохимических, петрологических и геохронологических исследований в совокупности с результатами геодинамических реконструкций обстановок проявления коматиитового магматизма в пределах Карелии и Кольского полуострова (Кожевников, Светов, 2001; Кожевников, 2007; Сорохтин и др., 2009), на Фенноскандинавском щите в целом не стоит ожидать открытий экономически значимых медно-никелевых месторождений коматиитового типа, а следовательно, и платинометалльных промышленных объектов, ассоциирующихся с ними. То есть, для архея щита промышленно перспективным типом платинометалльного оруденения остается только один – полигенно-полихронный в метасоматитах по изначально рудоносным (Ni, Cu, Co, Cr, Pt, Pd, Au) мафит-ультрамафитовым интрузиям, включая расслоенные, возможно в сочетании с черносланцевыми толщами и колчеданными рудными телами. Область распространения такого типа оруденения связывается с субширотной зоной (Кирунаваара – Чупа) свекофеннской тектоно-термальной активизации архейских доменов, сопровождающейся галоидным метасоматозом, минералами-индикаторами которого являются турмалин и скаполит (рис. 65) (Frietsch, 1997; Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009).



**Рис. 65.** Схема размещения скаполит-турмалинсодержащих пород северной части Фенноскандинавского щита (Шевченко и др., 2009; Frietsch et al., 1997):

1 – минералы (а – скаполит, б – турмалин); 2–10 – геологические комплексы: 2 – щелочные интрузии, 3 – каледониды, 4 – свекофениды, 5 – свекокарелиды, 6 – гранулиты, 7 – лопеиды (поздний архей), 8 – Беломорский подвижный пояс, 9 – гнейсы саамско-лопийского основания, 10 – зона развития турмалин-скаполитовых метасоматитов; 11 – Чупино-Лоухская площадь.

Цифрами обозначены месторождения и проявления золота и комплексных благороднометалльных руд: 1 – Биджоватге, 2 – Коппарасен, 3 – Сьянгели, 4 – Суурикуусикко, 5 – Кейвитса, 6 – Кевис, Телтая, 7 – Хуорнаисенвуома, 8 – Саатопора, Пахтавуома, 9 – Кукасъярви, 10 – Кискамавара, 11 – Вискария, Пахтаавара, Пиккуярви, Лиетексавон, 12 – Мертайнен, 13 – Кирунавара, Генри, 14 – Грувбергет, Саркивара, Аунасьярви, Ялкеткиркио, Пахтавара, Фьялмиран, 15 – Левеаниеми, Киллери, 16 – Курккионваара, 17 – Стора Сахавара, 18 – Айтик, Наутанен, Лиикаваара, Остра, Ридхем, 19 – Малмбергет, 20 – Миси, Яаверви, Карвасваара, 21 – Аллебуола, 22 – Люсселет, 23 – Ватмирбергет, 24 – Насберг, 25 – Болиден, Бьеркдал, 26 – Майское, 27 – Панаярвинское, 28 – Климовское, 29 – Кивгубское

**Fig. 65.** Scheme showing the distribution of scapolite- and tourmaline-bearing rocks in the northern Fennoscandian Shield (Frietsch et al., 1997; Shevchenko et al., 2009):

1 – minerals (a – scapolite, b – tourmaline); 2–10 – geological complexes: 2 – alkali intrusions, 3 – Caledonides, 4 – Svecofennides, 5 – Svecokareliides, 6 – granulites, 7 – Lopiides (Late Archaean), 8 – Belomorian mobile belt, 9 – Saamian-Lopian basement gneiss, 10 – tourmaline-scapolitic metasomatic rock distribution area; 11 – Chupa-Louhi area.

Digits indicate gold and complex noble-metal ore deposits and occurrences: 1 – Bijovagge, 2 – Kopparasen, 3 – Sjangeli, 4 – Suurikuusikko, 5 – Keivitsa, 6 – Kevis, Teltaja, 7 – Huornaisenvuoma, 8 – Saatopora, Pahtavuoma, 9 – Kukasjarvi, 10 – Kiskamavaara, 11 – Viskarija, Pahtohavaara, Pikkujarvi, Lieteksavon, 12 – Mertainen, 13 – Kiirunavaara, Henry, 14 – Gruvberget, Sarkivaara, Aunasjarvi, Jalketkirkkio, Pahtavaara, Fjalmiran, 15 – Leveaniemi, Killeri, 16 – Kurkkionvaara, 17 – Stora Sahavaara, 18 – Aitik, Nautanen, Liikavaara, Ostra, Ridhem, 19 – Malmberget, 20 – Misi, Jaavervi, Karvasvaara, 21 – Allebuola, 22 – Lysselet, 23 – Vatmirberget, 24 – Nasberg, 25 – Boliden, Bjorkdal, 26 – Maiskoye, 27 – Paanajarvi, 28 – Klimovskoye, 29 – Kivguba

### 3.3.2. Протерозой

Работами многих исследователей (Митрофанов и др., 1994; Трофимов и др., 2002; Турченко, 2003; Минерально-сырьевая..., 2005; Турченко и др., 2007; Alapieti, 2008 и др.) показано, что наиболее экономически значимые платинометалльные месторождения на Фенноскандинавском щите, так же, как и в других докембрийских регионах, тяготеют к протерифтогенным структурам раннепротерозойского возраста. По мнению С.И. Турченко (2007), Ф.П. Митрофанова с соавторами (Митрофа-

нов и др., 1994; Митрофанов, 2009), для платиноносных расслоенных интрузий Кольского региона, Карелии и Финляндии возможен единый мантийный источник (субконтинентальная мантия, обогащенная LREE, с  $\epsilon\text{Nd}$  от  $-2,4$  до  $-1,1$ ) связанный с длительно эволюционировавшим мантийным суперплюмом, рассматриваемым Д.А. Додиным и др. (2000) как гипотетический Балтийский плутон, сравнимый по масштабам с Бушвельдским в Южной Африке.

**В расслоенных комплексах Фенноскандинавского щита** выделяются шесть типов платинометалльного оруденения (Alapieti, 2008): 1. массивных и вкрапленных сульфидных руд (Cu, Ni) краевых серий плутонов (Penikat, Koillismaa Complex, Konttijrvi, Мончеплутон); 2. наложенный МПП и Au-содержащий (Portimo Complex, Вуручайвенч в Мончеплутоне); 3. платиноносный сульфидсодержащих рифов расслоенных серий – тип рифа Меренского (Penikat, Kemi, Федорово-Панский, Бураковка); 4. платиноносный малосульфидных рифов расслоенных серий (Penikat, Portimo Complex, Мончеплутон, Бураковка); 5. платиноносный сульфидно-вкрапленный в микрогабброноритах расслоенных серий (Porttivaara, Lukkulaisvaara); 6. обогащенный МПП и Au верхних хромитовых горизонтов (Koitelainen, Akanvaara). Вероятно, целесообразно выделение еще одного типа платинометалльного оруденения в пегматоидных фациях пород расслоенной серии плутонов. Такой тип оруденения отмечается в массивах Олангской группы в Карелии и в некоторых расслоенных массивах Финляндии (Alapieti, 2008).

Приведенная детальная типизация платинометалльного оруденения в расслоенных комплексах щита выполнена преимущественно на базе хорошо исследованных расслоенных интрузий Финляндии (Alapieti, 2008; Пјина, 2009), и ее приложение к аналогичным или родственным интрузивам Карело-Кольского региона, по всей вероятности, приведет к открытию в них новых месторождений. В первую очередь это касается платинометалльного оруденения двух типов – малосульфидного и наложенного. Причем при прогнозе малосульфидного платинометалльного оруденения надо учитывать его избирательную приуроченность в мировой практике к двум формационным типам расслоенных плутонов. Первый – норит-ортопироксенит-гарцбургитовой формации в условиях мезоабиссальной и абиссальной фации глубинности. Богатое сульфидное Cu-Ni оруденение в них распространено мало. Их благороднометалльный потенциал определяется протяженными малосульфидными платинометалльными горизонтами – «Риф Меренского» в Бушвельде, «J-M Риф» в интрузиве Стиллоутер, в Мончегорском плутоне. Второй тип – гипабиссальные дифференцированные массивы габбро-пироксенит-верлитовой формации и маломасштабные расслоенные габброноритовые интрузии внутриконтинентальных рифтогенных обстановок – месторождения пояса Томпсон в Канаде в лейконорит-анортозитовых горизонтах.

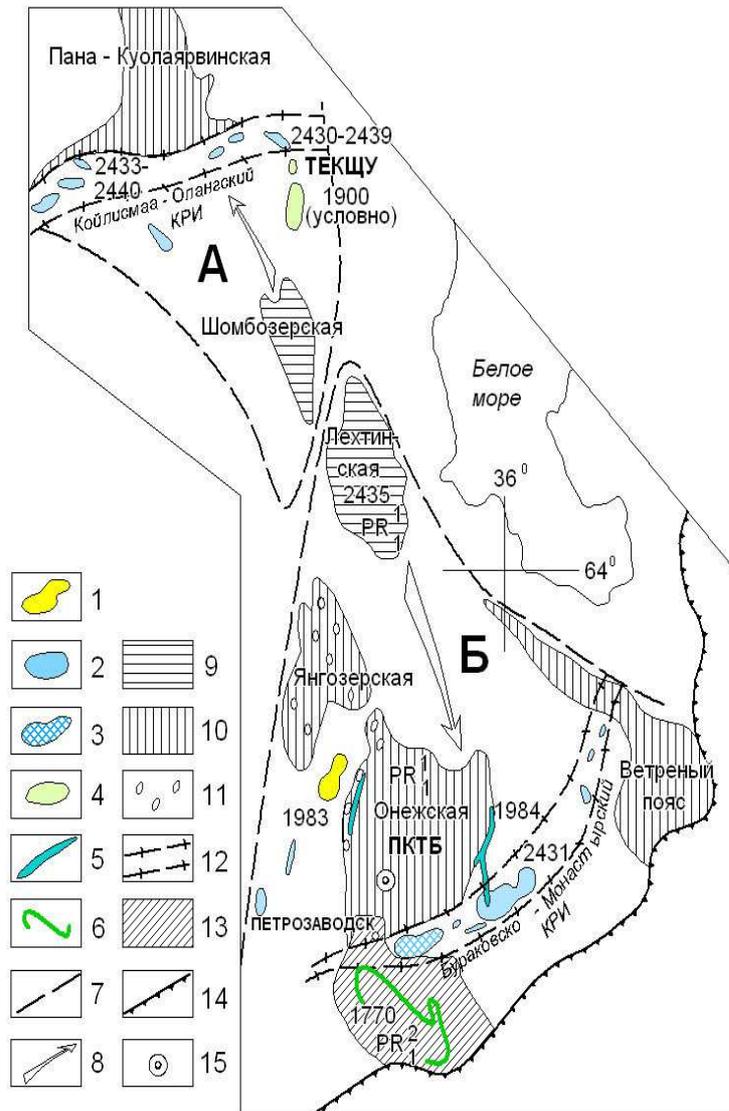
Кроме платиноносных расслоенных интрузивов возраста 2,45–2,50 млрд лет, на территории Финляндии в конце прошлого века выявлены подобные же интрузии (Кейвица, Нуоттиярви), но с возрастом 1,90–2,05 млрд лет (Пјина, 2009 и др.). С ними связаны одноименные комплексные (Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Au) большеобъемные месторождения с низкими содержаниями полезных компонентов, пригодные для открытой добычи. В Карело-Кольском регионе рудоносные расслоенные комплексы такого возраста неизвестны, но перспективы их выявления, учитывая пространственную приуроченность интрузий Кейвица и Нуоттиярви к проторифтогенным структурам раннепротерозойского возраста, прослеживающимся на территории Карелии, представляются достаточно высокими.

Положительные перспективы Карельского региона на **МПП-содержащее сульфидное медно-никелевое оруденение Печенгского типа** основываются на результатах разработки новой модели глубинного строения Онежской впадины и сравнительного ее сопоставления с Печенгской структурой и Норильским рудным районом (Трофимов, Голубев, 2010).

Онежская впадина формируется как замкнутый континентальный бассейн в связи с процессами активизации сумийского проторифта за счет разрушения его фрагмента – Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (рис. 66).

На ее восточном борту разрез начинается с туломозерской свиты, в основании которой в 1984 г. при ГГК-200 выявлен гипсовый горизонт (рис. 67) мощностью 11,3 м (Трофимов, Логинов, 2005), залегающий в верхнем экзоконтакте Габневского силла ферродолеритов Пудожгорского комплекса. Наличие в наиболее прогнута части впадины мощной толщи эвапоритов галоген-карбонат-сульфатного состава подтверждено в 2009 г. бурением параметрической скважины. Эвапоритовая толща является потенциально рудовмещающей и по мощности (800 м) сопоставима с таковой для Нориль-

ского рудного района. Разрез Онежской впадины по набору формаций также сопоставим с разрезом Южно-Норильского рудного узла (рис. 68). Углисто-терригенным отложениям карбона и перми, насыщенным лавами и силлами толеитовых базальтов и долеритов, соответствует пикритсодержащая вулканогенно-осадочная толща верхней подсыты заонежской свиты (рис. 67). И та и другая являются «бронированным» (траппами) экраном и геохимическим барьером над рудовмещающей толщей галоген-сульфат-карбонатных эвапоритов, постепенно переходящих в углеродсодержащие алевролиты и доломиты нижнего Заонежья.

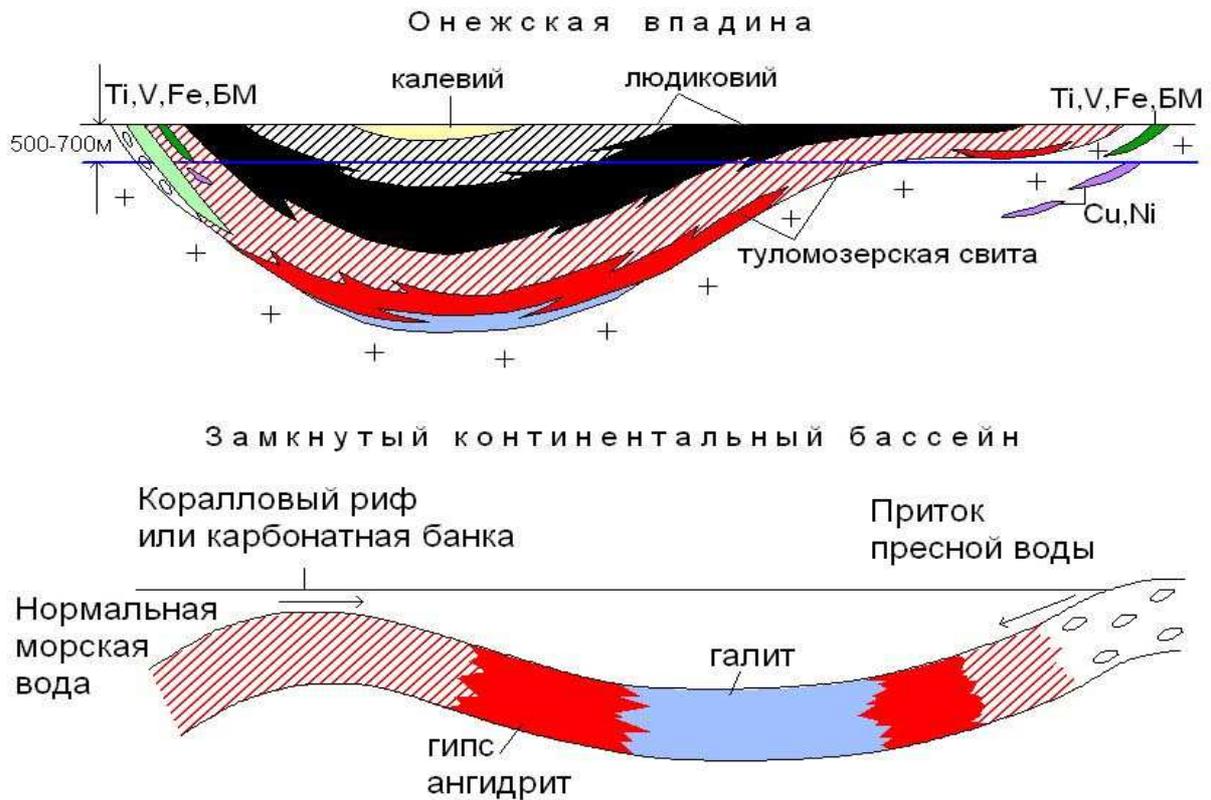


**Рис. 66.** Схема образования сводов и впадин на стадиях заложения и активизации Лапландско-Карельского рифта (Трофимов, Голубев, 2010):

1 – Семчинский дифференцированный плутон габбродиоритовой формации (лопий); 2 – комплекс расслоенных интрузивов рифтогенного этапа (сумий): Бураковско-Монастырский (БМКРИ) и Койлисмаа-Олангский (КОКРИ); 3 – положительная гравиметрическая Петрозаводская аномалия, сопоставляемая с БМКРИ; 4 – Тикше-Елетозерский плутонический комплекс щелочно-ультраосновной формации (ТЕКШУ) – людиковый; 5 – Пудожгорский комплекс дифференцированных листовых интрузивов толеит-базальтовой формации – (ПКТБ) – людиковый; 6 – Ропручейский силл толеит-базальтовой формации – вепсий; 7 – рифтовые сводовые поднятия (сумий); А – Пяозерско-Тикшеозерское; Б – Водлозерско-Сегозерское; 8 – направление воздымания сводов; 9 – межсводовые рифтовые впадины – Лехтинская и Шомбозерская – сумий; 10 – пострифтовые впадины (авлакогены): Онежско-Янгозерский; Пана-Куоляярвинский – ятулий-людиковый; 11 – перикратонный прогиб Ветреный Пояс с пострифтовой активизацией; 12 – основные области накопления продуктов сариолийских кор выветривания кварцевых конгломератов и гравелитов; 13 – зоны растяжения в апикальных частях сводов; 14 – свекофенские континентальные красноцветы (аркозовые кварцитопесчаники) – вепсий; 15 – граница Русской платформы (фанерозой); 16 – параметрическая скважина

**Fig. 66.** Scheme showing the formation of arches and depressions at the initiation and activation stages of the Lapland-Karelian rift (Trofimov, Golubev, 2010):

1 – Semch differentiated pluton of gabbro-diorite formation (Lopian); 2 – complex of layered intrusives, rifting stage (Sumian): Burakovsko-Monastyrsky (BMCLI) and Koilismaa-Olanga (KOCLI); 3 – Petrozavodsk positive gravimetric anomaly which is correlated with BMCLI; 4 – Tikshe-Yeletozersky plutonic complex of alkaline-ultrabasic formation (TYCAU) – Ludicovian; 5 – Pudozhgorsky complex of differentiated sheet intrusives of tholeiite-basalt formation (PCTB) – Ludicovian; 6 – Roprucheisky sill of tholeiite-basalt formation – Vepsian; 7 – rift arched uplifts (Sumian): А – Pyaozersko-Tikshozerskoye; Б – Vodlozersko-Segozerskoye; 8 – arch uplift direction; 9 – inter-arched rift basins – Lehta and Shombozerskaya-Sumian; 10 – post-rift basins (aulacogenes): Onega – Jangozero; Pana-Kuolajarvi – Jatulian-Ludicovian; 11 – Vetreny Poyas pericratonic depression with post-rift activation; 12 – basic areas of accumulation of the products of Sariolian crusts of weathering of quartz conglomerates and gravelstones; 13 – extension zones in the apical sectors of arches; 14 – Svecofennian continental redbeds (arkose quartzitic sandstones) – Vepsian; 15 – Russian Platform boundary (Phanerozoic); 16 – parametric borehole



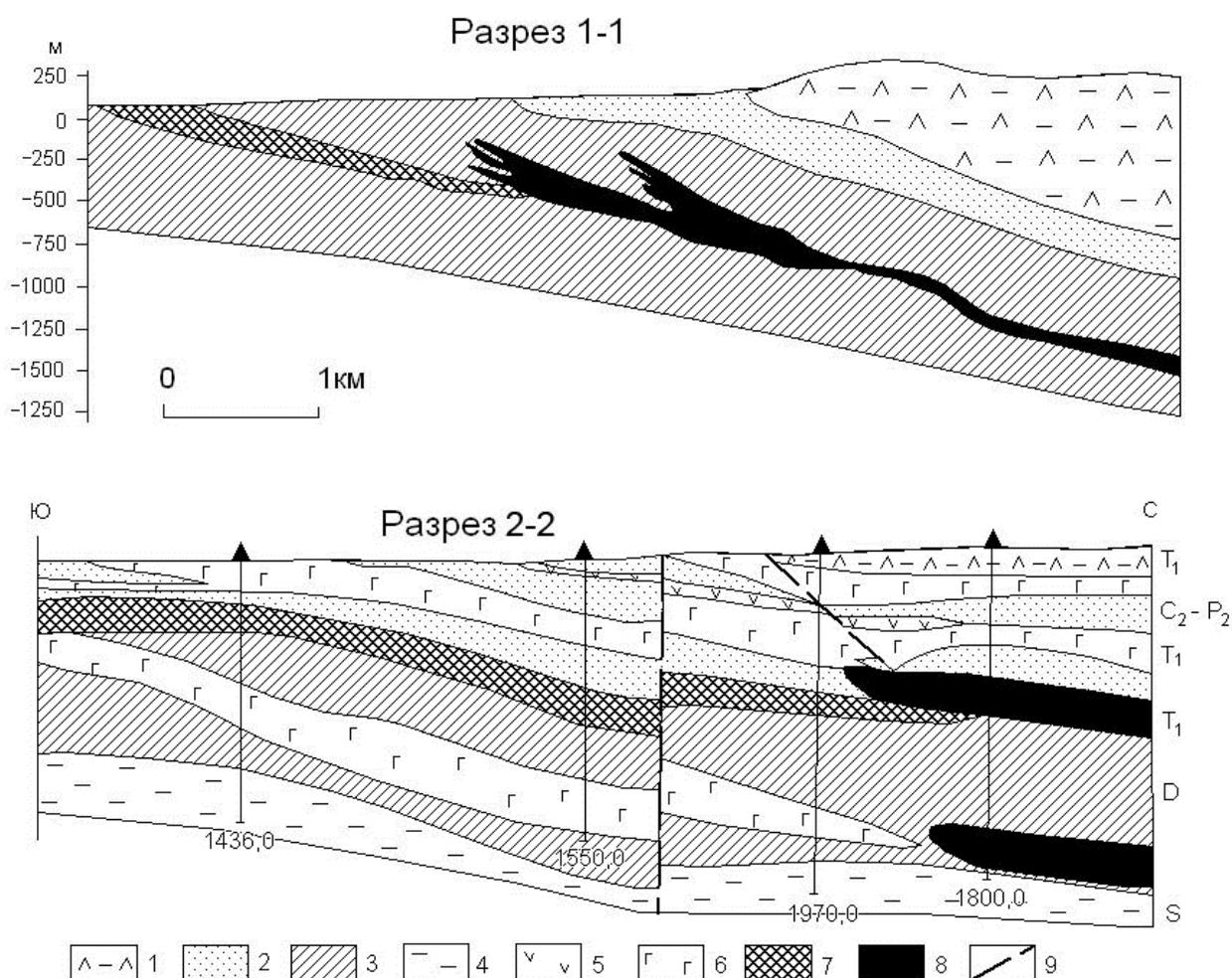
**Рис. 67.** Схема геологического строения (разрез) и условия образования Онежской континентальной впадины:

1 – туфоалевролиты, туфосланцы углеродсодержащие (1–2%) кондопожской свиты; 2 – преимущественно базальты и пикробазальты с подчиненной взрывчатой углеродсодержащей фацией суйсарской свиты людиковия; 3 – долериты, ферродолериты, базальты (40–60% разреза), пласты шунгитов, углеродистые пелиты, алевролиты, доломиты углерод-, сульфидсодержащие ( $S \geq 2\%$ ) заонежской свиты; 4–6 – туломозерская свита (эвапоритовая формация): 4 – доломиты, известковистые аргиллиты, 5 – гипсы, ангидриты; 6 – галиты; 7 – кварцевые конгломераты и гравелиты; 8 – пластовые интрузивы ферродолеритов пудожгорского комплекса; 9 – прогнозируемые тела Cu-Ni рудоносных оливиновых долеритов; 10 – гранито-гнейсовый фундамент AR; 11 – уровень эрозионного среза с выводом на поверхность рудных тел

**Fig. 67.** Scheme showing the geological structure (section) and the conditions of formation of the Onega continental depression:

1 – tuffaceous siltstones, carbonaceous (1–2%) tuffaceous shales of the Kondopoga suite; 2 – dominantly basalt and picrobasalt with minor explosive carbonaceous facies of the Ludicovian Suisari suite; 3 – dolerites, ferrodolerites, basalts (40–60% of the unit), shungite beds, carbonaceous pelites, siltstones, carbonaceous and sulphide-bearing dolomites ( $S \geq 2\%$ ) of the Zaonezhskaya suite; 4–6 – Tulomozerskaya suite (evaporate formation): 4 – dolomites, calcareous argillites, 5 – gypsum, anhydrites, 6 – halites; 7 – quartz conglomerates and gravelstones; 8 – ferrodolerite sheet intrusives of the Pudozhgorsky complex; 9 – predicted Cu-Ni ore-bearing olivine dolerite bodies; 10 – granite-gneiss basement, AR; 11 – erosion section level with exposure of orebodies

М.Н. Годлевский (1959) для траппового магматизма Норильского района выделяет 4 вулканогенных цикла, фациально представленных туфами, лавами и интрузивами. Интрузивную фацию он по химическому составу подразделяет на группу насыщенных (толеитовые базальты и долериты) и недосыщенных (порфиновые базальты и долериты) траппов и эффузивные пикритовые порфириты, относящиеся к гипербазитам. Позднее (Виленский, 1967) все разнообразие эффузивных траппов было разделено на три серии: субщелочную, щелочно-известковую и собственно толеитовую – известково-щелочную. Аналогичный формационный набор имеется в Онежской впадине (рис. 69).



**Рис. 68.** Геологические разрезы Норильского рудного района (по: Люлько и др., 2002, с упрощ.):

Разрез 1-1 – Талнахский рудный узел; разрез 2-2 – Южно-Норильский рудный узел: 1 – толеитовые базальты –  $P_2-T_2$ ; 2 – углисто-терригенные отложения –  $C_2-P_2$ ; 3 – гипсы, ангидриты, доломиты, мергели, известняки, аргиллиты (эвапоритовая формация) – D; 4 – известняки, доломиты, мергели – S; 5 – титан-авгитовые долериты и трахидолериты; 6 – недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы (толеитовые и пикритовые долериты); 7–8 – рудоносные дифференцированные интрузивы норильского комплекса (7 – нижнеталнахский; 8 – норильский тип), 9 – разрывные нарушения

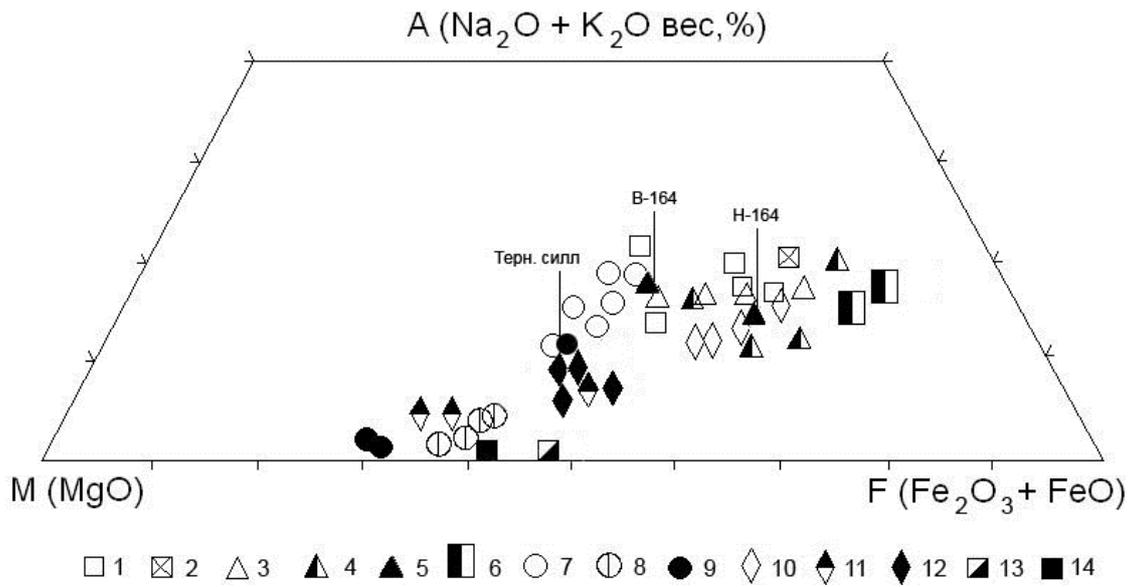
**Fig. 68.** Geological cross-sections through the Norilsk Ore Province (after Lyulko et al., 2002, simplified):

Section 1-1 – Talnakhsy ore zone; section 2-2 – Yuzhno-Norilsky ore zone: 1 – tholeiitic basalt ( $P_2-T_2$ ); 2 – coaly-terrigenous rocks ( $C_2-P_2$ ); 3 – gypsum, anhydrites, dolomites, marls, limestones, argillites (evaporate formation) (D); 4 – limestones, dolomites, marls (S); 5 – titanium-augitic dolerites and trachydolerites; 6 – nondifferentiated and poorly differentiated intrusives (tholeiitic and picritic dolerites); 7–8 – ore-bearing differentiated intrusives of the Norilsk complex (7 – Nozhnetalnakhsky stage; 8 – Norilsk stage), 9 – dislocations with breaks in continuity

Рудоносные интрузивы Норильского района сформированы обогащенными летучими компонентами магмами, генерировавшимися из более глубоких источников, чем предшествующий им магматизм. Их кристаллизации в гипабиссальных условиях предшествовала приостановка и дифференциация магмы в промежуточной коровой камере, что создало предпосылки для процесса ассимиляции и способствовало последующему разделению расплава на сульфидный и силикатный ликваты.

В Онежской впадине общий ход развития геологических событий аналогичен установленному для Норильского района, и предшествующие трапповому магматизму вулканические циклы также имели антидромную направленность. Для Заонежского цикла характерны недосыщенные оливиновые толеиты с нормативным гиперстеном и оливином (рис. 69), пересыщенные – с кварцем и

нормативным гиперстеном и недосыщенные с нормативным гиперстеном (плагипорфиры Падозера, пироксеновые порфиры вблизи г. Кондопоги). В Суйсарский цикл преобладают пикритовые лавы и дифференцированные силы перидотитов с возрастом  $1975 \pm 24$  млн лет (Куликов и др., 1999). Дифференцированный Тернаволоцкий силл содержит в центральной части вебстеритовый горизонт мощностью 10 м с клинопироксеном в интеркумулусе. Ортопироксен в вебстеритах – идиоморфный крупнозернистый – полностью замещен актинолитом и хлоритом. По химсоставу этот силл близок норильской группе рудоносных интрузивов (рис. 69). Часть перидотитовых силлов сопоставляется с габбро-верлитовой формацией Печенги.



**Рис. 69.** Диаграмма AFM пород трапповой формации Онежской, Норильской и Печенгской впадин:

Онежское плато (Голубев, Светов, 1983; Трофимов, Голубев, 2008). Ятулийский вулканический комплекс: 1 – базальты; 2 – долериты. Заонежский комплекс людиковия: 3 – базальты; 4 – долериты; 5 – слабодифференцированные долериты; 6 – рудоносные интрузивы ферродолеритов пудожгорского комплекса (дифференциация в гипабиссальной и внутрикоревой камерах). Суйсарский вулканический комплекс: 7 – толеитовые базальты; 8 – пикробазальты; 9 – дифференцированные силы пикритовых долеритов. Норильское плато (Олейников, 1979): 10 – недифференцированные и слабодифференцированные толеитовые базальты; 11–12 – дифференцированные пикритовые долериты (нерудоносные – 11 и рудоносные Норильско-Талнахской группы). Печенгская структура: 13 – эндоконтакты интрузивов пилгуйярвинского типа (Магматизм..., 1995), 14 – средний состав габбро-перидотитов Аллареченского рудного района (Геохимия гипербазитов..., 1971)

**Fig. 69.** AFM diagram for the trap formation rocks of the Onega, Norilsk and Pechenga depressions:

Onega Plateau (Golubev, Svetov, 1983; Trofimov, Golubev, 2008). Jatulian volcanic complex: 1 – basalts; 2 – dolerites. Ludicovian Zaonezhsky complex: 3 – basalts; 4 – dolerites; 5 – poorly differentiated dolerites; 6 – ore-bearing ferrodolerite intrusives of the Pudozhgorsky complex (differentiation in hypabyssal and intracrustal chambers). Suisari volcanic complex: 7 – tholeiitic basalt; 8 – picrobasalt; 9 – differentiated sills of picritic dolerite. Norilsk plateau (Oleinikov, 1979); 10 – nondifferentiated and poorly differentiated tholeiitic basalt; 11–12 – differentiated picritic dolerite (nonmetalliferous-11 and ore-bearing, Norilsk-Talnakhskaya group). Pechenga structure: 13 – endocontacts of Pilgjarvi-type intrusives (Magmatism..., 1995); 14 – average composition of gabbro-peridotites from the Allarechka Ore Province (Geochemistry..., 1971)

Отличительной особенностью Онежской впадины от других аналогичных проторифтогенных структур Карелии является ее уникальная насыщенность восстановленным углеродом, концентрирующимся в пластах шунгитовых сланцев, сопоставимых по мощности и масштабу распространения с пластами угля в молодых континентальных прогибах. Кроме того, в ее бортах присутствуют рудоносные интрузивы с Fe-Ti-V и благороднометалльной специализацией (рис. 67). Они сформированы прошедшими внутрикоровую дифференциацию расплавами, обогащенными МПГ и золотом в сумме 109 мг/т и Cu – 500 г/т и истощенными по Ni и Cr (Трофимов и др., 1998). В гипабиссальной камере расплав был контрастно дифференцирован с образованием рудного титаномагнетитового горизонта (Fe-Ti-V руда) мощностью 15–20 м, совмещенного с благороднометалльным орудене-

нием малосульфидного типа со средним содержанием  $\Sigma\text{МПГ}+\text{Au}$  – 705 мг/т (Пудожгорский интрузив). Эти рудоносные интрузивы отнесены к Пудожгорскому комплексу и представлены 3 sillами: в западном борту – Койкарско-Святнаволоцким, в восточном – Пудожгорским и Габневским общей протяженностью около 50 км (рис. 67). В плане они имеют лентовидную форму – в разрезе хонолитоподобную. Возраст интрузий Пудожгорского комплекса – 1983–1984 млн лет (Филиппов и др., 2007) – сопоставим с возрастом никеленосных интрузивов Печенги – 1982–1988 млн лет.

Таким образом, в Онежской впадине имеются комплекс базальтов и долеритов трапповой магматической формации, сформированный расплавами, быстро достигшими поверхности, и пудожгорский комплекс, образованный, возможно, более глубинными выплавками, испытывавшими во время подъема приостановку и глубинную дифференциацию. В Норильском рудном районе ситуация аналогичная. Вследствие небольшого эрозионного среза Онежской структуры (по сравнению с Печенгской впадиной) ожидаемые потенциально рудоносные дифференциаты габбро-верлитовой формации в ней не обнажены и могут быть установлены только бурением скважин глубиной 0,5–2 км.

Наиболее перспективной площадью в этом аспекте является восточный борт Онежской впадины, где по геофизическим данным мощность протерозоя 0,5–1,0 км, что позволяет предполагать наличие здесь флексурного перегиба – предполагаемого места локализации рудоносных МПГ-содержащих Cu-Ni интрузий в эвапоритовой формации (туломозерская свита).

**Черные сланцы.** Систематизация данных по геологии и рудоносности черных сланцев Фенноскандинавского щита и его склонов выявила три класса бассейнов черносланцевой седиментации: 1 – с непосредственным, 2 – с опосредованным (через «возбуждение» флюидного и магматогенного потенциала коры) и 3 – без прямого воздействия на осадконакопление магматогенных и флюидных поступлений из мантии (Ахмедов, 1997; Трофимов и др., 2002 и др.). Бассейны первого класса отвечают океаническим, второго – островодужным и третьего – континентальным обстановкам седиментогенеза. Соответственно, их геологическая эволюция соотносится с дивергентным, конвергентным и стабильным геодинамическими режимами развития. В первом случае реализуется мантийный, во втором – коровый и в третьем – экзогенный механизмы дифференциации вещества. Наиболее информативными индикаторами соответствующих геодинамических обстановок являются океанические магматиты для первого случая, коровые магматиты и гидротермально-метасоматические образования – для второго и отсутствие признаков эндогенного воздействия на осадки – для третьего. Этим же определяется и возможный спектр рудной минерализации в черных сланцах – соответственно мантийный, коровый или смешанно-коровый и экзогенный.

Установлены четыре временных периода накопления углеродсодержащих отложений. Два ранних – лопийский и карельский – знаменуют прогрессивно-регрессивное воздействие на палеоповерхность Земли мантийных магм, их активное извержение и непосредственное влияние мантии на седиментогенез, т. е. характеризуются развитием бассейнов первого класса с мантийным профилем металлогенической специализации. Выполняющие их вулканогенно-осадочные толщи повсеместно регионально метаморфизованы, частью гранитизированы, преобразованы метасоматическими и гидротермальными процессами, что в совокупности является свидетельством проявления мантийной и коровой дифференциации вещества. Причем черные сланцы первого периода подвергались коровому преобразованию дважды (в лопийский и карельский диастрофические циклы), сланцы второго – единожды.

Углеродсодержащие сланцы рифейского и вендского временных интервалов не имеют признаков прямого влияния на их седиментогенез факторов мантийной природы и не испытали сколько-нибудь значительную коровую дифференциацию вещества, т. е. формирование их происходило в бассейнах третьего класса с экзогенным металлогеническим профилем. Но все же не исключается роль незначительных поступлений рудных компонентов из мантии и перераспределение исходных и наложенных рудных концентраций при эпигенезе.

Рудно-металлогеническую специализацию черных сланцев двух ранних (дорифейских) временных интервалов определяло комплексное взаимодействие всех трех способов дифференциации вещества – экзогенного, корового и мантийного. Соответственно, они могли аккумулировать как первично экзогенные, коровые и мантийные рудные концентрации, так и оруденение, сформированное при коровой дифференциации (гидротермально-метасоматические процессы) за счет перераспределения ранее образованных рудных накоплений. Благоприятными для локализации таких

руд могли являться: литологические ассоциации пород, сингенетично обогащенные металлами и выполняющие роль геохимических барьеров, способствующих рудной «разгрузке» флюидов; «ослабленные» стратиграфические контакты и зоны сдвиговых и надвиговых дислокаций. В то же время сами черные сланцы могли выступать в роли транзитного поставщика рудоносных флюидов и сильного восстановительного барьера. При этом особенно продуктивен для генерации при метаморфизме рудоносных флюидов контакт черных сланцев с метаэвапорит-карбонатной ассоциацией.

Принципиальное металлогеническое отличие людиковийского и калевийского уровней накопления черных сланцев заключается прежде всего в продуктивности их углеродаккумулирующих систем, определявших металлоносность соответствующих отложений. Людиковийский уровень отличается от калевийского накоплением в больших масштабах высоких концентраций углеродистого вещества и является однозначно более перспективным на выявление благороднометалльного оруденения. Соответственно, Онежский, Куолярвинский и Ветреного Пояса прогиба, а также Саволадожская зона, характеризующиеся накоплением мощных углеродсодержащих толщ людиковия, представляются в качестве наиболее перспективных районов для поисков МПГ-оруденения как жильно-штокверкового, так и стратиформного морфологических типов.

Сравнительный анализ платиноносности черных сланцев Карельского региона в сопоставлении с сопредельными территориями Фенноскандинавского щита показал, что относительно наиболее значимые проявления МПГ этого типа выявлены преимущественно только в Карелии.

На территории Карелии выделяются два возрастных уровня накопления платиноносных углеродсодержащих толщ, вмещающих все известные к настоящему времени МПГ-проявления рудной минерализации: верхнелопийский (верхнеархейский) – графитсодержащие вулканогенно-осадочные толщи в зеленокаменных поясах и людиковийский (нижнепротерозойский) – графит- и шунгитсодержащие вулканогенно-осадочные толщи в палеорифтогенных прогибах (заонежская свита и ее аналоги).

Благороднометалльное оруденение в архейских углеродсодержащих сланцах представлено несколькими мелкими проявлениями и пунктами минерализации, являющимися преимущественно золоторудными с попутными платиноидами. Все они по состоянию изученности не имеют промышленных перспектив. Вследствие этого лопийский уровень углеродонакопления в осадочно-вулканогенных толщах в пределах Карельского региона представляется в настоящее время малоперспективным на стратиформное платинометалльное оруденение.

Платиноносные углеродсодержащие сланцы людиковийского уровня распространены в пределах трех депрессионных структур – Онежского прогиба (заонежская свита), Куолярвинского прогиба (куолярвинская свита), Саволадожской зоны (соанлахтинская свита), характеризующихся наиболее полным нижнепротерозойским разрезом вулканогенно-осадочных толщ. К настоящему времени наиболее изучены в аспекте их платиноносности черные сланцы Онежского прогиба, где сконцентрирована подавляющая часть МПГ-рудных объектов от их общего числа в нижнепротерозойских черных сланцах Карельского региона. Пространственно ассоциирующееся с этими толщами платинометалльное оруденение Онежской структуры по комплексу признаков подразделяется на 4 типа: уран-благороднометалльно-ванадиевый в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах зон СРД, золото-платиноидный в кварц-битумно-карбонатно-сульфидных метасоматитах, платиноидный в сульфидно-битумных метасоматитах, полиметалльно-платиноидный в сульфидоносных шунгитовых сланцах заонежской свиты нижнего протерозоя.

Первый тип (Падминский) представлен уран-ванадиевыми рудными объектами, контролируемые зонами СРД северо-западного простирания в гребневидных антиклинальных структурах. Проведенными геолого-разведочными работами, завершившимися утверждением в ГКЗ запасов по V и попутным компонентам (U, МПГ, Au, Mo, Re), их экономическая значимость доказана. Вместе с тем промышленная оценка этого типа благороднометалльного оруденения может существенно возрасти в связи с выявлением комплекса признаков, свидетельствующего об участии в его генезисе процессов глубинного гипергенеза (Мельников, Шумилин, 1995; Черников, 2001) и вследствие этого возможного масштабного концентрирования МПГ и Au вне уран-ванадиевых рудных тел. Подтверждением этого является установление максимальных концентраций благородных металлов на месторождении Падма (по единичным анализам) за пределами уран-ванадиевых руд в нижних частях приповерхностной зоны окисления (Au –  $n10$  г/т, Pd > 100 г/т, Ag > 1000 г/т) и в глубинной (гематитизированной) зоне окисления (Pd – 22 г/т, Au – 2,5 г/т, Pt – 1,1 г/т, Ag – 330 г/т) (Черников, 2001).

С платиноидным оруденением остальных трех типов в черных сланцах Онежского прогиба остается много неясностей и нерешенных вопросов, несмотря на то что ряд их особенностей и характеристических признаков достаточно точно определены и систематизированы (Савицкий и др., 1995). Для них характерно: (1) стратиформный характер оруденения; (2) размещение в пределах синклинальных структур, расположенных между рудоносными зонами СРД, а также в областях сочленения синклиналей и зон СРД; (3) локализация в областях замыкания, а также на пологих крыльях синклиналей; (4) приуроченность к средней подсвете заонежской свиты, в которой отмечаются три продуктивные на МПГ сложенные шунгитовыми и шунгитистыми пелитами и алевролитами ритмопачки, мощностью до 100–150 м каждая. В их составе выделяются маломощные (1–7 м) геохимически обогащенные платиноидами высокоуглеродистые ( $C > 10\%$ ) высококальциевые ( $K_2O > 3\%$ ) сульфидсодержащие метапелиты со средним содержанием платиноидов  $\sim 0,5$  г/т. В ходе метаморфизма и свекофеннской тектоно-термальной активизации произошло гидротермально-метасоматическое преобразование первично обогащенных платиноидами шунгитсодержащих сланцев, выразившееся в образовании линзо- и пластообразных стратиформных рудных тел с более высокими содержаниями (1–4 г/т) платиноидов и сопутствующими им повышенными концентрациями золота, серебра и полиметаллов. Рудная минерализация приурочена к маломощным линзам и сульфидизированным горизонтам в краевых и приподошвенных частях залежей шунгитов (толвуйский тип), в складчатых осложнениях высоких порядков и вблизи их контактов с силлами диабазов и прослоями алюмосиликатных метаосадков, в зонах пологих надвигов среди горизонтов высокоуглеродистых метапелитов (нижне-уницкий и пургинский типы).

А.В. Савицким и др. (1995) оценены геохимические ресурсы платиноидов всей продуктивной шунгитсодержащей толщи средней подсветы заонежской свиты Северного Прионежья в размере 3160 т (при площади ее распространения на доступных для отработки глубинах – 200 км<sup>2</sup>). Исходя из соотношения запасов и геохимических ресурсов рудных компонентов в районах развития стратиформных месторождений равного 0,025 прогнозные ресурсы МПГ Северного Прионежья оцениваются в 80 т, западного борта Онежского прогиба (Пальеозерско-Кончозерская площадь) и северо-восточного Заонежья (Неминская площадь) – в 20 т каждая. Прогнозные ресурсы штокверкового оруденения пургинского типа на крыльях антиклинальных складок оцениваются в 10 т. Таким образом, общие прогнозные ресурсы (РЗ) платиноидов черносланцевых толщ Онежского прогиба оценены в 130 т (Савицкий и др., 1995).

Однако последующими заверочными работами на большей части рудопроявлений МПГ 2–4 типов в черных сланцах Северного Прионежья повышенные и высокие содержания МПГ и золота, установленные ВСЕГЕИ (А.В. Савицкий, А.М. Ахмедов и др.), не подтвердились (Трофимов и др., 2002). Возможно, это связано с так называемым «эффектом самородков» и «ураганных проб», характерным для благороднометалльного оруденения в черносланцевых толщах (Куликов и др., 1998; Coveney et al., 1992 и др.), где с увеличением размерности золотин резко возрастает неравномерность их распределения, обуславливающая высокую вероятность ошибки при соответствующей их металлогенической оценке высокоточными методами анализа в небольших навесках. Для достоверной оценки содержаний МПГ и Au в черных сланцах необходимы неоднократные их определения с установлением оптимальных величин массы проб для различных минеральных типов оруденения.

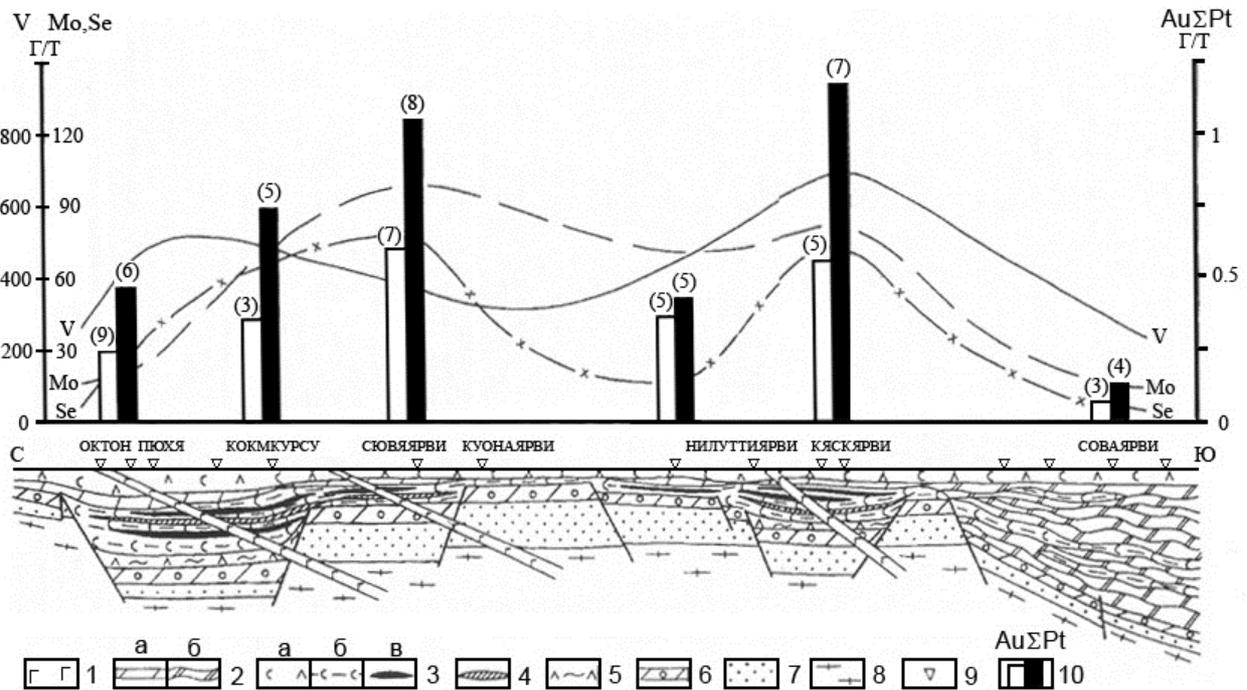
В связи с этим представляется, что платиноидное оруденение в нижнепротерозойских черных сланцах в настоящее время нельзя считать однозначно установленным.

Вместе с тем очевидно, что Онежский рудный район специализирован на платинометалльное оруденение в стратифицированных черносланцевых комплексах (Толвуйский тип) и отвечает общим закономерностям размещения и особенностям формирования такого типа оруденения (Яцкевич и др., 1994). Этот тип оруденения в Онежской структуре является необходимым условием для формирования платиносодержащих комплексных месторождений в метасоматитах зон СРД и пространственно ассоциирующихся с ними. В совокупности по закономерностям проявления платинометалльное оруденение Онежского рудного района сопоставимо с известными в мире (Гуанчжоу в Южном Китае, в США, Канаде и Австралии) промышленными месторождениями полиметалльно-платиновых руд в черных сланцах (Coveney, Chen, 1991 и др.).

Углеродсодержащие сланцы людиковийского уровня *Куолярвинской* (куолярвинская свита) и *Саволоджской* (питкьярантская и соанлахтинская свиты) структур изучены на предмет их плати-

ноносности, по сравнению с Онежской впадиной, крайне недостаточно. Однако выполненное небольшое число аналитических определений МПГ и золота в черных сланцах этих структур однозначно показало их вероятную перспективность на благороднометалльное оруденение, аналогичное установленному в Онежской структуре.

В Куолярвинской структуре выявлено значительное число проявлений (Алакуртти, Алим-Курсунъярви) и пунктов минерализации МПГ, пространственно ассоциирующихся с углеродсодержащими сланцами (Афанасьева и др., 2004). На проявлении Алакуртти содержания Pt достигают 0,54 г/т. Они сопровождаются повышенными концентрациями Au – до 1 г/т, U – до 1% и V – до 0,02%. В зоне брекчирования и сульфидизации углеродистых амфибол-биотитовых сланцев мощностью 4,5 м на проявлении Алим-Курсунъярви установлены следующие содержания полезных компонентов, г/т: Pt – 0,3, Pd – 0,6, Au – 1,0, Co – 300, Mo – 200. Более высокие концентрации платиноидов (Pd – 0,53–3,13 г/т; Pt – 0,1–0,8 г/т) отмечаются по зонам брекчирования углеродистых сланцев и силицитов в контакте с габбродиабазитами (Афанасьева и др., 2004). Аналитические результаты по черным сланцам Куолярвинской структуры, полученные по субмеридиональному геохимическому профилю (Ахмедов и др., 2001б) (рис. 70), показали их отчетливую платинометалльную специализацию (табл. 59) и, судя по отдельным ураганым концентрациям платиноидов (Pt – 5,91 г/т, Pd – 80,69 г/т), высокую вероятность открытия в них промышленного стратиформного платинометалльного оруденения.



**Рис. 70.** Субмеридиональный латеральный профиль Салла-Куолярвинского бассейна в лудиковийский этап, кривые распределения средних значений V, Mo, Se и гистограммы среднего содержания золота и суммы платиноидов (Ахмедов и др., 2001):

1 – габбро-долериты; 2 – карбонатные породы: известковые и известковистые доломиты (а), карбонатный флиш – турбидиты (б); 3 – черные сланцы: углеродистые туффиты (а), углеродистые алевропсаммиты (б), шунгитовые (сажистые) пелиты (в); 4 – горизонты колчеданных руд; 5 – туфопесчаники, туфогравелиты; 6 – красноцветные доломиты верхнего ятулия; 7 – терригенные породы нижнего ятулия и сариолия; 8 – породы фундамента; 9 – разрезы, составленные по скважинам и обнажениям; 10 – средние содержания золота и суммы платиноидов (цифры в скобках – количество проб)

**Fig. 70.** Sub-N-S lateral profile of the Salla-Kuolajarvi basin at the Ludicovian stage, mean V, Mo and Se value distributions and histograms of average gold and total platinum concentrations (Akhmedov et al., 2001):

1 – gabbro-dolerite; 2 – carbonate rocks: calcareous and calciferous dolomites (a), carbonate flysch – turbidites (b); 3 – black shales: carbonaceous tuffites (a), carbonaceous aleuropsammites (b), shungitic (ash) pelite (c); 4 – pyrite ore horizons; 5 – tuffaceous sandstone, tuffaceous gravelstone; 6 – Upper Jatulian red dolomite; 7 – Lower Jatulian and Sariolian terrigenous rocks; 8 – basement rocks; 9 – units constructed from drilling record and outcrops; 10 – average gold and total platinum concentrations (values in brackets indicate the number of samples)

Таблица 59. Содержание благородных металлов и малых элементов в типовых разновидностях черных сланцев куонамской свиты Сала-Куоляярвинского зеленокаменного прогиба, г/т (Ахмедов и др., 2001б)

Table 59. Noble-metal and minor element content of type black shale varieties from the Kuonama suite, Sala-Kuolajärvi greenstone sag, g/t (Akhmedov et al., 2001b)

Элемент	2024/195	593/96	Фк-5	593/30	595/101	592/72	2006/245	2024/30
Pt	0,02	0,03	0,06	0,05	0,05	0,15	0,25	5,91
Pd	0,04	0,04	0,86	0,53	3,13	1,34	0,48	80,69
Re	0,01	0,01	<0,02	0,02	0,07	0,02	<0,02	<0,02
Au	0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	0,09
Ag	0,11	0,23	0,24	0,49	0,35	0,58	0,19	0,71
Bi	0,03	0,03	0,05	14,24	1,19	6,81	1,11	4,37
Mo	0,36	0,38	0,16	5,47	9,04	7,44	1,37	2,01
U	2,58	46,80	3,01	192,75	4,23	63,10	1,13	20,60
Pb	6,32	3,40	3,79	7,36	8,44	18,70	4,28	35,87
Ni	164,90	64,20	61,61	1925,00	251,00	94,90	150,90	256,40
Co	132,40	15,90	21,02	894,00	48,28	148,60	54,15	95,03
Cu	320,10	331,60	46,28	1055,00	461,00	304,30	115,50	1245,00
V	355,10	384,60	156,70	104,50	83,94	367,90	240,50	49,17

В Саволоджской структуре для черных сланцев соанлахтинской свиты (М. Янисъярви, Леппясюръя, Райконкоски, Ковадъярви) отмечаются высокие содержания золота (до 1,3 г/т) и МПГ (до 1 г/т), сопровождающиеся повышенными концентрациями V, Mo, Zn, Ag, Se (Попов, Торицын, 1995; Иващенко, Лавров, 1997; Попов и др., 1997). Рудная минерализация представлена пиритом, рутилом, ильменитом, молибденитом, халькопиритом, ковеллином, галенитом, клаусталитом, кобальтином, сфалеритом, пирротинном, самородными металлами (медь, цинкистая медь, никель, железо, олово, свинец, серебро). По состоянию изученности наиболее устойчивые концентрации характерны для ванадия (0,01–1,0%) и молибдена (0,01–0,05%). Минералом-концентратором ванадия является ванадийсодержащий биотит (V – 1–1,5%). В углеродсодержащих сланцах питкьярантской свиты также отмечаются повышенные содержания  $\Sigma$ МПГ (до 1 г/т), золота (до 2 г/т) и серебра (до 32 г/т) – рудопроявления Поткулампи и Нутъярви (Попов, Торицын, 1995). В целом же черные сланцы сортавальской серии более отчетливо геохимически специализированы на золото, чем на МПГ (табл. 60).

В последние годы в Восточной Карелии (структура Ветренный Пояс) и примыкающей к ней территории Архангельской области выявлено благороднометалльное оруденение палеороссыпного типа в вендских конгломератах – проявления Нименьга (Медведев, 2003) и Шапочка (Шевченко и др., 2007), а также в четвертичных отложениях. Содержание  $\Sigma$ МПГ+Au составляет 2–4 г/м<sup>3</sup>. Из них на долю МПГ, среди которых резко преобладает платина (Pt – 85,5, Ir – 2,7%, Os – 1,4%, Rh – 1,0%, Pd, Ru – <1), приходится 15–20%. Коренным источником благородных металлов в вендских конгломератах могли быть только неизвестные рудные объекты в пределах проторифтогенной структуры Ветренный Пояс. Судя по размерности платиновых зерен в конгломератах (рис. 71) и очень высокому Pt/Pd отношению (>100), их коренной источник характеризовался богатым платинометалльным оруденением Уральского типа и представлял собой, по-видимому, крупный расслоенный дунит-клинопироксенитовый массив (или несколько массивов), удаленность которого от палеороссыпи не превышала нескольких десятков километров.

Платиносодержащая золоторудная (полигенная в метасоматитах) формация объединяет рудопроявления, геохимические аномалии и пункты минерализации, относящиеся, вероятно, к трем различным классам – эндогенным, полигенным и экзогенным. Рудопроявления и пункты минерализации, относящиеся к данной формации, изучены крайне недостаточно. Они объединяются тем, что их первичное происхождение (экзогенное – палеороссыпи, конгломераты, коры выветривания, эндогенное – вулканогенно-осадочное и др.) затушевывается наложением более поздних (местами неоднократных) метаморфо-метасоматических, гидротермально-метасоматических, тектоно-термальных и др. процессов, делая по сути неразрешимой задачей определение доли металлогенического вклада каждого из этих факторов в отдельности в совокупный рудный потенциал. Соответственно в эту формацию попадают содержащие благороднометалльную минерализацию конгломераты (Риговаракка, Черный наволлок), тектониты (Черное, Семчь, р. Вичка, Кивач), жильные штокверки в межформационных зонах (Западно-Прионежская площадь), метасоматически измененные черные сланцы (оз. Кивач, Немино, Верх. Пигмозеро) и колчеданные руды (Красный ручей и др.). Все они, будучи комплексными и поли-

генными, отражают прежде всего золото-палладиевую специализацию Карельской металлогенической субпровинции, или в ее составе отдельных зон, или рудных районов. Имеющейся геологической информации и данных о содержаниях Au и МПГ для этих рудных объектов пока недостаточно для их более детальной рудно-формационной систематизации. Вследствие этого они и рассматриваются в составе одной рудной формации – полигенной золото- и платиноидносодержащей.

Таблица 60. Содержание благородных металлов, мг/т, в породах Приладожья

Table 60. Noble-metal content, mg/t, of Lake Ladoga (Priladozhye) rocks

Породы	Au	Pt	Pd
Сортавальская серия			
Графит- и сульфидсодержащие сланцы (амфиболит. фация)	2–100 ( $X_{13} - 18$ )	–	1–21 ( $X_6 - 8$ )
То же (зеленосланцевая фация)	11–1300 ( $X_6 - 470$ )	0–14 ( $X_6 - 7$ )	0–22 ( $X_6 - 11$ )
Амфиболиты (пикритовые лавы)	0–31 ( $X_6 - 8$ )	0–9 ( $X_6 - 4$ )	1–29 ( $X_6 - 14$ )
Амфиболовые сланцы (базальт. лавы)	1–11 ( $X_{25} - 7$ )	–	–
Мраморы и параамфиболиты`	4–48	МПГ – 3–12	
Магнезиальные скарноиды`	5–13	МПГ – 15–45	
Ладожская серия			
Графит- и сульфидсодержащие сланцы	3–48 ( $X_{22} - 11$ )	–	0–4 ( $X_{22} - 1$ )
Метапелиты*	2–14 ( $X_{66} - 5$ )	–	–
Раннеорогенные габброидные интрузии			
Пироксениты (Велимяки)	2–550 ( $X_{21} - 119$ )	12–38 ( $X_{21} - 23$ )	4–86 ( $X_{21} - 28$ )
Пироксениты (Суисуо)	66–94 ( $X_2 - 80$ )	170–190 ( $X_2 - 180$ )	270–300 ( $X_2 - 285$ )
Габбро (Араминлампи)	–	–	33–69 ( $X_4 - 54$ )

*Примечание.*  $X_{22}$  – среднее содержание по 22 определениям; по единичным анализам в габбро-дolerитах Валаамского силла и дайках сортавалитов содержания Au, Pt, Pd < 1 мг/т. \* Данные А.М. Сазонова, А.А. Кременецкого (Сазонов, Кременецкий, 1994); ` – данные (Попов, Торицын, 1995).

Анализы выполнялись пробирно-спектральным методом (г. Тула, аналитики Г.Н. Рябинова, В.С. Ананьев), атомно-абсорбционным (Бронницкая ГГЭ, аналитик Л. Шленова), количественно-спектральным (ИГФМ АН УССР, аналитик Л. Орлова).

*Note.*  $X_{22}$  – average content from 22 determinations; from scarce analyses in Valaam Sill gabbro-dolerite and sortavalite dykes, Au, Pt and Pd content < 1 mg/t; \* – data of A.M. Sazonov, A.A. Kremenetsky (Sazonov, Kremenetsky, 1994); ` – data of Popov, Toritsyn, 1995). Samples were analysed by the fire assay-spectral method (Tula, analysed by G.N. Ryabinova and V.S. Ananyev), by the atomic absorption method (Bronnitsa GGE, analyst L. Shlenova) and by the quantitative-spectral method (IGFM, Academy of Sciences of the USSR, analyst L. Orlova).

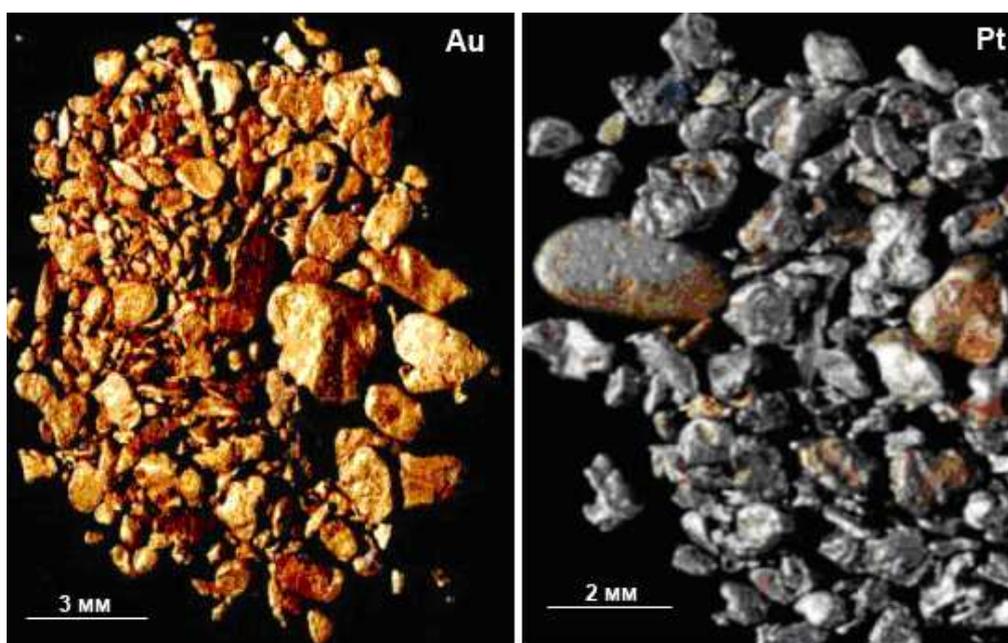


Рис. 71. Золото и платина проявления Нименгга (по: Медведев, 2003)

Fig. 71. Gold and platinum from the Nimenga occurrence (after Medvedev, 2003)

### 3.4. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЛАТИНОНОСНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ НА КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МПГ

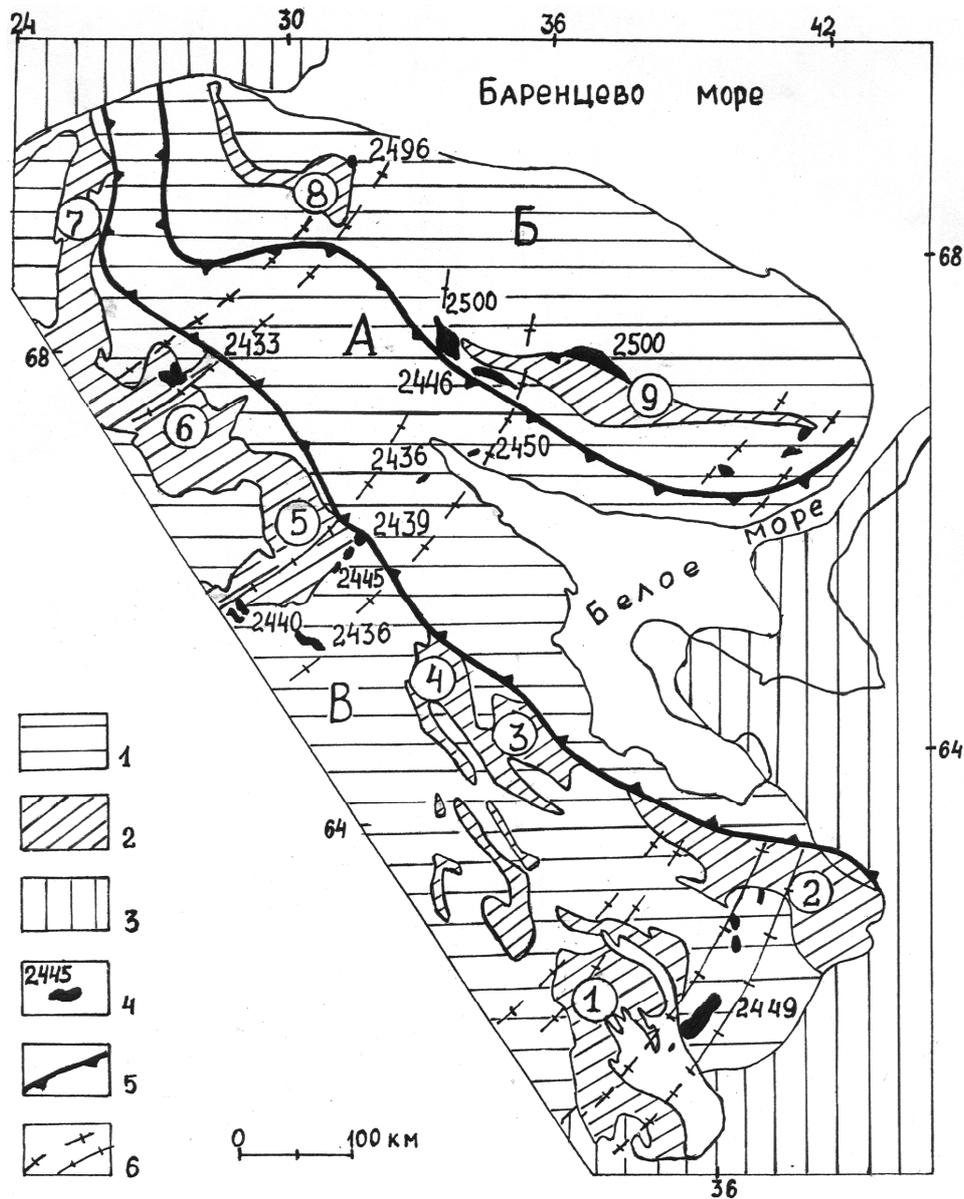
Основными мировыми источниками металлов платиновой группы являются месторождения малосульфидной рудной формации в расслоенных раннепротерозойских ультрабазит-базитовых интрузивах (90% мировых запасов) и сульфидной медно-никелевой (Додин и др., 1998а). Для Карелии характерны те же закономерности, но с существенно возрастающей ролью платиносодержащих рудных формаций – хромитовой и титаномагнетитовой с сопутствующими ЭПГ. В связи с чем большое значение в металлогеническом аспекте МПГ приобретает формационный и геодинамический анализ соответствующего интрузивного магматизма.

Раннепротерозойский магматизм и связанное с ним платинометалльное оруденение Карельской и Беломорской зон контролируются развитием Беломорско-Лапландской рифтогенной системы и процессами, обусловленными ее активизацией. При этом возраст расслоенных массивов является реперным для определения времени заложения рифтовой структуры. Главная осевая зона рифта приурочена к Беломорскому подвижному и Лапландскому гранулитовому поясам (рис. 72), в пределах которых закартировано несколько сотен мелких массивов, принадлежащих в основном к двум формациям: габбро-лерцолит пироксенитовой и вебстерит-габбро-норитовой. U-Pb возраст наиболее крупного из них – Ковдозерского массива – равен  $2436 \pm 9$  млн лет (Баянова, 2002). Известны также габбро-анортозитовые интрузии с возрастом  $2450 \pm 10$  млн лет (массив Колвицкий) (Магматизм, седиментогенез..., 1995). С отдельными массивами этих формационных типов связано сульфидное Cu-Ni оруденение син- и эпигенетического типа (Медно-никелевые..., 1985). Главная зона рифта, вероятно, соответствует отдельной благороднометалльной субпровинции – Беломорской, перспективы и масштабы которой пока не ясны. По аналогии с другими регионами наиболее важными в металлогеническом аспекте представляются плечи рифта. Им соответствуют платинометалльные субпровинции – Кольская (северо-восточное плечо) и Карельская (юго-западное плечо).

На северо-восточном плече рифта развита система нижнепротерозойских палеорифтовых прогибов, образующая протяженный пояс Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга (рис. 72). Пространственно ассоциирующие с ними расслоенные массивы Кольской металлогенической субпровинции – Мончегорский, г. Генеральской, Федорово-Панский – являются наиболее ранними и имеют радиогенный возраст около 2500 млн лет (Баянова, 2002). На юго-западном плече, являющемся предположительно менее эродированным, система палеорифтовых прогибов имеет большую площадь и протяженность. С юго-востока вдоль оси рифта она представлена структурами – Онежской, Ветренный Пояс, Лехтинско-Шомбозерской, Пана-Куоляярвинской (Россия), Сала-Соданкюля (Финляндия) и Карасйок (Норвегия). Возраст расслоенных массивов Карельской и Беломорской металлогенических субпровинций, а также Имандровского лополита на 50–60 млн лет моложе выше-названных в Кольской субпровинции (рис. 72).

Анализ пространственной ориентировки расслоенных интрузивов перидотит-габброноритовой формации Карело-Кольского региона показывает, что имеется ряд разновозрастных групп, ориентированных вдоль главной оси рифта – Койлисаа (Нярянкяваара – Портиваара) (2436–2446 млн лет) – Имандра, Федорово-Панский, Мончегорский (~2500 млн лет), а также ряд практически разновозрастных массивов группирующихся в поперечные пояса: 1 – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский; 2 – Кеми-Контиярви-Олангский и, возможно, другие. И если первый трассируется в пределах Карельского плеча, то во второй достаточно хорошо вписываются и массивы главной оси рифта – Ковдозерский перидотит-габброноритовый и Колвицкий габбро-анортозитовый, а также ориентированные вкрест пояса Имандровский (Кольская субпровинция) и Койлисаа (Карельская субпровинция), имеющие очень узкий временной интервал формирования – 2436–2450 млн лет.

Закономерности размещения расслоенных интрузий, их возрасты и ряд других особенностей свидетельствуют о том, что мы, вероятно, имеем дело лишь с фрагментом более крупной, видимо, трехлучевой рифтовой структуры – Лапландско-Беломорско-Онежской, развивающейся по границе с Русской платформой и перекрытой ее отложениями. Поперечные пояса (раздвиговые зоны) – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кеми-Контиярви-Олангский – развиваются параллельно предполагаемому Онежскому лучу рифта, имеющему север-северо-восточное простирание. Такая схема развития рифтогенеза выводит по перспективности на первый план из всего комплекса нижнепротерозойских прогибов две структуры – Ветренный Пояс и Онежскую. Последнюю в этом случае следует относить к перикратонной, а не к интракратонной, как это считалось ранее (Трофимов и др., 1999).



**Рис. 72.** Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура (по: Трофимов и др., 2002; с исп. данных: Щеглов и др., 1993; Баянова, 2002):

1 – архейские нерасчлененные образования; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – фанерозойские отложения; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы осевой зоны рифта; 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующие внедрение расслоенных интрузий: А – главная осевая зона рифта (Беломорская платиноносная субпровинция – потенциальная), Б – северо-восточное плечо рифта (Кольская платиноносная субпровинция), В – юго-западное плечо рифта (Карельская платиноносная субпровинция); 1–9 (O): 1 – раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветреный Пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куолаярвинская, 6 – Сала-Соданкюла, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

**Fig. 72.** Early Proterozoic Belomorian-Lapland intracontinental riftogenic structure (after Trofimov et al., 2002; using data: Shcheglov et al., 1993; Bayanova, 2002):

1 – undivided Archaean rocks; 2 – Lower Proterozoic volcanic-sedimentary complexes; 3 – Phanerozoic rocks; 4 – Early Proterozoic layered intrusions and their isotope age; 5 – boundaries of the axial rift zone; 6 – transverse extension zones controlling the emplacement of layered intrusions: A – main axial rift zone (potential Belomorian platiniferous subprovince), B – northeastern shoulder of rift (Kola platiniferous subprovince), C – southwestern shoulder of rift (Karelian platiniferous subprovince); 1–9 (O): 1 – Early Proterozoic compensation sagging structures: 1 – Onega, 2 – Vetreny Poyas, 3 – Lehtinskaya, 4 – Shombozerskaya, 5 – Pana-Kuolajarvi, 6 – Sala-Sodankyla, 7 – Karasjok, 8 – Pechengskaya, 9 – Imandra-Varzugskaya

Наличие расслоенных массивов, ориентированных параллельно главной оси Беломорско-Лапландского рифта в Имандра-Варзугской и в районе Пана-Куолаярвинской структур, предопределяет возможность нахождения таковых в структурах Ветреный Пояс и Лехтинско-Шомбозерской. Кроме того, по северному обрамлению Онежской впадины предполагается наличие еще одной поперечной раздвиговой зоны (направление Суоярви – Медвежьегорск – Вирандозеро). В ее юго-западной части (Хаутаваарская структура) имеется мощная протяженностью, около 30 км, дайка Кивач-Сямозеро, относимая к формации расслоенных интрузий, и предполагается наличие ее аналогов на участках Виетукка-лампи и Святнаволоку. Не исключено, что к формации раннепротерозойских расслоенных интрузий относится и Хюрсюльский дифференцированный гипербазитовый массив. Таким образом, на территории Карелии можно прогнозировать выявление новых расслоенных интрузивов, что существенно расширяет перспективы платинометалльного оруденения малосульфидного типа.

Металлогеническая специализация раннепротерозойского этапа рифтогенной активизации Кольской субпровинции определяется Ni, Cu, Cr, ЭПГ. Платинометалльное оруденение относится к двум формациям – сульфидной и малосульфидной. Для Карельской субпровинции к этому набору элементов добавляются Ti, V (Муставаара, Пудожгора и др.), с подчиненным значением Ni и Cu. Основные рудно-формационные типы ЭПГ – малосульфидный, титаномагнетитовый, хромитовый (табл. 61).

Таблица 61. Сводная таблица прогнозных ресурсов

Table 61. Summary table of predicted resources

Рудно-формационные типы	Прогнозные ресурсы БЭ, т				Au
	ЭПГ по категориям				
	P1	P2	P3	Всего	
Собственно платинометалльный тип					
Малосульфидный платинометалльный	258,0	420,0	402,0	1080,0	3,0
Сопутствующие платинометалльные типы					
Платиносодержащий хромитовый	–	10	110	120	*
Платиноидносодержащий титано-магнетитовый	191,9	429,0	50	772,9	295,0
Сульфидный платиноидно-медно-никелевый	1,6	11	3	15,6	*
Платино-полиметалльный онежского типа	5	1	95	101	70
Итого ресурсов, сопутствующих ЭПГ	198,5	451,0	258,0	1009,5	365,0
Всего ресурсов ЭПГ по Республике Карелия	456,5	871,0	660,0	1987,5	368,0

\* Ресурсы не оценивались.

\* Resources were not evaluated.

Результаты проведенной систематизации и металлогенического анализа платинометалльных проявлений на территории Карелии резюмируются в следующих выводах.

1. Территория Республики Карелия является новой платиноносной субпровинцией северо-запада России с суммарными прогнозными ресурсами ЭПГ ~2000–4400 т.

2. Преобладают ресурсы сопутствующих платинометалльных типов (>60%) – титаномагнетитовый, хромитовый и др.

3. Наиболее экономически значимым и перспективным рудно-формационным типом платинометалльного оруденения является малосульфидный, связанный с расслоенными интрузивами перидотит-габброноритовой магматической формации, в первую очередь с Бураковским плутоном, степень изученности которого остается еще крайне недостаточной.

4. Имеются реальные предпосылки для выявления новых крупных и средних по размерам расслоенных перидотит-габброноритовых массивов, ориентированных вдоль Лапландской ветви рифта и в поперечных раздвиговых зонах, субпараллельных предполагаемой Онежской ветви.

5. На территории Карелии выделен и изучается новый для России рудно-формационный тип в связи с трапповой магматической формацией – сопутствующий золото-платиноидный в ванадийсодержащих титаномагнетитовых рудах (Трофимов и др., 1999).

6. Огромные запасы БЭ – ~900 т (Pt, Pd, Au), сконцентрированные в дифференцированных интрузивах габбродолеритов пудожгорского комплекса в пределах контуров подсчета запасов двух забалансовых месторождений титаномагнетитовых руд – Пудожгорском и Койкарско-

Святнаволоцком, предопределяют вероятность выявления более глубинных магнезиальных фаций (гипабиссальных), не уступающих им по запасам БЭ, но с более богатым платиновым оруденением.

7. Согласно разработанной новой модели глубинного строения Онежской структуры (Трофимов, Голубев, 2010), прогнозируется открытие в ее пределах сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд печенгско-норильского типа в связи с гипербазитовой субформацией трапповой формации.

8. Пока недостаточно обоснован, но по-прежнему высоко оценивается благороднометалльный потенциал черносланцевой формации – стратиформное и гидротермально-метасоматическое оруденение. Металлогеническое изучение черных сланцев сдерживается отсутствием: надежных аналитических методов определения тонко рассеянных МПГ; теоретического обоснования условий их образования; разработанных поисковых критериев и признаков; недостаточной геолого-геохронологической и геохимической изученностью разреза заонежской свиты.

9. Перспективы платиноносности щелочно-ультраосновной с карбонатитами магматической формации Северной Карелии, вследствие недостаточной изученности, остаются неясными. Возраст щелочных массивов этой формации – ~1,8 млрд лет – сопоставим с возрастом Ропручейского силла (1,77 млрд лет), внедрение которого сопровождалось в Онежской впадине интенсивным щелочным метасоматозом по зонам СРД. По времени проявления щелочно-ультраосновному магматизму, возможно, сопутствует также формация кимберлитов – Кимозеро (~1,76 млрд лет). Поэтому металлогеническое значение этого временного этапа активизации Карельского кратона еще не оценено как в плане рудной специализации, так и в масштабности оруденения.

Широкое распространение в пределах Карелии рудных объектов охарактеризованных ведущих формационно-генетических типов платинOMETалльного оруденения определяет ее как новый перспективный платиноносный регион России с прогнозными ресурсами МПГ (по разным оценкам) 2000–4400 т, являющийся или самостоятельной благороднометалльной провинцией, или составной частью более крупной Карело-Кольской провинции. Платиноносность провинции обусловлена заложением и развитием в палеопротерозое рифтовой структуры и последующими этапами ее активизации в интервале 2,5–1,7 млрд лет.

В Карельской благороднометалльной провинции имеется ряд крупных объектов, относящихся к ведущим (по запасам и потенциалу ресурсов МПГ) мировым рудно-формационным типам платинOMETалльного оруденения: малосульфидному в расслоенных интрузиях (Бураковский массив, Олангская группа) и черносланцевому (Онежская и Пана-Куоляярвинская впадины, структура Ветреный Пояс), а также к новому перспективному типу – «Пудожгорскому». По масштабности процессов магматизма и благороднометалльного рудогенеза на первый план выдвигается Онежская структура, являющаяся в настоящее время наиболее изученной и вместе с обрамлением определяющаяся в металлогеническом аспекте как Онежский рудный район. Потенциал ресурсов МПГ рудного района оценивается в 1800–4000 т, что составляет >80% от общей оценки ресурсов территории Карелии.

## ГЛАВА 4

### ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

Первые задокументированные находки и добыча золота в Карелии относятся к началу XVIII в. В 1737 г. вблизи д. Надвоицы крестьянином Т. Антоновым была найдена кварцевая жила с сульфидной минерализацией, давшая начало Воицкому руднику, где с 1742 г. начались разработки медной руды, спустя два года в которой было обнаружено золото, добывавшееся с длительными перерывами более 20 лет (Озерецковский, 1792; Поморцева, 2000). К моменту закрытия рудника в 1768 г. было добыто 74 кг золота и 106 т меди (Майер, 1907; Кузин, 1961). Монахи Даниловского монастыря чеканили собственную монету из золота(?) (Афанасьева и др., 1998) (россыпного?), предположительно найденного ими в Олонецкой губернии или в приграничных с ней районах Архангельской области(?). В XIX в. 1 пуд золота и 11 т серебра были попутно получены из руд Питкярантского медно-оловорудного месторождения (Грендаль, 1896). В конце XX в. на Майском месторождении в Северной Карелии было добыто 53,3 кг золота на сумму 590 тыс. дол.

#### 4.1. ОБСТАНОВКИ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

В геотектонических категориях Фенноскандинавского щита (Gaal, Gorbatshev, 1987 и др.) Карельский регион по времени формирования и кратонизации отдельных его частей подразделяется на два домена – архейский и свекофеннский (рис. 73). Архейский домен состоит из Карельской гранит-зеленокаменной области, кратонизированной в позднем архее, и Беломорского мобильного пояса. В раннем протерозое на Карельском кратоне была сформирована рифтогенная линейная структура северо-западного простирания, являющаяся юго-восточным продолжением самого крупного из выделяемых на Фенноскандинавском щите палеопротерозойских зеленокаменных поясов – Лапландского (Pankka, Vanhanen, 1989). Свекофеннский домен является результатом рифтинга архейского Карельского кратона по оси – Раахе-Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера) с новообразованием океанической коры и последующим конвергентным взаимодействием с формированием офиолитовых, островодужных и окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза (Nironen, 1997).

К настоящему времени во всех выше перечисленных крупных структурных единицах Карельского региона известны экономически значимые или имеющие промышленные перспективы золоторудные объекты (рис. 73). Два из них разрабатывались (Воицкое и Майское месторождения). Характеристика отдельных золоторудных месторождений и проявлений приведена в ряде публикаций (Проблемы..., 1997; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.). Вопросам металлогении золота и геолого-генетической типизации золоторудных проявлений Карелии посвящены многочисленные работы геологов научных и производственных организаций (Ивашенко, Лавров, 1994; Ушков, 1997; Горошко и др., 1998; Кожевников, 2000; Ахмедов и др., 2001а; Ивашенко и др., 2002 а и др.; Коровкин и др., 2003; Кулешевич, Костин, 2003; Кулешевич и др., 2005; Ларионова и др., 2005; Ивашенко, 2006, 2010 и др.).

По геологической позиции золоторудные месторождения и проявления на территории Карелии, с учетом опубликованных и фондовых материалов по золотоносности ее территории и оригинальных данных авторов по ряду золоторудных объектов, подразделяются на (рис. 73):

- I. Месторождения в архейских зеленокаменных поясах.
- II. Месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах.
- III. Месторождения в свекофеннидах.
- IV. Палеороссыпи в платформенных отложениях венда.

I. В настоящее время многими исследователями, занимающимися геодинамическими реконструкциями геологического развития Карельского региона в архее (Кожевников, 2000; Самсонов, 2005; Светов, 2005; Слабунов, 2009 и др.), архейские зеленокаменные пояса в его пределах рассматриваются как аккреционно-коллизионные орогены, формировавшиеся в обстановках конвергентных границ плит. Всего в архее Карелии выделяется четыре поколения зеленокаменных поясов,

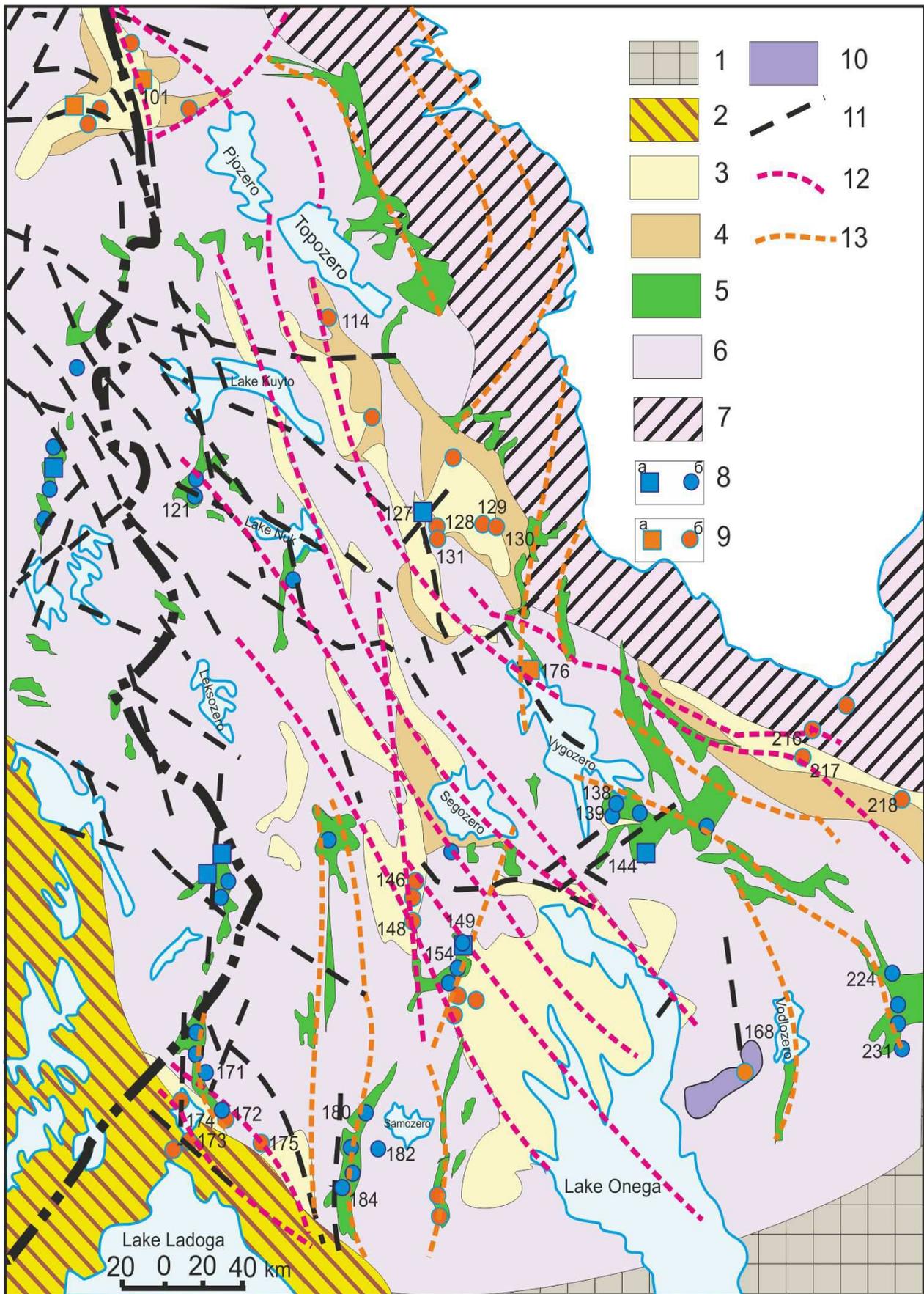
развивавшихся во временной последовательности от древнейшего (~3,5 млрд лет) Водлозерского домена в следующие периоды (млрд лет): 3,05–2,98; 2,9–2,85; 2,82–2,78; 2,74–2,69 (Лобач-Жученко, 2009 и др.), каждый из которых заканчивался аккреционными и коллизионными процессами, приводившими к созданию новых фрагментов континентальной коры. Продолжительность архейского этапа формирования континентальной коры в Карельском регионе в целом и ее главных стадий сопоставима с их продолжительностью в рамках классического цикла Вилсона (Слабунов, 2009). Однако интерпретация архейских гранит-зеленокаменных комплексов в рамках концепции тектоники плит в последние годы подвергается все более нарастающей критике (Антонов, 2009), и наиболее приемлемой альтернативой этой теории в приложении к архейскому этапу развития Земли может быть модель тессерообразования, происходящего в реальности в настоящее время на Венере, уровень геологического развития которой сейчас, вероятно, соответствует архейскому Земли. Механизм тессерообразования формулируется следующими положениями: 1 – зарождение и развитие многочисленных плюмов; 2 – торошение тонкой базитовой литосферы в межплюмовом пространстве; 3 – частичное плавление базитового субстрата в основании призм торошения в зонах тройного сочленения плюмов; 4 – латеральная деформация тессерного «полуфабриката» в условиях сжатия; 5 – повторное, возможно, многократное частичное плавление такого «полуфабриката» с образованием куполов и вязких лав предположительно кислого состава (Ненахов, 2001). В этом аспекте архейские зеленокаменные пояса интерпретируются как деформированные (коллажированные) фрагменты разобщенных плюмовых бассейнов, развивавшихся в условиях двустороннего или даже трехстороннего стресса, характерного для межплюмового пространства. С этих позиций образование магматитов известковощелочной серии объясняется проседанием (сагдукцией) и погружением на глубину в зонах межплюмового торошения сформированных ранее породных ассоциаций, частичное плавление которых может генерировать широкий спектр пород базальт-андезит-риолитового ряда, аналогичных образующимся в результате субдукционных процессов в постархейские периоды развития Земли.

II. Карельские структуры, идентифицируемые в настоящее время большинством геологов, их изучавших, как палеопротерозойские зеленокаменные пояса, формировались в период 2,5–1,78 млрд лет назад. Соответственно, в их строении участвуют геологические образования, представленные преимущественно коматиитовыми и толеитовыми метавулканитами и метаосадками, относимыми к сумию, сариолию, ятулию и людиковию на российской территории и к Лаппонийской супергруппе за ее пределами. О природе этих структур существовали следующие точки зрения: остатки проточехла, равномерно покрывавшего архейский фундамент (Кратц, 1963); трогги, заложенные на архейском гранито-гнейсовом фундаменте в участках его растяжения и не дошедшие в своем развитии океанической стадии (Смолькин, 1992); аналогичные трогги, но их раскрытие дошло до океанической стадии (Минц и др., 1996; Marker, 1985); пулл-апартаы в сдвиговых зонах, разделяемые Лапландско-Беломорским подвижным поясом (ЛБПП) на две группы или ветви карелид: северную – Финмаркер-Кольскую и южную – Лапландско-Карельскую (Терехов, Пржиялговский, 1984; Морозов, 1999; Колодяжный, 2003). По мнению последних авторов, в начале протерозоя верхняя кора под воздействием сумийского плюма была разбита разломами, обусловившими заложение и развитие трогов. Это сопровождалось проявлением глобального импульса мантийного магматизма (2,5–2,4 млрд лет) – внедрением крупных расслоенных плутонов, пространственно сгруппированных в двух поясах – Северном и Южном, разделяющихся ЛБПП и отличающихся по возрасту – 2,5–2,45 и 2,45–2,40 млрд лет соответственно (Минц и др., 1996).

III. Около 2,0 млрд лет назад юго-западная часть архейского Карельского кратона Фенноскандинавского щита подверглась рифтингу по Раахе-Ладожской линии с открытием Свекофеннского океана (ныне сутура) и последующим (1,96–1,80 млрд лет) конвергентным взаимодействием новообразованной свекофеннской океанической коры с Карельским (лопийским) континентом.

В характеристике геологического развития свекофеннид отмечается несколько важных аспектов (Sundblad, 2003).

1. Океаническая кора, сформированная при раскрытии Свекофеннского океана, сохранилась на востоке Финляндии – офиолиты Йормуа (Kontinen, 1987) и прослеживается в район Оутокумпу – амфиболиты с несколькими месторождениями VMS типа.



**Рис. 73.** Схема размещения золоторудных и колчеданных месторождений и проявлений на территории Карелии (с исп. данных: Ахмедов и др., 2001; Коровкин и др., 2003; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.):

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофеннский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, людиковий, калевий, вепсий нерасчлененные, 4 – сумий и сариолий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8-9 – золоторудные объекты (а – месторождения, б – проявления): 8 – архейские, 9 – протерозойские; (101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 127 – Лобаш-1; 128 – Нигалма; 129 – Шуезерское; 130 – Риговарака; 138 – Заломаяевское; 139 – Южно-Заломаяевское; 144 – Рыбозерское; 146 – Питкулампинское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанваарское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 174 – Райконкоски; 176 – Воицкое; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 216-Шапочка; 217 – Нименьга; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кенозерское

**Fig. 73.** Scheme showing the distribution of gold and auriferous VMS-deposits and occurrences in Karelia (using data: Ahmedov et al., 2001; Korovkin et al., 2003; Mineral raw materials..., 2005 et al.):

1 – platform cover; 2 – Svecofennian foldbelt; 3–6 – Karelian granite-greenstone domain: 3 – undivided Jatulian, Ludicovian, Kalevian and Vepsian rocks, 4 – undivided Sumian and Sariolian rocks, 5 – Lopian, 6 – basement complex; 7 – Belomorian mobile belt; 8-9 – gold localities (a – deposits, b – occurrences); 8 – Archaean, 9 – Proterozoic; (101 – Maiskoye; 114 – Shombozerskoye; 121 – Taloveis; 127 – Lobash-1; 128 – Nigalma; 129 – Shuezerskoye; 130 – Rigovaracka; 138 – Zalomaevskoye; 139 – Yuzhno-Zalomaevskoye; 144 – Rybozerskoye; 146 – Pitkulampi; 148 – Jatulian-1; 149 – Pedrolampi; 154 – Elmus; 159 – Vesenneye; 162 – Kosmozerskoye; 168 – N-S zone; 171 – Soanvaara; 172 – Jalonvara, Hatunoja; 173 – Päkylä, Janis; 174 – Raykonkoski; 176 – Voizkoe; 180 – Tsentralnoye; 182 – Novye Peski; 184 – Vedlozerskoye; 216 – Shapochka; 217 – Nimenga; 218 – Kozhozerskoye; 224 – Nadvigovoye; 231 – Kenozerskoye); 10 – Burakovsky layered ultramafic massif (PR<sub>1</sub>); 11 – tectonic dislocations which control the distribution of small gold occurrences and mineralization points; 12, 13 – shear zones with auriferous metasomatic rocks: 12 – Proterozoic, 13 – Archaean.

2. Магматические дуги края лопийского континента и непосредственно примыкающие к нему представлены фельзическими метавулканидами и свекофенскими гранитоидами, наиболее широко распространенными в районе Кируна-Малбергет Северной Швеции, сопоставимом с современной геологической обстановкой в Чили (Nystrom, Henriquez, 1994) и характеризующемся аналогичной металлогенией – мирового класса месторождения железных руд Кируна, Малбергет в Швеции и Эль-Лако в Чили. К континентальному краю приурочены также крупное медно-золоторудное месторождение Айтик в Северной Швеции и VMS месторождения Виханти и Пюхясалми в Главном сульфидном поясе Финляндии.

3. Морской вулканогенно-осадочный варьирующий от глубоко- к мелководному седиментогенез островодужного типа, проявленный на достаточном удалении от континентальной окраины, предотвращавшем его коровую контаминацию, – район Шеллефте и сланцевый пояс Тампере. Эта палеообстановка, вероятно, аналогична современной Японии при сопоставлении VMS месторождений районов Шеллефте и Курокко (Rickard, Zweifel, 1975), а также островной дуге Тонга-Кермадек на западе Тихого океана (Allen et al., 1996).

4. Турбидитные отложения формировались главным образом за счет континентального детрита (юг района Шеллефте, магматическая дуга Тампере, Северное Приладожье).

5. Фельзит-промежуточные образования края континента формировались синхронно турбидитам или флювиальным отложениям с участием значительных количеств архейского детрита. Эта палеообстановка представлена свекофенскими гранитоидами, фельзическими метавулканидами и метаосадками в провинции Бергслеген, являющейся одной из наиболее важных металлогенических областей Фенноскандии, включающей месторождения мирового класса Грангесберг и Даннемора (Fe), Сала (Ag), Фалун и Гарпенберг (Cu-Zn-Pb), Цинкгруван (Zn-Pb). Континент, вдоль которого все это формировалось, по-видимому, был не лопийским, а каким-то другим, впоследствии отделившимся от области Бергслеген (Kumpulainen et al., 1996).

6. Примитивная океаническая кора сформировалась, вероятно, при заложении рифта, отделившего континентально-краевую область Бергслеген от неизвестного древнего континента. Небольшой фрагмент палеоокеанических образований сохранился в районе Фродерид на юге Швеции, где известно несколько мелких месторождений VMS типа (Sundblad et al., 1997).

По завершении формирования свекофеннской коры она была аккрегирована к лопийскому континенту и в коллизионных условиях подверглась метаморфизму и деформациям с обдукцией офиолитов на континент в Свекокарельскую орогению и многократным проявлением поздне- и посторогенного гранитоидного магматизма. Транскандинавский магматический пояс – самый крупный из

постороженных гранитоидных комплексов свекофеннид, формировался в течение длительного периода времени (1,85–1,67 млрд лет) и представляется как прибрежный батолит. Золото в свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе связано с разнообразными геологическими процессами, проявленными в течение формирования и кратонизации свекофеннской коры. Его разные по генетической природе месторождения известны во многих районах Свекофеннского складчатого пояса.

IV. Вендские отложения отражают авлакогеновую стадию (внутриконтинентального рифтогенеза) эволюции краевых частей Фенноскандинавского щита и принадлежат к имеющим один и тот же тип разреза Онежской и Беломорской моноклиналам, относящимся к северо-западному крылу Московской и западному крылу Мезенской синеклиз (Богачев и др., 2004).

## 4.2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ

Вне зависимости от геологической позиции золоторудные месторождения и проявления Карелии и Фенноскандии в целом относятся к нескольким генетическим типам (табл. 62), впервые в систематизированном виде выделенным для данного региона применительно к золоторудным объектам Финляндии (Eilu, 1999). Ведущим генетическим типом золоторудной минерализации на территории Фенноскандии, как и в других докембрийских регионах (Groves et al., 1998, 2003), является орогенический мезотермальный в зонах сдвиговых дислокаций. Промышленная золоторудная минерализация сосредоточена преимущественно в архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофеннидах. Ее формирование происходило в неорархейскую (2,8–2,5 млрд лет) и свекофеннскую (1,9–1,8 млрд лет) металлогенические эпохи.

### 4.2.1. Орогенический мезотермальный тип

Месторождения золота *орогенического мезотермального* типа широко распространены в докембрии (Groves et al., 1998, 2003). Многие из них относятся к крупным и суперкрупным (Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли – Западно-Австралийский кратон и др.). Орогенические золоторудные месторождения размещаются в аккретированных террейнах, контролируясь зонами сдвиговых дислокаций глубинного заложения (рис. 74). Их тектоническая позиция резко отличается от таковой сходных с ними по ряду признаков месторождений других типов. Хотя часто они в совокупности рассматриваются в рамках единого термина «мезотермальные месторождения», что вносит большую неопределенность в это понятие и не способствует эффективному металлогеническому прогнозу. Вследствие этого в конце прошлого века назрела острая необходимость привести к единой номенклатуре классификацию золоторудных месторождений. Так как многими геологами применяются разные подходы и вкладывается различный смысл даже при использовании одних и тех же терминов. Это стало особенно очевидным к концу прошлого века, когда наиболее важные типы золотого оруденения докембрия в метаморфических поясах, сходные по вещественному составу и физ.-хим. условиям образования – мезотермальные, эпитептермальные и связанные с интрузиями, стали увязываться в рамках концепции тектоники плит. При этом наиболее неопределенным стал термин – «мезотермальные» месторождения. В настоящее время благодаря работам Д. Гровса (Groves et al., 1998, 2003 и др.) наметились новые принципы классификации этих месторождений, введен в обновленном понимании тип мезотермальных орогенических золоторудных месторождений с подразделением по фациям глубинности – гипозональной, мезозональной и эпизональной (рис. 75). Однако достаточной четкости для идентификации данного типа месторождений эти разработки все же не дали. В связи с этим употребление нами «орогенного мезотермального типа» в классификационно-генетической терминологии в какой-то степени условно и вызвано главным образом целью достижения взаимопонимания с финскими и скандинавскими геологами (широко использующими данный термин) в вопросах генетической типизации золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита.

Золоторудные месторождения орогенического типа формируются в широком диапазоне эпох (AR – KZ), глубин (2–20 км) и фаций метаморфизма (зеленосланцевая – гранулитовая) с проявлением трансективной тектоники на конечных стадиях и преобладанием хрупко-пластичных деформаций.

Таблица 62. Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита

Table 62. Genetic types of gold mineralization in the Fennoscandian Shield

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст, млрд лет	Месторождения, рудопоявления
Орогенический мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Иломантси, Хатту, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутаваара, Колмозеро	AR 2,7	Валкеасуо, Пампало, Рямепоро, Хатуноя, Оленинское, Рыбозеро, Хюрсюля, Педролампи, Фаддейнкелья
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасъйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга	PR 1,9–1,85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуусикко, Биджовагге, Пахтохаваре, Майское, Шапочка, Кайралы, Воицкое
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслаген, С. Приладожье	PR 1,87–1,83	Акерберг, Осиконмяки, Лайвакангас, Пякюля, Алатту, Янис, Райконкоски
	Трансскандинавский магматический пояс	PR 1,8–1,7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1,0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшофта, Сибириэн, Гаутелисфьелл, Оппдал
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси, Колмозеро	AR 2,8–2,7	Лобаш-1, Ялонвара, Кадди-лампи, Заломаевское, Таловейс, Пеллапах
	Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния, С. Приладожье	PR 1,9–1,85	Айттик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Таллберг, Алатту-Пякюля
VMS (колчеданный)	AR зеленокаменные пояса: Сумозерско-Кенозерский, Хаутаваарский	AR 2,8–2,7	С.-Вожминское, Рыбозерское, Няльмозеро
	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фродерид	1,92–1,87	Оутокумпу, Пюхясалми, Виханти, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный (+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Ояярви	AR 2,7	Кюльмякангас(?)
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте, С. Приладожье	PR 1,9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исовеси, Йокисиву Араминлампи, Райконкоски
Скарновый и Au, Cu, Fe-рудный (IOCG)	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1,9–1,8	Куэрвитикко, Вяяхйоки
	Свекофеннский складчатый пояс: С. Приладожье	1,8–1,54	Кварцитовое, В. Люпикко
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1,9–1,8	Каарестунтури, Оутаря, Нигалма, Маймъярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Примечание. Табл. сост. с исп. данных (Eilu, 1999; Sundblad, 2003).

Note. Using data: Eilu, 1999; Sundblad, 2003.

ций. Они характеризуются плохо выраженной латеральной и вертикальной зональностью, локализуясь в основных вулканитах, интрузивных породах и метаосадках. P-T условия формирования оруденения – 0,5–4,5 кбар, 220–600 °С. Энергетический источник – апвеллинг, среднекоровые гранитоиды. Источник рудного вещества – субдущированная и аккретированная кора(?), супракрустальные породы(?), глубинные гранитоиды(?).

На территории Карелии как части Фенноскандинавского щита, подразделяющегося на несколько разновозрастных доменов, формирование золотого оруденения орогенического мезотермального типа происходило в коллизионные стадии их развития. Для архейского домена это относится к соответствующим стадиям эволюции входящих в его состав Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, кратонизированных в позднем архее, и Беломорского мобильного пояса.

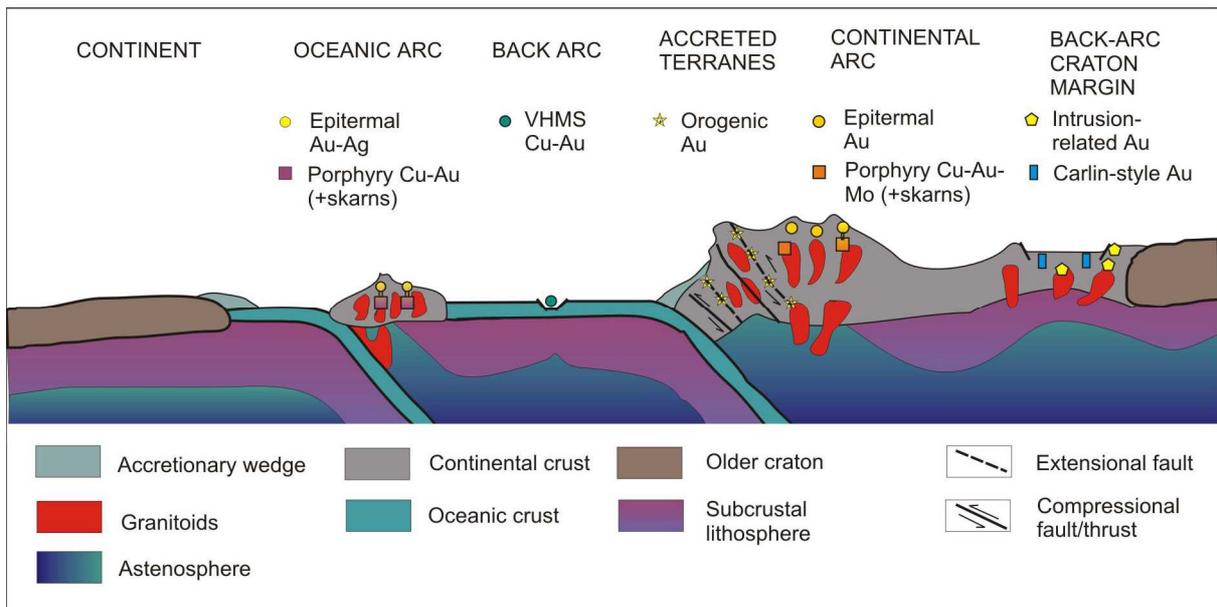


Рис. 74. Тектоническое положение эпигенетических золоторудных месторождений (Groves et al., 2003)

Fig. 74. Tectonic position of epigenetic gold deposits (Groves et al., 2003)

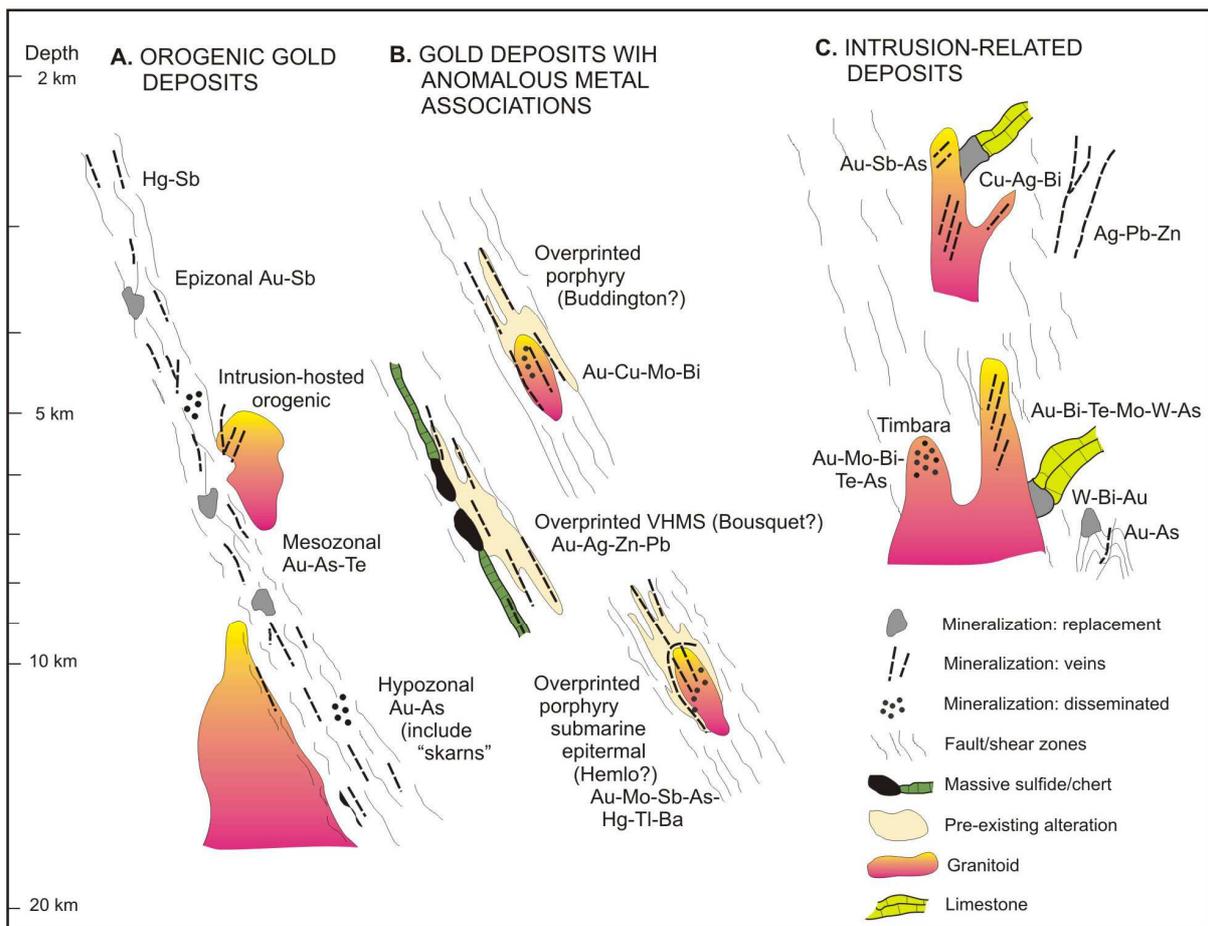


Рис. 75. Схема размещения золоторудных месторождений в верхней коре (Groves et al., 2003)

Fig. 75. Scheme showing the distribution of gold deposits in the upper crust (Groves et al., 2003)

#### 4.2.1.1. Архейские зеленокаменные пояса

За последние десятилетия в пределах Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита открыто несколько золоторудных месторождений и большое число проявлений, отвечающих по своим характеристическим особенностям *орогеническому мезотермальному типу* (табл. 62), но в отличие от других докембрийских щитов даже средних по масштабам запасов среди них нет (Коровкин и др., 2003; Минерально-сырьевая..., 2005; Иващенко, 2006; Eilu, 1999).

В пределах Карелии наиболее значимые и изученные золоторудные месторождения и проявления данного типа находятся в зеленокаменных поясах Сумозерско-Кенозерском, Ведлозерско-Сезозерском, Костомукшском и Ялонвара-Иломантси-Тулосском. В зарубежной части последнего из них открыто и подготовлено к эксплуатации несколько промышленных мезотермальных месторождений золота (Пампало, Валкеасуо и др.), являющихся самыми крупными (8–9 т) архейскими золоторудными объектами этого типа на Фенноскандинавском щите. Вследствие этого целесообразность более детальной характеристики выявленных в последние годы (Иващенко, Лавров, 1994; Юдин, 2003; Иващенко и др., 2004б, 2005а,б; Юдин и др., 2007 и др.) на российской части этого зеленокаменного пояса крупных мезотермальных рудопроявлений золота (Хатуноя, Соанъоки, Синкори, Пролонваара, Юованъоки и др.) представляется исключительно важной в металлогенетическом аспекте для разработки геолого-поисковых и генетических моделей орогенных мезотермальных золоторудных месторождений применительно к условиям докембрия Карелии. Наиболее изученными и перспективными в пределах российской части зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Тулос являются проявления уч. Хатуноя в Ялонварской структуре.

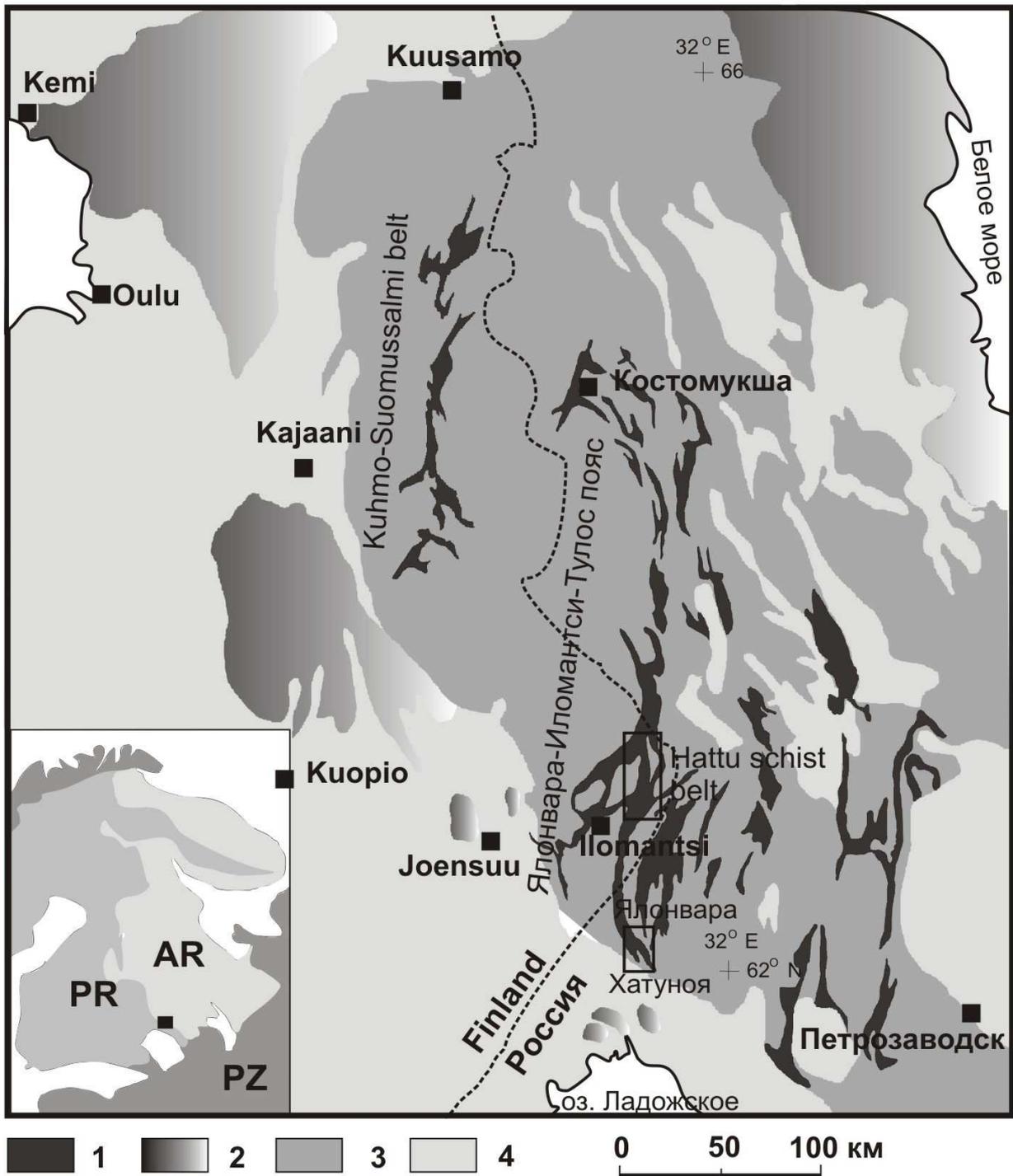
#### *Рудопроявление Хатуноя*

Характеризуемые ранее (Потрубович, 1949; Потрубович и др., 1950; Потрубович, Анищенко-ва, 1956; Попов и др., 1994) как медно-полиметаллические рудопроявления Хатуноя-I и Хатуноя-II (жильные тела и вкрапленные зоны мощностью до 4 м с содержаниями Cu – 0,6–7,11%, Pb – 0,3–0,86%, Zn – 0,3–1,0% и примесью Mo, Ag и Au до 0,2 г/т), бурением были прослежены на глубину 50–100 м и признаны неперспективными. Проведенное в то же время шлиховое опробование показало присутствие южнее участка Хатуноя крупного (до 3–4 мм) слабо окатанного самородного золота в четвертичных отложениях по долинам р. Вельяканъоки и руч. Хатуноя. И только в период с 1988–1994 гг. при выполнении тематических научных исследований ИГ КарНЦ РАН (Иващенко, Лавров, 1994, 1996 и др.) впервые в пределах Хатунойской зоны было установлено несколько коренных золоторудных проявлений, охарактеризованных позднее как контролируемые зонами сдвиговых дислокаций (Иващенко и др., 2004б) и мезотермальные орогенические (Иващенко, 2006).

Уч. Хатуноя, являющийся частью Ялонварской структуры архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Тулос (рис. 76), примыкает к зоне сочленения Карельского кратона (AR<sub>2</sub>) и Свекофеннского складчатого пояса (PR<sub>1</sub>). В соответствии с общим простирием зеленокаменного пояса Ялонварская структура прослеживается в северо-западном направлении до р. Соанъоки и оз. Соанъярви. Она расположена в области подъема границы «М». Региональная составляющая магнитного поля на ее площади изменяется от 26,7 до 16,8 нТл и коррелируется с положительными значениями локальной составляющей поля ΔG (Богданов, 1998).

В геологическом строении структуры (рис. 77) участвуют вулканогенно-осадочные образования ялонварской свиты лопия, варьирующие по составу от риодацитов до андезибазальтов с преобладанием вулканитов средней основности, многофазная позднелопийская гранитоидная интрузия и широко проявленный полиформационный и полихронный дайковый комплекс. Фундаментом для нее служат сложнодислоцированные раннеархейские гранитогнейсы.

На юге отложения ялонварской свиты дискордантно перекрываются конгломератами руч. Хатуноя, кварцитами малоянисъярвинской свиты и черносланцевыми толщами соанлахтинской свиты людиковия нижнего протерозоя. По преобладанию среди хатунойских конгломератов валунных фаций, наличию глыб, валунов и галек гранитоидов Ялонварской интрузии, плохой сортировке материала, низкому метаморфизму зеленосланцевой фации, постепенному фациальному переходу к гравелитам и красноцветным доломитам они, вероятно, относятся или к сариолийским, или к ятулийским образованиям.

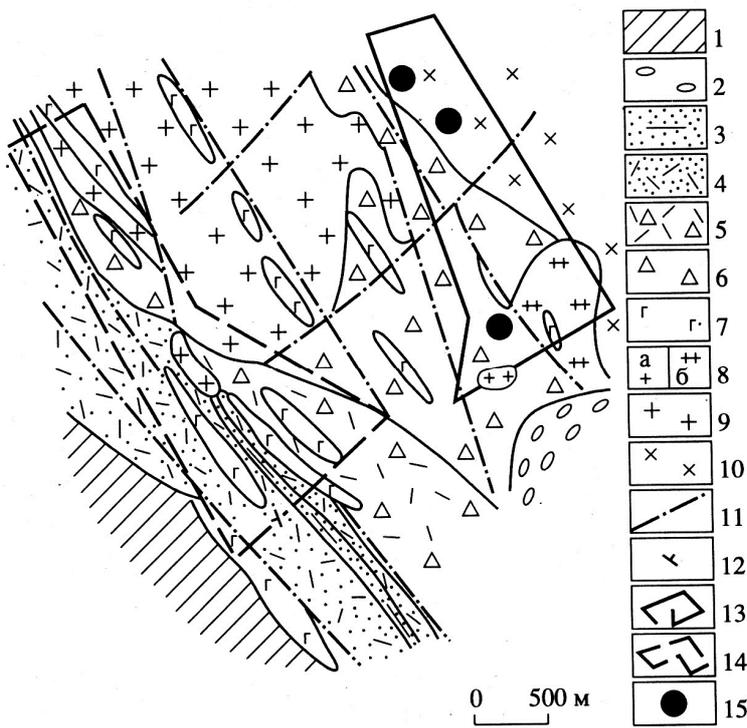


**Рис. 76.** Схема размещения золоторудных районов Хатту-Иломантси и Хатуноя-Ялонвара на Карельском кратоне (по: Geological development..., 1993, с доп.):

1 – архейские зеленокаменные пояса; 2 – архейские гнейсы и гранитоиды; 3 – архейский ремобилизованный фундамент; 4 – протерозойские породы

**Fig. 76.** Distribution of the Hattu-Ilomantsi and Hatunoja-Jalonvara gold provinces on the Karelian Craton (after Geological development..., 1993, supplemented):

1 – Archaean greenstone belts; 2 – Archaean gneisses and granitoids; 3 – remobilized Archaean basement; 4 – Proterozoic rocks



**Рис. 77.** Схема геологического строения Ялонварской структуры (по: Иващенко и др., 2002а):

1, 2 – протерозой: 1 – сланцы, 2 – конгломераты; 3–6 – архей, ялонварская свита: 3 – кремнистые туффи́ты и кварц-серицитовые сланцы по кислым вулканитам с линзами колчеданных руд, 4 – метатуфы дацитов и риодацитов, серицит-хлоритовые и другие сланцы по вулканитам среднего состава, 5 – агломератовые туфы, отчасти металавы дацитов и сланцы по ним, 6 – агломератовые туфы, лавобрекчии, металавы андезитов и андезито-базальтов, биотит-хлоритовые и хлорит-амфиболовые сланцы; 7 – габбро-диабазы; 8–10 – Ялонварская гранитоидная интрузия (поздний архей): 8 – III фаза, лейкограниты, гранит-порфиры (а), субвулканическое тело риодацитов, риолитов (б), 9 – II фаза, плагиомикроклиновые граниты, 10 – I фаза, диориты, отчасти гранодиориты; 11 – разрывные нарушения; 12 – элементы залегания сланцеватости; 13, 14 – контуры площади распространения оруденения: 13 – Mo-W-Cu-Au и полиметаллическое, 14 – Mo-Cu, серебро-полиметаллическое и колчеданное; 15 – шеелит-молибдосшеелит-(+Au)-кварцево-жильное рудопроявление

**Fig. 77.** Geological structure of the Jalonvara structure (after Ivashchenko et al., 2002a):

1, 2 – Proterozoic: 1 – schists, 2 – conglomerates; 3–6 – Archaean, Jalonvara suite: 3 – siliceous tuffites and quartz-sericite schists after felsic volcanics with pyrite ore lenses, 4 – metatuffs of dacite and rhyodacite, sericite-chlorite and other schists after intermediate volcanics, 5 – agglomerate tuffs, partly dacite metalava and schists after it, 6 – agglomerate tuffs, lava breccia, andesite and andesite-basalt metalava, biotite-chlorite and chlorite-amphibole schists; 7 – gabbro-diabases; 8–10 – Late Archaean Jalonvara granitoid intrusion: 8 – phase III, leucogranite, granite-porphyr (a), subvolcanic rhyodacite and rhyolite body (b), 9 – phase II, plagiomicrocline granites, 10 – phase I, diorites, partly granodiorites; 11 – dislocations with breaks in continuity; 12 – mode of occurrence of schistosity; 13, 14 – mineralization area contours: 13 – Mo-W-Cu-Au and base-metal, 14 – Mo-Cu, silver-base-metal and pyritic; 15 – scheelite-molybdoscheelite-(+Au)-quartz vein ore occurrence

Ялонварская свита подразделяется на две толщи: нижнюю, сложенную породами основного-среднего состава, и верхнюю, с преобладанием кислых вулканитов (Потрубович, Анищенко, 1956 и др.).

Большую часть разреза нижней толщи слагают лавобрекчии и агломератовые туфы основного-среднего состава. Подчиненное значение имеют андезибазальтовые и андезидацитовые лавы, углеродсодержащие сланцы и колчеданные линзы. Местами для этой части разреза отмечается циклическое строение, проявляющееся в структурно-фациальной и вещественно-петрографической изменчивости пород с неоднократной сменой средне-основных пород средними и кислыми. Циклы начинаются агломератовыми туфами с удлиненными по сланцеватости (аз. пр. 320–330°,  $\angle$  75–80°) обломками андезибазальтовых и андезитовых порфиритов, количество которых непостоянно и варьирует от 15 до 70%, а размеры достигают 30–50 см. Цемент туфов представлен вулканогенно-осадочным материалом, частично пепловым. Туфы сменяются макроскопически сходными с ними лавобрекчиями с отмечающейся в отдельных случаях флюиальностью. Они слагают лавовые потоки мощностью до нескольких метров, имеющие однородное строение с изредка сохранившимися миндалекаменными текстурами. Состав их – андезибазальтовый, андезитовый, андезидацитовый, дацитовый и риодацитовый. Для этой части разреза характерно также присутствие субвулканических тел (возможно экструзивов) риодацитов и дацитов, часто сопровождающихся эруптивными брекчиями (Иващенко и др., 2007).

Верхняя толща ялонварской свиты сложена в основном лавами дацитового и риодацитового состава, преобразованными в кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы с реликтами микрофельзитовых структур. Среди них отмечаются единичные потоки лав метаандезибазальтов, метаандезитов, а также прослои железистых кварцитов, кислых туфогенно-осадочных пород (сланцистых,

кремнистых и биотитовых сланцев, кварцитов) с мелкозернистым кварц-серицитовым цементом, угловатыми обломками раскристаллизованного стекла и зерен плагиоклаза. Перечисленные породы залегают в виде чередующихся пачек, придавая разрезу циклическое строение. Всего выделяется семь пачек (Чернов и др., 1972; Попов, 1991), каждая из которых построена единообразно (снизу вверх): вулканыты средне-основного состава – вулканыты, туфы, туффиты кислого состава – кварцевые кератофиры. Между отдельными пачками в некоторых местах залегают слои габбродиабазов, вероятно, раннепротерозойского возраста. Мощность верхней толщи ялонварской свиты составляет первые сотни метров.

По простиранию разрез ялонварской свиты меняется. В районе уроч. Ремсинкорпи (в 3–4 км к северу от серноколчеданого месторождения) он на всю мощность (~200 м) сложен преимущественно агломератовыми туфами с обломками (до 40% объема породы) андезитовых и андезидацитовых порфиритов округлой и эллипсоидальной формы размером 2–3 см, сцементированными андезитовым материалом. Еще севернее, вблизи оз. Соанъярви (северо-западная часть Ялонварской структуры), развиты в основном отложения верхней толщи ялонварской свиты: кварц-полевошпат-амфиболовые, кварц-полевошпат-биотитовые, амфибол-хлоритовые кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы.

Овальная морфология обломков в вулканомитовых брекчиях ялонварской свиты, вероятно, является следствием высокоэсплозивных условий их формирования, а закономерное увеличение количества осадочных и вулканогенно-осадочных пород вверх по разрезу, по-видимому, отражает ослабление со временем вулканической деятельности (Иващенко и др., 2007).

Среди вулканогенных образований Ялонварской структуры, являющейся частью палеовулканической постройки с ориентированной в северо-западном направлении и приуроченной к осевой части антиклинали зоной с трещинными (линейными) магмоподводящими каналами, представленными многочисленными субвулканическими телами основного-среднего, среднего и кислого составов, выделяются эффузивные, жерловые (субвулканические) и эсплозивные фации (Иващенко и др., 2007).

Породы жерловой фации (мета- андезибазальты, андезиты, андезидациты, риодациты), слагающие дайкообразные тела мощностью до первых десятков метров, с четкими без закалочных зон контактами и обильным (до 60–70%) содержанием ксенолитов, сменяются в северо-западном направлении вулканытами прижерловой и удаленной фаций, прослеживающимися на расстояние более 10 км.

Прижерловая фация низов ялонварской свиты, представленная преимущественно лавобрекчиями (рис. 78) и агломератовыми туфами с горизонтами лав мета- андезибазальтов, андезитов, андезидацитов и туфов соответствующего состава, характеризуется резкой изменчивостью по латерали и менее отчетливо выраженной неоднородностью по вертикали. На участке Ремсинкорпи лавобрекчии обладают признаками пород, сформированных в удаленной от вулканического центра зоне.



Рис. 78. Лавобрекчии низов ялонварской свиты

Fig. 78. Lava breccia in the lower portion of the Jalonvara suite

Обломки здесь преимущественно овальной формы, выдержаны по размеру (1–2 см) и составу (мета- андезиты, дациты). Цементирующий их эффузивный материал – однороден, имеет порфировый облик и тонкозернистое сложение.

Лавовые потоки мощностью не более 10 м разделены горизонтами туфов. В низах разреза преобладают грубообломочные агломератовые туфы с обломками вышезалегающих эффузивов, встречающихся выше по разрезу, и кварц-серицит-хлоритовым цементом. Выше по разрезу, т. е. к юго-западу от выходов вулканытов прижерловой фации, грубокlastические туфы сменяются мелкообломочными. Состав обломков при этом остается неизменным. Здесь же развиты горизонты туфогенно-кремнистых пород, преобразованных обычно в эпидозиты.

В юго-западной части структуры доминируют вулканогенно-осадочные образования удаленной фации, представленные туфами и туффитами средне-кислого состава, хемогенными кварцитами, графитистыми сланцами с прослоями и линзами колчеданных руд (Иващенко и др., 2004б, 2007).

Приведенные особенности разреза ялонварской свиты указывают на многофазную динамику вулканогенно-осадочного процесса, обусловившую контрастную перемежаемость вулканитов разной кремнекислотности в прижерловых фациях и ритмичное строение вулканогенно-осадочных пачек по всему ее разрезу.

В целом породы ялонварской свиты метаморфизованы в зеленосланцевой и локально в эпидот-амфиболитовой фациях (473–485°, 485–500°, Би-Амф и Амф-Пл геотермометры Л.Л. Перчука), интенсивно дислоцированы и превращены в разнообразные сланцы с реликтами первичных структур. Они слагают антиформу, опрокинутую на северо-восток, с падением крыльев на юго-запад 200–250° под углом 60–80° и осложненную мелкой изоклинальной складчатостью северо-западного простирания (Попов, 1991).

По соотношению главных петрогенных компонентов ялонварские вулканиты сопоставимы с неизменными породами соответствующей кремнекислотности, по Р. Ле Метру, отличаясь повышенным содержанием щелочей с  $Na_2O/K_2O=1-4$ , что, вероятно, обусловлено их метаморфо-метасоматическими преобразованиями. Они образуют непрерывный известково-щелочной тренд от основных к кислым разновидностям. Уровень содержаний в них Ti, K, Na, Rb, Sr, Ba, Ni соответствует таковому для пород известково-щелочной серии (Таусон и др., 1987). По глиноземистости андезит-базальтовые порфириды относятся к умеренно-глиноземистому типу ( $al=1-1,1$ ), средние вулканиты – к высокоглиноземистому ( $al=1,1-1,3$ ), а кислые – к перглиноземистым разновидностям ( $al=3-3,5$ ), что может быть обусловлено контаминацией магмы коровым материалом (Перчук, 1987; Маракушев, 1988).

Вулканиты ялонварской свиты, гранитоиды одноименной интрузии и сопряженные с ними дайки и субвулканические тела представляют собой единую позднеархейскую андезито-базальт-риолит-диорит-гранитовую вулcano-плутоническую ассоциацию известково-щелочной серии (Иващенко, Лавров, 1994). Критериями для отнесения этих пород к одной ассоциации служат их геологическое положение и возраст, минералого-петрографические особенности, петрохимическая родственность, включая близость изотопных характеристик (Pb, S), и генетическая сопряженность и преемственность в рамках закономерной эволюции рудогенерирующих процессов. Породы разных фаций обладают петрографическим сходством. Для них характерны тождественный минеральный состав с повсеместным присутствием голубоватого кварца, турмалина и шеелита, одни и те же минеральные вкрапления и аксессуарии, сходный порядок кристаллизации и единый тренд эволюции. Для всех типов пород характерны низкие содержания Rb и повышенные Ba, Sr. Распределение совместимых и несовместимых элементов относительно друг друга отвечает разным типам зависимости – линейной между совместимыми Ni-Cr и гиперболической между несовместимыми элементами, такими, как Rb, Sr. Такой характер соотношений между этими элементами соответствует их поведению при дифференциации в магматической камере. Вулcano-плутоническая ассоциация формировалась в два крупных этапа: вулканический и плутонический. Согласно изотопным данным (Виноградов и др., 1959; Попов, 1991) и в соответствии с общими тенденциями эволюции вулcano-плутонизма (Рудич, 1978; Светов и др., 1990 и др.), временной интервал между кульминационными стадиями этих этапов, вероятно, составлял несколько десятков миллионов лет. При этом на фоне сравнительно дискретного проявления вулканизма и плутонизма рудогенерирующие процессы, связанные с ними, по изотопным данным (Иващенко, Лавров, 1994, 1996), не имели значительного временного разрыва и эволюционировали от колчеданного до комплексного Mo-W-Cu-Au-порфирового оруденения.

Ялонварская гранитоидная интрузия сформирована в три фазы: I – диориты (санукитоиды?), гранодиориты, II – граниты, III – лейкократовые порфировидные граниты, гранит-порфиры, субвулканические дациты, риодациты, риолиты. По геолого-геофизическим данным она представляет собой крупное (2–3х7–10 км) штокообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении. Его верхняя куполообразная часть в различной степени эродирована и сопровождается выступами сложной морфологии, образованными главным образом поздними интрузивными фазами. Для приконтактных фаций пород характерны порфировидные текстуры и трахитоидность. Интрузия рассечена дизъюнктивными нарушениями на ряд блоков. Большую ее часть на современном эрозионном срезе слагают гранитоиды ранних фаз. Модельный Sm/Nd возраст Ялонварской интрузии определяется

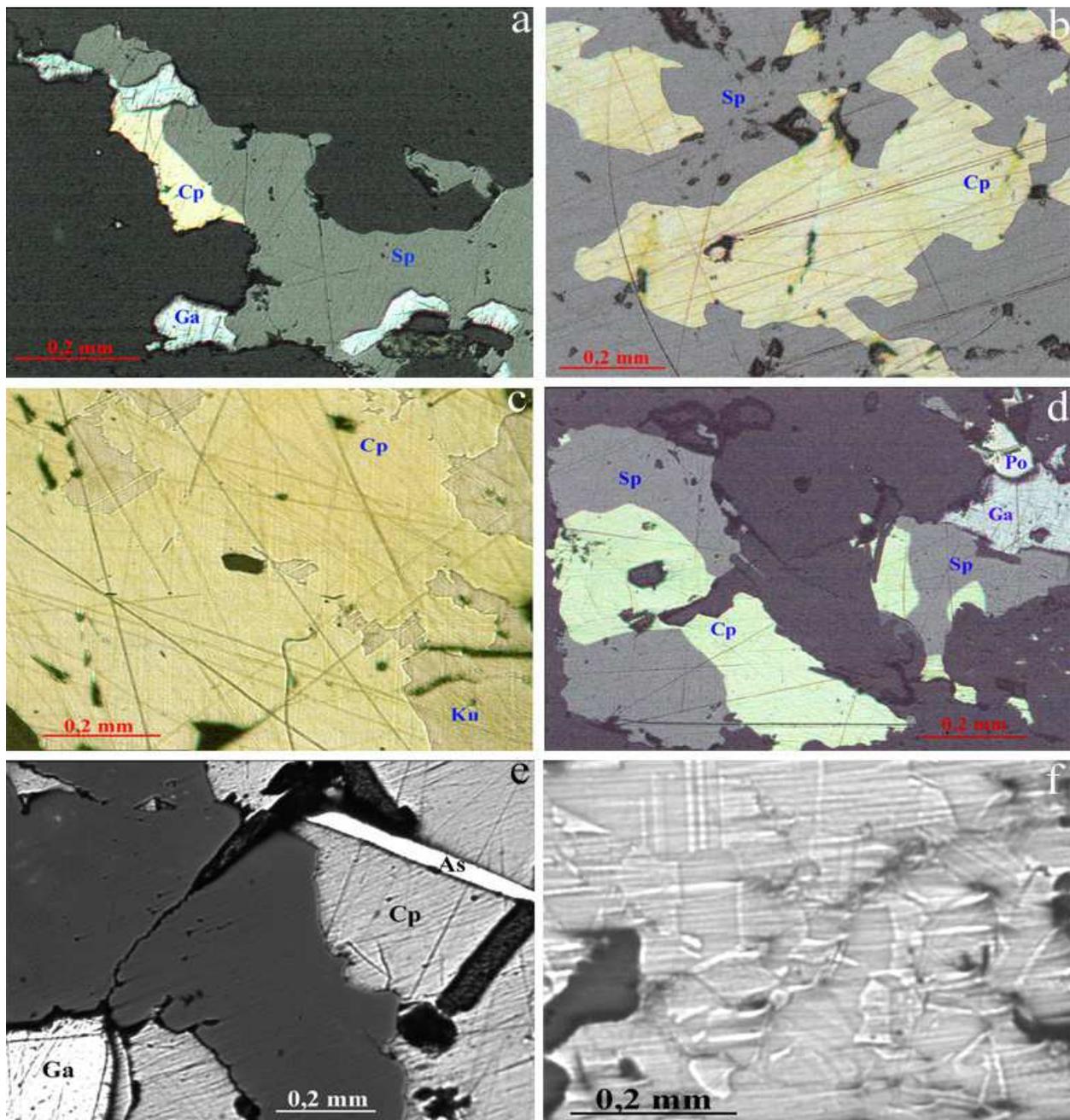
в 3107–2928 млн лет,  $\varepsilon\text{Nd} = -1,7 \text{--} +0,6$  (Лобач-Жученко и др., 2000). Изохронный ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) возраст ялонварских гранитоидов составляет  $2600 \pm 90$  млн лет (Попов, 1991). Другие методы дают широкий разброс датировок со статистически значимыми временными интервалами: 3,0–2,8 млрд лет и 1,8–1,7 млрд лет (Виноградов и др., 1959; Глебова-Кульбах, 1960; Попов, 1991; данные авторов и др.), отвечающими времени формирования ВПА и периодам ее омоложения в связи со свекофенскими эндогенными процессами. Аналогами ялонварских гранитоидов в пределах Карелии, вероятно, являются позднелопийские гранитоиды Хаутаваары, Пяяваары, Лобаша и др. (Корнилов, 1993; Покалов, Семенова, 1993) и другие, а на территории Финляндии, вероятно, кварцевые диориты и гранодиориты Иломанси, тоналиты Куйттила, турмалин- и мусковитсодержащие граниты (Geological..., 1993). Гранитоиды имеют примерно равные содержания щелочей и по соотношениям главных петрогенных компонентов соответствуют гранитоидам известково-щелочного ряда, специализированным на Mo, Cu, W. По геологическому положению, условиям генерации магмы и петрогеохимии они относятся к гранитам I типа (Иващенко, Лавров, 1994) и сопоставимы с санукиитоидами (Лобач-Жученко и др., 2000).

Контакты пород интрузивной, субвулканической и вулканической фаций Ялонварской ВПА обычно резкие субсогласные, иногда секущие. Породы в эндо- и экзоконтактных зонах подвергнуты биотитизации, окварцеванию, серицитизации и другим низкотемпературным преобразованиям, сопровождающимся обычно рассланцеванием, катаклазом и милонитизацией. Измененные породы относятся к пропицитам, березитам, вторичным кварцитам и турмалинитам. Метасоматиты, образованные в процессе формирования Ялонварской ВПА, впоследствии испытали полиметаморфические изменения лопийского и свекофенского времени. Они превращены в разнообразные сланцы, среди которых преобладают кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые и альбит-эпидот-хлорит-кварцевые разновидности, многие из которых являются рудоносными, а часть содержит золото-полисульфидное оруденение мезотермального орогенического типа.

На уч. Хатуоя выявлено золотонесущее оруденение двух типов (Иващенко, Лавров, 1994; Иващенко и др., 2004б): кварцево-жильное Mo-Cu-W-Au-порфировое и мезотермальное золото-полисульфидное в низкотемпературных метасоматитах зон сдвиговых дислокаций. Пространственно оно ассоциируется с различными структурно-вещественными комплексами магматических пород и гидротермально-метасоматических образований, отличаясь характером структурного контроля, типоморфными ассоциациями рудных минералов и элементов-примесей.

Мезотермальное золото-полисульфидное оруденение локализовано в экзоконтакте гранитного тела сложной морфологии, прорывающего метасоматически измененные (пропицитизированные) метавулканиды средне-кислого состава, превращенные в пирит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые с турмалином и хлоритом метасоматиты, контролируемые сдвиговой зоной (мощность ~50 м, аз. пад.  $250^\circ$ ,  $\perp$  пад.  $70^\circ$ ). Рудная минерализация имеет гнездовый характер распределения, а также приурочена к маломощным кварцевым, хлорит-кварцевым и карбонат-кварцевым прожилкам. Она представлена преимущественно халькопиритовыми и халькопирит-галенит-сфалеритовыми аллотриоморфнозернистыми агрегатами (рис. 79). С халькопиритом практически повсеместно ассоциируются пирротин, сфалерит, галенит и кубанит, реже – пирит (Au – 6 г/т), молибденит, висмутин, арсенопирит, шеелит.

Самородное золото размером до 1 мм отмечается в сростании с халькопиритом и в обособленных выделениях (рис. 80), ассоциируясь с пиритовой (в меньшей степени с медно-полиметаллической) минерализацией и редко с висмутином и арсенопиритом в окварцованных и серицитизированных андезидацитовых и дацитовых агломератовых туфах. Спорадически в рудах встречаются также самородные медь, висмут и свинец (микровключения ~ 10 мкм в сфалерите). Для золота характерны пластинчатая форма выделений и удлиненные включения хлорита. Состав его, по данным микросондового анализа, близок к электруму: Au – 69,29–68,83%; Ag – 29,88–30,63%. Содержание золота, по результатам штучного опробования, варьирует в пределах 0,16–4,75 г/т, бороздового опробования – 0,53 г/т (1,01 с учетом штучных проб) на инт. 8,6 м, 1,08 г/т на инт. 1,90 м (рис. 81). Характер распределения золота и его размерность, вероятно, сильно варьируют, о чем свидетельствуют данные опробования методом пунктирной борозды одного и того же двухметрового интервала метасоматитов, г/т – 100,0, 0,80, 0,48, 0,80 (пробир. ан.: ЦНИГРИ, ИГ КарНЦ РАН). Кроме золота метасоматиты содержат Ag – до 40 г/т (среднее – 1,89) и Pt – 0,38 г/т (пробир. ан. ЦНИГРИ).



**Рис. 79.** Рудная минерализация оруденения золото-полисульфидного типа в зонах сдвиговых дислокаций уч. Хатуноя. Отраженный свет:

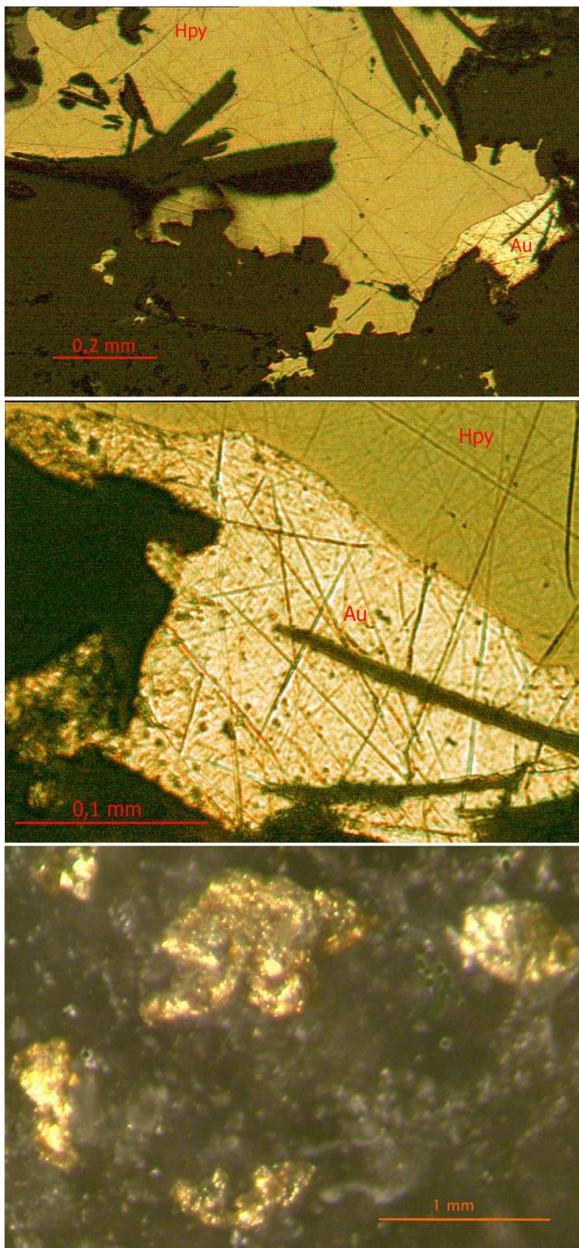
а – пирротин-галенит-халькопирит-сфалеритовые обособления в кварц-серицитовых метасоматитах, обн. Ял91; б – выделения халькопирита в сфалерите, обн. X0204; в – сростания халькопирита и кубанита, обн. Ял9355; д – халькопирит-галенит-сфалеритовые прожилки в зонах прокварцевания агломератовых туфов, обн. X0204; е – ассоциация позднего игольчатого арсенопирита с халькопиритом и галенитом в кварцевых метасоматитах, обн. Ял91; ф – полисинтетические двойники в сфалерите, Ял91;

Ср – халькопирит, Ga – галенит, Ku – кубанит, Po – пирротин, Sp – сфалерит, As – арсенопирит

**Fig. 79.** Gold-polysulphide-type ore mineralization in shear-zones at Hatunoja. Reflected light:

a – pyrrhotite-galena-chalcopyrite-sphalerite aggregates in quartz-sericite metasomatic rocks, outcrop Ja191; b – chalcopyrite aggregates in sphalerite, outcrop X0204; c – chalcopyrite-cubanite intergrowths, outcrop Ja19355; d – chalcopyrite-galena-sphalerite veinlets in the silicification zonules of agglomerate tuffs, outcrop X0204; e – association of late acicular arsenopyrite with chalcopyrite and galena in quartz metasomatic rocks, outcrop Ja191; f – polysynthetic twins in sphalerite, Ja191;

Cp – chalcopyrite, Ga – galena, Cu – cubanite, Po – pyrrhotite, Sp – sphalerite, As – arsenopyrite



**Рис. 80.** Морфология выделений самородного золота в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах уч. Хатуноя. Мезотермальное золото-полисульфидное оруденение в метасоматитах зон сдвиговых дислокаций

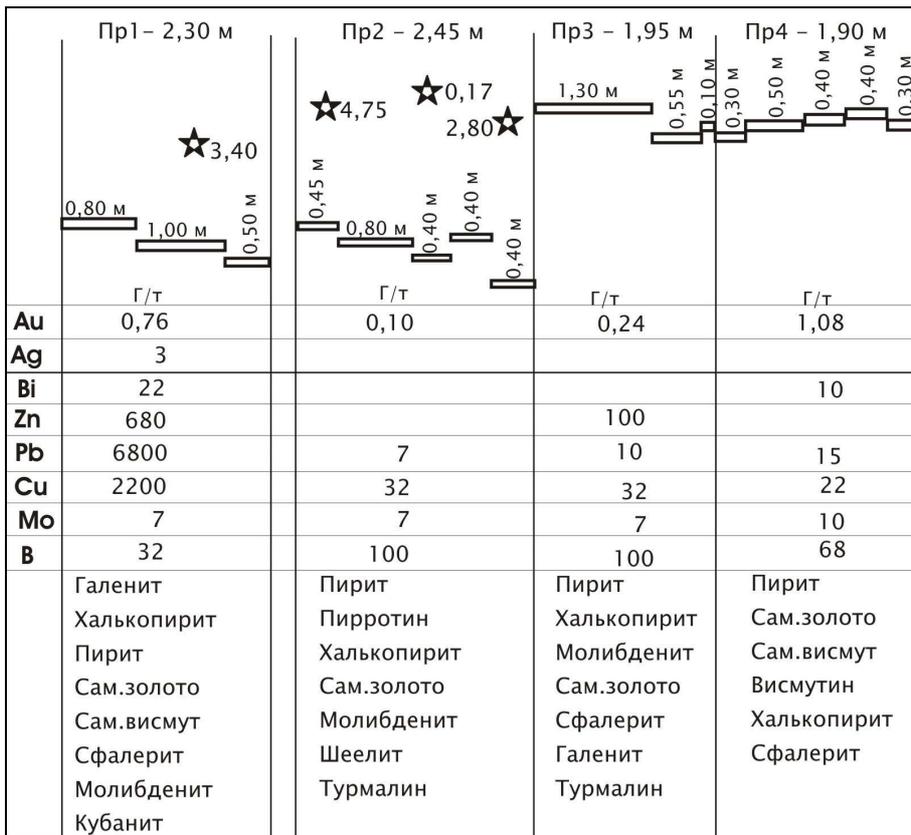
**Fig. 80.** Morphology of native gold aggregates in quartz-chlorite-sericitic metasomatic rocks at Hatunoja. Mesothermal gold-polysulphide mineralization in metasomatic rocks from shear-zones

коренных выходов пород. Судя по конфигурации этой аномалии и ее интенсивности, она имеет, вероятно, ту же природу, что и восточная, т. е. отражает присутствие золотопродуктивных низкотемпературных метасоматитов в сдвиговой зоне. Тем более, что маломощные проявления такого рода метасоматических образований зафиксированы по периферии этой аномальной зоны.

Таким образом, вся метасоматически измененная и минерализованная толща агломератовых туфов, выходящая на дневную поверхность на пересечении магистрали с профилем № 200 (Ивашенко и др., 2004б) и вскрытая расчисткой и канавой в пределах сдвиговой зоны, является золотоносной. Причем хотя самородное золото и встречается в ассоциации с халькопиритом, максимальные его содержания по результатам обоих видов опробования характерны для интенсивно прокварцованных метасоматитов, в которых доминирует пирит, а остальные рудные минералы встречаются эпизодически.

Золотонесущие метасоматиты, приуроченные к полосе развития агломератовых туфов, преобразованных в зоне сдвиговых дислокаций, прослеживаются по простиранию в естественных обнажениях и расчистках на 400 м. При этом стиль метасоматических преобразований, видовой состав рудной минерализации, ее масштабы и распределение так же, как и содержания золота, характеризуются достаточной изменчивостью. В метасоматитах в разной степени проявлены окварцевание и распространенность полиметаллической минерализации. В районе профиля № 400 обнажаются кварцевые метасоматиты с богатой гнездовой минерализацией сплошных пиритовых руд и содержаниями золота 0,16 г/т, а в районе 600-го профиля – бедные пиритовые руды, но с содержаниями золота 1,25 г/т.

По геолого-геофизическим данным сдвиговая зона, контролирующая развитие золотонесущих метасоматитов, прослеживается в северо-западном направлении на расстояние до 1 км. На карте изолиний параметра logRok (рис. 82) выявляются субмеридиональные (~350°) зоны пониженного сопротивления. Их ширина изменяется от 15 до 50 м, а общая протяженность равна 700 м. Располагаются зоны кулисообразно, смещаясь в северо-западном направлении от уч. № 6 (Хатуноя-2) к уч. № 5 (Хатуноя-1). Западная ветвь этих аномалий, согласно геологическим наблюдениям в естественных обнажениях, расчистках и канавах, обусловлена гидротермально-метасоматическими изменениями в зоне сдвиговых дислокаций с выявленным оруденением золото-полисульфидного типа. Другая линейная аномальная зона, расположенная в 100 м восточнее, приурочена к узкому заболоченному тропу, не имеющему



**Рис. 81.** Схема бороздового опробования обн. 0790, X0304 уч. Хатуноя: звездочками обозначены места отбора штучных проб. Рядом с ними – содержания золота, г/т

**Fig. 81.** Scheme of trenching of outcrops 0790 and X0304 at Hatunoja:

asterisks indicate lump sampling sites. Gold concentrations, g/t, are indicated near the asterisks

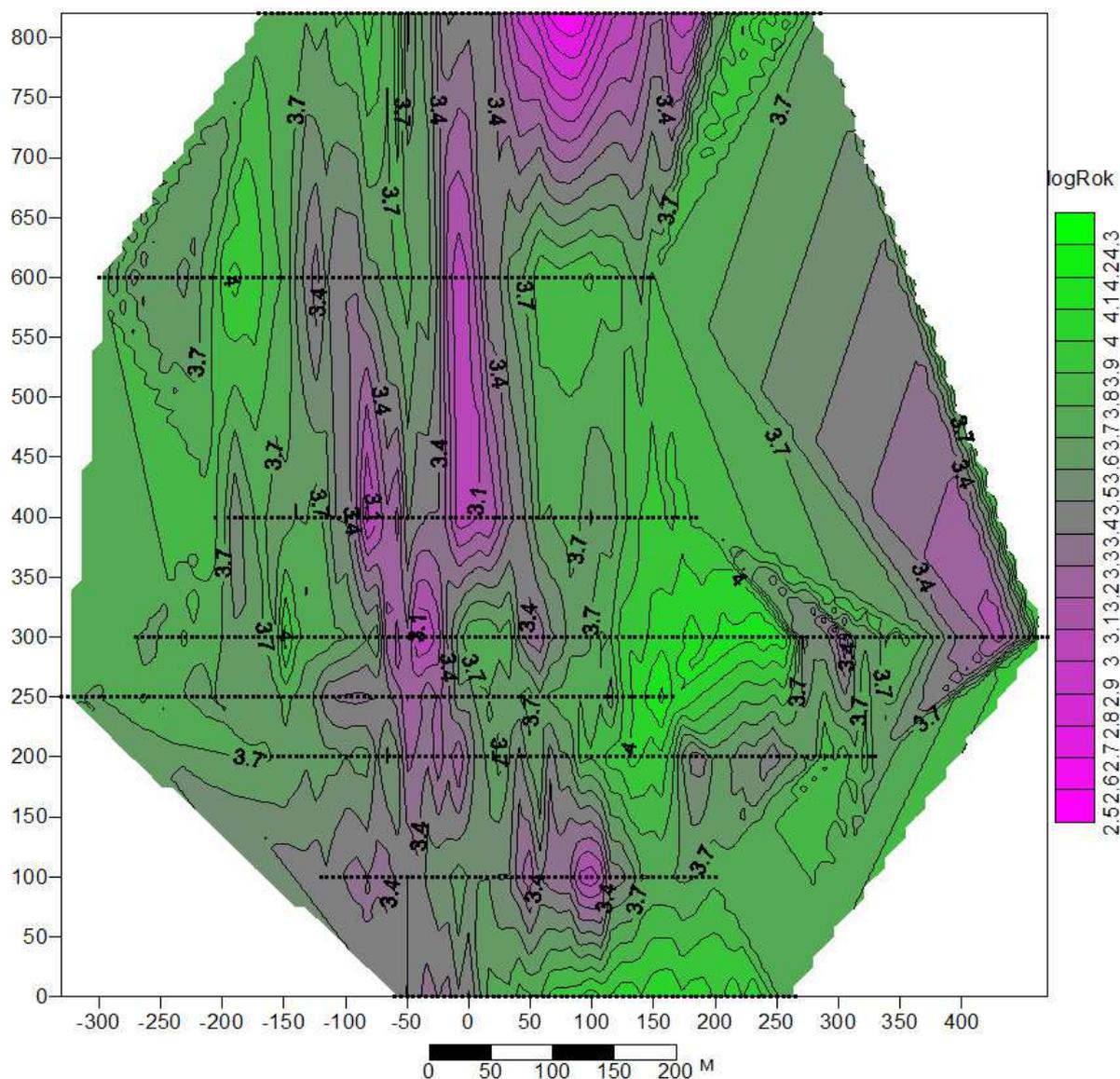
На карте изолиний Та (рис. 83) над зонами сдвиговых дислокаций фиксируется несколько положительных аномалий интенсивностью от 300 до 1500 нТл, также вытянутых в субмеридиональном направлении. Часть аномалий, по-видимому, связана с протяженными телами габбродиабазов.

По графикам, представленным на рисунках (рис. 84, 85) и картам (рис. 82, 83), можно сделать следующие выводы: профиль 200 в районе пикетов (–25)–(+25) пересекает зону золотонесущей сульфидной минерализации, частично выходящую на дневную поверхность. Зона представлена метасоматически преобразованными агломератовыми туфами. Все три применявшихся геофизических метода исследований (Ивашенко и др., 2004б) отмечают ее: метод Rok – аномалией повышенной проводимости; метод ЕП – отрицательной аномалией до 225 мВ, осложненной тремя отрицательными экстремумами до 30 мВ, мощность зоны 25–30 м, падение на запад; метод магниторазведки – положительной аномалией Та до 500 нТл, несколько смещенной в сторону отрицательных пикетов, также осложненной тремя относительными максимумами в 150–300 нТл, что говорит о неравномерности распределения магнитных минералов в зоне. Мощность зоны по методу касательных – около 15 м при глубине залегания верхней кромки (центра магнитных масс) около 22 м, падение па запад. Аномалия над этой зоной по методу сопротивления также осложнена тремя относительными минимумами.

В районе ПК +150–+250 профиля 200 были выявлены аномалии: положительная потенциала ЕП до 50 мВ и пространственно ей соответствующая отрицательная аномалия Rok, вероятно, отражающие эндоконтактовые изменения в диоритах, коренные выходы которых зафиксированы в единичных обнажениях.

В районе ПК +150–+170 профиля 200 выявлена интенсивная локальная аномалия Та до 1500 нТл (рис. 83), при заверке которой вскрыто субвулканическое тело риодацитов с турмалинсодержащими золотонесущими (0,2 г/т) метасоматитами, имеющими признаки формирования в транспрессивных условиях.

По геофизическим данным установлено, что низкотемпературные метасоматиты пропилит-березитового ряда в зонах расланцевания и сдвиговых дислокаций с золотонесущей сульфидной минерализацией уверенно выделяются тремя методами (Rok, Та, ЕП) и прослеживаются в субмеридиональном направлении на 500–700 м.



**Рис. 82.** Карта изолиний параметра logRok уч. Хатуноя (Ивашенко и др., 2007)

**Fig. 82.** Contour map of the parameter logRok at Hatunoja (Ivashchenko et al., 2007)

В северном окончании выделяемой зоны сдвиговые дислокации, сопровождающиеся медно-полиметаллической с золотом минерализацией, накладываются на колчеданное оруденение, формируя сеть субпараллельных прожилков мощностью до 5–10 см. Содержание золота в них составляет 0,5 г/т.

Кроме этой главной золоторудоконтролирующей сдвиговой зоны, в пределах уч. Хатуноя установлены признаки проявления других подобных зон, но в силу неудовлетворительной обнаженности реальное подтверждение получила только одна из них – в 150–170 м к востоку от главной. В турмалинсодержащих кварц-хлоритовых метасоматитах краевой части этой зоны, вскрытой расчисткой, содержания золота невысокие: 0,1–0,2 г/т. Зона фиксируется интенсивной магнитной аномалией, обусловленной магнетитовой минерализацией в турмалинизированных андезитовых туфах, и ее мощность составляет около 20 м.

Прогнозные ресурсы мезотермального золота на уч. Хатуноя по категории P2 до глубины 100 м равны: 4,05–7,8 т (Ивашенко и др., 2004б), а в целом по российской части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломанси – 50 т (Юдин и др., 2007).

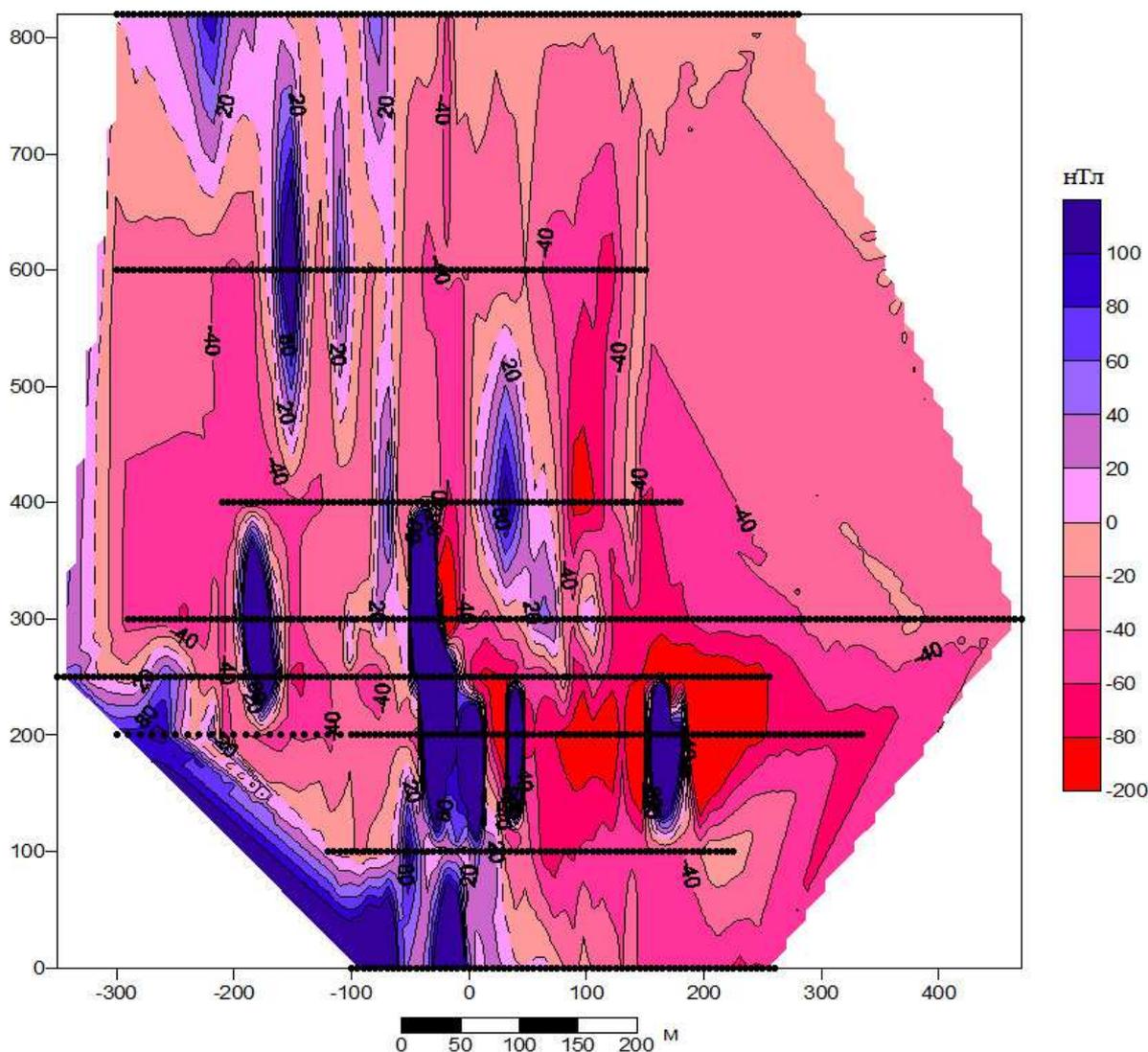
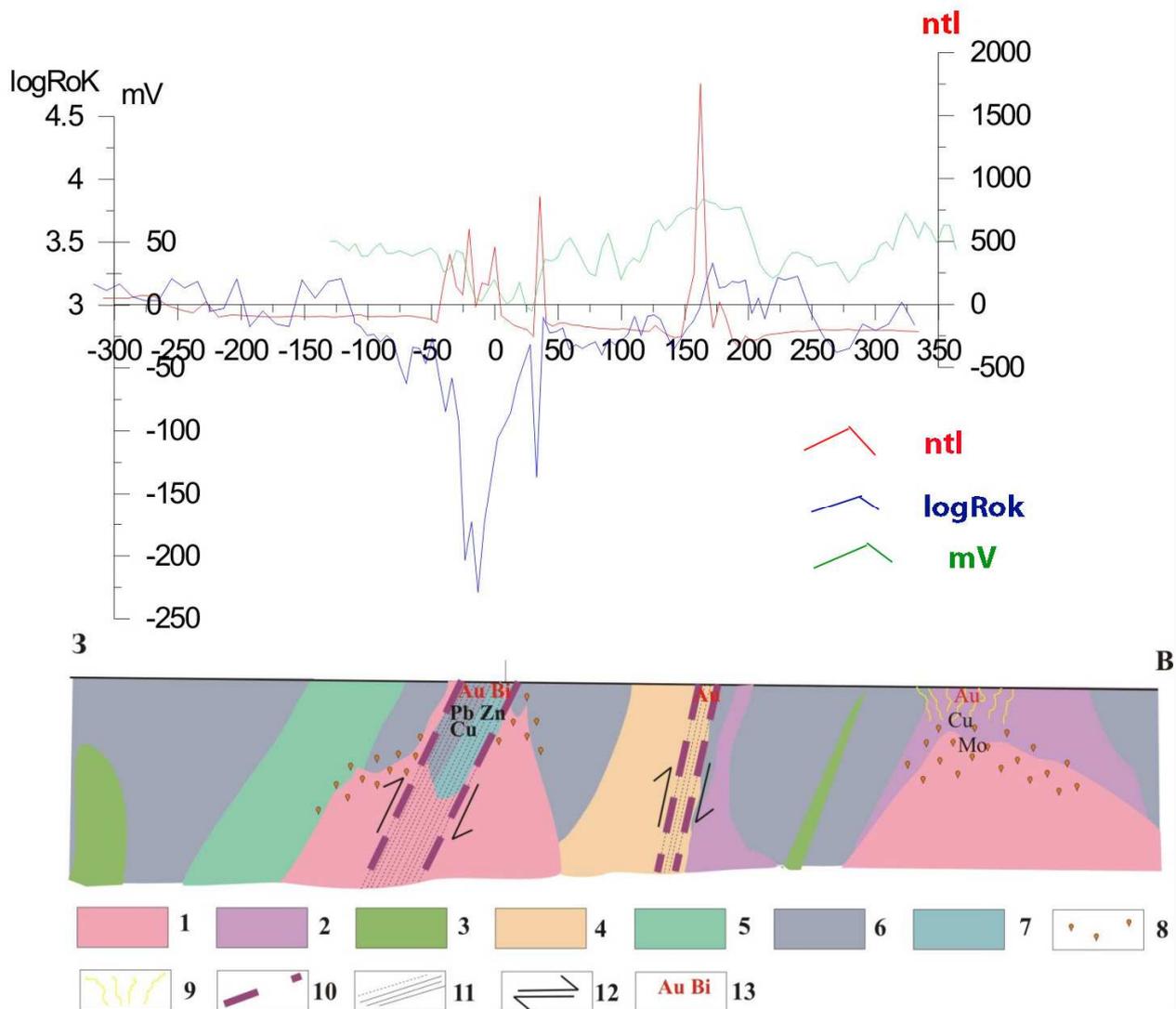


Рис. 83. Карта изолиний Та уч. Хатуноя (Ивашенко и др., 2007)

Fig. 83. Ta contour map of Hatunoja (Ivashchenko et al., 2007)

**Месторождение Рыбозеро** расположено в Южно-Выгозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (рис. 73) в 10 км к юго-востоку от оз. Рыбозеро на правом берегу р. Повенчанки. Открыто в 1976 г. Геохимической партией СЗТГУ. Ранее (Минерально-сырьевая..., 2005 и др.) оно относилось к золото-сульфидно-кварцевой прожилково-вкрапленной стратиформной рудной формации в коматиитах, базальтах и алюмокремнистых породах и при геолого-промышленной типизации сопоставлялось с золоторудными месторождениями типа Шеба. Однако его геологические особенности и характеристические параметры (Горошко, 1980; Юдин и др., 1991; Кулешевич, Костин, 2003), несомненно, свидетельствуют о полигенно-полихронном происхождении и для наиболее поздних рудных ассоциаций – золотосодержащих – в большей степени соответствуют золоторудным месторождениям мезотермального орогенического типа в зонах сдвиговых дислокаций по (Groves et al., 2003), что и предопределило правомерность его соответствующей типизации в настоящее время (Ивашенко, 2006; сайт Карелнедра с 2007 г.). Оруденение на месторождении Рыбозеро контролируется субмеридиональной зоной (протяженность ~5 км) расланцевания и метасоматических преобразований (пропилитизация, лиственитизация, березитизация), приуроченной к ядерной части синформы, сложенной вулканами кумбуксинской, каменноозерской и вожминской свит лопия (Минерально-сырьевая..., 2005).



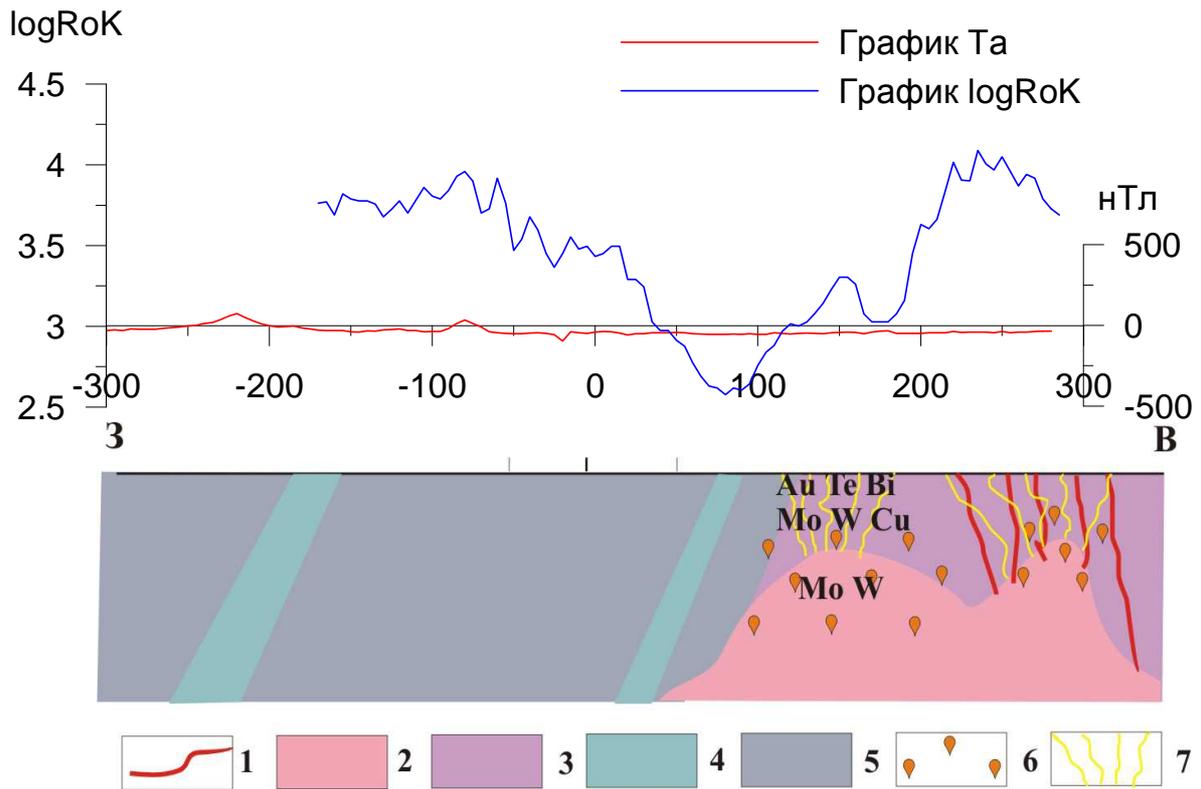
**Рис. 84.** Геолого-геофизический разрез по пр. 200 уч. Хатуноя:

1 – граниты, гранитпорфиры; 2 – диориты (санукитоиды); 3 – габбродиабазы; 4 – риодациты; 5 – андезитовые лавобрекчии; 6 – андезитовые лавы и туфы; 7 – агломератовые туфы; 8, 9 – порфиоровое оруденение: 8 – вкрапленное, 9 – кварцево-жильное штокверковое; 10 – сдвиговые зоны с золото-полисульфидным оруденением; 11 – элементарные сдвиги; 12 – направление движений; 13 – рудная зональность

**Fig. 84.** Geological-geophysical section along Pr. 200 at Hatunoja:

1 – granite, granite porphyry; 2 – diorites (sanukitoids); 3 – gabbro-diabases; 4 – rhyodacites; 5 – andesite lava breccia; 6 – andesite lava and tuffs; 7 – agglomerate tuffs; 8, 9 – porphyry mineralization: 8 – disseminated, 9 – quartz vein-stockwork; 10 – shear-zones with gold-polysulphide mineralization; 11 – elementary shears; 12 – movement direction; 13 – ore zonation

В метасоматитах выявлено два крутопадающих линзовидно-пластовых рудных тела с прожилково-вкрапленным оруденением. Первое – преимущественно среди лиственитизированных основных и ультраосновных метавулканитов хлорит-талк-карбонатного состава, имеет среднюю мощность 1,5 м, прослеживаясь по простиранию на 850 м и падению – 300 м. Второе – примыкающее к висячему боку серноколчеданной залежи в пропилитизированных и березитизированных вулканитах среднего и кислого состава, при мощности 0,8 м, прослеживается на 340 м по простиранию и 150 м по падению. Оруденение первого рудного тела представлено золотоносным (до 14 г/т) пиритом, халькопиритом, реже сфалеритом и самородным золотом (Кулешевич, Костин, 2003; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.). Содержания золота в нем варьируют от 1,4 до 3,87 г/т (средневзвешенное – 2,32 г/т). Минеральный состав руд второго рудного тела более



**Рис. 85.** Геолого-геофизический разрез по пр. 820 уч. Хатуноя:

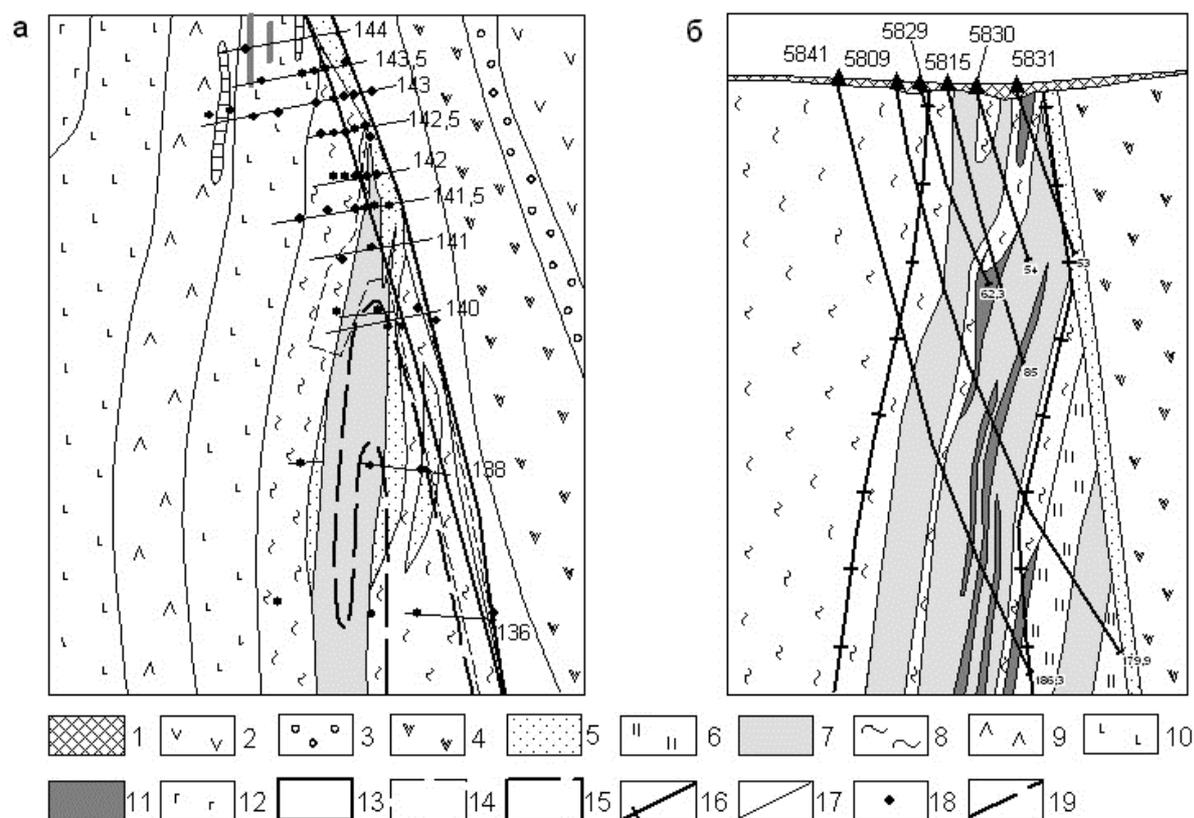
1 – дайки риолитов; 2 – граниты, гранитпорфиры; 3 – диориты (санукитоиды); 4 – агломератовые туфы; 5 – андезитовые лавобрекчии; 6, 7 – порфиоровое оруденение: 6 – вкрапленное, 7 – кварцевожилльное штокверковое

**Fig. 85.** Geological-geophysical section along Pr. 820 at Hatunoja:

сложен – пирит, пирротин, халькопирит, галенит, арсенопирит, сфалерит, бурнонит, висмутин, тетраэдрит, алтаит, ульманит, колорадоит, самородное золото и др. Содержание золота в рудах – 1,0–2,6 г/т (максимальное – 14,0 г/т; средневзвешенное – 1,8 г/т). Возраст оруденения 2,6–2,7 млрд лет (Pb/Pb метод по галениту). Запасы золота на месторождении Рыбозеро по С2 составляют 3,28 т, прогнозные ресурсы по P2+P3 – 15 т (Минерально-сырьевая..., 2005).

**Месторождение Педролампи** находится в 400 м западнее одноименного озера и в 10 км южнее д. Мяндусельга. Оно расположено в Ведлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе (рис. 73) и приурочено к субмеридиональному тектонизированному контакту сильно рассланцованных, пропилизитизированных и березитизированных пород бергаульской (серицит-кварцевые, кварц-карбонат-слюдистые сланцы) и семчереченской (хлорит-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые сланцы) свит с ятулийскими кварцитопесчаниками (рис. 86). Месторождение Педролампи вместе с проявлениями Эльмус, Орехозеро, Талпус образует Эльмусское рудное поле. Наиболее интенсивно месторождение изучалось сразу после открытия (1982–1988 гг.) при групповой геологической съемке (Сиваев, Горошко, 1983) и специализированном картировании на уран (Поликарпов, 1991), а также в последующем при поисково-оценочных работах (Новиков и др., 1997). В начале XXI в. на месторождении проводились краткосрочные исследования научными организациями (ИГ КарНЦ РАН, ИГЕМ РАН), посвященные в основном изотопному датированию метасоматитов, структурному контролю и минералого-геохимическим особенностям золотонесущего оруденения (Полеховский и др., 2002а, б; Алексеев и др., 2007, 2008; Кулешевич, Лавров, 2007; Ларионова, 2008 и др.).

Месторождение относилось к золото-сульфидной стратиформной рудной формации в вулканогенных толщах дацит-риолитового состава (Минерально-сырьевая..., 2005) и сопоставлялось с золоторудным месторождением Хемло на Канадском щите (Афанасьева и др., 1998). Впоследствии оно было признано эталонным для Карельского региона представителем золоторудных объектов орогенного мезотермального типа (Ларионова и др., 2005; Иващенко, 2006 и др.).



**Рис. 86.** Схема геологического строения золоторудного месторождения Педролампи (Новиков и др., 1997):

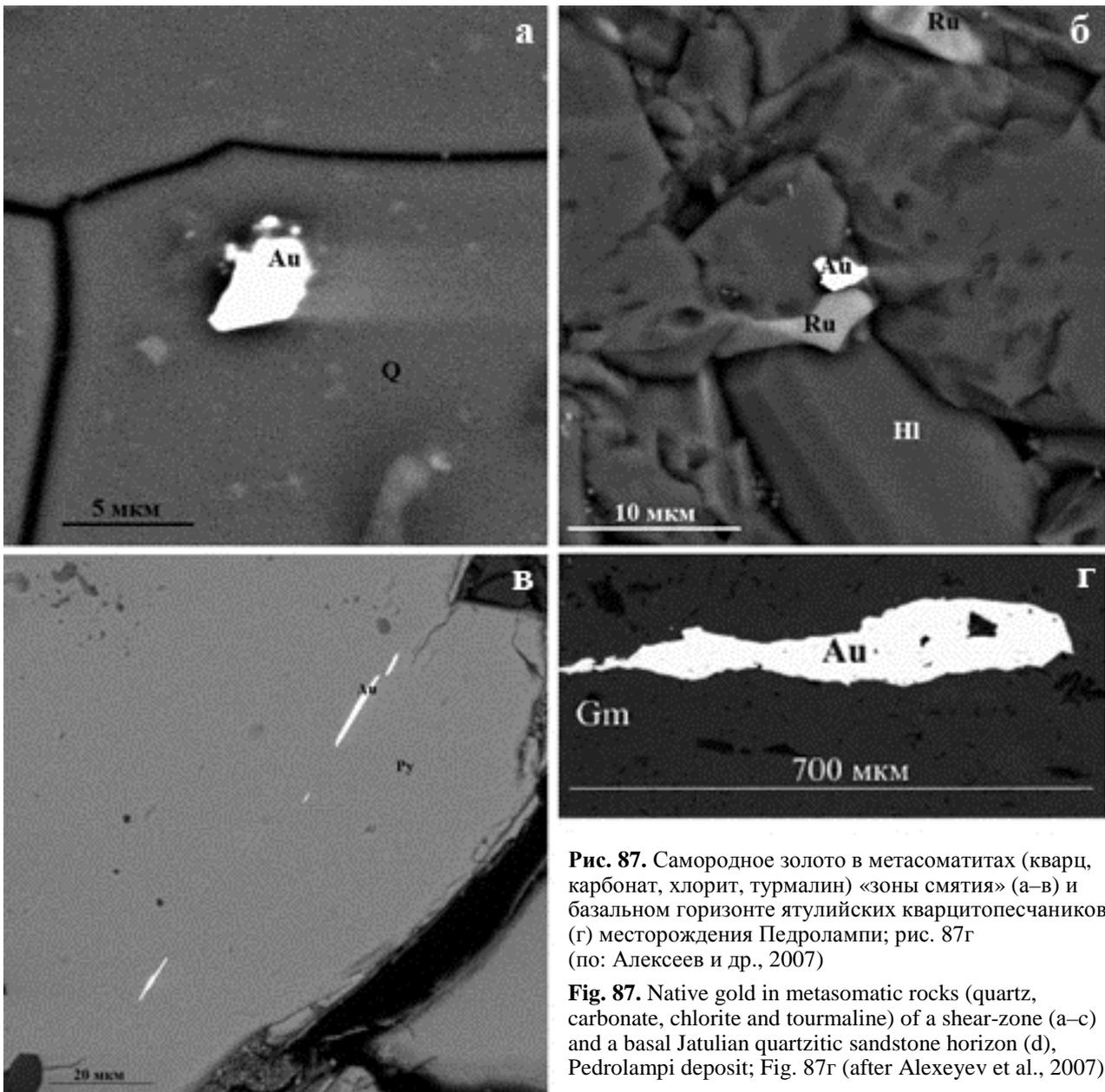
1 – четвертичные отложения; 2–5 – нижний протерозой: 2, 3 – медвежьегорская свита (2 – верхняя подсвита, метабазалты, 3 – нижняя подсвита, кварцитопесчаники, гравелиты, конгломераты); 4, 5 – янгозерская свита (4 – верхняя подсвита, метабазалты, 5 – нижняя подсвита, кварцитопесчаники, гравелиты, конгломераты); 6–10 – верхний архей, лопий: 6–8 – бергаульская свита (6 – хлорит-серицитовые сланцы, 7 – плагиоклаз-карбонат-кварц-серицитовые сланцы, 8 – хлоритовые сланцы); 9, 10 – семчереченская свита (9 – метаандезиты, 10 – метабазалты); 11, 12 – интрузивные образования: 11 – дайки риодацитов, 12 – габбро; 13, 14 – контуры золотопродуктивной рудной зоны: 13 – установленные, 14 – предполагаемые; 15 – аномалия, связанная с пирротиновой минерализацией; 16 – контур золоторудной зоны на разрезе; 17 – буровые профили; 18 – скважины; 19 – разломы

**Fig. 86.** Geological structure of the Pedrolampi gold deposit (Novikov et al., 1997):

1 – Quaternary rocks; 2–5 – Lower Proterozoic: 2, 3 – Medvezhyegorsk suite (2 – upper subsuite, metabasalt, 3 – lower subsuite, quartzitic sandstones, gravelstones and conglomerates); 4, 5 – Jangozero suite (4 – upper subsuite, metabasalt, 5 – Lower subsuite, quartzitic sandstones, gravelstones and conglomerates); 6–10 – Upper Archaean, Lopian: 6–8 – Bergaul suite (6 – chlorite-sericite schists, 7 – plagioclase-carbonate-quartz-sericite schists, 8 – chlorite schists); 9, 10 – River Semch suite (9 – metaandesites, 10 – metabasalts); 11, 12 – intrusive rocks: 11 – rhyodacite dykes, 12 – gabbro; 13, 14 – gold-producing ore zone outlines: 13 – proved, 14 – assumed; 15 – anomaly associated with pyrrhotite mineralization; 16 – gold ore zone outline in cross-section; 17 – drilling profiles; 18 – boreholes; 19 – faults

Продуктивная зона на месторождении представляет собой согласный со сланцеватостью метасоматически измененных лопийских вмещающих пород крутопадающий линейный кварцевый штокверк шириной 35–40 м, прослеженный по простиранию на 400 м, падению на 350 м. Он четко выделяется по ореолам пиритизации.

По данным незавершенных работ ЗАО «Педролампи Лимитед» в западном борту карьера, вскрывшего продуктивную зону в центральной части месторождения, выявлена зона смятия и гидротермально-метасоматических преобразований мощностью 1,4–3,0 м, насыщенная прожилково-жильными выделениями, выполненными кварцем, карбонатами, турмалином с пирит-сфалерит-халькопиритовой минерализацией. Золото ассоциируется преимущественно с кварцем и пиритом (рис. 87). Содержания золота в этой зоне достигают 80 г/т, а пробность самородного золота варьирует в зависимости от ассоциации: в кварце – высокопробное (>980‰), в пирите – средней пробности (800–700‰).



**Рис. 87.** Самородное золото в метасоматитах (кварц, карбонат, хлорит, турмалин) «зоны смятия» (а–в) и базальном горизонте ятулийских кварцитопесчаников (г) месторождения Педролампи; рис. 87г (по: Алексеев и др., 2007)

**Fig. 87.** Native gold in metasomatic rocks (quartz, carbonate, chlorite and tourmaline) of a shear-zone (a–c) and a basal Jatulian quartzitic sandstone horizon (d), Pedrolampi deposit; Fig. 87г (after Alexeyev et al., 2007)

Ятулийские кварцитопесчаники у контакта с измененными лопийскими породами преобразованы в хлорит-серицитовые сланцы, светло-серые или буроватые за счет окрашивания гидроокислами железа. Мощность ожелезненной зоны изменяется от 1 до 2 м. В сланцах отмечаются непротяженные линзовидные тела сильно ожелезненных конгломератов – базального горизонта ятулийских отложений. Обломочный материал в них представлен в основном сланцами и редко кварцем. Причем только единичные обломки кварца имеют хорошую окатанность, а для обособлений сланцев характерна обычно остроугольная морфология. Цемент по составу идентичен обломкам, отличаясь гораздо большей примесью железистого материала. Местами доля гематитового (мартитового) цемента составляет около 80%, и он характеризуется высокими содержаниями благородных элементов, г/т: Au – до 38,8, Ag – 4, Pt – 0,18, Pd – 0,47; Rh – 0,001, Ir – 0,005 (Алексеев и др., 2007). Самородное золото в этой ассоциации – высокопробное (~930‰), встречается в виде мелких зерен, нитевидных и линзовидных включений размером 0,001–0,3х0,7–1,5 мм (рис. 87г).

Главным рудным минералом продуктивной зоны является пирит, представленный несколькими разновидностями, различающимися по форме и размеру выделений, составу и содержанию элемен-

тов-примесей и изотопии серы (табл. 63). Среди пиритов рудных зон преобладающее распространение имеют идиоморфный пирит кубического габитуса размером 1,5–40 мм и изометричные пиритовые стяжения до 8–10 см в поперечнике. Крупный пирит, по сравнению с мелким, имеет более высокие содержания кобальта, меди, мышьяка и более низкие золота. Для кобальта и мышьяка эта тенденция еще более усиливается в пиритах из зоны смятия с золото-халькопиритовым типом оруденения (табл. 63), самородное золото которого содержит до 42% серебра (Алексеев и др., 2007).

Приведенные геохимические отличия пиритов и самородного золота, вероятно, свидетельствуют о полигенном и полиэтапном характере формирования оруденения с участием разных источников серы и рудного вещества и при разных условиях глубинности. Подтверждением этого служат результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кварце (табл. 64).

Таблица 63. Содержание элементов-примесей в сульфидах месторождения Педролампи (Алексеев и др., 2007)

Table 63. Trace element content of sulphides from the Pedrolampi deposit (Alexeyev et al., 2007)

№ проб	Место отбора пробы	Минерал	Размер кристаллов, мм	Элементы, г/т						
				Co	Ni	Cu	As	Sb	Se	Au
53а	Рудная зона	Пирит	до 1 мм	347	н/о	н/о	–	4,4	26,4	21,6
53/1			2–3	66	773	39	–	–	н/о	–
53г			3–7	221	н/о	н/о	75,5	4,2	28,2	7,19
П53п			5–8	528	794	11	45	–	н/о	н/о
П53 <sub>2</sub>			22	921	н/о	н/о	–	4,2	18,4	0,58
П53д			22	727	н/о	н/о	–	7,5	28,7	1,43
П53а			25	1143	663	16	–	–	н/о	н/о
Ст	Продуктивная зона	Пирит, желвак	55	846	771	709	127	183	25,3	0,22
				362	–	–	305	45	20,4	0,06
				516	–	–	85	31,2	21,5	–
Ру	Зона смятия	Пирит	≤1	2860	н/о	н/о	5416	2,2	70,0	16,9
Нру		Х-пирит	≤1	6,4	н/о	н/о	12	1,3	289	0,05
Сф		Сфалерит	<1	238	–	н/о	463	463	291	0,93

*Примечание.* н/о – не определялся; – содержание ниже порога чувствительности. Изотопный состав серы пиритов этой зоны показал, что мелкие кристаллы (до 1,5 мм) имеют изотопный состав серы  $\delta^{34}\text{S}$  от +4,84 до 6,4‰, а более крупные кристаллы (от 7 мм) обогащены легким изотопом  $\delta^{34}\text{S}$  от 0,00 до –2,21‰. В пиритах по данным (Кулешевич, Лавров, 2007) содержатся МПГ, мг/т: Pt – 5–21, Pd – 6–137, Ir – 1–2.

*Note.* n/o – not estimated; – content below sensitivity threshold. The isotope composition of sulphur from the pyrite of this zone shows that fine crystals (up to 1,5 mm) have the sulphur isotope composition  $\delta^{34}\text{S}$  +4,84 to 6,4‰, and coarser crystals (from 7 mm) are enriched in light isotope  $\delta^{34}\text{S}$  0,00 to –2,21‰. According to (Kuleshevich, Lavrov, 2007), pyrite contains 5–21 mg/t Pt, 6–137 mg/t Pd and 1–2 mg/t Ir.

Таблица 64. Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце золоторудного месторождения Педролампи (Алексеев и др., 2007)

Table 64. Results of thermo- and cryometric study of individual fluid inclusions in quartz from the Pedrolampi gold deposit (Alexeyev et al., 2007)

№ пробы	Минерал	n	Температура, °С, гомогенизации	Концентрация солей, масс.%, экв. NaCl	D, г/см <sup>3</sup>	Давление, бар	$\frac{P_{\text{общ}}}{P_{\text{H}_2\text{O}}}$
Продуктивн. зона	Кварц*	11	486	54,9	1,10	2120–1770	3,1–3,7
		14	–	–	0,58–0,66		
	П-В П-В	2	280	13,9	0,90	2230–1840	37,2–30,7
		32	–	–	0,94–0,88		
П3, Зона смятия	Кварц*	6	320–257	6,3	0,98	1770–940	16,4–22,9
		32	–	–	0,82–0,69		
П38, Кварц. жила	Кварц*	8	342–289	8,0–6,5	1,01–1,03	2520–2140	17,7–24,0
		13	–	–	0,92–0,89		
П56, Кварц. жила	Кварц*	7	317–392	8,8	1,07	2820–2070	22,9–30,6
		16	–	–	0,93–0,90		

\* Гетерогенное состояние флюида (вскипание); П-В – первично-вторичные включения.

\* Heterogeneous state of fluid (boiling); П-В – primary-secondary inclusions.

На месторождении по бортовому содержанию золота 1 г/т оконтурено несколько конформных линзовидных рудных тел субмеридионального простирания с падением на запад под углами 70–85°. Их мощность варьирует от 1,0 до 7,0 м, протяженность по простиранию и падению от первых метров до 50–70 м (Минерально-сырьевая..., 2005). Рудные тела несут признаки формирования в условиях интенсивного проявления сдвиговых дислокаций субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Самородное золото в рудах в пределах контура подсчета запасов представлено двумя отличающимися по составу морфотипами, доминирующим (85%) поздним по времени образования – в виде чешуек, пластинчатых и дендритовидных зерен и их сростков размером до 1 мм, характеризующихся высокой пробностью (Au – 98–98,6%, Ag – до 1,6%) и второстепенным (ранним) – микровключения в пирите (рис. 88). Раннее золото (Ag – до 20,0%, Pd – до 0,8%) приурочено к периферийным зонкам кристаллов пирита и иногда ассоциируется с платиноидной минерализацией – тетраферроплатиной и меренскиитом, содержащим Au – до 1,5% и Pt – до 3,5% (Полеховский и др., 2002а).

Содержание золота в рудных телах изменяется в широких пределах – от 1,0 до 46,0 г/т при среднем по продуктивной зоне – 2,35 г/т. В рудах присутствуют также Ag – 0,4–5 г/т, Pb – 0,002–0,005%, Cu – 0,015–0,2%, V – до 0,015%, МПП – до 0,11 г/т. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, борнитом, ковеллином, галенитом, сфалеритом, молибденитом, пирротинном, самородным золотом, серебром, медью и сурьмой, электрумом, аргентитом, энаргитом, стибioenаргитом (ватанабеитом?), антимонитом, дискразитом, анимикитом, кобальтином, теннантитом, тетраэдритом, гетероморфитом, арсенопиритом, черновитом, платинитом, гуанохуатитом, кубанитом, меренскиитом, тетраферроплатиной, сперрилитом (Шариков и др., 2002; Полеховский и др., 2002б). В метасоматитах рудных зон широко распространены барит, рутил, монацит, ксенотим, карбонаты (кальцит, доломит, брейнерит, сидерит), ванадийсодержащий (V – 1,5%) фенгит и марганецсодержащий (Mn – 1%) фенгит.

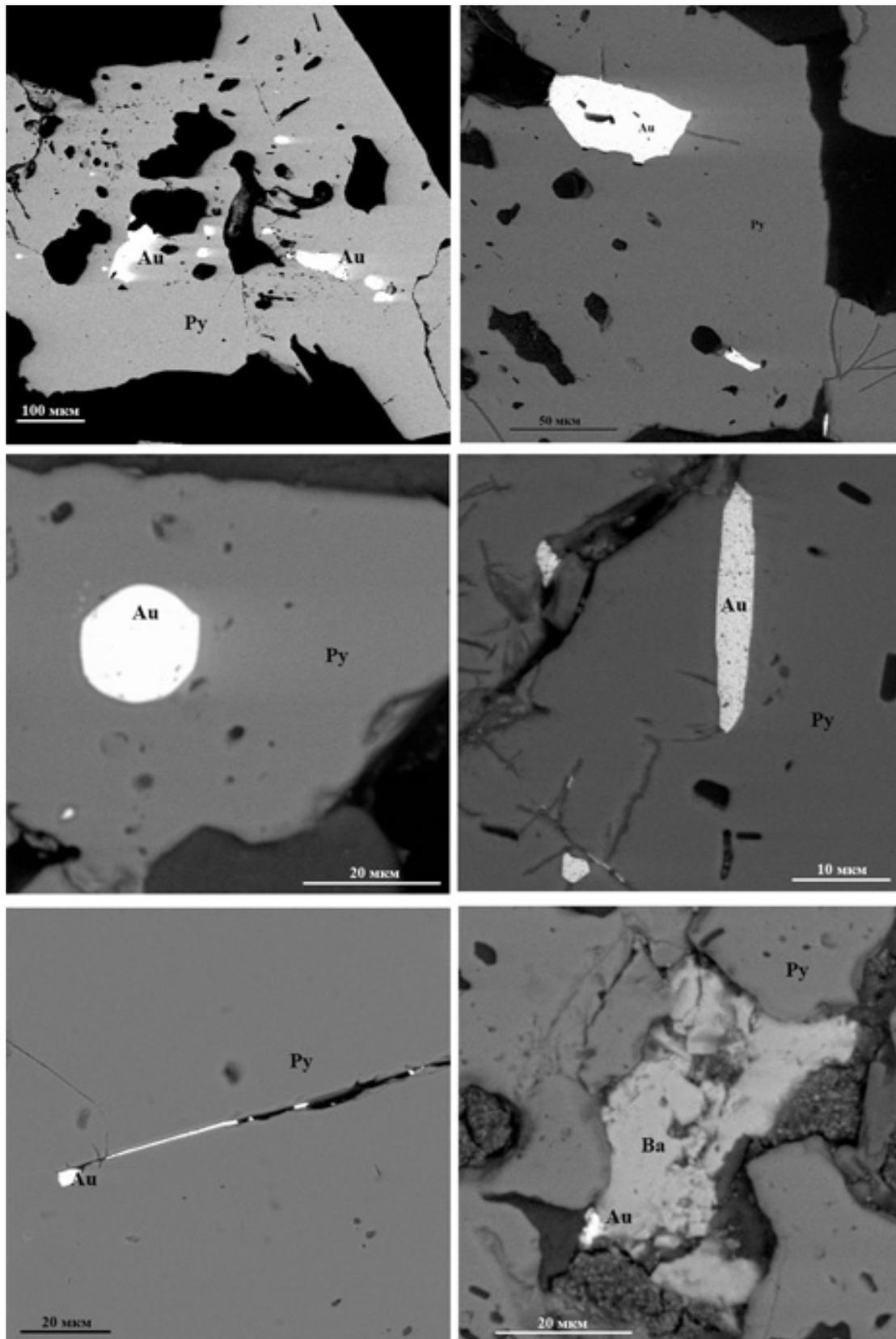
По результатам технологических исследований наиболее рациональной и обеспечивающей высокое извлечение золота из руды является комбинированная гравитационно-флотационная схема обогащения, позволяющая получать два золотосодержащих концентрата, каждый из которых является кондиционным (Минерально-сырьевая..., 2005).

Утвержденные запасы золота на месторождении Педролампи до глубины 50 м составляют 0,931 т (C2, Au – 5,91 г/т), ресурсы (P2) по продуктивной зоне до глубины 100 м оценены в 2,5 т (Коровкин и др., 2003). В последующем согласно данным оперативного подсчета ЗАО «Педролампи Лимитед», запасы золота на месторождении (категории C1+C2) были оценены в 2,5 т, а прогнозные ресурсы категории P1 на флангах и на глубину до 250 м – 4,5 т, категории P2 – 5–6 т.

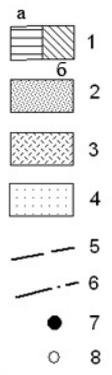
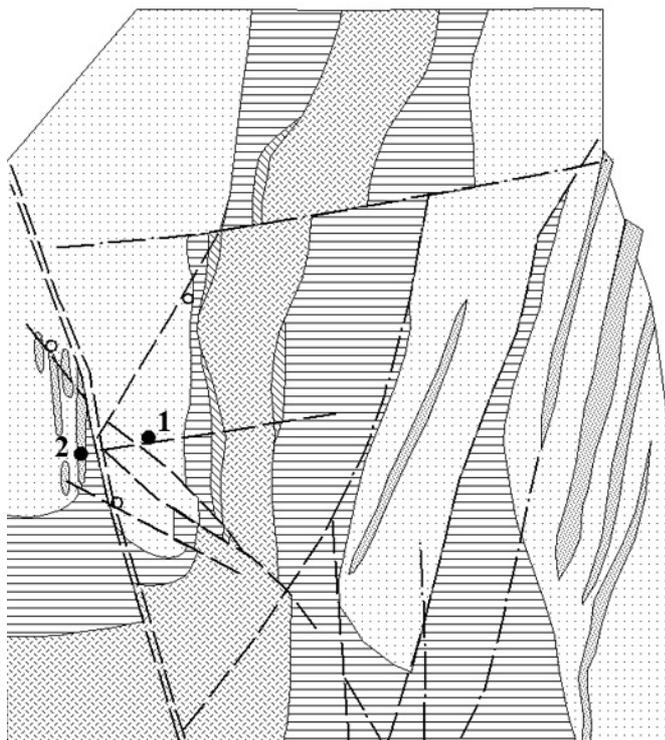
Субмеридиональная зона сдвиговых дислокаций и низкотемпературного метасоматоза, контролирующая месторождение Педролампи, прослеживается на север (рудопр. Кянюшельга) и юг, накладываясь на колчеданное оруденение (рудопр. Талпус) и формируя золотосодержащую пиритовую минерализацию, вскрытую карьером в 5 км к юго-западу от п. Гирвас. Кроме пирита и самородного золота, здесь диагностированы пирротин, Co-As-пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, Ag-галенит, Se-галенит, клаусталит, рутил, магнетит, миллерит, аргентопентландит (Ag – 14%), ульманит, висмутотеллуриды, кобальтин, герсдорфит, глаукоdot, церуссит, англезит, торит, монацит, ксенотим. Масштабы этих золоторудных проявлений по настоящее время остаются невыясненными.

Медно-полиметаллическое **золотосодержащее месторождение Фаддейнкелья** расположено в междуречье р. Колас и Сона в краевой южной части Карельского кратона (рис. 73). После открытия в 1867–1868 гг. оно непродолжительное время разрабатывалось на медь.

Месторождение относят (Минерально-сырьевая..., 2005) к медьсодержащей формации в сульфидизированных метасоматитах зон дробления рудного поля Колас (рис. 89) Туломозерского рудного узла. В структурном плане рудное поле приурочено к удлиненному горстовому поднятию архейского фундамента, примыкающего к западному крылу Туломозерской структуры. Месторождение контролируется субмеридиональной зоной сдвиговых дислокаций и оперяющимися ее субширотными нарушениями и рассматривается нами как орогенное мезотермальное. В пределах зоны выявлены четыре крутопадающие (70–80°) на юг подверженные блокировке минерализованные барит-кварц-карбонатные жилы мощностью 0,2–6 м. Наиболее крупная из них, выработанная до глубины 20–30 м, прослеживается скважинами на глубину 40–50 м, где постепенно выклинивается (мощность 0,1–0,4 м).



**Рис. 88.** Морфотипы самородного золота главной рудной зоны месторождения Педролампи  
**Fig. 88.** Native gold morphotypes in the main ore zone of the Pedrolampi deposit



**Рис. 89.** Схема геологического строения рудного поля Колас (по: Михайлова и др., 1995, с доп.):

1 – туломозерская свита: а – красноцветные доломиты с линзами гематитовых руд, б – серицит-хлоритовые сланцы; 2 – дайки метадолеритов (диабазы); 3 – метагаббродолериты (метадиабазы); 4 – граниты и гнейсограниты архейского фундамента (нерасчлененные); 5, 6 – тектонические нарушения: 5 – установленные, 6 – предполагаемые; 7, 8 – золотосодержащие медно-полиметаллические рудные объекты: 7 – рудопроявления (1 – Фаддейнкелья, 2 – Колас), 8 – пункты минерализации

**Fig. 89.** Geological structure of the Kolas Ore Field (after Mikhailova et al., 1995, supplemented):

1 – Tulomozerskaya suite: a – red dolomites with hematite ore lenses, b – sericite-chlorite schists; 2 – metadolerite (diabase) dykes; 3 – metagabbro-dolerites (metadiabase); 4 – undivided Archaean basement granites and gneissose-granites; 5, 6 – tectonic dislocations: 5 – proved, 6 – assumed; 7, 8 – auriferous copper-base metal localities: 7 – ore occurrences (1 – Faddeinkelja, 2 – Kolas), 8 – mineralization points

Тектоническая обстановка в пределах месторождения и рудного поля в целом сложная – проявлено несколько поколений северо-западных и субмеридиональных нарушений, часть из которых, вероятно, является свекофенскими. Это объясняется нахождением рудного поля Колас вблизи зоны сочленения архейского Карельского кратона и Свекофенского складчатого пояса. Рудовмещающими породами являются преимущественно интенсивно измененные микроклиновые, плагиооклаз-микроклиновые граниты архея и габбродиабазы, а также диабазовые порфириды дайкового комплекса, вероятно, относящиеся к палеопротерозою, что может свидетельствовать о длительном и, возможно, полигенно-полихронном формировании золотосодержащего медно-полиметаллического оруденения.

Рудоносные барит-кварц-карбонатные жилы сопровождаются ореолами березитизации, кальцит в которых содержит Mg – 1–9% и Fe – до 3,2%. В метасоматитах отмечается также барийсодержащий (Ba – до 1,1%) калишпат, что сближает их в какой-то степени с гумбеитами. Рудная минерализация в них представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, халькозином, ковеллином, борнитом, спионкопитом, галенитом, сфалеритом, англезитом, гетитом, магнетитом, виттихенитом, фаматинитом, акантитом, штюцитом, спертиниитом, самородной медью и золотом, малахитом, недиагностированной фазой состава –  $Cu_3(Pb,Ag)S_4$ , вероятно, являющейся свинец и серебро-содержащим ковеллином. Золото пластинчатое кавернозное размером до 0,2 мм, часто встречается в сростании с малахитом (Михайлова и др., 1995). Содержание меди в руде достигает 48%, Ag – 400 г/т, Au – 3 г/т. В березитах содержание Au – до 1,4 г/т. Судя по отвалам, средние содержания Cu в рудах составляют – 0,36%, Zn – 0,54%, Pb – 0,26%. По данным А.Н. Торицына (1980), содержания золота в богатых халькозиновых рудах из отвалов достигают 20–175 г/т, а среднее в отвалах по 25 пробам – 3,9 г/т. Однако по нашим данным и результатам работ Д.В. Михайловой (1995), максимальные содержания золота в рудных отвалах не превышают 3 г/т, а среднее – составляет ~0,п г/т. Геохимически ассоциирующимися с золотом рудными элементами в рудах месторождения Фаддейнкелья являются Bi, V, Sb, Hg, Cd. Ввиду недостаточности данных прогнозные ресурсы золота по месторождению не оценивались.

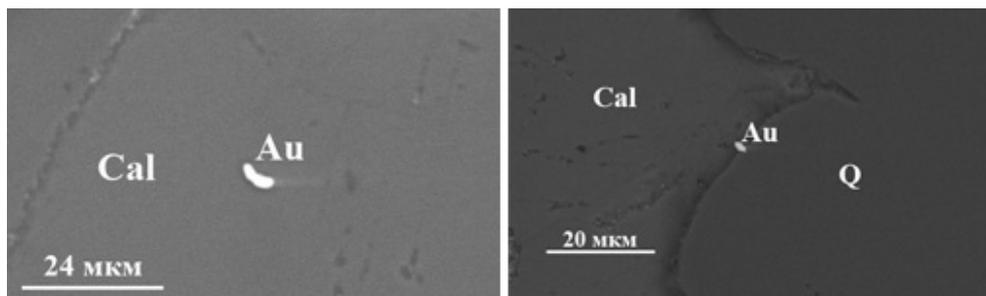
Из других известных рудных объектов в районе месторождения Фаддейнкелья наиболее перспективным представляется проявление Южное, расположенное в 700 м к югу от него. Здесь на площади 500x260 м оконтурено 7 геофизических аномалий, а бурением вскрыты березитизированные гранитоиды, рассекаемые маломощными пропицитизированными дайками базитов

северо-западного простирания. Полиметаллическое оруденение (Zn – 3,5%) с золотом (рис. 90) и серебром (до 50 г/т) сконцентрировано в хлорит-карбонат-кварцевых и флюорит-кальцитовых жилах и прожилках, формирующих штокверковую зону, охватывающую весь объем метасоматически измененных базитов и гранитов (Михайлова и др., 1995). Золото высокопробное (>950‰), ассоциируется с кальцитом и кварцем. Работы по оценке рудопроявления не завершены, керн утрачен.

**Южно-Костомукшское (Луупеансу) проявление золота** выявлено в конце 70-х гг. XX в. в карьере «Южный» Костомукшского месторождения железистых кварцитов, а впоследствии прослежено и за его пределы при проведении специализированных работ (Горьковец, Раевская, 2004, 2009). Рудопроявление приурочено к крутопадающему на север позднеархейскому (2,8–2,7 млрд лет) супракрустальному комплексу, представленному метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации терригенными и хемогенно-терригенными породами гимольской серии, а также субсогласными телами ультрамафитов и риодацитов (геллефлинт) (рис. 91). По данным В.Я. Горьковца и М.Б. Раевской (2009), золото-сульфидная минерализация, развитая на рудопроявлении, контролируется трансструктурными разрывными дислокациями северо-западного (300–310°) простирания и прослеживается по простиранию на 2 км при мощности рудных тел 1,5–21 м (средняя – 5 м), по падению на глубину 500 м. Отдельные же рудные тела контролируются локальными сдвиговыми дислокациями межформационного характера субширотного простирания, обычно приуроченными к контактам пород, резко различающихся по физическим свойствам (риодациты – ультрамафиты).

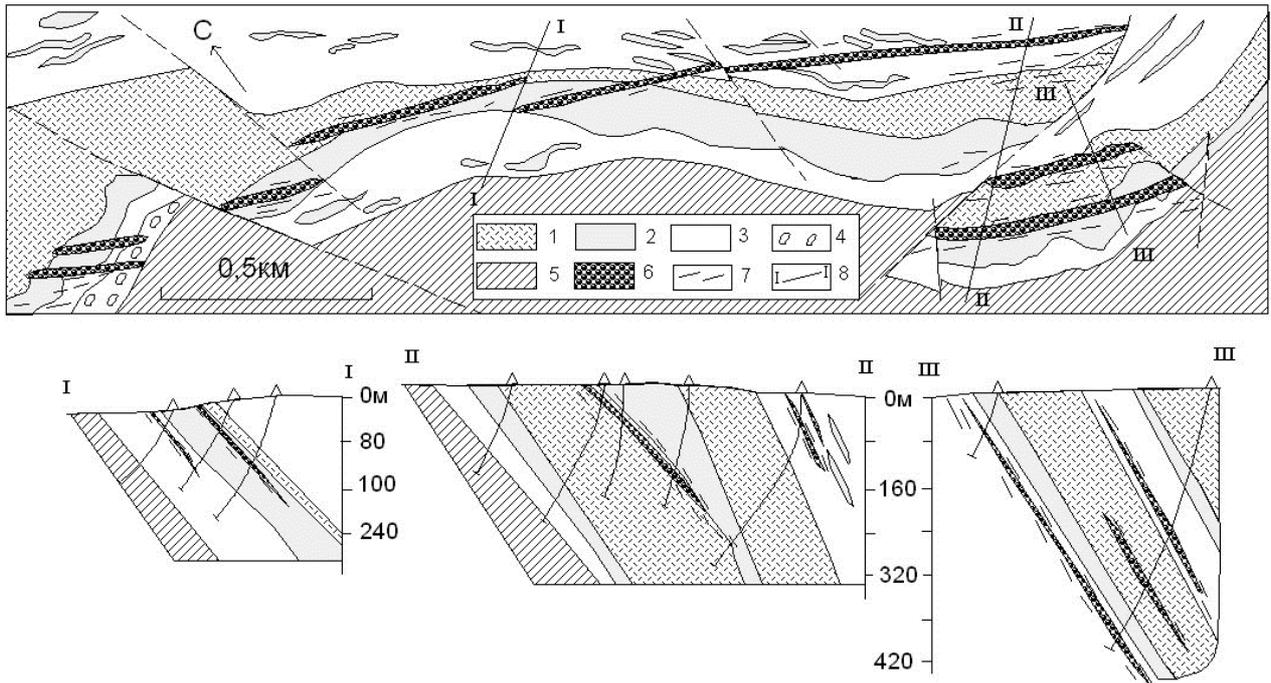
Золотонесущий сульфидный парагенезис накладывается на полосчатые железистые кварциты, замещающая их. Сульфидизация сопровождается интенсивным окварцеванием, эпидотизацией, хлоритизацией, альбитизацией, калишпатизацией, турмалинизацией. Содержание сульфидов достигает 30%, главными среди них являются арсенопирит (5–30%), леллингит, пирротин (5–10%), пирит (1–3%), халькопирит. Кроме этого, в рудах присутствуют сфалерит, галенит, шеелит, молибденит, самородные висмут, теллур и золото, электрум, ассоциирующиеся с мальдонитом, аурустибитом, цумоитом, хедлейитом, кобальтином, брейтгауптитом, антимонитом (Кулешевич, Горьковец, 2007; Кулешевич, Лавров, 2011). Золото в большинстве своем находится в тесных срастаниях с арсенопиритом и микровключениях в нем (рис. 92). Высокотемпературная стадия золоторудного процесса фиксируется по арсенопиритовому геотермометру (Скотт, 1984) в температурном интервале 500–550°, а низкотемпературная по распаду твердого раствора Bi-Te с выделением фаз – висмут самородный, хедлейит и парагенезису золото-мальдонит-аурустибит в диапазоне 260–120° (Горьковец, Раевская, 2009). Размерность выделений самородного золота варьирует в пределах 10–250 мкм (средняя – 42 мкм). Золото постоянно содержит примесь серебра (0,5–29,2%). Цитируемые авторы (Кулешевич, Горьковец, 2007; Горьковец, Раевская, 2009) относят Южно-Костомукшское проявление к золото-сульфидному рудно-формационному типу зон смятия и расланцевания. Однако приводимые ими и кратко изложенные здесь его характеристические параметры вполне соответствуют типу орогенных мезотермальных золоторудных месторождений в рамках генетической классификации золотого оруденения, применяемой скандинавскими геологами для сопредельных с территорией Карелии регионов Фенноскандинавского щита.

Прогнозные ресурсы Южно-Костомукшского золоторудного проявления – 125 т (Горьковец, Раевская, 2009), основывающиеся в большей степени на оптимизме авторов, чем на соответствующих фактических данных, следует признать крайне завышенными.



**Рис. 90.** Самородное золото в метасоматитах рудного поля Колас

**Fig. 90.** Native gold in the metasomatic rocks of the Kolas Ore Field

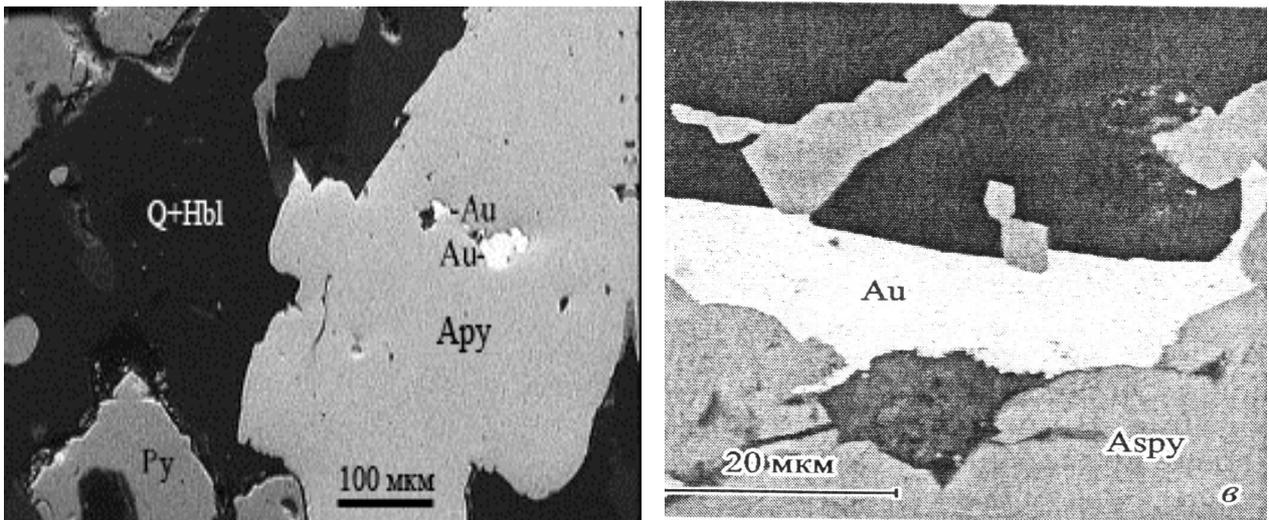


**Рис. 91.** Схема размещения и геологическое строение золоторудного проявления Южно-Костомукшское (Горьковец, Раевская, 2009):

1 – риодациты (геллефлинты); 2 – магнетитовые кварциты; 3 – ритмично слоистые слюдястые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – базальты; 6 – установленная золоторудная минерализация; 7 – рудоконтролирующие тектонические зоны; 8 – I-II, II-II, III-III – разрезы

**Fig. 91.** Scheme showing the distribution and geological structure of the Yuzhno-Kostomukhskoye gold occurrence (Gorkovets, Rayevskaya, 2009):

1 – rhyodacites (helleflinta); 2 – magnetite quartzites; 3 – rhythmically-bedded mica schists; 4 – conglomerates; 5 – basalt; 6 – proved gold mineralization; 7 – ore-controlling tectonic zones; 8 – I-II, II-II, III-III – sections



**Рис. 92.** Самородное золото в сростаниях с арсенопиритом в рудных метасоматитах Южно-Костомукшского проявления (Кулешевич, Горьковец, 2007; Горьковец, Раевская, 2009)

**Fig. 92.** Native gold intergrown with arsenopyrite in metalliferous metasomatic rocks from the Yuzhno-Kostomukhskoye occurrence (Kuleshevich, Gorkovets, 2007; Gorkovets, Rayevskaya, 2009)

#### 4.2.1.2. Палеопротерозойские зеленокаменные пояса

Наиболее крупными и важными по насыщенности месторождениями золота являются Лапландский и Печенга-Варзугский зеленокаменные пояса, но и в других (Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Куусамо, Перяпохья) также отмечаются промышленно значимые золоторудные объекты (Eilu, 1999). Рудовмещающие породы в них имеют возраст 2,4–2,1 млрд лет, а золоторудная минерализация, относящаяся к мезотермальному орогеническому типу, – 1,9–1,8 млрд лет (Bjorlykke et al., 1990; Eilu et al., 2003).

На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии (Pankka, Vanhanen, 1989) в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса (рис. 93) по состоянию изученности известно несколько незначительных по размерам золоторудных проявлений (Голубев, Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.), по своим особенностям в большинстве своем отвечающим мезотермальному орогеническому типу. Они локализованы в Шомбозерской (пр. Дмитрия, Шуоярви, Ожиярви) и Лехтинской структурах (рис. 94). Последняя по размерам (100x50 км), строению разреза и составу слагающих пород (верхнеятулийские и людиковийские лавы базальтов с горизонтами туфогенных образований и ассоциирующихся с ними карбонатных пород, силицитов, железистых осадков, графитистых алевролитов) сопоставима с золотоносной структурой Киттиля в Финляндии. В ее пределах выявлено более двух десятков проявлений золота с содержаниями до 2–4 г/т, не представляющих практического интереса (Леонтьев и др., 2003). Большинство из них относится к орогеническому мезотермальному типу (Вильямлампи, Муезеро, Колгеавара, Хохлозеро, Поворотное, Маслозеро, Шавля, Тунгудское, Пайозеро и др.).

**Рудопоявление Вильямлампи**, относимое предшествующими исследователями к золото-кварцевой формации, расположено в центральной части структуры (рис. 94). Оно отчетливо контролируется тектоническим нарушением субмеридиональной ориентировки. Вмещающими для золотосодержащей минерализации являются метадиабазы и туфогенные образования юляозерской свиты верхнего ятулия. Пржилки кварцевого, кварц-карбонатного и кварц-эпидотового состава мощностью до первых см образуют рудную зону мощностью до 5 м, прослеженную по простиранию на 60 м. Содержания Au, ассоциирующего с халькопиритом, ковеллином и др., варьируют по данным борзодового опробования в пределах 0,1–0,6 г/т (Иванов и др., 2010). Околорудные изменения – окварцевание, эпидотизация, карбонатизация и хлоритизация. Аналог – рудопр. Муезеро.



**Рис. 93.** Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений в Лапландском палеопротерозойском зеленокаменном поясе (по: Коровкин и др., 2003; Pankka, Vanhanen, 1989):

1–16 – золоторудные проявления: 1 – Биджовагге, 2 – Суурикуусикко, 3 – Саатапора, 4 – Пахтаваара, 5 – Йомасуо, 6 – Майское, 7 – Шомбозерское, 8 – Колгеваара, 9 – Хохлозеро, 10 – Риговаракка, 11 – Воицкое, 12 – Воронов Бор, 13 – Падма, 14 – Кожозерское, 15 – Шапочка

**Fig. 93.** Scheme showing the distribution of gold deposits and occurrences in the Palaeoproterozoic Lapland greenstone belt (after Pankka, Vanhanen, 1989; Korovkin et al., 2003):

1–16 – gold occurrences: 1 – Bijovagge, 2 – Suurikuusikko, 3 – Saatapora, 4 – Pahtavaara, 5 – Jomasuo, 6 – Maiskoye, 7 – Shombozerskoye, 8 – Kolgevaara, 9 – Khokhlozero, 10 – Rigovaracka, 11 – Voitskoye, 12 – Voronov Bor, 13 – Padma, 14 – Kozhozerskoye, 15 – Shapochka

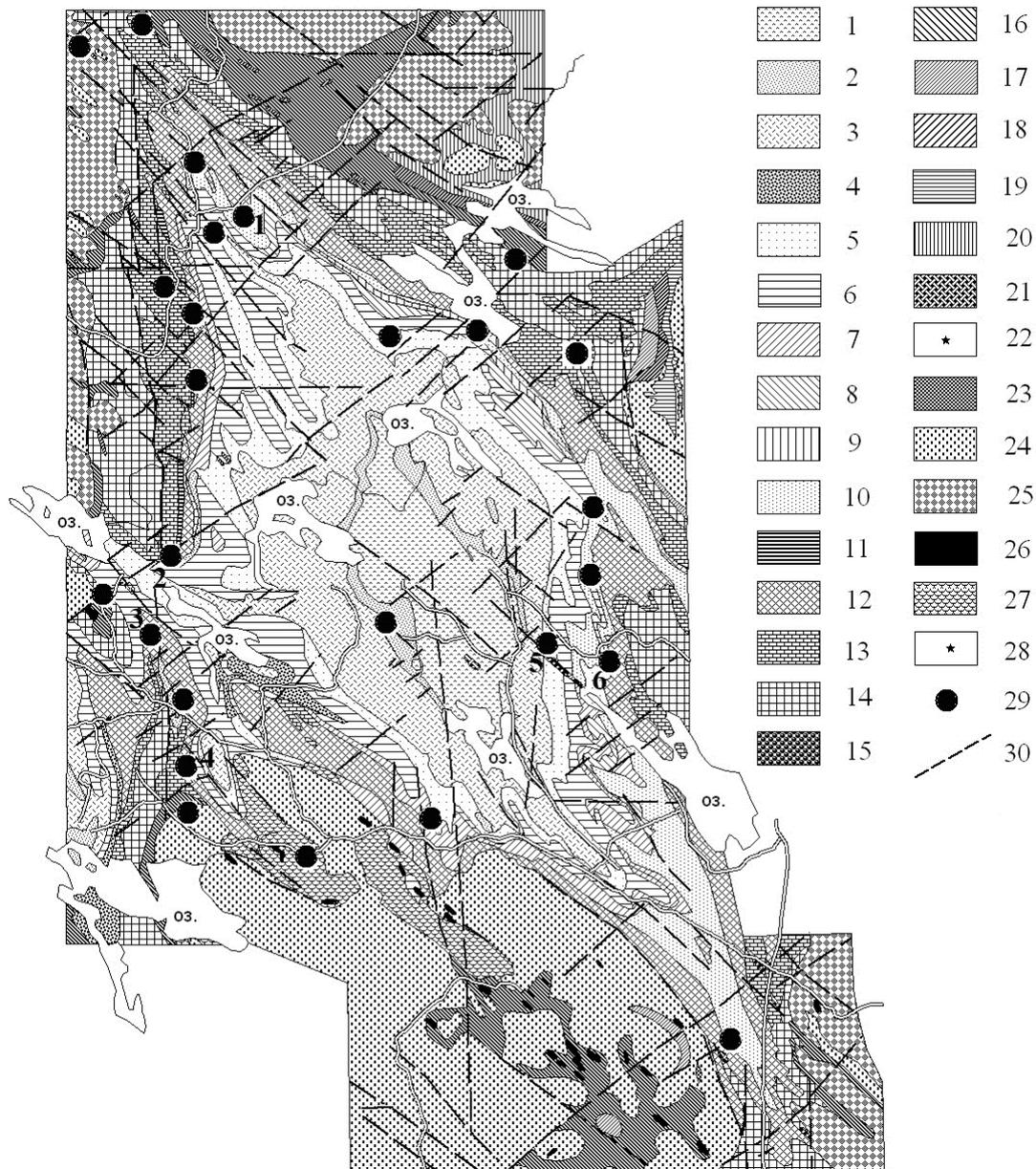
В районе *г. Колгеваяры* (рис. 94) в север-северо-западной зоне рассланцевания и интенсивного карбонат-кварцевого прожилкования, связываемых с этапом свекофеннской активизации (Голубев, Кулешевич, 2001; Иванов и др., 2010), развита золото-сульфидная минерализация (халькопирит, борнит, пирит, реже галенит) с содержаниями золота до 1,74 г/т, иногда достигая 8–10 г/т.

Рудопроявления в кварцевых конгломератах *Железные Ворота, Риговаракка, Нигалма, Когу, Чурош, Лобаи-ручей* также имеют признаки тектонического контроля, приурочиваясь к зонам рассланцевания с интенсивным проявлением серицитизации, хлоритизации и пиритовой минерализации (1–10%), сопровождаемой золотом. Наиболее высокие содержания золота (до 2–4 г/т) отмечаются в зонах метасоматоза северо-западного простирания. Часто к этим же зонам приурочены золотосодержащие кварцевые штокверки (уч. Железные Ворота) с пиритом, сам. золотом, уранинитом, реже молибденитом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гематитом, рутилом, ильменитом; из нерудных характерны циркон, турмалин, барит. Наиболее высокие содержания золота – в зонах метасоматоза (серицитизации, хлоритизации) северо-западного простирания. На рудопр. Железные Ворота – содержание Au: в полимиктовых конгломератах – 0,1–2,0 г/т, в кварцевых конгломератах – 0,01–1,0, до 6 г/т, в тектонических зонах с жильным прокварцеванием – 0,1–3,4 г/т. Сопутствующие элементы – U, Th, Zn, As, Bi. На рудопр. Нигалма содержание Au – до 0,1–3,0 г/т (Иванов и др., 2010 и др.).

По результатам последних геолого-поисковых работ в Лехтинской структуре (Иванов и др., 2010) наиболее перспективной на золото представляется ее западная краевая часть, в пределах которой выделяется Колгеваярско-Железноворотинский рудный узел, протягивающийся в субмеридиональном направлении на 25 км (возможно и более) при ширине 3–4 км. Перспективными на промышленное золото малосульфидного кварцевого типа представляются участки широкого распространения метавулканитов кисло-среднего и среднего-основного состава с интенсивно проявленными низкотемпературными метасоматическими изменениями (березитизация, пропицитизация), а также рассланцеванием, катаклазом и брекчированием в пределах сопряженных систем сдвиговых зон разного порядка. Прогнозные ресурсы золота для данного рудного узла определены по категории Р3 в 32 т (Иванов и др., 2010).

В юго-восточной части российского продолжения Лапландского зеленокаменного пояса известно несколько мелких мезотермальных золоторудных объектов, включая отработанное месторождение Воицкое (Минерально-сырьевая..., 2005), и выявлен в последние годы ряд новых рудопроявлений (рис. 95) – Шапочка, Ледозерское, Старцево, Кенозерское, Нижневолошовское, Надвиговое и др. (Коровкин и др., 2003; Шевченко и др., 2007).

**Воицкое месторождение**, на котором в 1744–1768 гг. было добыто 74 кг золота и 106 т меди (Озерецковский, 1792; Майер, 1907; Кузин, 1961; Поморцева, 2000), приурочено к системе тектонических дислокаций северо-западного – северо-восточного простирания, вероятно, сдвигового характера, в зоне контакта ятулийских кварцитопесчаников (аз. пр. 315–330°,  $\angle$  80–90°) и лопийских метабазалтов на северном берегу оз. Выгозеро вблизи пос. Надвоицы. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Оруденение локализовано в серии маломощных (до 2,5 м) кварцевых жил северо-восточного и северо-западного простирания и прожилков, вмещающие кварцитопесчаники вблизи которых березитизированы (Ушков, 1978; Кулешевич, Лавров, 2010). Главная кварцевая жила, почти полностью выработанная, мощностью 0,7–2,5 м, в раздуже – до 4 м имеет северо-восточное простирание с падением на северо-запад ( $\angle$  70°). Она прослежена (вскрыта) по простиранию на 50 м и по падению буровыми скважинами – на 130 м. Золото-медносульфидное оруденение представлено халькопиритом, борнитом, халькозином, пиритом, молибденитом, галенитом, ковеллином, малахитом, гематитом и самородной медью. В виде ультрадисперсных выделений отмечаются клаусталит, гессит, штютцит, богдановичит, виттихенит, теннантит, фишессерит, науманнит, шеелит, самород. теллур (Кулешевич, Лавров, 2010). Самородное золото ассоциируется преимущественно с сульфидами и кварцем. Его размерность сильно варьирует, достигая по историческим сведениям нескольких миллиметров и даже сантиметров в самородках. Пробность изменяется незначительно: в ассоциации с борнитом – 780–880%, с кварцем – 930–950%. Среднее содержание Cu в рудах – 1,3%, максимальное – 14,2%, запасы (забалансовые) – 114 т (Минерально-сырьевая..., 2005). Соответственно, и золоторудный потенциал месторождения, даже из расчета по максимальному содержанию золота в рудах, – 13,2 г/т (Ушков, 1978), представляется крайне незначительным – ~100 кг.



**Рис. 94.** Геологическая карта Лехтинской структуры (по данным КГЭ):

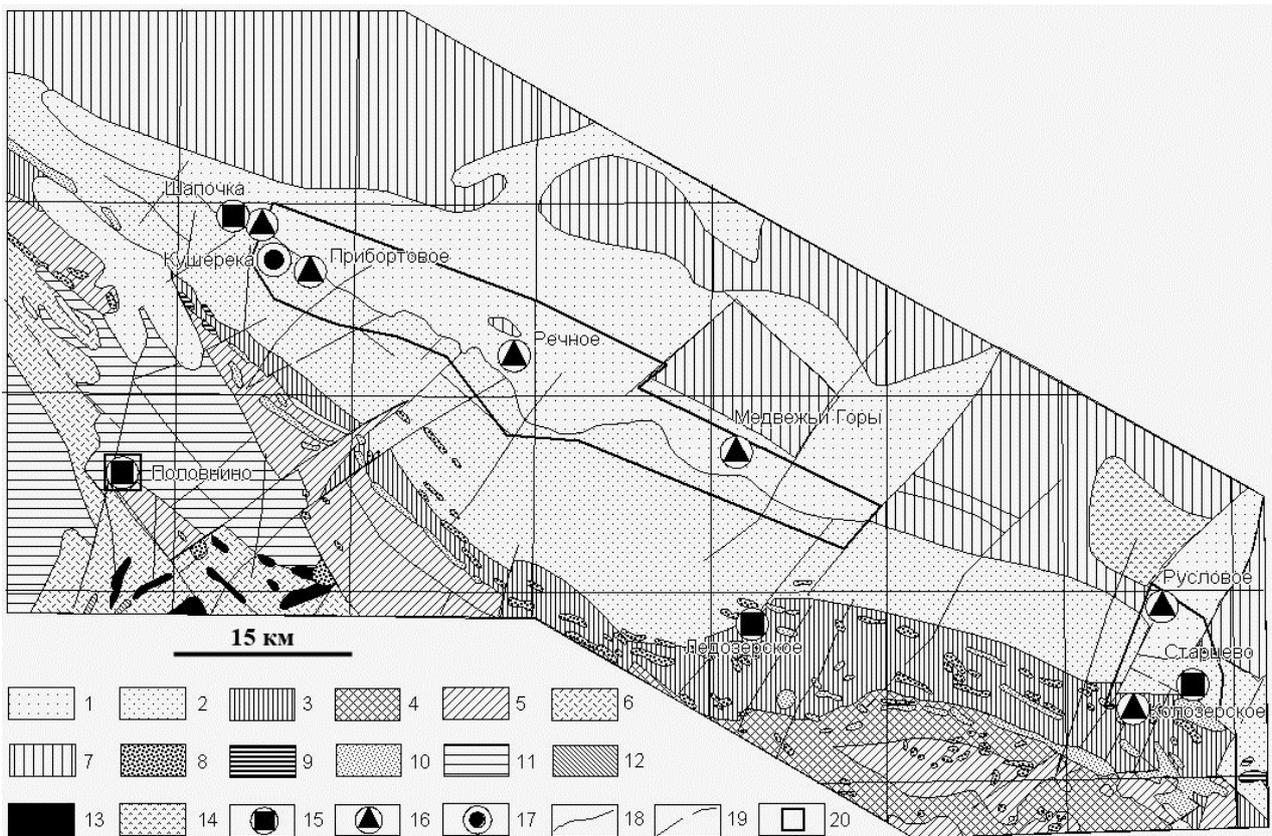
1–10 – ятулий: 1 – черноваракская свита, базальты, агломератовые туфы, лавобрекчии, туфобрекчии; 2 – вильямлампинская свита, красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты; 3 – юлязерская свита, базальты, порфириды, туфы основного состава; 4 – егтозерская свита, песчаники, алевролиты, плагиоклазовые порфириды, туфы; 5 – мурдолампинская свита, кварцевые песчаники, алевролиты; 6 – хеллоламбинская свита, глинистые сланцы, алевролиты с прослоями песчаника; 7 – машозерская свита, песчаники, гравелиты, кварцевые и гранитные конгломераты; 8 – риговаракская свита, гематитсодержащие песчаники, гравелиты, кварцевые конгломераты; 9 – летегубская свита, песчаники, гравелиты, конгломераты; 10 – шароваракская свита, песчаники, кварцевые и полимиктовые конгломераты; 11–12 – сарилий: 11 – железноротинская свита, песчаники, гравелиты, кварцевые и полимиктовые конгломераты; 12 – ватулминская свита, туфы, андезитобазальты, туфоконгломераты; 13–15 – сумий: 13 – ожиярвинская свита, кислые вулканы, туфы, сланцы, полимиктовые брекчии; 14 – тунгудская свита, метавулканы основного состава, зеленые сланцы; 15 – окуневская свита, кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты; 16–20 – лопий: 16, 17 – пебозерская серия (16 – кислые вулканы, туфы, сланцы, магнетитовые кварциты; 17 – амфиболовые сланцы, амфиболиты, полимиктовые конгломераты); 18 – тикшозерская серия, кислые вулканы, плагиосланцы, гнейсы; 19 – хетололамбинская свита, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты; 20 – керетьская свита, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы; 21–28 – интрузии: 21 – ятулий, габбро-родиниты; 22, 23 – сумий: 22 – кварцевые порфиры (жилы, дайки); 23 – габбро, габброамфиболиты; 24–28 – лопий: 24 – мигматитграниты, плагиомикроклиновые граниты, гнейсогранодиориты; 25 – плагиоклазовые граниты и гнейсограниты; 26 – габбро, габброамфиболиты; 27 – гранодиориты, диориты; 28 – пироксениты, серпентиниты; 29 – рудопоявления золота (1 – Колгваара, 2 – Халхозеро, 3 – Железные ворота, 4 – Нигалма, 5 – Шуезерское, 6 – Риговаракское); 30 – разломы

**Fig. 94.** Geological map of the Lehta structure (after KGE):

1–10 – Jatulian: 1 – Chernaya Varakka suite, basalt, agglomerate tuffs, lava breccia and tuff breccia; 2 – Viljamlampi suite, red sandstones, siltstones, argillites and dolomites; 3 – Julyaозerskaya suite, basalts, porphyrites and basic tuffs; 4 – Yettozerskaya suite, sandstones, siltstones, plagioclase porphyrites and tuffs; 5 – Murdolambi suite, quartz sandstones and siltstones; 6 – Heblolambi suite, shales and siltstones with sandstone interbeds; 7 – Mashozerskaya suite, sandstones, gravelstones, quartz conglomerates and granitic conglomerates; 8 – Rigovarakka suite, hematite-bearing sandstones, gravelstones and quartz conglomerates; 9 – Letegubskaya suite, sandstones, gravelstones and conglomerates; 10 – Sharovarakka suite, sandstones, quartz conglomerates and polymictic conglomerates; 11–12 – Sariolian: 11 – Zheleznovorotinskaya suite, sandstones, gravelstones, quartz conglomerates and polymictic conglomerates; 12 – Vatulminskaya suite, tuffs, andesite-basalts and tuffaceous conglomerates; 13–15 – Sumian: 13 – Ozhijarvi suite, felsic volcanics, tuffs, schists and polymictic breccia; 14 – Tungudskaya suite, mafic metavolcanics and green schists; 15 – Okunevskaya suite, quartz sandstones, gravelstones and conglomerates; 16–20 – Lopian: 16, 17 – Pebozerskaya series (16 – felsic volcanics, tuffs, schists and magnetite quartzites; 17 – amphibole schists, amphibolites and polymictic conglomerates; 18 – Tikshozerskaya series, felsic volcanics, plagioschists and gneisses; 19 – Khetolambino suite, amphibole gneiss, biotite-amphibole gneiss and amphibolite; 20 – Keret suite, biotite gneiss and garnet-biotite gneiss; 21–28 – intrusions: 21 – Jatulian, gabbro-diorite; 22, 23 – Sumian: 22 – quartz porphyry (veins and dykes); 23 – gabbro, gabbro-amphibolite; 24–28 – Lopian: 24 – migmatite-granites, plagiomicrocline granites, gneissose-granodiorites; 25 – plagioclase granites and gneissose granites; 26 – gabbro, gabbro-amphibolites; 27 – granodiorites and diorites; 28 – pyroxenites and serpentinites; 29 – gold occurrences (1 – Kolgeolgeavaara, 2 – Khakhlozero, 3 – Zheleznye Vorota, 4 – Nigalma, 5 – Shueretskoye, 6 – Rigovarakka); 30 – faults

**Рудопоявление Шапочка** (характеристика по Шевченко и др., 2007) расположено на северном склоне кряжа Ветреный Пояс. Оруденение приурочено к низкотемпературным метасоматитам, развитым по субвертикально падающим метабаазальтам одноименной свиты палеопротерозоя (рис. 95). По данным бурения, метасоматиты контролируются северо-западной сдвиговой зоной, сопряженной с субширотными дислокациями и с разрывом и структурным несогласием перекрываются отложениями редкинского (нижнего) горизонта венда. Зона развития метасоматитов шириной около 500 м прослежена по простиранию на 1 км и глубину >100 м. Метабаазальты в ее пределах превращены в зеленые сланцы хлорит-эпидотового (хлорит-клиноцоизит-эпидотового) состава с многочисленными согласными со сланцеватостью кварц-карбонатными и гематит-карбонат-эпидотовыми прожилками и линзами. По насыщенности ими сланцев условно выделяются два главных типа метасоматитов: кварц-карбонатные (кварц-кальцитовые) и гематит-карбонат-эпидотовые. Первые распространены на всей площади уч. Шапочка, приурочиваясь к субширотным зонам расланцевания и окварцевания. Метасоматиты второго типа – развиты более локально. Вскрытая мощность зон метасоматических изменений достигает 30 м. Метасоматиты имеют повышенные содержания Cu, Pb, Au и Ag. В карбонат-эпидотовых агрегатах присутствует рассеянная вкрапленность гематита с тонкодисперсным (3–5 мкм) высокопробным золотом (рис. 96А) и такой же размерности – уранинитом. Распределение золота в метасоматитах более выдержанное (1–3 г/т), чем в перекрывающих их конгломератах, содержащих крупное слабо окатанное золото (рис. 96Б), хотя иногда и отмечается в ураганных количествах (до 251 г/т). Наиболее высокие содержания золота характерны для осевой части зоны развития метасоматитов, протягивающейся в северо-западном направлении. В свою очередь, наиболее высокие содержания золота в конгломератах установлены над золотоносными метасоматитами. В конгломератах золото крупное, представлено купроауритом, а в метасоматитах – тонкодисперсное высокопробное. Прогнозные ресурсы золота по категории P2 для палеопротерозойского проявления Шапочка составляют 28 т, а для перекрывающих его вендских конгломератов – 8 т. Низкотемпературные метасоматиты с повышенными содержаниями золота (1,3 г/т) прослеживаются единичными скважинами на юго-восток (пр. Ледозерское, Старцево) в зоне сочленения вулканитов кряжа Ветреный Пояс и отложений вендского чехла, но ввиду их полного перекрытия четвертичными отложениями остаются практически неизученными и не оцененными.

Зеленокаменный пояс Куусамо отличается от Лапландского большим распространением метаосадочных пород и характеризуется наличием мелких (субэкономических) месторождений мезотермального типа на территории Финляндии – Юомасуо, Конттиахо, Коуверваара (Turchenko et al., 1991; Pankka, Vanhanen, 1992; Gavrilenko et al., 1999; Vanhanen, 2001) и Карелии – Майское (рис. 97). Оруденение сформировано в процессе Fe-Mg-Si-ого, калиевого и углекислотного метасоматоза, сопряженного с проявлением сдвиговых деформаций в нижних частях разреза зеленокаменных толщ в период главной компрессионной стадии Свекокарельского орогенеза – 1,90–1,88 млрд лет (Eilu et al., 2003).



**Рис. 95.** Геологическая схема Нименгской золотоносной площади Ветреного Пояса (по: ЗАО Онегазолото):

Стратиграфия. 1 – верхний протерозой, вендская система, нижний и верхний отделы: глины, алевролиты, аргиллиты, песчаники, в основании – преимущественно конгломераты и гравелиты; 2–5 – нижний протерозой: 2 – свита Ветреного Пояса: базальты, диабазы, коматииты, ортосланцы; 3 – виленгская свита: орто- и парасланцы кварц-биотит-хлоритовые, в различной степени углеродистые; 4 – козозерская свита: зеленые сланцы по аркозам, метатупфопесчаникам, метаалевролитам, прослои metavулканитов основного и среднего состава; 5 – тунгудская свита: кварцевые метаконгломераты, метагравелиты, кварцитопесчаники, зеленые сланцы по эффузивам; 6–7 – архейская группа: 6 – верхний отдел (лопий): сланцы кварц-серицитовые, кварц-серицит-карбонатные, кварц-хлоритовые, углеродсодержащие, прослои филлитов, вулканитов основного состава, горизонты колчеданных руд и кремнистых сланцев; 7 – нижний отдел (сумий?): гранитогнейсы, гнейсы и амфиболиты.

Интрузивные образования. 8–10 – верхний протерозой: 8 – габбро; 9 – габбродиабазы; 10 – перидотиты; 11–13 – верхний архей: 11 – граниты, гранодиориты; 12 – габбро; 13 – перидотиты; 14 – архейские нерасчлененные метаморфизованные граниты, гранодиориты, диориты.

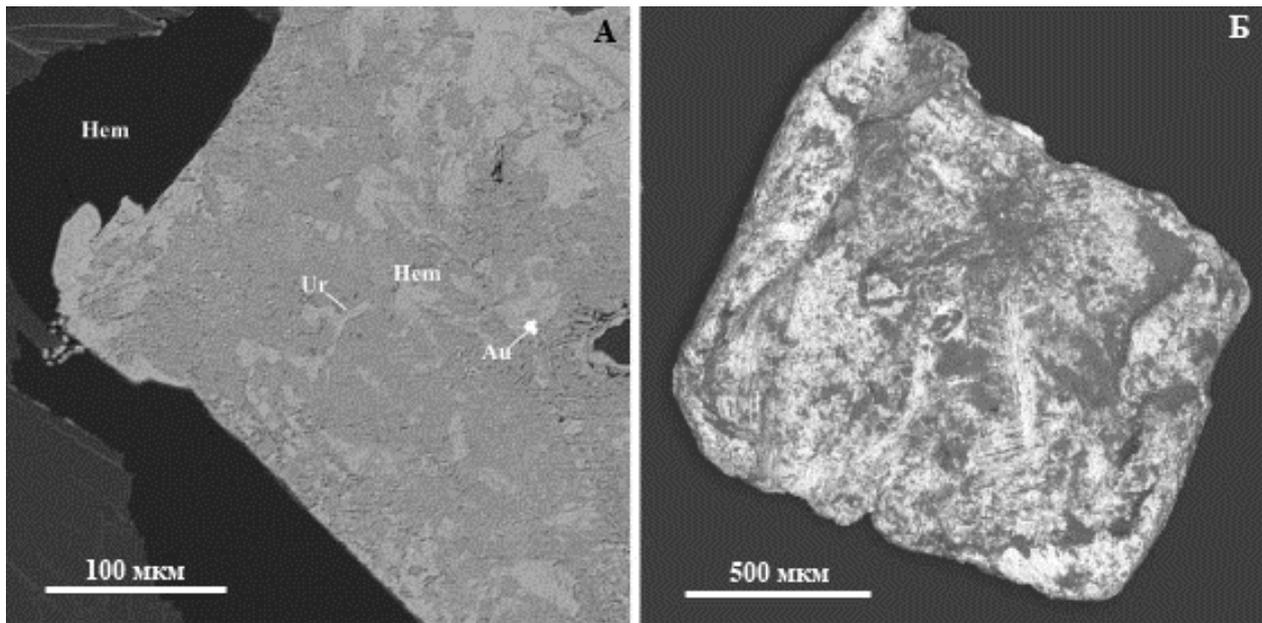
Золотоносность. 15 – проявления золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формации (орогенный мезотермальный тип) раннепротерозойского возраста; 16 – проявления золота в грубообломочных образованиях базальных горизонтов венда; 17 – проявления золота в современной аллювии с содержанием металла до 0,5–1,0 г/м<sup>3</sup>; 18 – тектонические нарушения; 19 – геологические границы; 20 – контур участков

**Fig. 95.** Geological scheme of the Nimenga gold field of Vetrey Poyas (after Onegazoloto CJSC):

Stratigraphy. 1 – Upper Proterozoic, Vendian system, lower and upper divisions: clays, siltstones, argillites and sandstones, the base consists dominantly of conglomerates and gravelstones; 2–5 – Lower Proterozoic: 2 – Vetreny Poyas suite: basalts, diabases, komatiites and orthoschists; 3 – Vilenga suite: variably carbonaceous quartz-chlorite-biotite ortho- and paraschists; 4 – Kozhozerskaya suite: green schists after arkoses, metatuffaceous sandstones and metasiltstones, interbeds of mafic and intermediate metavolcanics; 5 – Tungudskaya suite: quartz metaconglomerates, metagravelstones, quartzitic sandstones, green schists after effusive rocks; 6–7 – Archaean group: 6 – upper division (Lopian): quartz-sericite, quartz-sericite-carbonate and quartz-chlorite schists, carbonaceous shales, phyllite and mafic volcanic interbeds, pyrite ore and schist horizons; 7 – lower division (Sumian?): granite gneisses, gneisses and amphibolites.

Intrusive rocks. 8–10 – Upper Proterozoic: 8 – gabbro; 9 – gabbro-diorite; 10 – peridotites; 11–13 – Upper Archaean: 11 – granites and granodiorites; 12 – gabbro; 13 – peridotites; 14 – undivided metamorphosed Archaean granites, granodiorites and diorites.

Gold concentration. 15 – occurrences of Early Proterozoic gold-quartz and gold-quartz-sulphide formation (orogenic mesothermal type). 16 – gold occurrences in coarse clastic rocks from Vendian basal horizons. 17 – gold occurrences in modern alluvium, metal concentration is up to 0,5–1,0 g/m<sup>3</sup>. 18 – tectonic dislocations; 19 – geological boundaries; 20 – outlines of localities



**Рис. 96.** Золото самородное в метасоматитах и конгломератах рудопроявления Шапочка (Шевченко и др., 2007):

А – тонкодисперсное золото в гематите из метасоматитов, развитых по вулканитам свиты Ветреный Пояс; Б – окатанное зерно медистого золота из тяжелой фракции конгломератов венда, перекрывающих метасоматиты

**Fig. 96.** Native gold in metasomatic rocks and conglomerates, Shapochka ore occurrence (Shevchenko et al., 2007):

A – finely dispersed gold in hematite from metasomatic rocks that evolved after Vetreny Poyas volcanics; B – rounded cupreous gold grain from a heavy fraction of Vendian conglomerates which rest on metasomatic rocks

**Месторождение Майское** находится в Лоухском районе в 40 км юго-западнее пос. Алакуртти Мурманской области. Открыто в 1971 г. Мурманской экспедицией СЗТГУ при проведении поисковых работ на медно-никелевые руды (Даин, 1973). На месторождении проведены поисковые и поисково-оценочные работы (Безруков, 1989). В 1995–1997 гг. оно разрабатывалось АОЗТ «Вуосна» ЛТД, при этом был добыт 51 кг золота (Коровкин и др., 2003).

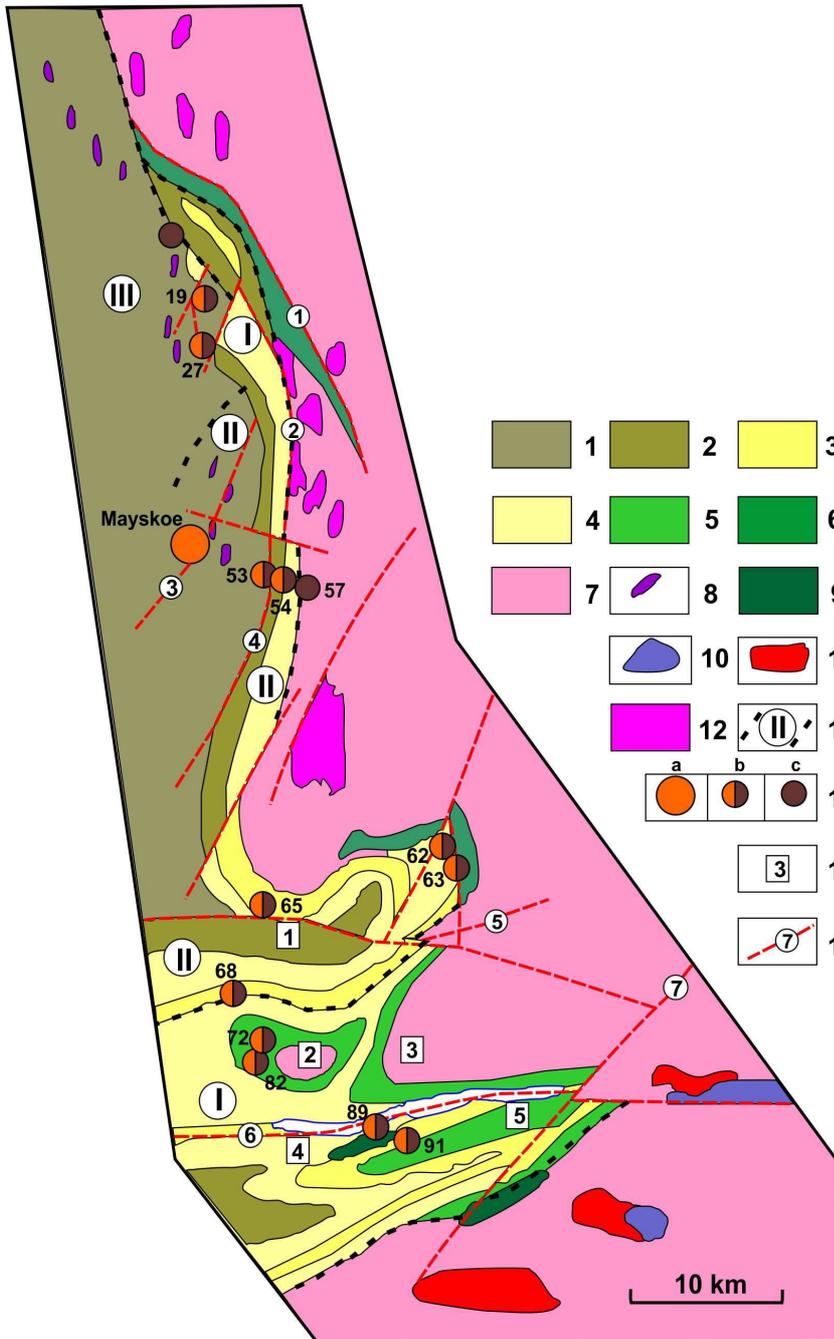
Месторождение расположено в восточной краевой части Куолярвинского синклинория (рис. 97), сложенного породами ятулийского и людиковийского надгоризонтов нижнего протерозоя, и приурочено к субмеридиональной сдвиговой дислокации. Вмещающими породами для месторождения являются базальт-андезиты и туфы апарявинской свиты ятулия. В метавулканитах отмечаются субпластовый силл метагаббропироксенитов мощностью до 80–100 м и крутопадающие дайки мощностью 40–200 м. Породы в районе месторождения метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Кроме сдвиговой дислокации, одним из рудоконтролирующих факторов оруденения может быть также не вскрытый эрозией гранитоидный массив, выделяемый по данным гравirazведки в 2 км к северу от месторождения (Вольфсон, 2004).

Золотоносными являются кварцево-жильные зоны протяженностью 2,5–3,8 км, залегающие в основных вулканитах (рис. 98), претерпевших тремолитизацию, биотитизацию, альбитизацию, карбонатизацию и, по данным А.А. Вольфсона (2004), гумбеитизацию.

Месторождение представлено двумя параллельными системами крутопадающих золотоносных кварцевых жил № 1 и № 40 мощностью до 5–6 м северо-восточного-субмеридионального простирания, расположенными в 240–250 м друг от друга. Протяженность жил в пределах месторождения – 50–200 м по простиранию, ~100 м по падению. Морфология жил пластинообразная линзовидная, местами четковидная с раздувами и пережимами. Жилы сложены преимущественно кварцем двух генераций: ранним – средне-крупнозернистым безрудным и поздним – мелкозернистым гранулированным, обогащенным сульфидами и золотом. Детальным опробованием на месторождении оконтурено восемь рудных тел размерами от 0,1x0,5 м до 43x3–5,5 м.

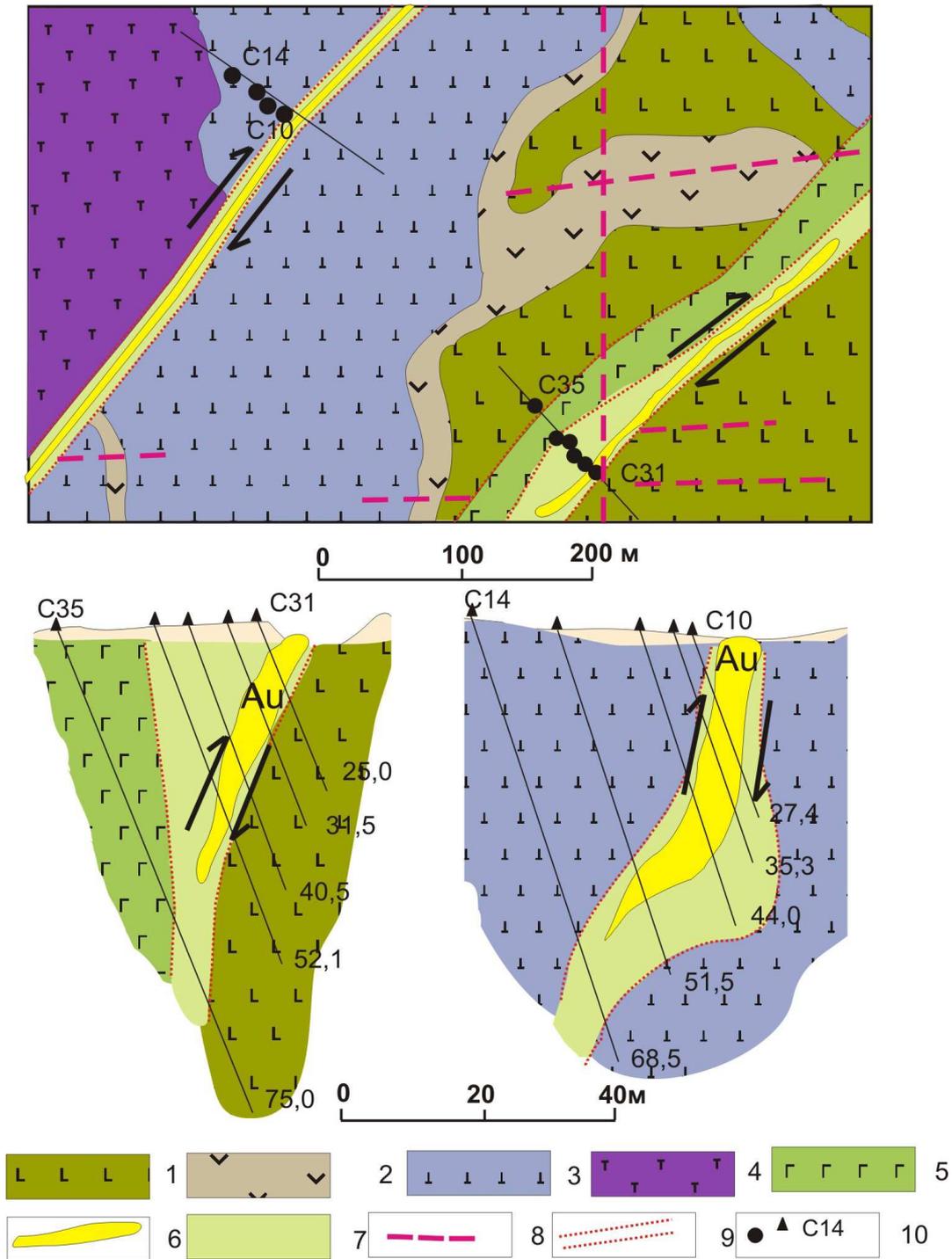
**Рис. 97.** Геологическая схема размещения золоторудных проявлений на российской части (Пана-Куолярвинский прогиб) палеопротерозойского зеленокаменного пояса Куусамо (Афанасьева и др., 2004):

1 – суйсарий – базальты, пикробазальты, вулканические брекчии, лавы среднего состава с маломощными прослоями туфов; 2 – людиковий – алевролиты, алевропелиты, туфы, туфоалевролиты, углеродистые и углеродсодержащие сланцы, прослой известняков и доломитов; 3, 4 – ятулий: 3 – базальты, порфириды, прослой туфов; 4 – песчаники, кварцитопесчаники, аркозы, кварцевые конгломераты, кварциты, алевролиты, доломиты; 5 – сумий-сариолий – андезиты, андезибазальты, туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии сариолия, кварцевые порфиры, кератофиры сумия; 6 – амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, амфиболиты; 7 – гнейсы, гранитогнейсы; 8 – гипербазиты; 9 – диабазы, габбродиабазы; 10 – расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии; 11 – граниты микроклиновые, плагиомикроклиновые; 12 – плагиограниты; 13 – границы структурных (структурно-металлогенетических) зон: I – краевая, II – промежуточная, III – центральная. 14 – месторождения золота (а), рудопоявления золото-урановые (б), урановые (в); 15 – крупные структуры: синклинали – Соваярвинская (1), Панаярвинская (4); антиклинали – Рааку-Тунтури (2), Мянтю-Тунтури (3), Минаваарская (5); 16 – разрывные нарушения: Ниваярвинский (1), Восточно-Куолярвинский (2), Центральный (3), Западно-Куолярвинский (4), Соваярвинский (5), Панаярвинский (6), Олангский (7)



**Fig. 97.** Geological scheme showing the distribution of gold occurrences in the Russian sector (Pana-Kuolajarvi depression) of the Palaeoproterozoic Kuusamo greenstone belt (Afanasyeva et al., 2004):

1 – Suisarian (basalts, picobasalts, volcanic breccia, intermediate lava with thin tuff intercalations); 2 – Ludicovian (siltstones, aleuropelites, tuffs, tuffaceous siltstones, carbonaceous shales, limestone and dolomite interbeds); 3, 4 – Jatulian: 3 – basalts, porphyrites, tuff interbeds; 4 – sandstones, quartzitic sandstones, arkoses, quartz conglomerates, quartzites, siltstones and dolomites; 5 – Sumian-Sariolian (Sariolian andesites, andesite-basalts, tuffs, tuffaceous conglomerates, tuffo-breccia, Sumian quartz porphyry and keratophyre); 6 – amphibole- and biotite-amphibole schists, amphibolites; 7 – gneisses and granite gneiss; 8 – hyperbasic rocks; 9 – diabase, gabbro-diabase; 10 – layered peridotite-gabbro-norite intrusions; 11 – microcline- and plagiomicrocline granites; 12 – plagiogranites; 13 – boundaries of structural (structural-metallogenic) zones: I – marginal, II – intermediate, III – central; 14 – gold deposits (a), gold-uranium (b) and uranium (c) gold occurrences; 15 – large structures: synclines – Sovajarvi (1), Paanajarvi (4); anticlines – Raaku-Tunturi (2), Mänty-Tunturi (3), Minavaara (5); 16 – faulting: Nivajarvi (1), East Kuolajarvi (2), Central (3), West Kuolajarvi (4), Savojarvi (5), Paanajarvi (6), Olanga (7)



**Рис. 98.** Схема геологического строения золоторудного месторождения Майское (Безруков, 1989):

1 – metabasalts; 2 – tuffaceous schists; 3 – melanocratic metabasalts; 4 – apopyroxenitic rocks; 5 – metagabbro; 6 – auriferous quartz veins; 7 – cataclasites and blastocataclasites beresite-propylite and gumbeite-series metasomatic rocks in a shear-zone); 8 – tectonic dislocations; 9 – contours of metasomatic alterations near veins; 10 – drilled boreholes

**Fig. 98.** Scheme showing the geological structure of the Maiskoye gold deposit (Bezrukov, 1989):

1 – metabasalts; 2 – tuffaceous schists; 3 – melanocratic metabasalts; 4 – apopyroxenitic rocks; 5 – metagabbro; 6 – auriferous quartz veins; 7 – cataclasites and blastocataclasites beresite-propylite and gumbeite-series metasomatic rocks in a shear-zone); 8 – tectonic dislocations; 9 – contours of metasomatic alterations near veins; 10 – drilled boreholes

Оруденение золото-кварцевого малосульфидного типа ассоциируется с мелкозернистым гранулированным кварцем. Содержание рудных минералов (халькопирит, пирротин, пирит, маккинавит, кобальтин, кубанит, галенит, галено-клаусталит, сфалерит, гринокит, тетрадимит, теллуриды Ni, Pb, Au, висмутин, цумоит, теллуrowисмутит, борнит, гессит, гетит, электрум, сам. золото, серебро, теллур самород., клаусталит, вавринит, стютзит, глаукоdot, кобальтин, ковеллин, костибит, пентландит (Co-разновидность), арсенопирит, калюметит, ильменит, магнетит, марказит, сидерит, зигенит) – 0,5–1%, в отдельных гнездах – 3–5%. Продуктивной является золотоносная теллуридно-галенитовая минеральная ассоциация. Золото встречается в виде чешуек, дендритов, тетраэдрических кристаллов и изометричных выделений размером 0,01–1,5 мм (рис. 99), а также микронных зерен. Пробность преобладающей части крупного золота – 840–960‰, мелкого гораздо ниже – вплоть до электрума (рис. 100).

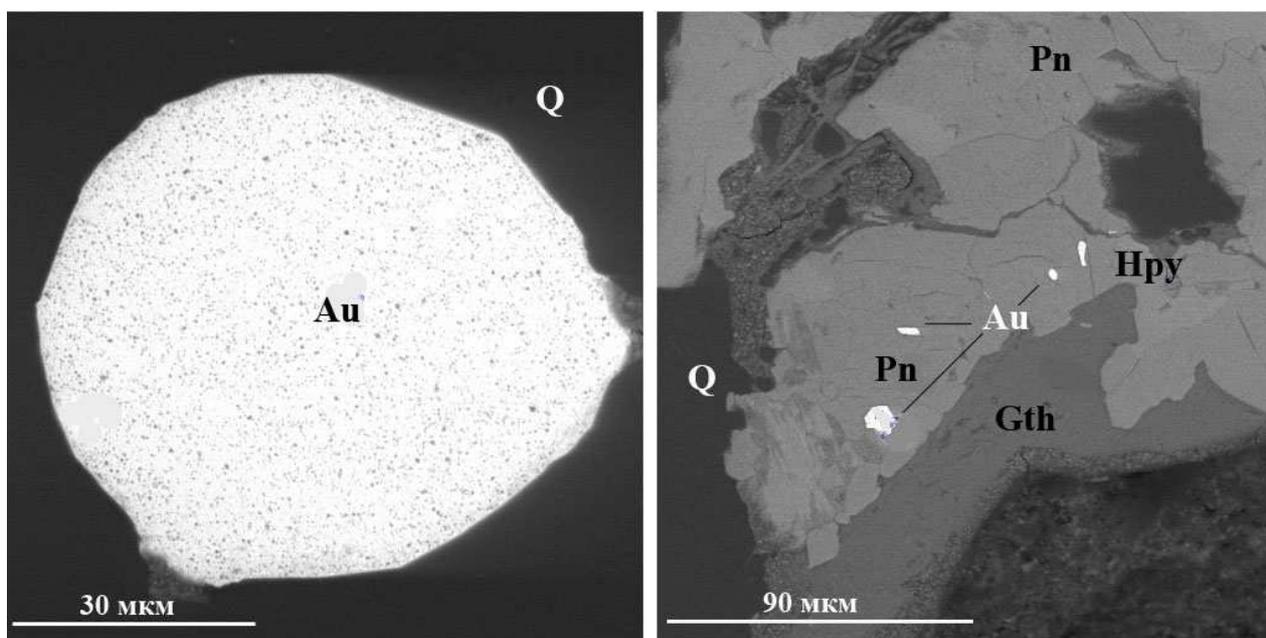


Рис. 99. Характерные морфотипы золота самородного на месторождении Майском

Fig. 99. Characteristic native gold morphotypes in the Maiskoye deposit

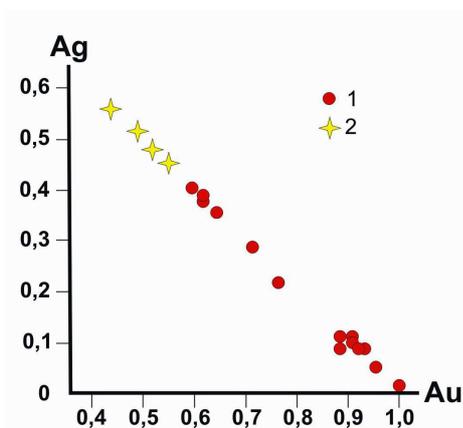


Рис. 100. Состав золота самородного на месторождении Майском

Fig. 100. Composition of native gold from the Maiskoye deposit

По термобарогеохимическим данным, кристаллизация жильного кварца начиналась при температурах 350–300° из минералообразующей среды, представлявшей собой мало плотный газонасыщенный гетерогенный флюид с основным солевым компонентом NaCl. Отложение сульфидов происходило в закрытой системе в условиях приоткрывания трещин и сопровождалось падением давления от 940 до 500 бар и температур от 270 до 190 °C из среднесоленых растворов, основным солевым компонентом которых являлся CaCl<sub>2</sub> и при повышении концентрации метана. Выделение золота происходило при температурах 140–200 °C из растворов, насыщенных CaCl<sub>2</sub> (Вольфсон, 2004).

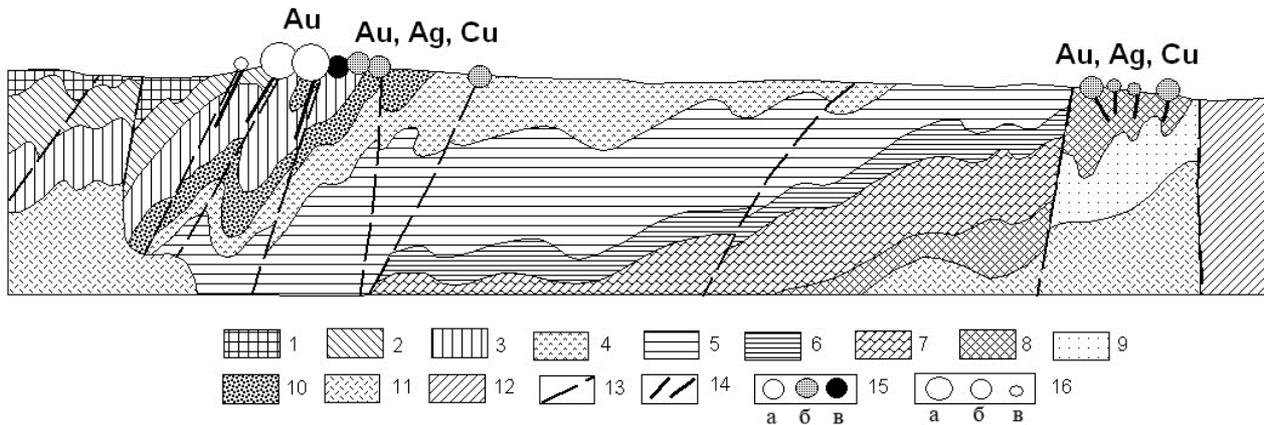
Согласно результатам изотопных (<sup>18</sup>O, <sup>13</sup>C, <sup>34</sup>S, Pb) исследований (Сафонов и др., 2001), гидротермальные флюиды, сформировавшие кварцевые жилы и рудную минерализацию, имели магматическое и метаморфогенное происхождение, а источник рудного вещества, вероятно,

был мантийным. Время формирования оруденения, по данным К-Аг и Rb-Sr хронометрии, определяется в 1700–1900 млн лет.

Содержание золота в рудах месторождения Майского крайне варьирующее – от следов до сотен г/т. Элементы-спутники золота – Cu (до 1%), Pb (до 0,3%), Ag (0,008%), As (0,015%), Sb, Bi, Mo, W. Руда легкообогатима, свыше 90% золота извлекается гравитационным способом. Запасы по С2 до глубины 30 м – 196,8 кг при среднем содержании Au 7,625 г/т. Прогнозные ресурсы – 537 кг P1+P2.

Золотоносные кварцево-жильные зоны, во многом аналогичные таковым Майского месторождения, встречаются и за его пределами (рис. 101), но они остаются по настоящее время практически неизученными. Кроме этого, в Куолярвинской структуре известно значительное число проявлений с комплексным благороднометалльным оруденением (Au, Pt, Pd, U), имеющим признаки как орогенного мезотермального типа, так и железооксидного с медью и золотом (IOCG) – Алакуртти, Алим-Курсуярви и др. (рис. 97).

**Рудопоявление Алим-Курсуярви** приурочено к тектоническим зонам расланцевания, катаклаза и брекчирования в углеродистых амфибол-биотитовых сланцах людиковия с прослоями доломитов и алевролитов. Зоны конформны дайкам габбродиабазов, а характер деформаций в их пределах носит признаки сдвиговой природы. Тектоническая дезинтеграция пород в зонах сопровождается развитием метасоматитов пропиловитового ряда, алибититов, слюдисто-карбонатных ассоциаций и кварцевых жил, содержащих сульфидную минерализацию (халькопирит, пирит, пирротин), а также магнетит, гематит, ильменит, рутил. Средняя мощность зон 4,5 м, протяженность – 500 м. Рудные метасоматиты имеют повышенные содержания, г/т: Au – до 1, Mo – до 300, Co – 300, Pt – 0,3, Pd – 0,6, Со – 300 и Cu – до 1%. По данным штучного опробования, содержание золота в кварцевых жилах достигает 90 г/т (Афанасьева и др., 2004).

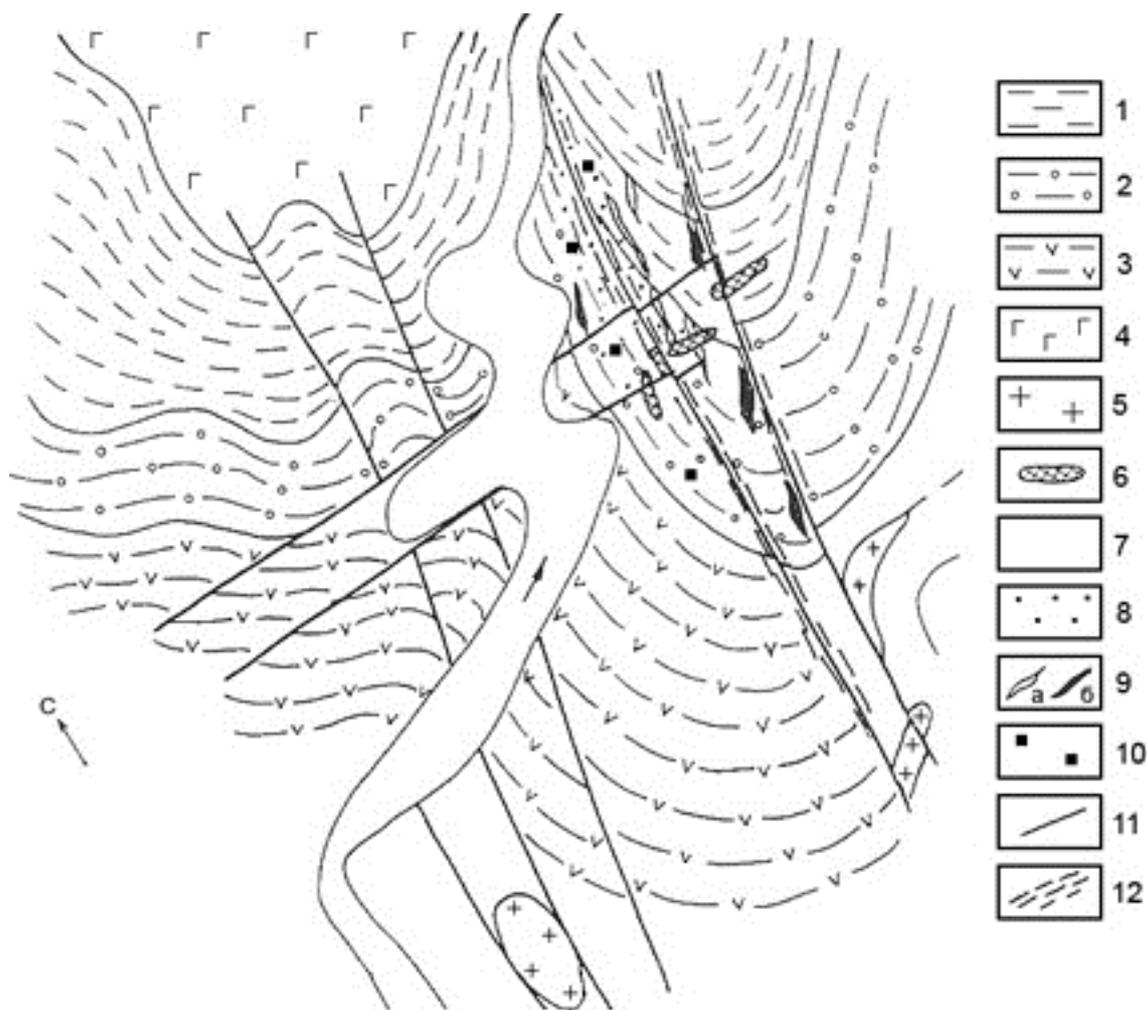


**Рис. 101.** Схематический геологический разрез района месторождения Майское (Саморуков и др., 1985):

1–11 – ранний протерозой: 1 – калевийские вулканогенно-осадочные образования; 2–4 – суйсарий: 2 – туфы, туфопесчаники, алевролиты, туфоалевролиты; 3 – метапорфириты, метабазальты; 4 – метабазальты, метаандезитобазальты, метамандельштейны; 5, 6 – людиковий: 5 – сланцы, туфосланцы, метаграувакки с горизонтами туфов основного состава и прослоями карбонатных пород; 6 – углеродистые и углеродсодержащие алевролиты, алевропелиты, сланцы, туфосланцы, туфопесчаники; 7, 9 – ятулий: 7 – доломиты, песчаные доломиты с прослоями песчаников, алевропесчаников, алевролитов; 8 – метабазальты с горизонтами туфов, туффитов, туфопесчаников; 9 – песчаники, кварцитопесчаники, кварциты, аркозы; 10 – ультрабазиты; 11 – граниты; 12 – архейские гнейсы, гранитогнейсы; 13 – разломы; 14 – кварцевые жилы; 15 – типы рудной минерализации: золото-кварцевый малосульфидный (а); золото-серебро-медный (б); золото-медный (в); 16 – рудопоявления (а), проявления (б), пункты минерализации (в)

**Fig. 101.** Schematic geological section of the Maiskoye deposit area (Samorukov et al., 1985):

1–11 – Early Proterozoic: 1 – Kalevian volcanic-sedimentary rocks; 2–4 – Suisarian: 2 – tuffs, tuffaceous sandstones, siltstones and tuffaceous siltstones; 3 – metaporphyrites and metabasalts; 4 – metabasalts, meta-andesites, meta-andesite-basalts and meta-amygdaloidal basalts; 5, 6 – Ludicovian: 5 – schists, tuffaceous schists and metagraywackes with mafic tuff horizons and carbonate rock interbeds; 6 – carbonaceous siltstones, aleuropelites, schists, tuffaceous schists and tuffaceous sandstones; 7, 9 – Jatulian: 7 – dolomites and arenaceous dolomites with sandstone, aleurosandstone and siltstone interbeds; 8 – metabasalts with tuff, tuffite and tuffaceous sandstone horizons; 9 – sandstones, quartzitic sandstones, quartzites and arkoses; 10 – ultrabasic rocks; 11 – granites; 12 – Archaean gneisses and granite gneisses; 13 – faults; 14 – quartz veins; 15 – types of ore mineralization: gold-quartz-low sulphide (a); gold-silver-copper (b); gold-copper (c); 16 – ore occurrences (a), occurrences (b), mineralization points (c)



**Рис. 102.** Геологический план рудопоявления Алакуртти (Афанасьева и др., 2004):

1 – углеродистые и углеродсодержащие биотитовые, амфибол-биотитовые, кварц-амфибол-биотитовые сланцы; 2 – кварц-плагиоклазовые, амфибол-кварц-плагиоклазовые сланцы в переслаивании с кварц-серицитовыми, кварц-карбонатными и углеродистыми сланцами; 3 – амфиболовые, амфибол-биотитовые сланцы; 4 – магнетитсодержащие метаэффузивы основного состава; 5 – граниты, плагииграниты; 6 – дайки лампрофиров; 7 – альбитизация; 8 – окварцевание; 9 – жилы кварц-актинолит-карбонатного (а), кварцевого, сульфидно-кварцевого (б) состава; 10 – сульфидизация; 11 – разломы; 12 – зоны рассланцевания, катаклаза (шир-зоны)

**Fig. 102.** Geological plan of the Alakurtti ore occurrence (Afanasyeva et al., 2004):

1 – carbonaceous biotite-, amphibole-biotite and quartz-amphibole-biotite schists; 2 – quartz-plagioclase and amphibole-quartz-plagioclase schists interbedded with quartz-sericite and quartz-carbonate schists and shales; 3 – amphibole- and amphibole-biotite schists; 4 – basic magnetite-bearing meta-effusive rocks; 5 – granites and plagiogranites; 6 – lamprophyre dykes; 7 – albitization; 8 – silicification; 9 – quartz-actinolite-carbonate (a) and quartz and sulphide-quartz (b) veins; 10 – sulphidization; 11 – faults; 12 – schistosity and cataclasis zones (shear-zones)

**Рудопоявление Алакуртти** локализовано в субмеридиональной сдвиговой зоне тектоно-метасоматической проработки (пропилитизация, альбитизация, окварцевание, карбонатизация, сульфидизация) людиковийских магнетитсодержащих углеродистых сланцев с прослоями доломитов и кварцитов (рис. 102). Максимальные содержания золота в метасоматитах составляют, г/т: 1,0, Pt – 0,54, V – 200, U – 1% (Афанасьева и др., 2004).

**Рудопоявление Кайралы** расположено в северо-восточной краевой части Пана-Куоляярвинской структуры в 70 км к север-северо-западу от месторождения Майское (Войтеховский и др., 2010). Минерализация золота установлена в кварцевых жилах, контролируемых shear-зонами северо-западного простирания. Высокопробное (>800) самородное золото в микронных ксеноморфных

зернах ассоциируется с мелонитом, калаверитом, миллеритом и кобальтином, тяготея к скоплениям крупных кристаллов пирита, замещаемого гематитом. В пирите оно отмечается преимущественно во внешних зонах кристаллов. Характерным является также нахождение золота в тонких взаимопрорастаниях с мелонитом.

#### 4.2.1.3. Свекофеннский аккреционно-коллизионный ороген

Аккрецированные к лопийскому кратону свекофенские террейны в коллизионную стадию (Свекокарельский орогенез) подверглись деформациям и метаморфизму, что при наличии в их составе породных комплексов, отвечающих понятию базовой золотоносной формации (Сидоров, Волков, 2001) и наложенных на них зон сдвиговых дислокаций, приводило к формированию мезотермальных орогенических золоторудных месторождений. Большинство рудоконтролирующих сдвиговых структур зафиксировано в районе Шеллефте (Швеция) на удалении 50–200 км к юго-западу от Раахе-Ладожской линии, а также в Раахе-Хаапаярви и Саво областях (Финляндия). Аналогичные структуры в последние годы установлены в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслеген, Юго-западной Финляндии и Северном Приладожье (Иващенко и др., 2000, 2002а,б и др.; Kontoniemi, 1998).

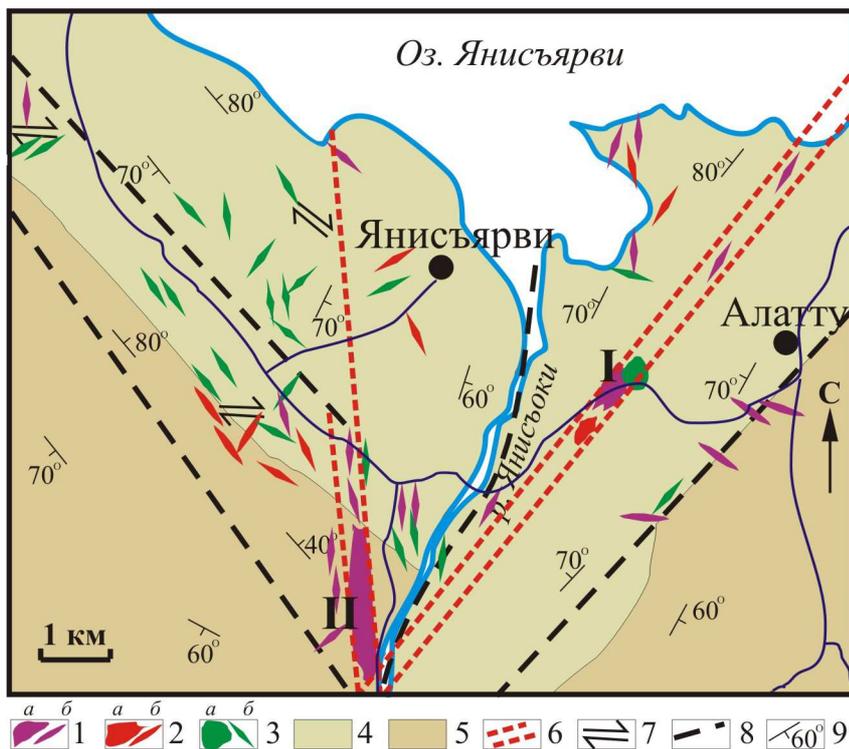
В пределах российской части Раахе-Ладожской зоны в Северном Приладожье выявлено несколько золоторудных проявлений орогенического мезотермального типа – Алатту, Пякюля, Янис (Артамонова, Духовский, 1989; Иващенко и др., 2000, 2002а,б; Степанов и др., 2004), объединяющихся в одно рудное поле. Эталонным и наиболее перспективным среди них является рудопроявление Пякюля (Иващенко и др., 2004а и др.).

#### *Золоторудное поле Алатту-Пякюля-Янис*

Контуры золоторудного поля определяются зонами сдвиговых дислокаций северо-восточного – субмеридионального простирания и ареалом проявления магматизма Суйстамского плутонического комплекса в слабо метаморфизованных (зеленосланцевая фация) метатурбидитах ладожской серии.

В соответствии с разработанной (Светов и др., 1990; Богачев и др., 1999б; Конопелько и др., 1999 и др.) типизацией магматизма Свекофеннского складчатого пояса Суйстамский плутонический комплекс (Артамонова, Духовский, 1989), развитый преимущественно в Северном Приладожье, относится к ранне- или синорогенным образованиям (1,89–1,87 млрд лет). Он представлен гипабиссальной серией малых интрузий и даек, варьирующих по составу от габбро и габбродиоритов до плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров-риолитов. Интрузивные тела комплекса прорывают породы сортавальской и ладожской серий на площади от оз. Янисъярви до г. Сортавала, характеризуясь постоянством состава и сохраняя гипабиссальный облик в зонах с различной интенсивностью метаморфизма и складчатости. Гранит-порфиры в районе поселков Рюттю, Харлу и Хямьяоски нанесены на карту В. Хакманом (Hakman, 1929). Малоглубинные интрузии гранитоидов в обрамлении Кирьяволахтинского, Сортавальского и Хепосельского гнейсо-гранитных куполов в ранге единого регионального комплекса впервые были охарактеризованы И.Н. Лобановым (1966), а затем А.И. Голубевым и др. (1983) и А.П. Световым и др. (1990).

Наиболее изучен магматизм Суйстамского комплекса, сопровождающийся медно-молибденовым и благороднометалльным оруденением, на Янисъярвинском участке (рис. 103) Северного Приладожья в пределах Раахе-Ладожской зоны сочленения архейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского складчатого пояса. Участок расположен в испытывавшей интенсивные деформации тектонически активной зоне северо-восточного простирания с широко проявленным малоглубинным известково-щелочным магматизмом. Установлено несколько десятков слабоэродированных штоковидных и дайковых тел протяженностью до 2 км, сложенных преимущественно порфиоровыми фациями пород, варьирующих по составу от габбро и диоритов до риолитов. Дайковые тела прорывают толщу метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации ладожских турбидитов с углеродсодержащими алевролитами, кварцитопесчаниками и кварцитами с признаками в различной степени выраженной градиционной слоистости и стратиформной сульфидной минерализацией с нередко аномальными концентрациями золота. Эти породы, по классификации Ф. Петтиджона (Pettijohn, 1972), отвечают грауваккам, лититовым ареникам, аркозам и субаркозам



**Рис. 103.** Геологическая схема Янисъярвинского участка:

1–3 – свекофеннский синорогенный бимодальный магматический комплекс: 1 – кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, риодациты и др. (а – штоковидные тела, б – дайки); 2 – кварцевые порфиры, гранитпорфиры (а – штоковидные тела, б – дайки); 3 – диориты, габбродиориты, габбро (а – штоковидные тела, б – дайки); 4, 5 – метатурбидиты ладожской серии: 4 – грубое и ритмичное переслаивание метаалевролитов (биотитовых сланцев), песчаников и кварцитов (свита наатселька), 5 – грубое переслаивание метаалевролитов (андалузитовых, кордиерит-андалузитовых и кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев) и песчаников (свита пялъярви); 6 – золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны с благороднометалльными проявлениями (I – Пякюля, II – Янис); 7 – элементарные сдвиговые структуры с пунктами золоторудной минерализации; 8 – тектонические нарушения; 9 – элементы залегания слоистости пород

**Fig. 103.** Geological scheme of the Janisjarvi locality:

1–3 – Svecofennian synorogenic bimodal igneous complex: 1 – quartz diorites, tonalities, plagiogranites, rhyodacites, etc. (a – stock-like bodies, b – dykes); 2 – quartz porphyry and granite porphyry (a – stock-like bodies, b – dykes); 3 – diorites, gabbro-diorites and gabbro (a – stock-like bodies, b – dykes); 4, 5 – Ladoga-series metaturbidites: 4 – coarse and rhythmic interbedding of metasilstones (biotite schists), sandstones and quartzites (Naatselkä suite), 5 – coarse interbedding of metasilstones (andalusite-, cordierite-andalusite- and quartz-plagioclase-biotite schists) and sandstones (Pätkjärvi suite); 6 – gold-controlling shear-zones with noble-metal occurrences (I – Päkylä, II – Janis); 7 – elementary shear-zones with gold mineralization points; 8 – tectonic dislocations; 9 – mode of rock bedding

(Иващенко и др., 2004а). Аркозы – типичны для гранитных областей сноса. Граувакки формируются преимущественно за счет вулканических областей питания и аккумулируются в турбидитах в морских или океанических обстановках. Переслаивание этих пород в едином и непрерывном стратиграфическом разрезе, опробованном петрохимически на небольшой площади, свидетельствует об одновременном функционировании нескольких источников терригенного материала, накопление которого, вероятно, происходило в бассейне тылового края плиты.

Геологические, геохимические и петрологические особенности интрузивных тел (Иващенко и др., 2001 и др.), прорывающих ладожские образования, свидетельствуют об их принадлежности к свекофенским раннеорогенным (синорогенным?) магматитам известково-щелочной серии, с которыми на территории Финляндии пространственно ассоциируются многочисленные мелкие преимущественно полиметаллические (частью с Au, Ag, W, As, Mo и др.) и золоторудные месторождения (Nurmi et al., 1984; Eilu, 1999).

Породы Суйстамского магматического комплекса имеют широко варьирующий химический состав (табл. 65), размещаясь на мультикатионной диаграмме R1-R2 (рис. 104) в полях синорогенных, доколлизийных и постколлизийных гранитоидов и проявляя отчетливую бимодальность. Как по геологическим (наличие комбинированных даек, явления смешения основного и кислого расплавов), так и петрохимическим данным (табл. 65) в его составе выделяются две группы пород: 1. габбро, габбродиориты (в маломощных дайках обычно преобразованные в амфиболиты); 2. тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и их субвулканические комагматы. Каждая группа пород характеризуется несколькими фазами внедрения, временные соотношения между которыми бывают различными, что

Таблица 65. Средний химический состав пород золоторудного проявления Пякюля, масс.%

Table 65. Average chemical composition of rocks from the Päkylä gold occurrence, mass.%

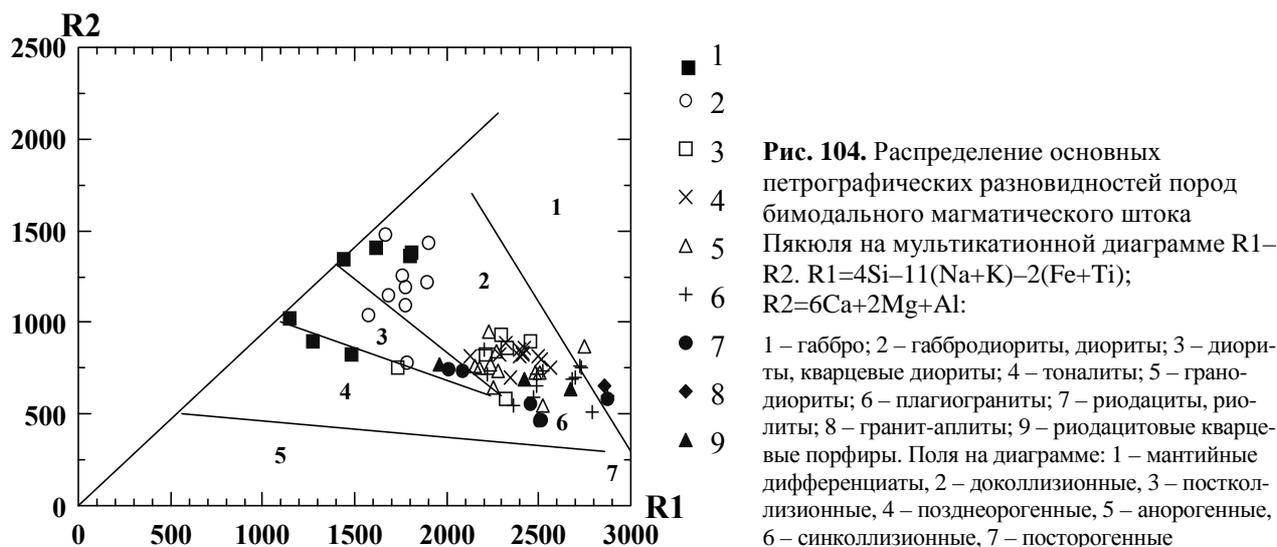
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50,67	55,89	63,1	65,27	65,59	65,45	69,11	69,07	71,06	87,37	65,54
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,78	0,47	0,38	0,35	0,48	0,28	0,27	0,29	0,15	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,77	16,07	16,95	16,47	16,83	16,18	15,79	15,88	14,93	6,49	15,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,43	1,59	1,29	0,97	0,72	1,14	0,91	0,68	1,19	0,34	2
FeO	8,13	6,88	4,16	3,41	3,51	3,93	2,34	2,33	1,87	0,8	3,68
MnO	0,16	0,14	0,1	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,10	0,02	0,06
MgO	5,30	4,41	2,19	1,76	1,49	2,5	1,2	1,28	1,13	0,41	2,56
CaO	6,68	6,05	3,65	3,25	3,85	2,42	2,7	2,3	2,86	0,45	1,18
Na <sub>2</sub> O	3,11	3,77	3,52	3,31	4,11	3,39	3,68	4,81	4,30	2,12	1,73
K <sub>2</sub> O	1,72	1,61	2,53	2,95	1,67	2,79	2,23	1,77	1,11	0,73	3,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,29	0,22	0,19	0,19	0,11	0,13	0,13	0,12	0,06	0,12
H <sub>2</sub> O-	0,48	0,2	0,16	0,11	0,12	0,12	0,15	0,11	0,16	0,07	0,17
ППП	2,90	2,02	1,69	1,42	1,09	1,11	1,25	1,01	0,92	0,52	2,07
CoO	0,0053	0,0036	0,0022	0,0017	0,0018	0,0023	0,0009	0,0014	0,0010	0,0007	0,0029
NiO	0,0068	0,0049	0,0053	0,004	0,004	0,008	0,0027	0,004	0,0030	0,0047	0,008
CuO	0,0387	0,0075	0,0118	0,0116	0,0127	0,0013	0,0074	0,0214	0,0030	0,0027	0,0047
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0134	0,0118	0,0085	0,0042	0,0067	0,0147	0,0058	0,0081	0,0050	0,023	0,0219
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0377	0,0241	0,0127	0,0054	0,0057	0,014	0,0046	0,007	0,0090	0,0103	0,0153
ZnO	0,0150	0,0116	0,0113	0,0138	0,0096	0,0087	0,0104	0,0058	0,0070	0,004	0,0115
Li <sub>2</sub> O	0,0046	0,0046	0,0049	0,0047	0,0046	0,0065	0,0041	0,0048	0,0020	0,0015	0,0068
Rb <sub>2</sub> O	0,0051	0,005	0,0088	0,0102	0,0058	0,0112	0,0075	0,0053	0,0042	0,0027	0,0141
Cs <sub>2</sub> O	0,0001	0,0003	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0003	0,0002	0,0001
Сумма	99,50	99,77	99,88	99,63	99,66	99,77	99,79	99,75	100,08	99,58	99,66
K <sub>Me</sub>	0,45	0,47	0,43	0,43	0,39	0,48	0,41	0,44	0,41	0,40	0,45
S	0,38	0,19	0,41	0,18	0,09	0,01	0,13	0,48	–	0,05	0,32
N	8	9	7	11	12	3	15	5	1	3	10

*Примечание.* Цифрами обозначены магматические породы: 1 – габбро; 2 – габбродиорит; 3 – диорит; 4 – гранодиорит; 5 – тоналит; 6 – риодацитовый кварцевый порфир; 7 – плагиогранит; 8 – риодацит; 9 – риолит; параметаморфические породы наатсельской свиты ладожской серии: 10 – метакварцит; 11 – метаалевролит. n – число анализов, по которым рассчитаны средние значения; S – среднеквадратичное отклонение.

*Note.* Numbers indicate igneous rocks: 1 – gabbro; 2 – gabbro-diorite; 3 – diorite; 4 – granodiorite; 5 – tonalite; 6 – rhyodacitic quartz porphyry; 7 – plagiogranite; 8 – rhyodacite; 9 – rhyolite; parametamorphic rocks, Naatselkä suite, Ladoga series: 10 – metaquartzite; 11 – metasiltstone. n – number of analyses from which mean values were calculated; S – mean square deviation.

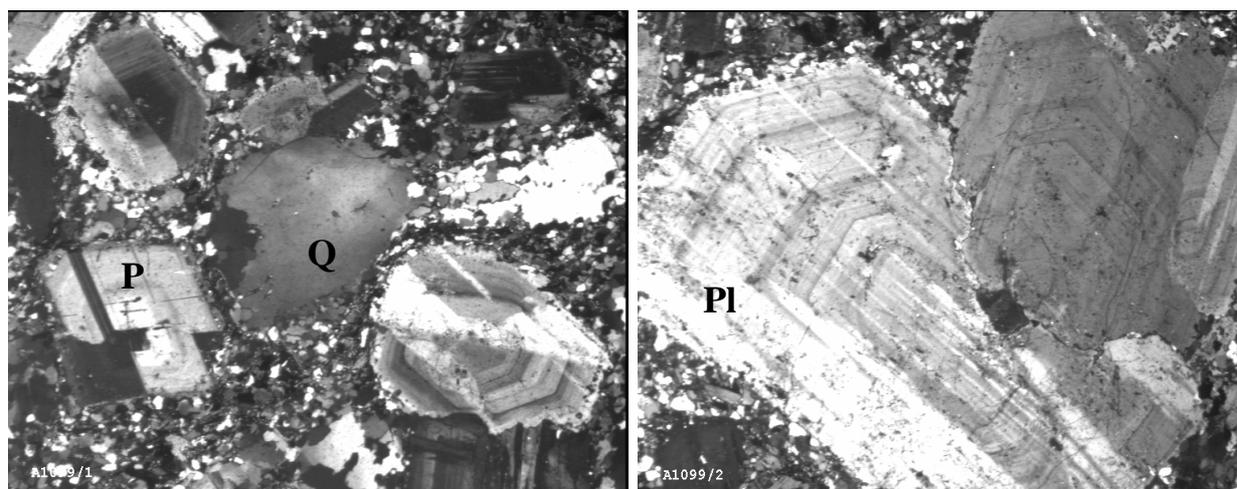
свидетельствует о близко одновременном существовании нескольких расплавов и активном тектоническом режиме в момент их внедрения. Габбро и габбродиориты в ранге наиболее ранней фазы слагают изометричный в плане шток (уроч. Пякюля), прорываемый тоналитами и плагиогранитами. В других местах они часто присутствуют в составе комбинированных даек совместно с тоналитами. Плагиограниты на уч. Пякюля прорывают тоналиты, а в 600 м южнее кварцевые порфиры, соответствующие по составу гранитам и плагиогранитам, пересекаются дайками тоналитов. Риодацитовые кварцевые порфиры при среднем содержании SiO<sub>2</sub> 65,5% и магнезиальности (0,48), более высокой, чем у габбро (0,45), обогащены Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,0147%), Ba и Sr (>0,1% каждого), K<sub>2</sub>O (2,79%), Na<sub>2</sub>O (3,39%), что сближает их с гранитоидами М-типа или санукитоидами, выделенными недавно (Чекулаев, 1999; Самсонов и др., 2004 и др.) в архее Карелии. Для всех кислых производных Суйстамского плутонического комплекса характерны ярко выраженные порфировые структуры (рис. 105).

Малые интрузии Суйстамского комплекса сопровождаются дайками, распространенными на всей площади Янисъярвинского участка (рис. 103) от пос. Алатту и оз. Суйстамо на востоке до бол. Сурисуо на западе и пос. Харлу. По составу среди них выделяются граниты, тоналиты, кварцевые порфиры и плагиопорфиры, диориты, габбро, амфиболиты, андезитовые порфириты. Петрогеохимические и геологические особенности пород дайкового комплекса свидетельствуют об их генетическом единстве с более крупными интрузивными телами такого же типа пород, содержащими золоторудную минерализацию (Ивашенко и др., 2001).



**Fig. 104.** Distribution of basic petrographic rock varieties from the Päkylä bimodal igneous stock on the multi-cation diagram R1–R2.  $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ ;  $R2=6Ca+2Mg+Al$ :

1 – gabbro; 2 – gabbro-diorites and diorites; 3 – diorites and quartz diorites; 4 – tonalites; 5 – granodiorites; 6 – plagiogranites; 7 – rhyodacites and rhyolites; 8 – granite-aplites; 9 – rhyodacitic quartz porphyry. Fields on the diagram: 1 – mantle differentiates, 2 – pre-collisional, 3 – post-collisional, 4 – late orogenic, 5 – anorogenic, 6 – syncollisional, 7 – post-orogenic



**Рис. 105.** Порфировая структура гранитоидов бимодального магматического штока Пякюля. Николи X. Поле зрения – 3 мм

**Fig. 105.** Porphyritic structure of granitoids from the Päkylä bimodal igneous stock. X- nicols. Vision field 3 mm

Структурно-тектонические особенности района золоторудного поля Алатту-Пякюля-Янис свидетельствуют о том, что сдвиговый механизм деформаций был доминирующим на всех временных этапах и масштабных уровнях структурных преобразований, следовавших после интрузии гранитоидов и связанного с ней образования эруптивных брекчий. Сдвиговый характер отчетливо проявляется уже при формировании ранней кварцево-жильной штокверковой системы и достигает наибольшей выразительности в период развития наложенных структур, отвечающих классификационным признакам (Ramsay, 1980) пластических, хрупко-пластических и существенно хрупких сдвиговых дислокаций.

Ранее уже отмечалась (Ивашенко и др., 2000, 2001, 2002б и др.) многоактность проявления магматических процессов при формировании Пякюльского штока гранитоидов. В его пределах

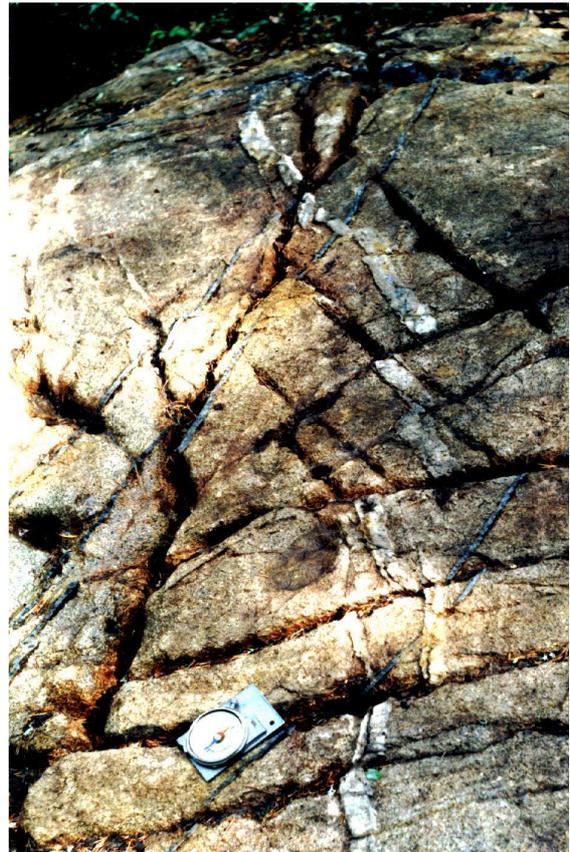
наблюдаются маломощные дайки макроскопически похожих друг на друга риодацитов, риолитов и плагиогранит-аплитов, для которых характерно северо-западное и в меньшей степени субширотное простирание при крутых углах падения. Дайковые тела отчетливо деформируются наложенными сдвиговыми дислокациями северо-восточного простирания (рис. 106).

В пределах золоторудного поля Алатту-Пякюля-Янис выявлено несколько рудопроявлений и пунктов рудной минерализации, пространственно ассоциирующихся с магматитами Суйстамского плутонического комплекса и/или контролирующихся зонами сдвиговых дислокаций (рис. 103). Для некоторых из них по ряду признаков устанавливается и генетическая связь с интрузивными образованиями комплекса. Это относится к медно-молибден-порфировому штокверковому оруденению в низкотемпературно измененных тоналаитах и гранодиоритах апикальных частей штоковидных интрузий (рудопр. Пякюля, Янис) и вольфрамовому (шеелитовому) кварцево-жильному в дайках габброамфиболитов (рудопр. Ваккаоя; Хейньоя), которое впоследствии участвует в формировании зон золото-сульфидной (мышьяковистой) минерализации мезотермального орогенического типа. Эта минерализация приурочена к зонам сдвиговых дислокаций и низкотемпературных гидротермально-метасоматических преобразований (березиты, кварц-серицитовые метасоматиты, пропилиты, кварцевые жилы) в штоках и дайках тоналаитов, плагиогранитов, кварцевых порфиров (рудопр. Пякюля, Янис, Кварцевые порфиры, Янисъйоки), в габброидных интрузивах (рудопр. Алатту, Пропилитовое) и в метатурбидитах ладожской серии (рудопр. Пякюля, Алалампи).

Золото-сульфидное (мышьяковистое) оруденение в штоках и дайках тоналаитов, плагиогранитов, кварцевых порфиров представлено рудопр. Пякюля, Янис (г. Лоухиваара), Кварцевые порфиры, Янисъйоки.

Комплексное благороднометалльное **проявление Пякюля** расположено на площади Янисъярвинского участка (рис. 103) Северного Приладожья в пределах Раахе-Ладожской зоны сочленения Карельского кратона (AR<sub>2</sub>) и свекофеннского складчатого пояса (PR<sub>1</sub>). Восточнее, в непосредственной близости к нему, размещаются несколько пунктов золотой минерализации, выявленных при проведении геолого-съёмочных работ (Артамонова и др., 1989) и объединенных в отчетных материалах под одним общим наименованием – «рудопроявление Алатту» золото-сульфидной формации в терригенных миогеосинклинальных комплексах.

Особенности геологии района золоторудного проявления Пякюля (рис. 107) определяются наличием габброидного штока (диаметр 0,5–0,6 км) с возрастом  $1884,8 \pm 5,2$  млн лет (Богачев и др., 1999а) и нескольких более поздних, судя по геологическим соотношениям, малоразмерных (0,3–200x10–1000 м) тел гранитоидов. Наиболее интенсивно рудогенез проявлен в пределах небольшой (прослеженная протяженность ~1 км, мощность ~200 м, S ~0,15 км<sup>2</sup>) северо-восточного простирания (20–40°, ∠ пад. 70–80° северо-запад) морфологически сложной штоковидной интрузии порфировых диорит-тоналит-гранодиорит-плагиогранитов (с доминированием тоналаитов), расположенной западнее и в непосредственной близости от габброидного штока. Ее формирование происходило в условиях растяжения и сдвиговых деформаций и сопровождалось комагматичными дайками, пересекающими ладожские образования и габброидный шток, а также широким проявлением многократно импрегни-



**Рис. 106.** Маломощная дайка риолитов, «нарезанная» на отдельные фрагменты в сдвиговой зоне с реверсивным характером движений. Рудопроявление Пякюля

**Fig. 106.** Thin rhyolite dyke split up into separate fragments in a shear-zone with a reverse movement pattern. Päkylä mine

рованных эруптивных брекчий, а местами и их туффзитоподобных разновидностей, свидетельствующих о высокой эксплозивности и флюидонасыщенности магматического расплава. В эндоконтактах интрузия прорывается многочисленными жилами риолитов и аплитов мощностью до 30 см, а также сложным инъекционным телом и маломощными дайками кайнотипных риодацитовых порфиров с фенокристами голубоватого кварца. В ее северо-восточном экзоконтакте отмечаются маломощные (0,5–10 см) жилки и просечки, выполненные зеленовато-серым стеклом дацитового состава.

Макроскопически перечисленные петрографические разновидности, за исключением аплитов, риолитов, риодацитовых кварцевых порфиров и частично плагиогранитов, как правило, гнейсовидные серые, желтовато-серые до розовато-серых, мелко-среднезернистые породы с минеральным составом: плагиоклаз (50–80%), кварц (5–35%), биотит (3–20%), изредка амфибол. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем и спорадически биотитом. Характерно наличие гломерозернистых скоплений биотита и хлорита, иногда с реликтами амфибола, имеющих, вероятно, конвергентное происхождение. Среди аксессуаров преобладают сульфиды (пирит, арсенопирит, халькопирит, молибденит, пирротин, сфалерит, галенит), титанит, апатит, ксеногенный циркон, встречаются также магнетит, ильменит, эпидот, турмалин и, по данным Д.Л. Конопелько и др. (1999), – барит.

Все разновидности пород, особенно с кремнекислотностью выше, чем у диоритов, имеют порфировую структуру, наиболее отчетливую в эндоконтактовых фациях. Гороховидные голубоватые вкрапленники кварца местами вдавлены во вмещающие породы (вплоть до отрыва от матрикса), что указывает на их твердое состояние в момент выноса вязким расплавом с больших глубин, т. е. они могли быть сформированы в интрателлурическую стадию кристаллизации. Одиночные или сгруппированные сложнозональные таблитчатые кристаллы плагиоклаза размером до 1 см с гетерогенными и часто неоднократно подплавленными ядрами несут следы деформаций и кристаллизации в неравновесных условиях.

Это в совокупности с другими признаками (значительные петрохимические вариации пород даже в пределах отдельных обнажений, присутствие нескольких поколений родственных по составу даек, местами комбинированных, следы вязкого течения и пластических деформаций, резорбция внешних зон фенокристаллов и др.) может свидетельствовать о длительном высокоградиентном режиме их кристаллизации, включавшем интрателлурическую стадию и, вероятно, процессы «magma-mixing» и «magma-mingling».

Повсеместно породы гранитоидной интрузии подверглись кварц-серицитовому метасоматозу и окварцеванию. Кварцевые прожилки, местами сгущающиеся в штокверки (рис. 108), кварц-серицитовые метасоматиты и вмещающие их гранитоиды обильно минерализованы арсенопиритом, пиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и др. Молибденит встречается также в виде мономинеральных просечек мощностью 1–3 мм, приуроченных к наиболее ранним «сухим» микротрещинкам.

Кроме этого, в пределах интрузии и ее ближайшем окружении (ладожские метатурбидиты, габброиды интрузии Пякюля) наблюдается система эшелонированных элементарных хрупко-вязких правосторонних сдвигов северо-восточного простирания 30–40° с падением на северо-запад под углами 60–80° и приуроченных к ним сингенетичных золотоносных метасоматитов березитового ряда, формирующихся позднее молибденитсодержащей штокверковой минерализации близко к времени внедрения риодацитовых порфиров (рис. 109).

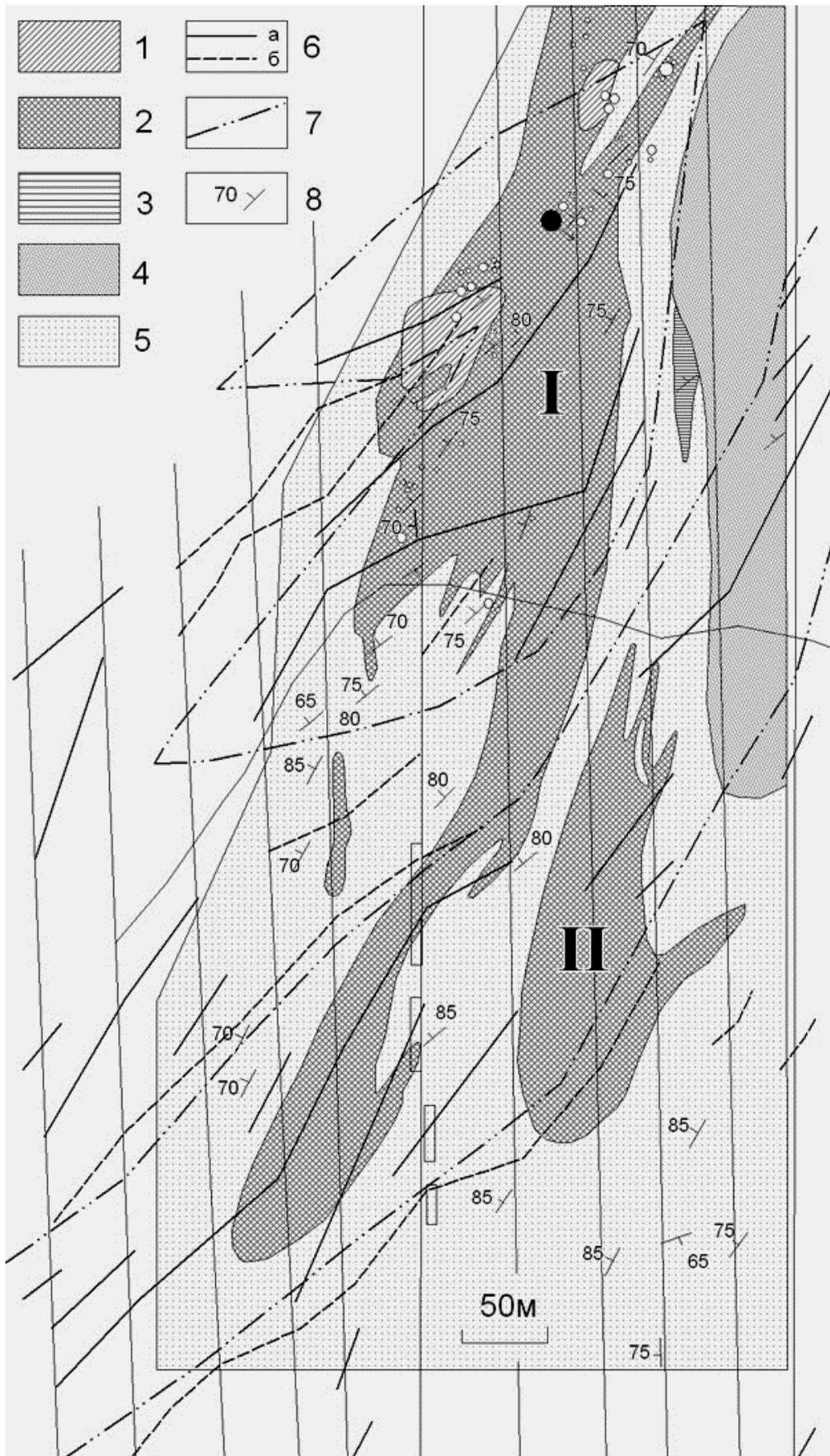
Мощность дискретных, но пространственно сближенных элементарных сдвигов и рудоносных метасоматитов варьирует от 3–5 см до 12 м, а формируемых ими северо-восточных зон – от 50 до 150 м при прослеженной протяженности более 500 м. По имеющимся неполным пересечениям вкрест простирания сдвиговых зон суммарная мощность рудоносных метасоматически измененных пород в их условных границах составляет 20–25 м.

**Рис. 107.** Схема геологического строения тоналитового штока Пякюля:

1 – риодацитовые порфиры; 2 – тоналиты, плагиограниты; 3 – гранодиориты; 4 – диориты, габбродиориты; 5 – метатурбидиты ладожской серии; 6 – оси геофизических аномалий: а – магнитных, б – электромагнитных; 7 – контуры золоторудных участков (по геофизическим данным); 8 – элементы залегания пород

**Fig. 107.** Scheme showing the geological structure of the Päkylä tonalite stock:

1 – rhyodacitic porphyry; 2 – tonalities and plagiogranites; 3 – granodiorites; 4 – diorites and gabbro-diorites; 5 – Ladoga-series metaturbidites; 6 – axis of geophysical anomalies: a – magnetic, b – electromagnetic; 7 – gold prospect outlines based on geophysical data; 8 – mode of rock occurrence





**Рис. 108.** Кварцевый штокверк с молибденовым оруденением порфирирового типа в тоналитах рудопроявления Пякюля

**Fig. 108.** Quartz stockwork with porphyry-type molybdenum mineralization in tonalities of ore from the Päkylä mine



**Рис. 109.** Сдвиговая зона с золотонесущими метасоматитами березитового ряда в тоналитах штока Пякюля

**Fig. 109.** Shear-zone with beresite-series auriferous metasomatic rocks in tonalities from the Päkylä stock

Структурно-вещественный комплекс, контролирующий золото-сульфидное (мышьяковистое) оруденение, представлен системой сдвиговых по механизму формирования дислокаций и сопряженных с ними сингенетичных метасоматитов, отвечающих изофациальным процессам березитизации в гранитоидах и близких по химическому составу сланцах ладожской серии, а также пропилитизации в габброидах, амфиболовых сланцах и скарноидах. Минерализованные сдвиговые зоны четко фиксируются геофизическими аномалиями (рис. 107).

Благороднометалльное оруденение проявления Пякюля по отношению к предшествовавшей ему убогой медно-молибден-порфировой минерализации является наложенным и полистадийным. Соотношение минеральных ассоциаций разных стадий сложное, местами противоречивое. Условно выделяются четыре стадии рудообразования (от ранней к поздней) – арсенопирит-кварцевая, золото-арсенопиритовая, золото-полисульфидная и золото-сурьмяная (Ивашенко и др., 2004; Савичева, 2007; Лавров, 2009), три последние являются золотопродуктивными.

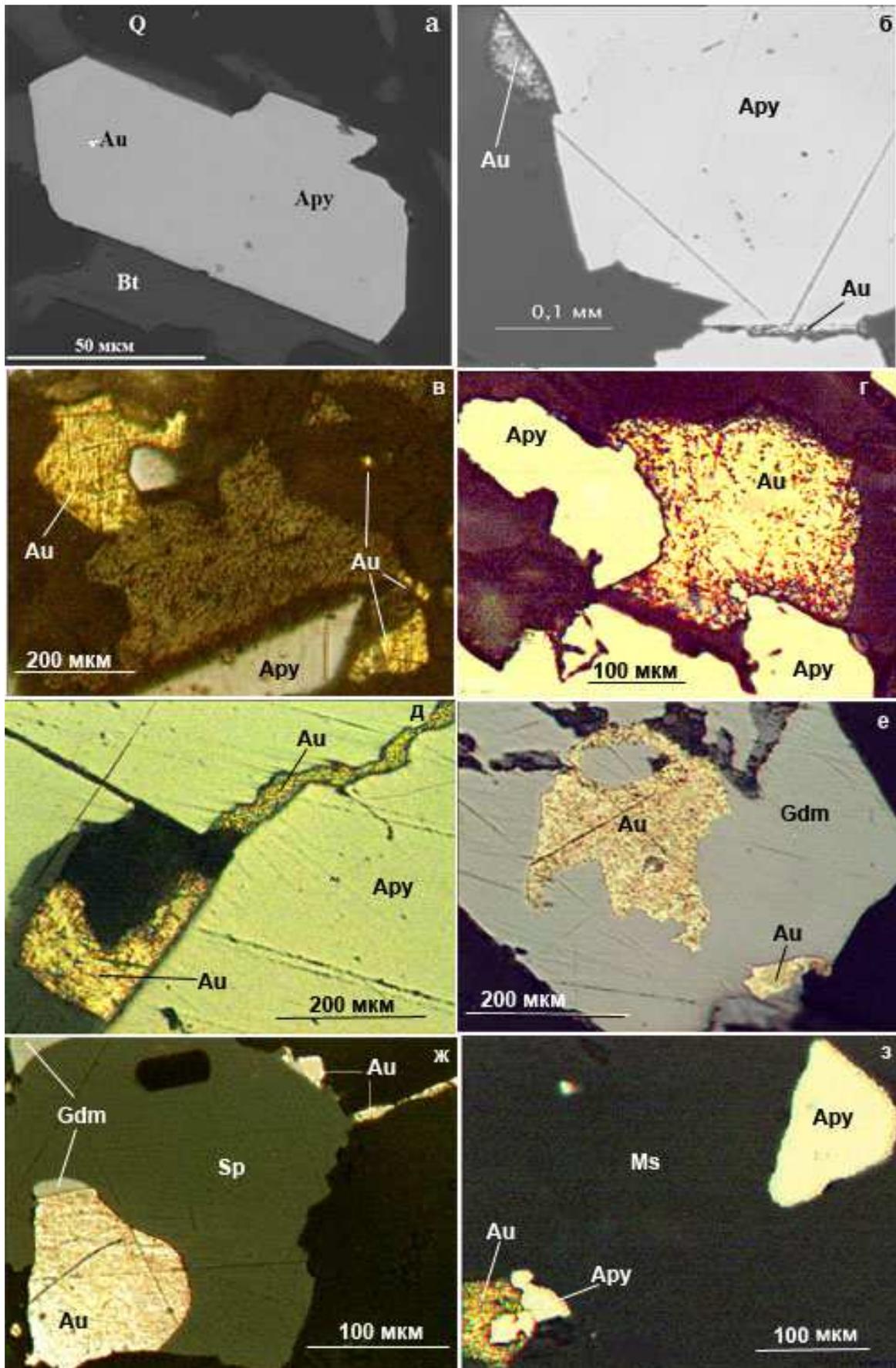
Минеральная ассоциация арсенопирит-кварцевой стадии представлена кварцевыми прожилками и жилами (мощность – до 20–30 см, аз. пр. СВ 60–40°, пад. северо-запад,  $\perp$  пад. 75–85°)

с доминирующим арсенопиритом и незначительно распространенными пиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом и халькопиритом, пересекающими (иногда со смещением) кварц-молибденитовые прожилки северо-западного простирания. Они наследуют трещины отдельности в тоналитовом штоке Пякюля, осложненные проявлением сдвиговых деформаций. В юго-восточном и южном эндоконтакте в кварцевых прожилках присутствует турмалин шерл-дравитового ряда. В метатурбидитах ладожской серии эта ранняя рудная ассоциация отмечается в виде рассеянной вкрапленности тонкоиглольчатого арсенопирита с содержаниями золота до 300 г/т.

Ранние арсенопирит-кварцевые прожилки рассекаются более поздними зонами рассланцевания (мощность до 5–7 м, аз. пр. 30–40° – до субмеридионального) с арсенопиритовой минерализацией. Обычно центральную часть зон рассланцевания выполняют согласные кварцевые прожилки либо березитоподобные метасоматиты, а во внешних частях, сложенных кварц-серицитовыми метасоматитами, формируются вкрапленные золотосодержащие арсенопиритовые руды. Содержание в рудах арсенопирита, концентрирующегося преимущественно в лежащем боку прожилков и зон гидротермально-метасоматической проработки, достигает 15–20%. Он представлен идиоморфными с ромбовидным сечением кристаллами размером до 0,5 см по длинной оси и зернистыми агрегатами, трещины которых выполнены более поздними рудными минералами. С арсенопиритом тесно ассоциируют пирротин, халькопирит, джемсонит, буланжерит, фалькманит, менегинит и другие сурьмяные сульфосоли свинца, а также сфалерит, гипогенный марказит, пирит и галенит. В ряде случаев в прожилках с данной рудной минерализацией встречается молибденит (вероятно, реликтовый). Раннее золото этой рудной стадии, т. н. «упорное или невидимое золото», находится в арсенопирите в виде тонкодисперсной вкрапленности (содержание в концентрате – более 30 г/т), а позднее – имеет ярко выраженный наложенный характер. Оно выполняет трещины в арсенопирите, нарастает на его грани или находится в межзерновом пространстве (рис. 110). Максимальные размеры золотинок не превышают 0,1 мм в поперечнике, а содержания – 5,6 г/т. Самородное золото отличается высокой пробностью (до 800‰), но в аналогичной ассоциации встречается также и электрум (рис. 110). В единичных случаях имеет место пересечение кварц-арсенопиритовых прожилков другими прожилками серовато-белого кварца с тонкоиглольчатой арсенопиритовой минерализацией в зальбандах.

Золото-полисульфидная минеральная ассоциация сосредоточена в основном в маломощных кварцевых прожилках северо-западного простирания, приуроченных к подновленным трещинам, выполненным ранней кварц-молибденитовой минеральной ассоциацией. В некоторых случаях она накладывается на кварц-арсенопиритовый парагенезис. Прожилки с золото-полисульфидной минерализацией развиты преимущественно в северной и северо-восточной частях штока Пякюля. Один из главных минералов данной ассоциации – галенит представлен отдельными зернами размером 1–2 мм, часто с червеобразными включениями блеклой руды – тетраэдрита (Ag – 10%) (табл. 66) и, по данным (Лавров, 2009), – аргентотетраэдрита (Ag – 31%) (рис. 111). Сфалерит крупнее – 3–4 мм в поперечнике, часто двойникового строения, содержит тетраэдрит-галенитовые включения и редкую эмульсионную сыпь халькопирита. Последний отмечается в совместных сростках с тетраэдритом, где присутствует и бурнонит. Широким распространением пользуется также гипергенный вторичный марказит, образующий колломорфно-зональные агрегаты (по пирротину), в которые заключен идиоморфный арсенопирит. В некоторых прожилках арсенопирит корродируют более поздние пирротин и сфалерит. Пирротин содержит включения гудмундита (280 °С), образующего местами самостоятельные выделения, иногда с серебристым золотом (рис. 110). Медно-сурьмяные сульфосоли свинца характеризуются криптозернистым строением минеральных индивидов (рис. 111). В ряде случаев в составе полисульфидной минеральной ассоциации наблюдается обильный буланжерит, образующий тончайшие разноориентированные агрегаты – вроски в жильном кварце (Ивашенко и др., 2004а). Характерно частое присутствие молибденита, который, видимо, был переотложен из более ранней порфировой минеральной ассоциации или сохранился как реликтовая фаза. Серебристое золото развивается в микротрещинах сфалерита и на границе сфалерита и кварца (рис. 110). Иногда сфалерит совместно с золотом выполняют трещины в раннем арсенопирите. Включения золота зафиксированы в кварце, галените и в блеклой руде (рис. 110). Околорудные изменения представлены березитизацией.

Относительная возрастная позиция золото-висмутовой минеральной ассоциации, ввиду крайне ограниченного ее распространения, остается неясной. Она представлена самородн. висмутом, матильдитом, висмутотеллуридами и, по данным (Лавров, 2009), – жозеитом-В.



**Рис. 110.** Характерные морфотипы самородного золота (Au) в ассоциации с арсенопиритом (Apy), гудмундитом (Gdm), сфалеритом (Sp), кварцем (Q), мусковитом (Ms), биотитом (Bt): а – в отраженных электронах; б, в, г, д, е, ж, з – отраженный свет. Рудопроявление Пякюля

**Fig. 110.** Characteristic morphotypes of native gold (Au) associated with arsenopyrite (Apy), gudmundite (Gdm), sphalerite (Sp), quartz (Q), muscovite (Ms) and biotite (Bt): a, g – in reflected electrons; b, c, d, e, f, h – reflected light. Päkylä mine

Завершается процесс рудообразования формированием золото-сурьмяной минеральной ассоциации, распространенной преимущественно в северо-восточной части тоналитового штока Пякюля в местах проявления более поздних эксплозивных риодацитов, инъецирующих штоков. Максимальное развитие она получила в маломощной (20–40 см) субвертикальной сдвиговой зоне северо-восточного простирания (аз. пр. 20°), секущей эруптивную брекчию тоналитов. Зона выполнена двумя генерациями кварца: сильно обохренным с вкрапленной рудной минерализацией и светло-серым, почти белым, безрудным. Среди сульфидов доминирует гудмундит, образующий сростки ромбопризматических кристаллов длиной до 1 см и радиально-лучистые выделения – 0,1 мм в поперечнике. Он отмечается в сростаниях с самородной сурьмой, размеры которой колеблются от десятых до сотых долей мм (рис. 111). Сурьма встречается также в виде самостоятельных причудливой морфологии выделений в кварце и в сростаниях с пирротинном.

Третьим по распространенности минералом в этой зоне является антимонит, характеризующийся исключительным морфологическим разнообразием форм выделения. Часто он ассоциируется с пирротинном, замещая его (рис. 111). В меньших количествах здесь отмечаются ульманит, пирит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, буланжерит и другие сульфосоли. Субмикроскопическое самородное золото заключено в кварце и в метасоматически измененных обломках металево-ролитов. Его содержания достигают 17 г/т.

Таким образом, на рудопроявлении Пякюля устанавливаются многостадийность процесса рудообразования и большое число рудных минеральных парагенезисов. Для ранних парагенезисов порфирового этапа характерны молибденит и шеелит, для средних – минералы Fe, As, а также выделяющиеся вслед за ними сульфиды Pb, Zn, сульфосоли сложного состава, сульфоантимониды. В поздних парагенезисах преобладают гудмундит, самородная сурьма и антимонит. Всего на рудопроявлении выявлено более 30 рудных минералов, большую часть из которых составляют разнообразные сульфосоли. Определены все минеральные фазы Pb-Sb сульфосолей группы цинкениита от фюлеппита до шульцита.

Причем установлены минеральные фазы, выходящие за пределы этой группы в обе стороны эволюционной изменчивости ее состава, –  $\gg$ Sb и  $\gg$ Pb. В рудном процессе состав этих сульфосолей эволюционировал от менее к более сурьмянистым. Распространены также сульфосоли промежуточного состава групп цинкениита-сарторита, содержащих и Sb и As (Ивашенко и др., 2004а). Реже встречаются сульфосоли групп тетраэдрита (тетраэдрит, фрейбергит, теннантит и их промежуточные фазы), энаргита (халькостибит, эмплектит), бурнонита (бурнонит) и пираргирита (матильдит, миаргирит).

Диагностированы также гессит, штютцит, висмутотеллуриды, скородит, англезит, барит, самородн. висмут, свинец, серебро, золото. Как видим, рудная минерализация рудопроявления крайне сложна и разнообразна, а соотношения ряда минеральных ассоциаций неоднозначны и, вероятно, свидетельствуют о ее полигенной природе. Рудные ассоциации ранней стадии формировались в связи с тоналитами, средних – с наложенным орогенным мезотермальным рудным процессом и самых поздних, по-видимому, – в связи с риодацитами. Подтверждением этому, как предполагается, является исключительная пространственная ассоциированность сурьмяной минерализации с поздними риодацитами и развитие в сдвиговых зонах в ладожских метатурбидитах и габброидах преимущественно пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализации.

Процесс рудообразования происходил в диапазоне температур 400–280 °С и ниже при понижении активности серы в рудоносных растворах.

Уровень эрозионного среза представляется средним, для которого характерны жильные тела с наиболее минералогически сложными сульфидными рудами, являющимися результатом многократного подновления и наложения более поздних минеральных ассоциаций на ранние.

Таблица 66. Химический состав рудных минералов благороднометалльного проявления Пякюля

Table 66. Chemical composition of ore minerals from the Päkylä noble-metal occurrence

№	№ обр.	Sb	As	Pb	Zn	Cu	Fe	Mn	Ni	Ag	S	Сумма
1	2091-8	0,09	42,12				42,64				14,95	98,80
2	1199/12-3		48,86				34,69				16,23	99,78
3	1220/117-4		53,34				22,37				21,22	96,93
4	1220/3		47,08				32,95				19,52	99,55
5	1196/2	3,76		84,91			0,18				11,67	100,52
6	9907/4	5,23		79,72			0,74				12,31	98,19
7	1220/118			86,53		0,14	0,27				11,94	98,88
8	КП1			86,09							13,33	100,12
9	КП2/3			85,70			0,16				13,39	100,10
10	КП2/5			85,31							13,28	98,59
11	КП2/2			0,29		34,22	30,21				33,35	98,07
12	КП2/4			0,29		34,40	30,08				33,84	98,61
13	2091-Zn				64,90		2,83	0,22			31,82	99,77
14	1220/2				55,38		10,21	0,40			33,53	100,10
15	1199	71,40					0,01				28,92	100,33
16	1199/2-1	35,33					11,04		13,92		39,72	100,01
17	1199/2-2	16,01					30,68		16,88		36,44	100,01
18	1199/2-2с	18,35					30,68		15,14		35,83	100,00
19	1199/2-2сс	16,39					28,64		13,64		41,32	99,99
20	1199/2-1п	29,70					6,90		28,20		35,20	100,00
21	1199/12-1	57,60					27,87				15,33	100,83
22	1199/12-2	57,56					27,49				15,16	100,22
23	1199/12-3	57,10					26,77				15,36	99,23
24	1199/12-4	56,53					27,10				15,29	98,92
25	1199/12-5	56,99					26,16				15,24	98,39
26	1199/12-6	57,36					26,62				15,46	99,44
27	1199/12-7	55,96					26,20				15,44	98,60
28	1199/12-8	55,05					26,53				14,83	96,41
29	1199/12-9	56,68					25,75				15,25	97,68
30	1199/12-10	56,26					26,31				15,56	98,13
31	1199/12-11	56,73					26,02				15,53	98,28
32	1220/117-3	19,74		62,23		8,05	0,14				8,04	98,30
33	1220/117-3	26,37		49,22		10,61	0,11				11,69	98,00
34	1199-4	17,62		46,28		13,95					22,35	100,20
35	1220/117-2	31,92			8,17	24,30	3,74			4,72	25,63	98,48
36	1220/117-1	19,23			8,08	24,31	7,16			9,53	30,30	98,61
37	2091-4	28,02	1,67	0,49		28,51	4,80	0,07		10,11	21,60	95,27
38	2091-2	26,06	13,18	35,70			2,36	0,79			21,44	99,53
39	2091-7	27,07	13,99	34,66			3,51	0,20			20,42	98,85
40	9702/1	35,43		47,00			2,02				13,85	98,30
41	9702/2	34,27		44,46			1,72				17,95	98,40
42	9702/3	33,19		41,90			1,82				21,77	98,68
43	3197/0	29,21		37,50			4,00				18,47	89,18
44	9715	18,25		49,39							16,58	84,22
45	3197/1	20,79		58,91			0,04				18,84	98,58
46	9907/3	26,18		57,41			4,29				13,36	99,24
47	1199-2	18,64		60,08		0,05					21,04	99,81
48	1199-3а	18,60		62,79		1,48					17,35	100,22
продолж. табл. 66												
49	2091-6	18,44		59,30							22,06	99,80
50	3197/2	19,39		60,11			0,03				19,23	98,76
51	3197/3	18,89		61,78			0,03				17,46	98,43
52	1196-1	15,44		66,55			0,18				17,02	99,19
53	1199-3	13,56		64,62		1,44					20,22	99,84
54	1199/3аа	9,24		78,23			0,03				11,51	99,59
55	1199/12-1s	99,40	0,04							0,01		99,71
56	1199/12-ss	99,49	0,09							0,01		99,79

*Примечание.* MAP-4, предел обнаружения: Cu, Fe, S, As, Sb, Pb, Ag – 0,001%; Mn – 0,01%; эталоны: FeS<sub>2</sub>, PbS, Sb, Cu, SnAs, AgCu, Mn, ZnO; условия съемки: ускоряющее напряжение – 25 кВ, ток зонда – 30 нА; ошибка: Fe, S, Cu – 1,5%; Pb, As, Sb, Ag, Mn – 3%; коррекция – ZAF; аналитик – А.Н. Терновой. Кроме этого, определены следующие содержания, масс.%, элементов: в обр. 1199/12-1 – Bi (0,03); 1199/12-2 – Au (0,01); 1199/12-10 – Bi (0,05); 1199/12-1s – Au (0,25), Bi (0,01); 1199/12-ss – Au (0,20);

1–4 – арсенопирит; 5–10 – галенит; 11–12 – сфалерит; 13–14 – халькопирит; 15 – антимонит; 16–20 – ульманит; 21–31 – гудмундит; 32–34 – бурнонит; 35–37 – тетраэдрит (фрейбергит); 38, 39 – твиннит; 40–54 – минералы группы цинкениита: 40–42 – гетероморфит; 43 – плюмосит; 44–46 – фалькманит; 47–51 – менегинит; 52 – шультцит; 53, 54 – неизвестный минерал из группы цинкениита; 55, 56 – сурьма самородная.

*Note.* MAP-4, detection limit: Cu, Fe, S, As, Sb, Pb and Ag – 0,001%; Mn – 0,01%; standards: FeS<sub>2</sub>, PbS, Sb, Cu, SnAs, AgCu, Mn and ZnO; survey conditions: accelerating voltage – 25 kv, probe current – 30 nA; error limit: Fe, S, Cu – 1,5%; Pb, As, Sb, Ag, Mn – 3%; correction – ZAF; analysed by A.N. Ternovoy. The percentages, mass.%, of the following elements were also estimated in samples 1199/12-1 – Bi (0,03); 1199/12-2 – Au (0,01); 1199/12-10 – Bi (0,05); 1199/12-1s – Au (0,25), Bi (0,01); 1199/12-ss – Au (0,20);

1–4 – arsenopyrite; 5–10 – galena; 11–12 – sphalerite; 13–14 – chalcopyrite; 15 – antimonite; 16–20 – ulmannite; 21–31 – gudmundite; 32–34 – bournonite; 35–37 – tetrahedrite (freibergite); 38, 39 – twinnite; 40–54 – zinkenite-group minerals: 40–42 – heteromorphite; 43 – plumosite; 44–46 – falkmanite; 47–51 – meneghinite; 52 – schultzite; 53, 54 – unknown zinkeite-group mineral; 55, 56 – native antimony.

#### Кристаллохимические формулы

##### Арсенопирит

1220/117-4 – Fe<sub>0,72</sub>As<sub>1,28</sub>S<sub>1,19</sub>; 2091/8 – Fe<sub>1,15</sub>As<sub>0,85</sub>S<sub>0,70</sub>; 1199/12-3 – Fe<sub>0,98</sub>As<sub>1,02</sub>S<sub>0,80</sub>  
1220/3 – Fe<sub>0,97</sub>As<sub>1,03</sub>S<sub>1,01</sub>

##### Галенит

1196/2 – Pb<sub>0,92</sub>Sb<sub>0,07</sub>Fe<sub>0,01</sub>S<sub>0,84</sub>; 9907/4 – Pb<sub>0,87</sub>Sb<sub>0,10</sub>Fe<sub>0,03</sub>S<sub>0,87</sub>; 1220/118 – Pb<sub>1,05</sub>(Fe,Cu)<sub>0,01</sub>S<sub>0,94</sub>;  
КП1 – Pb<sub>0,99</sub>Bi<sub>0,01</sub>S<sub>1,00</sub>; КП2/3 – Pb<sub>0,98</sub>Bi<sub>0,01</sub>Fe<sub>0,01</sub>S<sub>1,00</sub>; КП2/5 – Pb<sub>1,00</sub>S<sub>1,00</sub>

##### Халькопирит

КП2/2 – Cu<sub>0,98</sub>Fe<sub>1,02</sub>S<sub>1,94</sub>; КП2/4 – Cu<sub>0,99</sub>Fe<sub>1,01</sub>S<sub>2,00</sub>

##### Сфалерит

2091-Zn – Zn<sub>0,94</sub>Fe<sub>0,05</sub>Mn<sub>0,01</sub>S<sub>1,15</sub>; 1220/2 – Zn<sub>0,82</sub>Fe<sub>0,17</sub>MnCd<sub>0,01</sub>S<sub>1,00</sub>

##### Антимонит

1199 – Sb<sub>1,97</sub>S<sub>3,03</sub>

##### Ульманит

1199/2-1 – Ni<sub>0,65</sub>Fe<sub>0,55</sub>Sb<sub>0,80</sub>S<sub>1,00</sub>; 1199/2-2 – Ni<sub>0,56</sub>Fe<sub>1,13</sub>Sb<sub>0,28</sub>S<sub>1,00</sub>;  
1199/2c – Ni<sub>0,54</sub>Fe<sub>1,14</sub>Sb<sub>0,32</sub>S<sub>1,00</sub>; 1199/2cc – Ni<sub>0,53</sub>Fe<sub>1,16</sub>Sb<sub>0,31</sub>S<sub>1,00</sub>;  
1199/2<sub>II</sub> – Ni<sub>1,13</sub>Fe<sub>0,29</sub>Sb<sub>0,58</sub>S<sub>1,00</sub>

##### Гудмундит

1199/12-1 – Fe<sub>1,03</sub>Sb<sub>0,97</sub>S<sub>0,98</sub>; 1199/12-2 – Fe<sub>1,02</sub>Sb<sub>0,98</sub>S<sub>0,98</sub>; 1199/12-3 – Fe<sub>1,01</sub>Sb<sub>0,99</sub>S<sub>1,01</sub>;  
1199/12-4 – Fe<sub>1,02</sub>Sb<sub>0,98</sub>S<sub>1,00</sub>; 1199/12-5 – Fe<sub>1,00</sub>Sb<sub>1,00</sub>S<sub>1,02</sub>; 1199/12-6 – Fe<sub>1,01</sub>Sb<sub>0,99</sub>S<sub>1,02</sub>;  
1199/12-7 – Fe<sub>1,01</sub>Sb<sub>0,99</sub>S<sub>1,04</sub>; 1199/12-8 – Fe<sub>1,03</sub>Sb<sub>0,97</sub>S<sub>1,00</sub>; 1199/12-9 – Fe<sub>0,99</sub>Sb<sub>1,01</sub>S<sub>1,03</sub>;  
1199/12-10 – Fe<sub>1,01</sub>Sb<sub>0,99</sub>S<sub>1,04</sub>; 1199/12-11 – Fe<sub>1,00</sub>Sb<sub>1,00</sub>S<sub>1,04</sub>

##### Бурнонит

1199/4 – Pb<sub>1,02</sub>Cu<sub>1,00</sub>Sb<sub>0,66</sub>S<sub>3,17</sub>; 1220/117-3 – Pb<sub>1,91</sub>Cu<sub>0,47</sub>Fe<sub>0,01</sub>Sb<sub>0,61</sub>S<sub>2,94</sub>;  
1220/117-3 – Pb<sub>1,15</sub>Cu<sub>0,81</sub>Fe<sub>0,01</sub>Sb<sub>1,05</sub>S<sub>2,97</sub>

##### Тетраэдрит

2091/4 – (Cu<sub>8,94</sub>Ag<sub>1,74</sub>)<sub>10,68</sub>(Sb<sub>4,28</sub>Fe<sub>1,60</sub>As<sub>0,41</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>6,31</sub>S<sub>12,52</sub> (фрейбергит);  
1220/117-1 – (Cu<sub>6,96</sub>Ag<sub>1,61</sub>Zn<sub>2,25</sub>)<sub>10,82</sub>(Sb<sub>2,87</sub>Fe<sub>2,33</sub>)<sub>5,20</sub>S<sub>14,34</sub> (фрейбергит-зандбергерит);  
1220/117-2 – (Cu<sub>6,96</sub>Ag<sub>0,80</sub>Zn<sub>2,27</sub>)<sub>10,03</sub>(Sb<sub>4,77</sub>Fe<sub>1,20</sub>)<sub>5,97</sub>S<sub>14,53</sub> (фрейбергит-зандбергерит)

##### Твиннит

2091/2 – (Pb<sub>0,94</sub>Fe<sub>0,23</sub>Mn<sub>0,07</sub>)<sub>1,24</sub>(Sb<sub>1,16</sub>As<sub>0,94</sub>)<sub>2,10</sub>S<sub>3,63</sub>;  
2091/7 – (Pb<sub>0,92</sub>Fe<sub>0,34</sub>Mn<sub>0,02</sub>)<sub>1,28</sub>(Sb<sub>1,22</sub>As<sub>1,02</sub>)<sub>2,24</sub>S<sub>3,48</sub>

##### Гетероморфит

9702/1 – Pb<sub>6,15</sub>Fe<sub>0,98</sub>Sb<sub>7,89</sub>S<sub>18,97</sub>; 9702/2 – Pb<sub>6,02</sub>Fe<sub>0,87</sub>Sb<sub>8,12</sub>S<sub>19,07</sub>; 9702/3 – Pb<sub>5,98</sub>Fe<sub>0,96</sub>Sb<sub>8,01</sub>S<sub>18,96</sub>

##### Плюмосит

3197/0 – Pb<sub>1,49</sub>Fe<sub>0,59</sub>Sb<sub>1,92</sub>S<sub>4,96</sub>

##### Фалькманит

9715 – Pb<sub>3,07</sub>Sb<sub>1,93</sub>S<sub>5,97</sub>; 3197/1 – Pb<sub>3,12</sub>Sb<sub>1,88</sub>S<sub>5,94</sub>; 9907/3 – Pb<sub>2,43</sub>Fe<sub>0,67</sub>Sb<sub>1,89</sub>S<sub>5,94</sub>

##### Менегинит

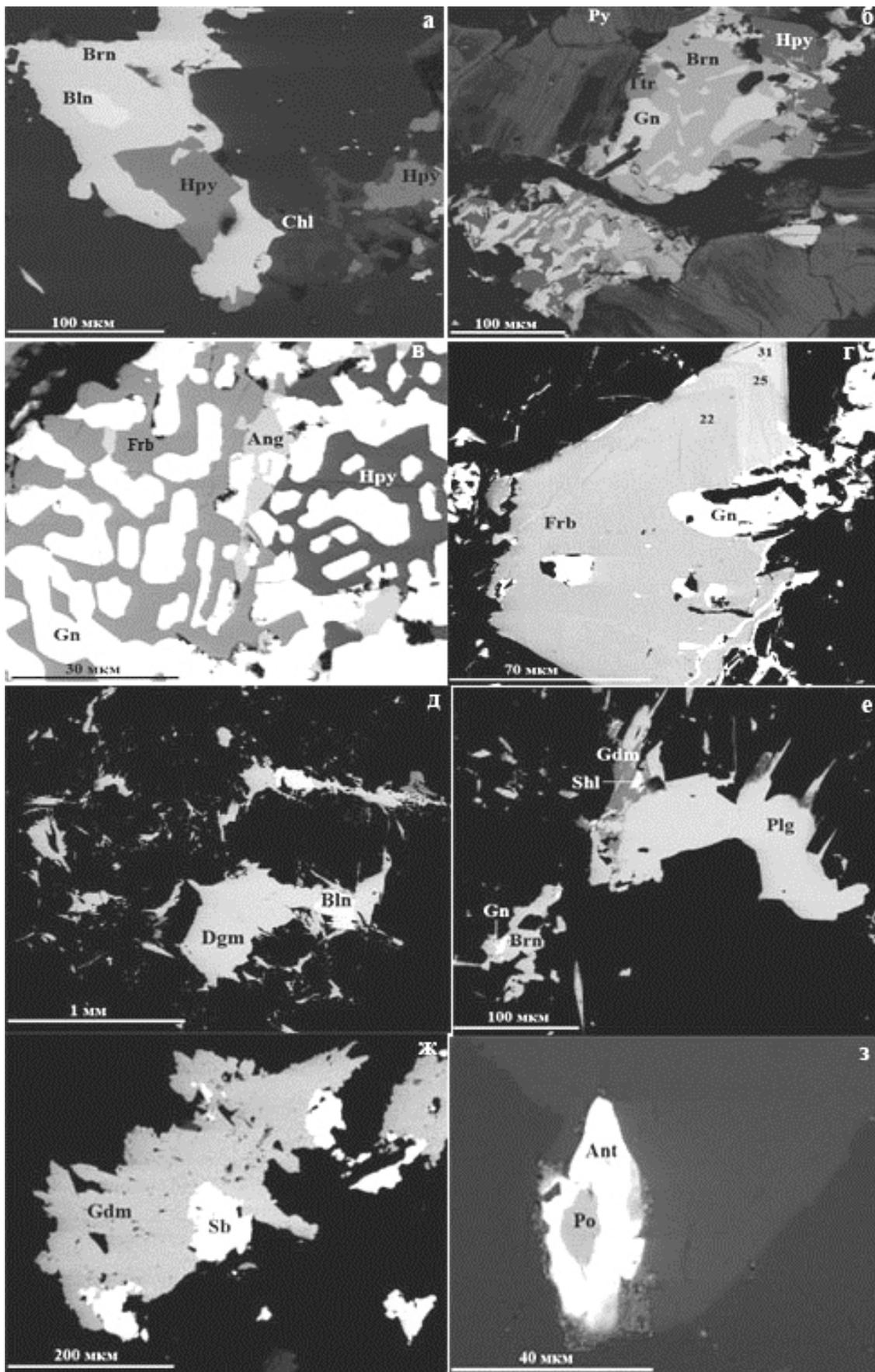
1199/2 – Pb<sub>3,92</sub>Sb<sub>2,07</sub>S<sub>7,03</sub>; 1199/3a – Pb<sub>3,80</sub>Cu<sub>0,29</sub>Sb<sub>1,91</sub>S<sub>6,96</sub>; 2091/6 – Pb<sub>3,92</sub>Sb<sub>2,08</sub>S<sub>7,09</sub>;  
3197/2 – Pb<sub>3,87</sub>Sb<sub>2,13</sub>S<sub>7,06</sub>; 3197/3 – Pb<sub>3,94</sub>Sb<sub>2,05</sub>S<sub>7,02</sub>

##### Шультцит

1196-1 – Pb<sub>5,02</sub>Sb<sub>1,98</sub>S<sub>7,99</sub>

##### Неизвестный минерал из группы цинкениита

1199/3 – Pb<sub>5,52</sub>Cu<sub>0,40</sub>Sb<sub>2,08</sub>S<sub>9,04</sub>; 1199/3aa – Pb<sub>9,99</sub>Sb<sub>2,01</sub>S<sub>13,01</sub>



**Рис. 111.** Рудная минерализация благороднометалльного рудопроявления Пякюля:

а – халькопирит (Hpy), бурнонит (Brn), буланжерит (Bln), хлорит (Chl); б – пирит (Py), халькопирит (Hpy), бурнонит (Brn), тетраэдрит (Ttr), галенит (Gn); в – галенит (Gn), халькопирит (Hpy), фрейбергит (Frb), англезит (Ang); г – галенит (Gn), фрейбергит (Frb), 22–25–31 – содержание серебра, %, в различных зонах кристалла; д – джемсонит (Dgm), буланжерит (Bln); е – плагионит (Plg), бурнонит (Brn), галенит (Gn), гудмундит (Gdm), джемсонит (Dgm), шульцит (Shl); ж – гудмундит (Gdm), сурьма самородная (Sb); з – антимонит (Ant), пирротин (Po). Рис. 111г (по: Лавров, 2009, с доп.)

**Fig. 111.** Ore mineralization of the Päkylä noble-metal occurrence:

a – chalcopyrite (Hpy), bourmonite (Brn), boulangerite (Bln), chlorite (Chl); b – pyrite (Py), chalcopyrite (Hpy), bourmonite (Brn), tetrahedite (Ttr), galena (Gn); c – galena (Gn), chalcopyrite (Hpy), freibergite (Frb), anglesite (Ang); d – galena (Gn), freibergite (Frb), 22–25–31 – silver content, %, in different crystal zones; e – jamesonite (Dgm), boulangerite (Bln); f – plagiionite (Plg), bourmonite (Brn), galena (Gn), gudmundite (Gdm), jamesonite (Dgm), schulzite (Shl); g – gudmundite (Gdm), native antimony (Sb); h – antimonite (Ant), pyrrhotite (Po). Fig. 111d (after Lavrov, 2009, supplemented)

Самородное золото выделялось в двух-трех парагенезисах совместно с кварцем, некоторыми сульфидами и сульфосолями. Пробность раннего золота высокая (>900), позднего более низкая – вплоть до электрума. Содержания серебра в рудах достигают 0,22%. Главным его минералом-концентратором является фрейбергит (Ag до 31%). Распределение золота в рудных телах крайне неравномерное: от 0,п до 33 г/т. Его минералами-носителями выступают самородн. золото, электрум, арсенипирит (Au – до 300 г/т), сурьма самородная (Au – до 0,25%), гудмундит (до 0,01%).

Золото установлено во всех проанализированных рудных пробах (148 ан.), но наиболее высокие его содержания приурочены к местам максимального проявления дислокационных дефектов в породах и минералах, на участках многократной переработки пород, где они подверглись сначала интенсивному брекчированию, а затем наложенным сдвиговым деформациям и метасоматозу (табл. 67). Это, вероятно, связано с увеличением удельной поверхности потенциального осадителя золота и с особыми физико-химическими эффектами, возникающими при деформации и дроблении минерального субстрата до наноуровня. Размерность выделений золота варьирует от <1 мкм до 0,2 мм (рис. 110, 112). В связи с этим его содержания, по результатам пробирного анализа, могут быть существенно заниженными (Осташенко, Шумилов, 1999). Кроме золота и серебра, в рудах также содержатся: As – 0,11–>1%; Sb – до >1%; Bi – до 0,3%; Pb – 0,001–>1%; Zn – до >1%; Mo – до 0,3%; Cu – 0,003–>1%; Cd – до 0,02%; V – до 0,1%; Sn – до 0,0015%.

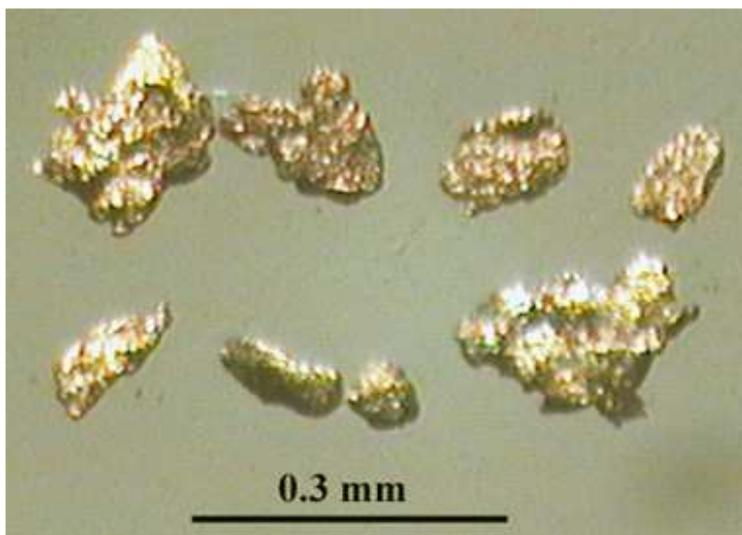
**Таблица 67. Средние содержания золота и серебра в породах благороднометалльного проявления Пякюля, г/т**

**Table 67. Average gold and silver content of rocks from the Päkylä noble-metal occurrence, g/t**

Породы	Au	Ag
Слабо окварцованные и серицитизированные тоналиты, диориты, плагиограниты (35 ан.)	<u>0,04–0,10</u> 0,043	<u>0,10–21,20</u> 5,72
Сильно окварцованные и серицитизированные тоналиты, диориты, плагиограниты (38 ан.)	<u>0,04–0,61</u> 0,17	<u>1,00–32,00</u> 8,79
Березиты, серицитолиты (преимущественно по тоналитам) (32 ан.)	<u>0,04–15,00</u> 1,92	<u>1,00–100,00</u> 21,73
Серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты (преимущественно по тоналитам) (26 ан.)	<u>&lt;0,04–16,70</u> 1,39	<u>1,00–48,00</u> 10,56
Пропилиты (альбит-кальцит-эпидот-хлорит-амфибол-кварц) по метаалевролитам (4 ан.)	<u>0,04–2,50</u> 0,65	<u>0,10–10,00</u> 5,11
Пропилитизированные метаалевролиты и серицитизированные кварцитопесчаники (13 ан.)	<u>&lt;0,04–1,10</u> 0,18	<u>0,10–11,00</u> 3,62

*Примечание.* Пробирно-атомно-абсорбционный анализ (чувствительность метода: Au – 0,05 г/т, Ag – 0,01 г/т; навеска для пробирной плавки – 50 г), выполнен в ЦНИГРИ по штучным пробам весом 0,5–1,5 кг (135 ан.). Остальные (13 ан.) – спектральный анализ, ИГ КарНЦ РАН. В 6 пробах березитов определены ураганные содержания серебра – 0,15–0,22%, которые при расчете среднего не использовались. В числителе – пределы содержания, в знаменателе – среднее содержание.

*Note.* Fire assay-atomic absorption analysis (method sensitivity: Au – 0,05 g/t, Ag – 0,01 g/t; sample for fire assay – 50 g), performed at CNIGRI using 0,5–1,5 kg chip samples (135 an.). Others (13 an.) – spectral analysis, IG, KSC, RAS. Six beresite samples contain anomalously high silver concentrations (0,15–0,22%) which were not used in estimating mean values. Concentration limits are shown in the numerator and average content in the denominator.



**Рис. 112.** Морфология зерен золота из включений в арсенипирите рудопроявления Пякюля. Искусственный шлик (по: Степанов и др., 2004)

**Fig. 112.** Morphology of gold grains from inclusions in arsenopyrite from the Päkylä ore occurrence. Artificial heavy concentrate (after Stepanov et al., 2004)

Сочетание продуктивного магматизма и более поздних метасоматических наложений, контролируемых сдвиговыми дислокациями, образующее охарактеризованный золотонесущий структурно-вещественный комплекс, отчетливо проявлено в зоне северо-восточного простирания – Улмалахти, Алатту, Пякюля, Янисйоки, Хемякоски, Лоухиваара (рис. 103). Здесь, кроме рудопроявлений Пякюля, Янис, фиксируется повышенное содержание золота: 0,3–0,4 г/т – в измененных плагиогранитах крупной дайки западнее реки Янисйоки; 0,1–0,2 г/т – в минерализованных порфириновых гранитоидах правобережья реки Янисйоки и п. Хемякоски; 0,1 г/т – в сульфидизированных окварцованных породах ладожской серии юго-западнее и северо-восточнее рудопр. Пякюля, в шеелитонесущих (содержания вольфрама до 10%) зонах окварцевания габброамфиболитов бимодального комплекса, выявленных западнее п. Хемякоски.

**Рудопроявление Янис.** Золото-мышьяковистое проявление Янис расположено в юго-западной части золоторудного поля Алатту-Пякюля-Янис и приурочено к Янисйокинской тоналитовой интрузии (рис. 103). Эта интрузия известна с начала прошлого века (Накман, 1929, 1933) и является самой крупной в составе Суйстамского габбро-плагиогранитного комплекса. Она представляет собой систему сближенных кулисообразных трещинных тел, разделенных в некоторых местах останцами вмещающих терригенных пород и в совокупности образующих, вероятно, сложной морфологии шток с общей длиной ~2,5 км и шириной ~300–500 м (Ивашенко и др., 2002б; Степанов и др., 2004 и др.) (рис. 113). Морфология интрузии определяется крупной зоной правосдвиговых тектонических нарушений север-северо-западного простирания. Ее контакты с вмещающими породами (метапесчаниками, биотитовыми, кордиеритовыми и др. сланцами ладожской серии, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации) субсогласные и кососекущие, субвертикальные и (или) крутопадающие на запад. В экзоконтакте породы рамы ороговикованы, инъецированы маломощными жилами плагиогранит-порфиров и аплитов, местами брекчированы. В эндоконтакте интрузии, а иногда и в ее центральной части отмечаются ксенолиты и линзовидные останцы (до 20 м) вмещающих ладожских сланцев.

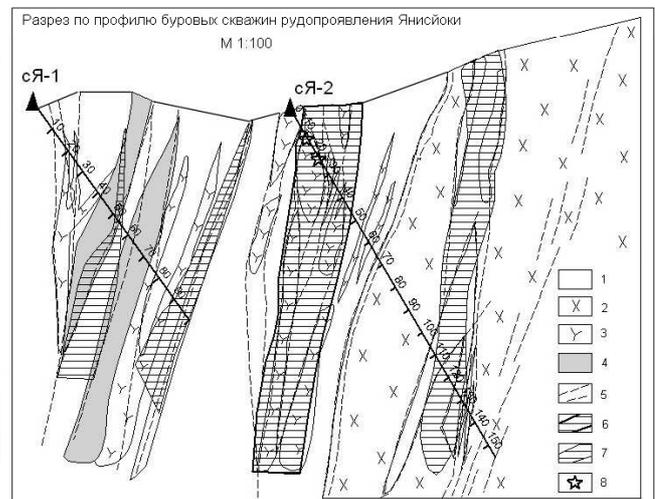
Породы, слагающие интрузию, представлены диоритовыми порфиритами, тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами с доминированием тоналитов. В ее северной части преобладают амфибол-биотитовые тоналиты и диоритовые порфириты, часто содержащие округлые включения мелко-среднезернистых габброидов. На юге в основном развиты тоналит- и плагиогранит-порфиры. Все породы характеризуются неравномерной зернистостью, широкими вариациями содержаний и размеров вкрапленников. Жильная фация представлена дайками тоналит-порфиров, плагиогранит-порфиров и аплитов. Состав петрофаций диорит-плагиогранитного ряда определяется вариациями содержаний, главным образом, плагиоклаза (60–80%), кварца (0–30%), биотита (3–15%), роговой обманки (0–20%). Содержание порфириновых вкрапленников – табличатого плагиоклаза и округлого кварца – варьирует от 0 до 50%. По минеральному составу (плагиоклаз – 30–60%, обыкновенная роговая обманка с реликтами клинопироксена, замещаемая актинолит-тремолитом и биотитом) включения основных пород в тоналитах соответствуют габброидам Суйстамского комплекса и являются, вероятно, еще одним из свидетельств его бимодальности.

**Рис. 113.** Схема геологического строения золоторудного проявления Янис (по: Степанов и др., 2004, с изм.):

1 – тоналит-порфиры; 2 – диорит-порфиры; 3 – дайки: а – дациты, тоналит-порфиры, б – риолиты, аплиты, плагиогранит-порфиры, в – долериты; 4 – пялъярвинская свита ладожской серии: а – песчаники грубослоистые, б – переслаивание биотитовых микросланцев (метаалевролитов), метапесчаников и андалузит-кордиеритовых сланцев; 5 – зоны пропилитизации и березитизации с сульфидной вкрапленностью; 6 – кварцевые жилы с турмалин-хлоритовыми и графитовыми метасоматитами; 7 – зоны сульфидной вкрапленности (по геофизическим данным): а – перспективные на выявление золотого оруденения, б – прочие; 8 – тектонические нарушения: а – главные, б – второстепенные; 9 – геологические границы; 10 – элементы залегания; 11 – слоистость; 12 – рудные пересечения по данным бороздового и кернового опробования, их номера, содержание золота, г/т, мощность (в скобках); 13 – пункты золотой минерализации, их номера: с содержанием золота 4–10 г/т (а), с содержанием золота 1–3 г/т (б); 14 – геохимические аномалии с содержанием золота 0,1–1,0 г/т; 15 – поисковые скважины; 16 – главная рудная зона

**Fig. 113.** Scheme showing the geological structure of the Janis gold occurrence (after Stepanov et al., 2004, with changes):

1 – tonalite-porphry; 2 – diorite-porphry; 3 – dykes: a – dacites and tonalite-porphry, b – rhyolites, aplites and plagiogranite-porphry, c – dolerites; 4 – Pälkjärvi suite, Ladoga series: a – coarse-bedded sandstones, b – interbedding of biotite microschiefs (metasiltstones), metasandstones and andalusite-cordierite schists; 5 – propylitization and beresitization zones with sulphide dissemination; 6 – quartz veins with tourmaline-chlorite and graphite metasomatic rocks; 7 – sulphide dissemination zones (based on geophysical data): a – promising for gold mineralization, b – others; 8 – tectonic dislocations: a – major, b – minor; 9 – geological boundaries; 10 – mode of occurrence; 11 – bedding; 12 – ore intersections as shown by trenching and core sampling, their numbers, gold concentration, g/t, thickness (in parentheses); 13 – gold mineralization points, their numbers: with gold concentration of 4–10 g/t (a), with gold concentration of 1–3 g/t (b); 14 – geochemical anomalies with gold concentration of 0,1–1,0 g/t; 15 – prospecting boreholes; 16 – main ore zone



Породы Янисйокской интрузии (преимущественно диориты) подвержены интенсивной пропилитизации и изменениям, переходным к березитизации. Типоморфными минералами этих изменений являются серицит (мусковит), тремолит, альбит, кварц, пирротин, арсенопирит. Метасоматиты контролируются продольными трещинами, входящими в систему правосдвиговых разрывных нарушений север-северо-западного простирания, и сопряженными поперечными трещинами скола субширотного и восток-северо-восточного простирания. К этим же трещинам приурочены кварцевые и кварц-арсенопиритовые жилы и прожилки.

В геофизических полях (Сергеев и др., 2002) Янисйокская интрузия отмечается зоной положительных аномалий магнитного поля, интенсивностью до 1000 нТл, пониженными значениями кажущегося сопротивления (100–150 Ом) и повышенной поляризуемостью (8–10%). Геологическими наблюдениями установлено, что специфика физических свойств интрузии обусловлена интенсивной тектонической и гидротермально-метасоматической переработкой.

Повышенная магнитная восприимчивость (до  $6 \times 10^{-3}$  ед. СИ), проводимость и поляризуемость интрузивных пород определяются сближенными зонами рассланцевания и пропилитизации с повышенным содержанием пирротина, арсенопирита и других сульфидов. Аномальные зоны повышенной поляризуемости аппроксимируются линейными телами север-северо-западного простирания и обусловлены вкрапленной арсенопиритовой и пирротиновой минерализацией в пропилитах. Эти зоны локализируются в пределах Янисйокской интрузии и в ее западном экзоконтакте.

Золотое оруденение установлено К.И. Степановым и др. (2004) в рассланцованных, пропилитизированных березитизированных интрузивных и в меньшей степени терригенных породах. Содержание золота в метасоматитах, по данным литохимического опробования, колеблется от 0,001 до 13 г/т. Наиболее устойчивым минералом-спутником золота является арсенопирит, образующий тонкую вкрапленность в метасоматитах и мономинеральные прожилки в зальбандах кварцевых жил. Менее устойчива связь золота с шеелитом.

Наиболее высокие содержания золота установлены в кварц-серицитовых метасоматитах по метатерригенным породам и тоналитам западного экзо-эндоконтакта интрузии, где золото, электрум и самородн. серебро ассоциируются с галенитом, самородн. висмутом, мальдонитом, жозеитом-Б, хедлеитом (рис. 114). На геохимическом уровне золоторудные метасоматиты отмечаются аномалиями As, Pb, Sb, W, Ag, Bi.

По данным К.И. Степанова (Ивашенко и др. 2002б), пункты золотой минерализации с содержаниями золота 1 г/т и более сконцентрированы в пределах главной рудной зоны северо-западного простирания, косо секущей Янисйокскую интрузию (рис. 113). В северной части рудопроявления главная рудная зона пересекает терригенные породы западного экзоконтакта интрузии и многочисленные сближенные дайки тоналит-порфиоров, на юге она входит в тоналитовую интрузию.

Установлено, что зоны рассланцевания и метасоматических преобразований в северной части интрузии менее золотоносны, чем в южной, где они сопровождаются интенсивным окварцеванием и кварцевыми жилами мощностью до 3 м, в экзоконтактах которых часто наблюдаются мономинеральные графитовые обособления до 10–15 см мощности. Повышение содержаний кварца и серицита в околорудных метасоматитах ведет к возрастанию в них концентраций мышьяка и золота на 1–2 порядка. Показательно также совпадение векторов повышения золотоносности метасоматитов и увеличения содержаний кремнезема в составе пород интрузии.

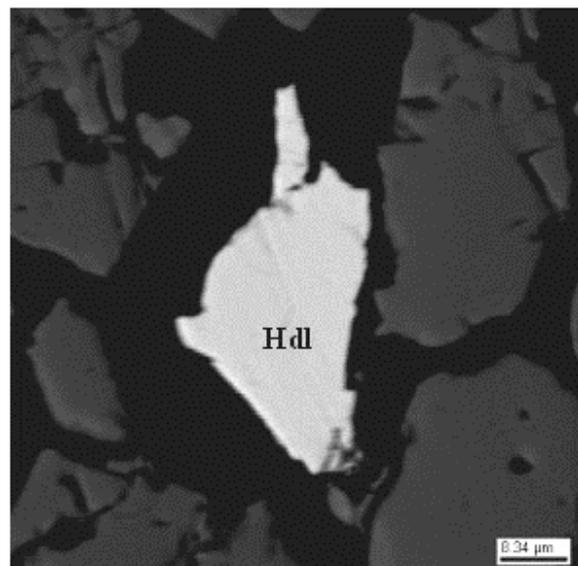
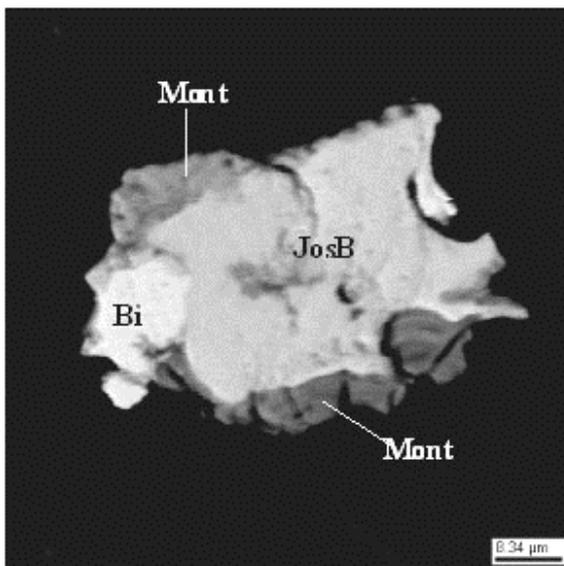
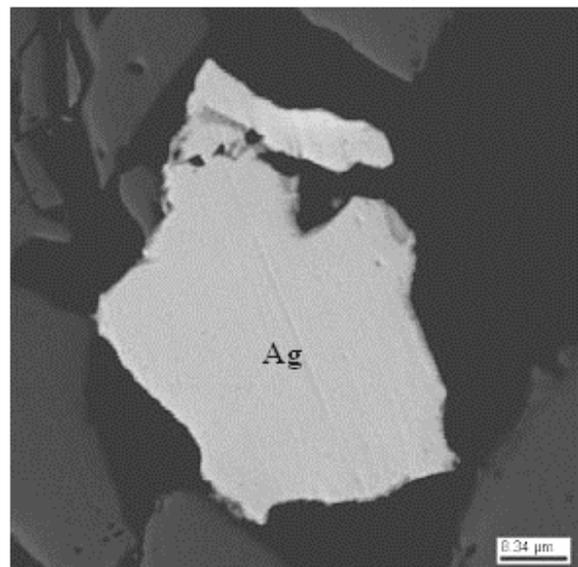
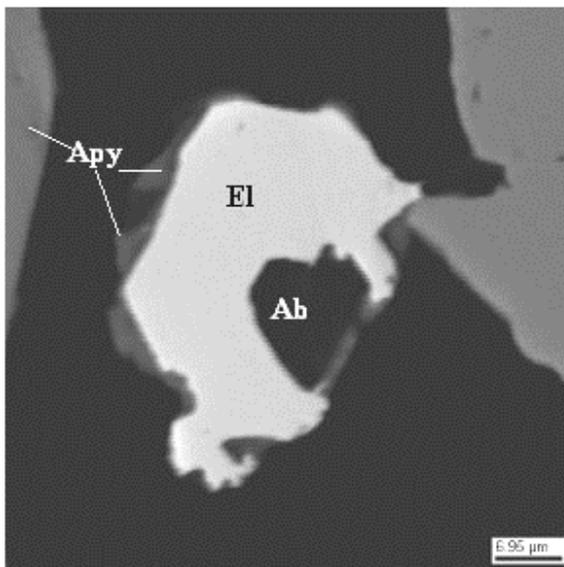
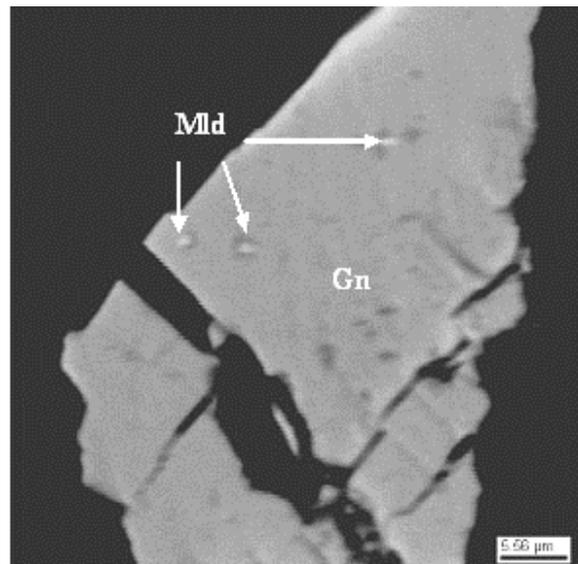
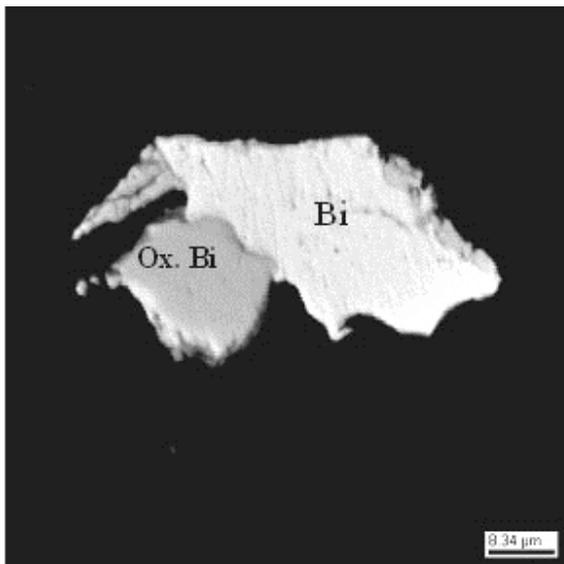
**Рудопроявление Алатту.** По данным (Артамонова и др., 1989), золотосодержащая сульфидная минерализация локализована в пропилитизированных габброидах изометричной в плане штоковидной интрузии Пякюля в 5 км к западу от п. Алатту (рис. 103). Оруденение подсечено несколькими буровыми скважинами, а на дневной поверхности установлено в эндоконтактах штока в его северо-западной и северо-восточной частях вблизи (10–15 м) коренных выходов тоналитов и плагиогранитов.

**Рис. 114.** Редкие рудные минералы (висмут, мальдонит, электрум, серебро, жозеит-Б, монтанит, хедлеит) в метасоматитах золоторудного проявления Янис (по: Степанов и др., 2004):

Bi – висмут самородный, Ox.Bi – оксид висмута; Mld – мальдонит; Gn – галенит; Apy – арсенопирит; El – электрум; Ab – альбит; Ag – серебро самородное; JosB – жозеит-Б; Mont – монтанит; Hdl – хедлеит

**Fig. 114.** Rare ore minerals (bismuth, maldonite, electrum, silver, joseite-B, montanite and hedleyite) in metasomatic rocks from the Janis gold occurrence (after Stepanov et al., 2004):

Bi – native bismuth; Ox.Bi – bismuth oxide; Mld – maldonite; Gn – galena; Apy – арсенопирит; El – electrum; Ab – albite; Ag – native silver; JosB – joseite-B; Mont – montanite; Hdl – hedleyite



Наиболее значительная золотопродуктивная минерализация приурочена к зонам метасоматических преобразований габброидов в местах их прорывания маломощными дайковыми телами тоналитов и гранитпорфиров. Габброиды огнейсованы (аз. пр. 30–40°,  $\perp$  пад. 70–80°), местами катаклазированы. Характерными наложенными минеральными парагенезисами являются биотит-кварц-карбонат-рудный±хлорит, реже карбонат-тремолит-роговая обманка-биотит-рудный и альбит-серицит-кварц-рудный. Рудная минерализация (до 15%) представлена арсенопиритом, пирротинном, магнетитом, пиритом, изредка галенитом и сфалеритом.

Местами метасоматическим изменениям (кварц+серицит) и оруденению подвергаются и гранитоидные дайки, прорывающие габбро. Максимальная мощность рудоносных метасоматитов достигает 4–5 м, а зон расщепления, в которых они занимают центральные части, >10 м. По результатам кернового опробования (Артамонова и др., 1989) содержания золота в метасоматитах варьируют в пределах 0,11–3,9 г/т, в лучшем пересечении (скв. П-46), достигая 0,83 г/т на мощность 3,7 м.

**Рудопроявление Пропилитовое** расположено между рудопр. Пякюля и Кварцевые порфиры в 6 км на запад от п. Алатту (рис. 103). Оно приурочено к амфибол-хлорит-карбонат-кварц±серицит, турмалин-пропилитам, образованным по дайке (аз. пад. 300°, мощность 2 м) андезитовых порфиров (диоритов?), прорывающих ладожские сланцы. Дайка преобразована на всю свою мощность. Рудная минерализация (арсенопирит, пирит, сфалерит) локализована преимущественно в тыловых зонах продвинутой фации пропилитов, представленной сложной морфологии ветвящимися жилками (мощность 1–8 см) зонального строения – с внешней тремолитовой оторочкой и внутренним кварцевым ядром. Содержание золота по единичным штучным пробам составляет – 2–3 г/т.

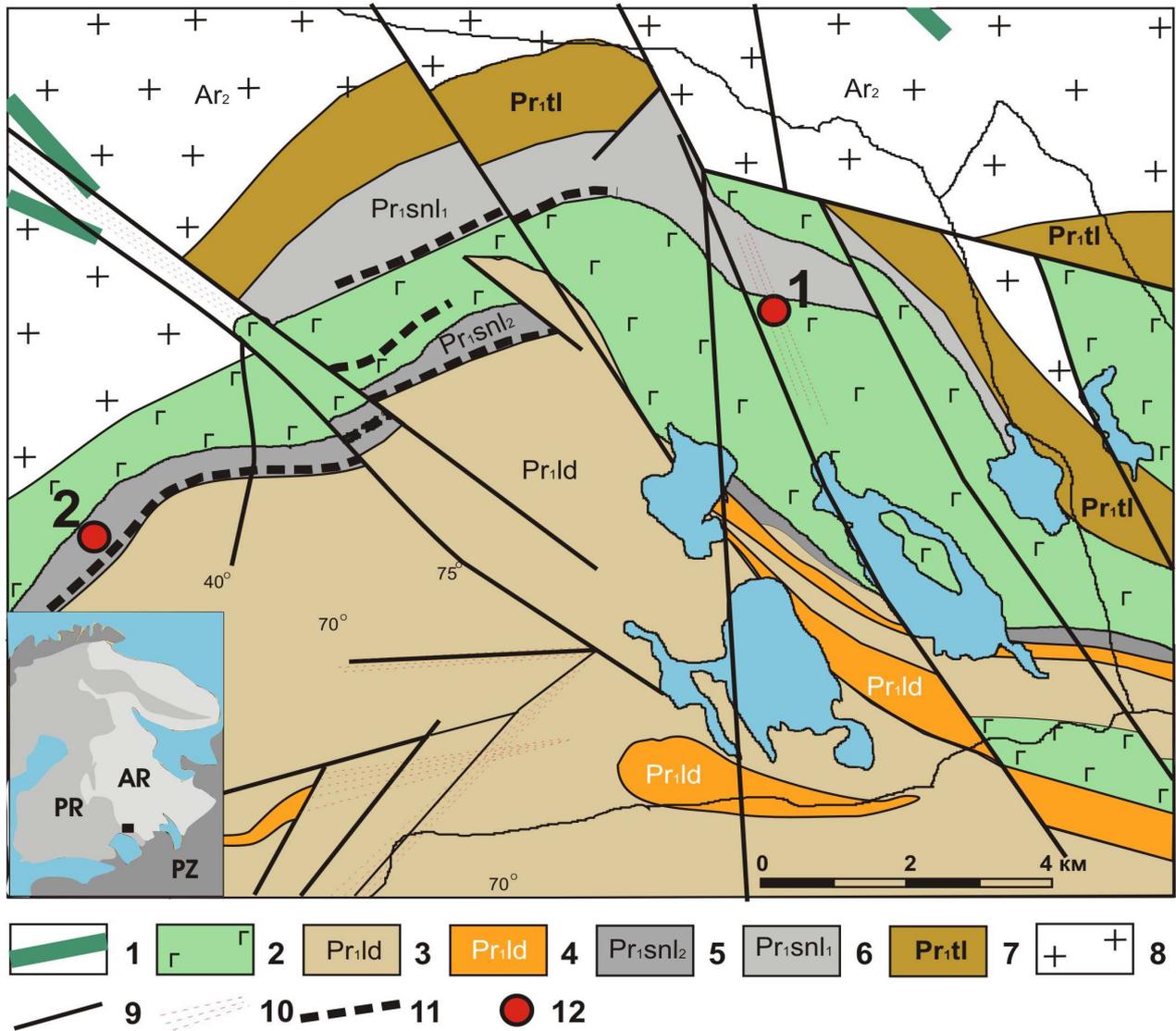
**Рудопроявления Южное Пякюля, Алаампи.** Оруденение золото-сульфидного (мышьяковистого) типа в зонах низкотемпературных гидротермально-метасоматических преобразований (пропилиты, кварц-серицитовые метасоматиты) метатурбидитов ладожской серии (рис. 103). Золотосодержащая рудная минерализация приурочена к зонам интенсивного расщепления и сдвиговых дислокаций метатерригенных образований ладожской серии, развивающихся в местах сочетания резко контрастных по физическим свойствам пород, наследуя элементы ориентировки их плоскостной анизотропии.

Обычно эти зоны локализируются вблизи и параллельно контактам даек Суйстамского комплекса, прорывающих ладожские сланцы, а также в разрезах, состоящих преимущественно из пластичных метаалевролитов с выдержанными по мощности и составу пачками хрупких метакварцитов или кварцитопесчаников. Последние подвергаются тектоническому брекчированию, а метаалевролиты – расщеплению и низкотемпературным метасоматическим преобразованиям березит-пропилитового типа, сопровождающимся развитием золотонесущей сульфидной минерализации с преобладанием арсенопирита.

Вследствие того что все выявленные к настоящему времени золоторудные проявления такого типа пространственно ассоциируются с интрузивными образованиями Суйстамского комплекса, представляется целесообразным предполагать и их генетическую сопряженность. Мощность рудоносных зон достигает первых метров, а содержания золота 1–3 г/т. Характер распределения золота в метасоматитах отличается большей выдержанностью по сравнению с рудоносными зонами в тоналитах.

### **Золото-теллуридное проявление Райконкоски**

Рудопроявление Райконкоски находится в 2 км северо-западнее одноименного поселка в Суоярвском районе Республики Карелия, вблизи контакта гранитогнейсов архея и вулканогенно-осадочных образований соанлахтинской свиты нижнего протерозоя (рис. 115). Первые признаки медно-свинцовой рудной минерализации на участке Карьер Райконкоски были выявлены в 2004 г. ООО «Карелприродресурс» при разработке месторождения долеритов для производства щебня. Впоследствии совместными исследованиями Института геологии КарНЦ РАН в г. Петрозаводске (В.И. Иващенко, О.Б. Лавров) и Университета г. Турку в Финляндии (К. Сундблад) была установлена Au-Ag-Bi-Te-Se специализация оруденения Райконкоски с высокими содержаниями соответствующих элементов (Au – до 25,28 г/т; Ag – до >0,1%; Bi – до 1%; Te – до 171 г/т; Se – до 219 г/т). Анализы выполнялись в лабораториях ИГ КарНЦ РАН (спектральный, атомно-абсорбционный, пробирный) и АКМЕ в Канаде (ICP); микронзондовые исследования – в ИГ КарНЦ РАН (сканирующий электронный микроскоп Tescan VEGA).



**Рис. 115.** Схема геологического строения района рудопроявления Райконкоски (Артамонова и др., 1989, с доп.):

1 – габбродиабазы (дайки); 2 – долериты, габбродолериты (силл); 3, 4 – ладожская серия: 3 – ритмично переслаивающиеся метапесчаники, метакарциты, метагравелиты, плагиоклаз-биотит-кварцевые сланцы и их высокоглиноземистые со ставролитом и андалузитом разновидности; 4 – карбонатные породы; 5, 6 – соанлахтинская свита: 5 – верхняя подсвита (углеродсодержащие биотит-серицит-хлоритовые, талько-хлоритовые, амфиболсодержащие сланцы с прослоями пиритовых руд, чередующиеся с метадолеритами); 6 – нижняя подсвита (переслаивание пестроцветных доломитов, мраморов с кварц-биотитовыми, серицит-талько-хлоритовыми сланцами, иногда углеродсодержащими с подчиненными телами метадолеритов); 7 – туломозерская свита: красноцветные доломиты с прослоями кварц-серицит-хлоритовых, карбонат-хлоритовых сланцев, песчаников и гравелитов в основании разреза; 8 – архейский ремобилизованный фундамент (гранито-гнейсы, гнейсы, гранитоиды); 9 – тектонические нарушения; 10 – сдвиговые дислокации, зоны расланцевания, смятия, милонитизации; 11 – горизонты рудоносных (Mo, V, полиметаллы, элементы платиновой группы) графитистых сланцев; 12 – рудопроявления: 1 – Райконкоски (Au, Ag, Te, Se, Bi, Cu, Pb); 2 – Полвилампи (Mo, V, полиметаллы)

**Fig. 115.** Scheme showing the geological structure of the Raikonkoski ore occurrence area (Artamonova et al., 1989, supplemented):

1 – gabbro-diorite (dykes); 2 – dolerites, gabbro-diorite (sill); 3, 4 – Ladoga series: 3 – rhythmically-interbedded metasandstones, metaquartzites, metagranulites, plagioclase-biotite-quartz schists and their alumina-rich varieties with staurolite and andalusite; 4 – carbonate rocks; 5, 6 – Soanlahti suite: 5 – upper subsuite (carbonaceous biotite-sericite-chlorite, talc-chlorite and amphibole-bearing schists with pyrite ore interbeds alternating with metadolerites); 6 – lower subsuite (interbedding of mottled dolomites and marbles with quartz-biotite and sericite-talc-chlorite schists, occasionally with carbonaceous shales with minor metadolerite bodies); 7 – Tulomozerskaya suite: red dolomites with quartz-sericite-chlorite and carbonate-chlorite schists, sandstones and gravelstones at the base of the sequence; 8 – remobilized Archaean basement (granite gneisses, gneisses and granitoids); 9 – tectonic dislocations; 10 – shearing, schistosity, folding and mylonitization zones; 11 – ore-bearing (Mo, V, base metals, platinum-group elements) graphite schist horizons; 12 – ore occurrences: 1 – Raikonkoski (Au, Ag, Te, Se, Bi, Cu, Pb); 2 – Polvilampi (Mo, V and base metals)

Рудопроявление Райконкоски представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадолеритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR<sub>1</sub>, имеющей на данном участке мощность более 1750 м и подразделяющейся на две подсвиты. Нижняя подсвита, мощностью до 750 м, – пестроцветные доломиты и мраморы, кварц-биотитовые, серицит-талко-хлоритовые сланцы (частично по туфам и метапорфиритам), иногда углеродсодержащие с подчиненными телами базальтов и метапорфиритов. Верхняя подсвита, мощностью более 1000 м, характеризуется широким участием углеродистых и высокоуглеродистых биотит-серицит-хлоритовых, талко-хлоритовых амфиболсодержащих сланцев, чередующихся с пластовыми телами базальтов и долеритов и содержащих прослой пирит-пирротиновых руд. Черные сланцы с пирит-пирротиновой минерализацией имеют аномальные содержания ряда редких, цветных и благородных металлов (Mo, V, Cu, Pb, Zn, Pt, Au, Ag).

Отложения соанлахтинской свиты перекрываются высокоглиноземистыми турбидитами ладожской серии калевия, включающими прослой и крупные линзы карбонатных пород.

Рудоносные жилы проявления Райконкоски (общим числом 5–6 в пределах карьера) имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на юго-запад-запад. Они приурочены к осевым частям зон сдвиговых дислокаций мощностью до 1–1,5 м и видимой протяженностью в плане до 70–100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Сдвиговые зоны выполнены хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми метасоматитами и их кварцсодержащими разновидностями. Помимо рудоносных карбонат-кварцевых и кварцевых жил мощностью до 0,4–0,6 м в них отмечаются деформированные фрагменты карбонат-кварцевых прожилков с крайне неравномерной вкрапленностью сульфидов.

Рудная минерализация в жилах чрезвычайно разнообразна. Она подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пиритовую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометаллную с интерметаллическими соединениями. Продуктивными среди них на золото и серебро являются две последние ассоциации. В рудах Райконкоски содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10%, что подтверждается высокими содержаниями соответствующих элементов (табл. 68).

Таблица 68. Содержание рудных элементов в карбонат-кварцевых жилах рудопроявления Райконкоски  
Table 68. Ore element content of carbonate-quartz veins in the Raikonkoski ore occurrence

№ проб	Au г/т	Ag г/т	Te г/т	Se г/т	Bi г/т	Pb масс. %	Cu масс. %	Zn масс. %	As г/т	Sb г/т
1		460			320	>1,0	0,68	0,015		
3		100			220	>1,0	0,032	0,10		
3a	1,84	64								
3b	4,47	67								
R1	0,03	41								
2		>1000			2200	>1,0	>1,0	0,032		
KS0543	0,01	78,6	61	178	189,4	4,42	1,11	0,03	<0,5	2,8
4		>1000			>10000	>1,0	>1,0	>1,0		
5		>1000			10000	>1,0	>1,0	>1,0		
R1a	0,09	230	120							
6	0,03	3,0								
7	0,03	1,0								
KS0556	1,04	88,3	171	140	332,7	0,13	2,56	0,04	4,0	0,3
KS0557B	0,01	2,1		5,7	5,2	0,01	0,05		0,9	0,1
KS0557	25,28	23,9	17	49,8	43,0	0,05	1,37	0,02	<5	0,1
KS0558	18,72	91,6	155	219	318,4	0,20	4,85	0,09	0,5	0,1
KS0559		7,7		32,1	0,3	0,01	0,02		5,0	0,1

Примечание. Анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН (атомно-абсорбционный, пробирный) и АСМЕ в Канаде (ICP).

Note. Samples were analysed at IG, KarRC, RAS (atomic absorption and fire assay) and ACME in Canada (ICP).

Кроме вышеназванных в той или иной степени обогащенных  $\text{Bi}$ ,  $\text{Te}$ ,  $\text{Se}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Au}$  минеральных ассоциаций, распространенных на рудопроявлении Райконкоски, здесь отмечается также ассоциация (магнетит, ильменит, рутил, пирит, пирротин, халькопирит), отражающая первичную геохимическую специфику вмещающих жилы долеритов. Она встречается в экзоконтактах карбонат-кварцевых жил, сложенных метасоматически измененными долеритами, имеющими неотчетливо проявленную тонкополосчатую текстуру, подчеркиваемую распределением амфибола и кварц-карбонатных агрегатов с хлоритом, эпидотом и альбитом. Долериты подверглись хлоритизации, карбонатизации, окварцеванию, местами турмалинизации. Мощность зон метасоматических преобразований долеритов достигает 30–40 см. Рудная минерализация в них представлена преимущественно тонкозернистым пиритом, содержание которого достигает 30–40%, пирротин, магнетитом, ильменитом, рутилом, халькопиритом и более поздними – сфалеритом, борнитом, халькозином, анилитом, галенитом, самородными цинкистой медью ( $\text{Zn}$  – до 35%), медью с примесью олова ( $\text{Sn}$  – 20–30%), медью с примесью никеля ( $\text{Ni}$  – 3%), железом, свинцом с примесью мышьяка (1,5%), серебром. Размер выделений самородных металлов составляет 1–20 мкм.

Карбонат-кварцевые жилы состоят из кварца, кальцита, хлорита, альбита, серицита, редко встречающегося барита и рудных минералов. Кварц – сильно катаклазирован, гранулирован. В его крупных зернах наряду с облачным волнистым погасанием иногда проявлено тонкое полисинтетическое двойникование. Карбонат сосредоточен преимущественно в зальбандах жил, слагая зонки, выполненные ксеноморфными зернами размером до 2 мм. Двойники в них часто деформированы (с признаками микросдвигов), пересекаются микропрожилками кварца. Рудная минерализация большей частью приурочена к зоне контакта кварцевой и карбонатной составляющих жил. Хлорит – светло-зеленый листоватый размером до 0,5 мм образует гломерозернистые скопления. Альбит – в единичных зернах в ассоциации с карбонатом. Серицит – единичные чешуйки в карбонате. Пирит выделялся до карбоната. Все остальные рудные минеральные ассоциации одновременно с ним и после. Характерны микропрожилки карбоната с халькопиритом, выполнение которых по простиранию неоднократно меняется от монокарбонатного к рудному и комбинированному.

Пирит в карбонат-кварцевых жилах, как и минерализация более поздних ассоциаций и карбоната, характеризуются крайне неравномерным распределением. Макроскопически интервалы по падению жил в несколько метров часто выглядят безрудными или содержащими только пирит. Однако при детальном инструментальном исследовании в них устанавливаются галенит, халькопирит, сфалерит, висмутотеллуриды и самородные металлы – серебро, медь, но содержание их обычно незначительное. Пирит содержит микровключения халькопирита, пирротина, самородных свинца и серебра. Часто подвергается грануляции и пересекается карбонатными микропрожилками.

Полисульфидная минеральная ассоциация (халькопирит, кубанит, борнит, сфалерит, галенит и др.) является доминирующей на рудопроявлении. Она образует вкрапленность, прожилки, гнезда и сплошные массивные агрегаты. Халькопирит отмечается в совместных сростаниях с галенитом, сфалеритом, гесситом и висмутотеллуридами, часто содержит графические выделения кубанита, микровключения сфалерита звездчатой морфологии, галенита и реже пирротина следующего состава ( $\text{Fe}_{0,75}\text{Co}_{0,15}\text{Ni}_{0,02}\text{Cu}_{0,07}\text{S}_{1,01}$ ). Пересекается микропрожилками пирита, содержащего  $\text{Cu}$  (5,73%) и  $\text{Ni}$  (0,94%). Сфалерит маложелезистый с повышенным содержанием кадмия (2,34–4,35%). Кубанит содержит  $\text{Ni}$  – 0,74–1,08%,  $\text{Co}$  – 3,83–5,45%.

Галенит-висмутотеллуридная минеральная ассоциация по видовому разнообразию (>20 минералов) самая обширная на рудопроявлении Райконкоски. Состав галенита почти без разрывов меняется от собственно галенита ( $\text{Se} < 1\%$ ) до клаусталита ( $\text{Se} > 20\%$ ). Встречаются также фазы промежуточного состава между клаусталитом и алтаитом –  $(\text{Pb}_{0,80}\text{Bi}_{0,23})_{1,03}(\text{Se}_{0,73}\text{Te}_{0,24})_{0,97}$ ,  $\text{Pb}_{1,1}(\text{Se}_{0,80}\text{Te}_{0,10})_{0,90}$ . Часто в нем отмечаются повышенные содержания висмута (до 6%) и серебра (до 0,5%). Висмутотеллуриды, иногда содержащие примеси селена, свинца, реже серебра и меди (табл. 69), представлены в полном объеме системы  $\text{Bi-Te}$  (хедлейит, пильзенит, цумоит, теллуровисмутит). Кроме этого, диагностированы фазы близкие к составам  $\text{Bi}_3\text{Te}$ ,  $\text{Bi}_3\text{Te}_2$ ,  $\text{BiTe}_4$ ,  $\text{PbBiTe}$ . Для висмутотеллуридов характерны графические сростания с галенитом и гесситом размером не более 1 мм (рис. 116d). Иногда к этой триаде минералов добавляется вольтскит –  $\text{Ag}(\text{Bi}_{0,88}\text{Pb}_{0,22})\text{Te}_{1,48}\text{Se}_{0,39}$ ,  $\text{AgBi}_{1,05}\text{Te}_{1,95}$  или он присутствует вместо галенита. В другой ассоциации вольтскит часто локализуется на границе зерен галенита и халькопирита либо заключен в выделениях галенита. Встречаются также более сложные симплектитовые

агрегаты, состоящие из доминирующего теллурида висмута (пильзенит-цумоит), халькопирита, галенита, гессита и гринокита –  $(\text{Cd}_{0,94}\text{Te}_{0,03}\text{Fe}_{0,03})_{1,00}(\text{S}_{0,99}\text{Se}_{0,01})_{1,00}$  (рис. 116е, ф), образовавшиеся, вероятно, за счет разложения сульфосоли сложного состава. Гессит помимо графических и симплектитовых сростаний с перечисленными минералами отмечается в ассоциации с петцитом, электрумом и золотом, а также в виде самостоятельных выделений (до 1 мм) и микровключений в пирите и кварце. Вне зависимости от ассоциации состав гессита мало меняется (табл. 69), но иногда он содержит золото (до 3%). Значительно реже встречается другой теллурид серебра – штюццит  $\text{Ag}_{4,35}\text{Te}_3$ . Петцит ( $\text{Au}_{1,18}\text{Ag}_{2,83}\text{Cu}_{0,10}\text{Te}_{1,88}$ ;  $\text{Au}_{1,20}\text{Ag}_{2,88}\text{Te}_{1,92}$ ;  $\text{Au}_{1,06}\text{Ag}_{2,96}\text{Te}_{1,97}$ ) обычно находится только в присутствии электрума или самородн. золота, образуя зонку, отделяющую их от гессита (рис. 116а, б).

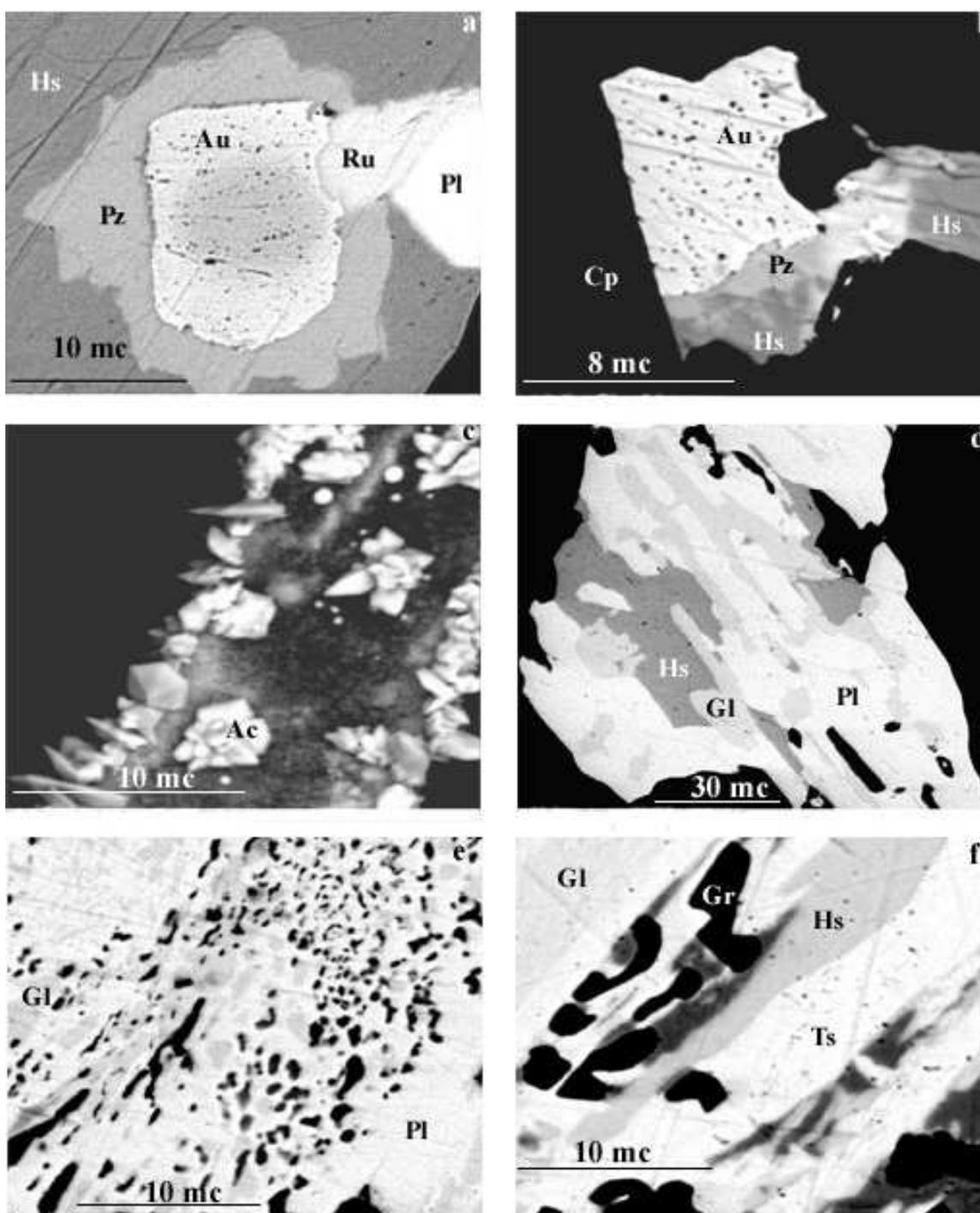
Таблица 69. Химический состав, масс.%, благороднометалльных и Te-Bi-Se-Pb минералов золото-теллуридного рудопроявления Райконкоски

Table 69. Chemical composition of noble-metal and Te-Bi-Se-Pb minerals from Raikonkoski the gold-telluride ore occurrence

Минерал	Au	Ag	Te	Se	Bi	Pb	Cu	Fe	S	Total
Золото сам.	71,21	28,79								100,00
	71,05	28,95								100,00
	81,79	18,21								100,00
Петцит	29,72	38,87	30,60				0,82			100,00
	26,50	40,22	31,53				1,74			100,00
Волынскийт		19,34	33,95	5,52	33,04	8,14				100,00
		18,81	43,34		37,85					100,00
		18,72	43,35		37,93					100,00
		16,62	41,25	3,03	33,42		5,68			100,00
Хедлейт			26,23		73,77					100,00
Пильзенит			27,92	2,43	67,90		1,06	0,68		100,00
			31,99		68,01					100,00
			34,33		65,67					100,00
			25,88	3,20	70,25		0,67			100,00
Цумоит			39,34		56,79	3,87				100,00
		2,25	39,94		57,81					100,00
			34,36		62,46	3,16				100,00
		2,25	38,43		54,65	4,67				100,00
Теллури-висмутит		1,86	35,33	1,11	49,19					100,00
Теллур самород.			75,57		24,43					100,00
		1,44	84,05		14,51					100,00
Гессит		61,33	38,67							100,00
		62,51	37,49							100,00
	4,02	57,89	36,98				1,11			100,00
Штюццит		55,11	44,89							100,00
	1,17	56,30	42,53							100,00
Жозеит В			22,24	3,49	67,03			7,24		100,00
Лайтакарит			21,20	3,61	64,43			10,12		100,00
Галенит селенсод.				1,96		85,17			12,87	100,00
				5,70		82,63			11,67	100,00
				8,78		80,95			10,27	100,00
			2,75	10,72		78,31			8,22	100,00
				13,39		79,93			7,65	100,00
				15,30		78,58			6,12	100,00
				17,41		78,83			7,78	100,00
Клаусталит			4,40	20,64		74,95				100,00
				21,20		78,80				100,00
				28,10		71,90				100,00
Раклиджит			30,97	3,63	49,95	16,14				100,00

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены в ИГ КарНЦ РАН на электронном микроскопе «Tescan», аналитик А.Н. Терновой. Анализы нормализованы к 100%.

Note. Microprobe analyses were performed in the Karelian Research Centre on a Tescan electron microscope. Samples were analysed by A.N. Ternovoy. Analyses are normalized to 100%.



**Рис. 116.** Электронные микрофотографии рудных минералов рудопроявления Райконкоски: **a)** самородное золото (**Au**), петцит (**Pz**), раклиджит (**Ru**) и пильзенит (**Pl**) в гессите (**Hs**); **b)** самородное золото (**Au**), петцит (**Pz**) и гессит (**Hs**) в халькопирите (**Cp**); **c)** акантит (**Ac**) в кальците; **d)** графические срастания пильзенита (**Pl**) с галенитом (**Gl**) и гесситом (**Hs**); **e)** симплектитовые срастания пильзенита (**Pl**), галенита (**Gl**) и гринокита (черное); **f)** графические срастания цумоита (**Ts**), галенита (**Gl**), гессита (**Hs**) и гринокита (**Gr**)

**Fig. 116.** Electronic microphotographs of ore minerals from the Raikonkoski ore occurrence: **a)** native gold (**Au**), petzite (**Pz**), rucklidgeite (**Ru**) and pilsenite (**Pl**) in hessite (**Hs**); **b)** native gold (**Au**), petzite (**Pz**) and hessite (**Hs**) in chalcopyrite (**Cp**); **c)** acanthite (**Ac**) in calcite; **d)** graphic intergrowths of pilsenite (**Pl**) with galena (**Gl**) and hessite (**Hs**); **e)** symplectitic intergrowths of pilsenite (**Pl**), galena (**Gl**) and greenockite (black); **f)** graphic intergrowths of tsumoite (**Ts**), galena (**Gl**), hessite (**Hs**) and greenockite (**Gr**)

Составы ряда минеральных фаз висмутотеллуридной ассоциации близки к составам раклиджита –  $Pb_{0,91}Bi_{2,74}(Te_{2,82}Se_{0,53})_{3,35}$ , жозеита-Б –  $Bi_{2,51}Cd_{0,05}Te_{1,44}Se_{0,37}S_{2,64}$ , теллуристой разновидности лайтакарита –  $(Bi_{2,51}Te_{1,44}Cd_{0,05})_{4,00}(Se_{0,36}S_{2,64})_{3,00}$ , сульфозумоита, қавацулита, жозеита-Б, другие даже в грубом приближении не соответствуют ни одному из известных минералов рассматриваемой системы –  $PbBi_{2,11}(Te_{1,72}Se_{0,34})(?)$ ,  $AgBi_{2,36}Te_{2,91}Se_{0,79}(?)$ ,  $Pb_3Te_2Se_2(?)$ .

Самороднометалльная минеральная ассоциация представлена самородными золотом, серебром, электрумом, висмутом, теллуrom, селеном, медью, свинцом, оловом, железом и акантитом. Размер выделений большинства из них, за исключением висмута и теллура, не превышает 20 мкм. Самородное золото преимущественно пластинчатой морфологии встречается в жильном кварце, халькопирите и галените, ассоциируясь с висмутотеллуридами, петцитом и гесситом (рис. 116а, б). По составу оно варьирует незначительно – Au (64,16–81,79), Ag (18,21–35,84), иногда содержит Hg – 7,76%, Se – 0,94%, Te – 4,99%. Самородное серебро отмечается в виде дендритоподобных микровключений в большинстве рудных минералов и кварце. Акантит – один из самых поздних минералов, встречается в виде скелетных микровключений в кварце и карбонате, а также представлен многочисленными идиоморфными кристаллами в карбонатных микрожеодах (рис. 116с). Самородный висмут образует единичные зерна размером около 5 мкм в жильном кварце, нарастает на грани галенита и отмечается в нем в виде включений. Самородный теллур с примесью висмута до 25% встречается в субграфических сростаниях с галенитом и гесситом. Самородный селен – единичное микровключение в пирите.

Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудоносными карбонат-кварцевыми жилами, по данным бурения, интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Mo – 0,022–0,046%, Cu – 0,05%, Pb – 0,032%, Zn – 0,05%, V – 0,1–0,15%, Ag – 1–3 г/т, Au и элементов платиновой группы. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковелин, галенит, клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~35%), никель, железо, олово (Pb – 5%), свинец (Sb – 7%, Sn – 5%), серебро. Пирит, халькопирит и галенит представлены двумя генерациями. Галенит-1 находится в виде мелких включений в халькопирите. Он не содержит селена. Галенит-2 (Se – 5–20%) – более крупные самостоятельные выделения, приуроченные обычно к кварцевым прожилкам. Клаусталит слагает скопления мелких (5–10 мкм) ксеноморфных зерен в графите. В такой же позиции отмечается ксенотим. Размер его выделений достигает 0,5 мм. Самородные металлы в черных сланцах представлены преимущественно мелкими (2–20 мкм) ксеноморфными зернами, наиболее распространенным среди них является цинкистая медь.

Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в области сочленения Карельского кратона (AR<sub>2</sub>) и Свеккофеннского складчатого пояса (PR<sub>1</sub>). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (селенистый галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

Процесс формирования рудной минерализации охватывал широкий температурный интервал – от 550 °C (по наличию звездчатых включений сфалерита в халькопирите) до <170 °C (присутствие акантита, гессита и др.) (Парк, Мак-Дормид, 1966; Afifi et al., 1988). Золото-теллуридные ассоциации выделялись преимущественно в заключительные стадии процесса рудообразования, хотя активность селена и теллура в растворах была достаточно высокой и в условиях средних температур. Свидетельство этому практически полная смесимость галенит-клаусталит и галенит-алтаит, происходящая при температуре >300 °C (Парк, Мак-Дормид, 1966; Afifi et al., 1988). Широкое распространение симплектитовых сростаний минералов системы Bi-Te-Ag-Se-Pb на рудопроявлении Райконкоски свидетельствует о высокоградиентных изменениях условий кристаллизации минералов. Это в совокупности с широким температурным интервалом (>400 °C) эволюции рудного процесса и с видовым многообразием теллуридной (14 минералов) и самороднометалльной (13 минералов) минерализации, своеобразным «сгущиванием» разнотемпературных ассоциаций определяет вероятную принадлежность рудопроявления Райконкоски к ксенотермальному типу месторождений, выделенному А.Ф. Баддингтоном (Парк, Мак-Дормид, 1966; Сидоров, 2003) и объединяющему признаки

эпитермальных и мезотермальных месторождений, контролируемых зонами сдвиговых дислокаций. В то же время рудопроявление Райконкоски имеет сходство с богатыми теллуром эпитермальными месторождениями «щелочного», золото-теллуридного или А-типа (Коваленкер, 2002; Richards, Kerrich, 1993), характеризующегося тесной связью с магматизмом повышенной щелочности и своеобразными геохимической (Te-V-F) и минеральной (теллуриды золота, серебра и других металлов, флюорит, роскоэлит, ванадийсодержащие сульфиды) ассоциациями, и, возможно, подвергшееся реювенации (Рундквист, 1993).

Помимо рудопроявления Райконкоски в области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса, являвшейся зоной конвергентного взаимодействия океанической и континентальной плит, известно еще несколько имеющих с ним некоторое геохимическое сходство рудопроявлений (Вуохенлампи, Ag – 0,2%, Койтонъярви, Au – 3,5 г/т, Сярка, Pb – >1%), что, вероятно, свидетельствует о перспективности данной зоны в целом на благороднометалльное оруденение.

Учитывая, что многие ксенотермальные и эпитермальные А-типа месторождения золота и серебра (Сидоров, 2003; Richards, Kerrich, 1993) являются крупнейшими промышленными объектами, перспективы рудопроявления Райконкоски и области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса на благороднометалльное оруденение представляются значительными.

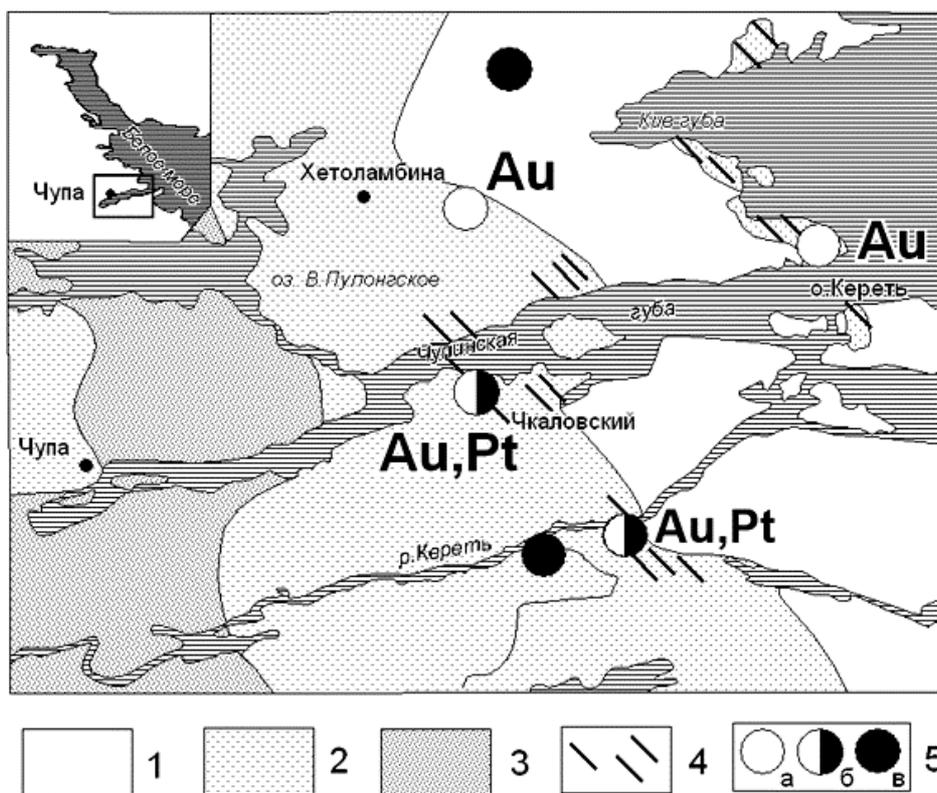
#### 4.2.1.4. Беломорский мобильный пояс

В Беломорском мобильном поясе проявления благороднометалльной рудной минерализации свекофеннского возраста, относящиеся, вероятно, к мезотермальному орогеническому типу, контролируются разномасштабными (мощность – до 100 м, протяженность – до км) зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им диафторитов фации биотит-мусковитовых гнейсов (рис. 117). Эти рудные объекты по некоторым своим параметрам предположительно соответствуют промышленному типу комплексных (с Au и МПГ) большеобъемных месторождений с невысокими содержаниями рудных элементов, но значительными запасами. Они известны в беломорском комплексе Северной Карелии и охарактеризованы на Лоушском, Плотинском, Малиноваракском участках (Ручьев, 2002), а в последние годы выявлены в пределах Климовского рудного узла (Петров и др., 2007), который в этом аспекте является наиболее перспективным.

В составе беломорского комплекса Северной Карелии выделяется совокупность геологических образований, отвечающая области распространения пород чупинской и хетоламбинской толщ (тектонических покровов) Чупино-Беломорского зеленокаменного пояса – ЧБЗП (Ахмедов и др., 2005), подвергшегося, вероятно, впоследствии раннепротерозойскому рифтингу. Обстановка неоднократно активизированного ЧБЗП оценивается как потенциально-продуктивная в отношении формирования благороднометалльного оруденения, что подтверждается выявлением прямых признаков комплексной благороднометалльной минерализации в породах чупинской и хетоламбинской (Ручьев, 2001, 2005; Ахмедов и др., 2005) толщ, содержащих в качестве акцессорных минеральных фаз теллуриды и висмутиды палладия, платины и золота – мончеит, майченерит, меренскит, самородн. висмут (Ахмедов и др., 2005), а также впервые установленные в них муассонит, когенит, чалипит и др. карбиды, самородные – золото, серебро, железо, никель, медь, цинкистая медь, свинец, олово и др. (Ручьев, 2001, 2002, 2005).

Наиболее перспективными в региональном металлогеническом аспекте, вероятно, являются гнейсы чупинской толщи, сопоставляемой с верхней терригенной частью обобщенного разреза зеленокаменных поясов. Гнейсам всех минеральных фаций свойственно повышенное фоновое содержание благородных металлов (табл. 70), которое определяется особенностями протолита и характером процессов его переработки в архее и протерозое (2,9–1,75 млрд лет назад) (Ручьев, 2001, 2005 и др.).

В качестве наиболее золотоносного выделен свекофеннский (1,96–1,75 млрд лет) структурно-метаморфический комплекс, представленный разномасштабными, в т. ч. очень крупными (мощность – до нескольких сотен метров, прослеженная длина по простиранию – до нескольких километров) зонами сдвиговых дислокаций и сингенетичных им диафторитов фации биотит-мусковитовых гнейсов (гнейсов-4) (Голубев и др., 2007). Сдвиговые дислокации характеризуются полифазной историей формирования, обусловившей их сложную внутреннюю структуру и взаимоотношения.



**Рис. 117.** Схема размещения рудопоявлений золота и платины в Чупино-Лоухском районе (по: Ахмедов и др., 2001, с доп.):

1 – керетская свита (биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы); 2 – хетоламбинская свита (амфиболовые гнейсы, амфиболиты); 3 – лоухская свита (кианит-гранат-биотитовые гнейсы); 4 – зоны сульфидизации; 5 – колчеданные рудопоявления: а – золото-рудные, б – комплексные благороднометалльные (Au, Pt, Pd, Ag), в – неустановленной специализации

**Fig. 117.** Scheme showing the distribution of gold and platinum occurrences in the Chupa-Louhi area (after Akhmedov et al., 2001, supplemented):

1 – Keret suite (biotite gneisses and granite gneisses); 2 – Khetolambino suite (amphibole gneisses and amphibolites); 3 – Louhi suite (kyanite-garnet-biotite gneisses); 4 – sulphidization zones; 5 – pyrite ore occurrences: a – auriferous, b – complex noble-metal (Au, Pt, Pd, Ag), c – uncertain specialization

**Таблица 70. Содержание благородных металлов в гнейсах чупинской свиты (Ручьев, 2002)**

**Table 70. Noble-metal content of Chupa gneiss (Ruchyov, 2002)**

Элемент	Минеральная фация	n	Содержание (X), ppb			
			X <sub>мин.</sub>	X <sub>ср.</sub>	X <sub>макс.</sub>	S
Au	гнейс-1	38	<2	24	149	31
	гнейс-2	31	<2	17	114	20
	гнейс-3	34	<2	51	730	128
	гнейс-4	52	<2	108	4082	565
Pt	гнейс-1	30	<5	37	326	68
	гнейс-2	28	<5	77	283	73
	гнейс-3	25	<5	4	20	5
	гнейс-4	41	<5	13	102	21
Pd	гнейс-1	30	<5	20	432	79
	гнейс-2	28	<5	16	118	22
	гнейс-3	25	<5	5	81	16
	гнейс-4	23	<5	8	46	12
Ir	гнейс-1	20	<5	140	729	209
	гнейс-2	26	5	63	226	61
	гнейс-3	12	<5	43	146	38
	гнейс-4	21	<5	38	222	62

*Примечание.* Аналитические методы: пробирный атомно-абсорбционный (ЦНИГРИ, Москва; ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск); микропробирный нейтронно-активационный («ЦЛАВ» ГЕОХИ РАН, Москва) и экстракционный атомно-абсорбционный (ИГ КарНЦ РАН). При расчете среднего содержания, меньшее чувствительности метода, принималось равным нулю. n – число проанализированных образцов; S – стандартное отклонение.

*Note.* Analytical methods used: fire assay-atomic absorption (CNIGRI, Moscow; IG, KarRC, RAS, Petrozavodsk); microfire assay neutron activation (TSLAV GEOHI, RAS, Moscow) and extraction atomic absorption (IG, KarRC, RAS). When calculating a mean value, concentration lower than method sensitivity was assumed to be zero. n – number of samples analysed; s – standard deviation.

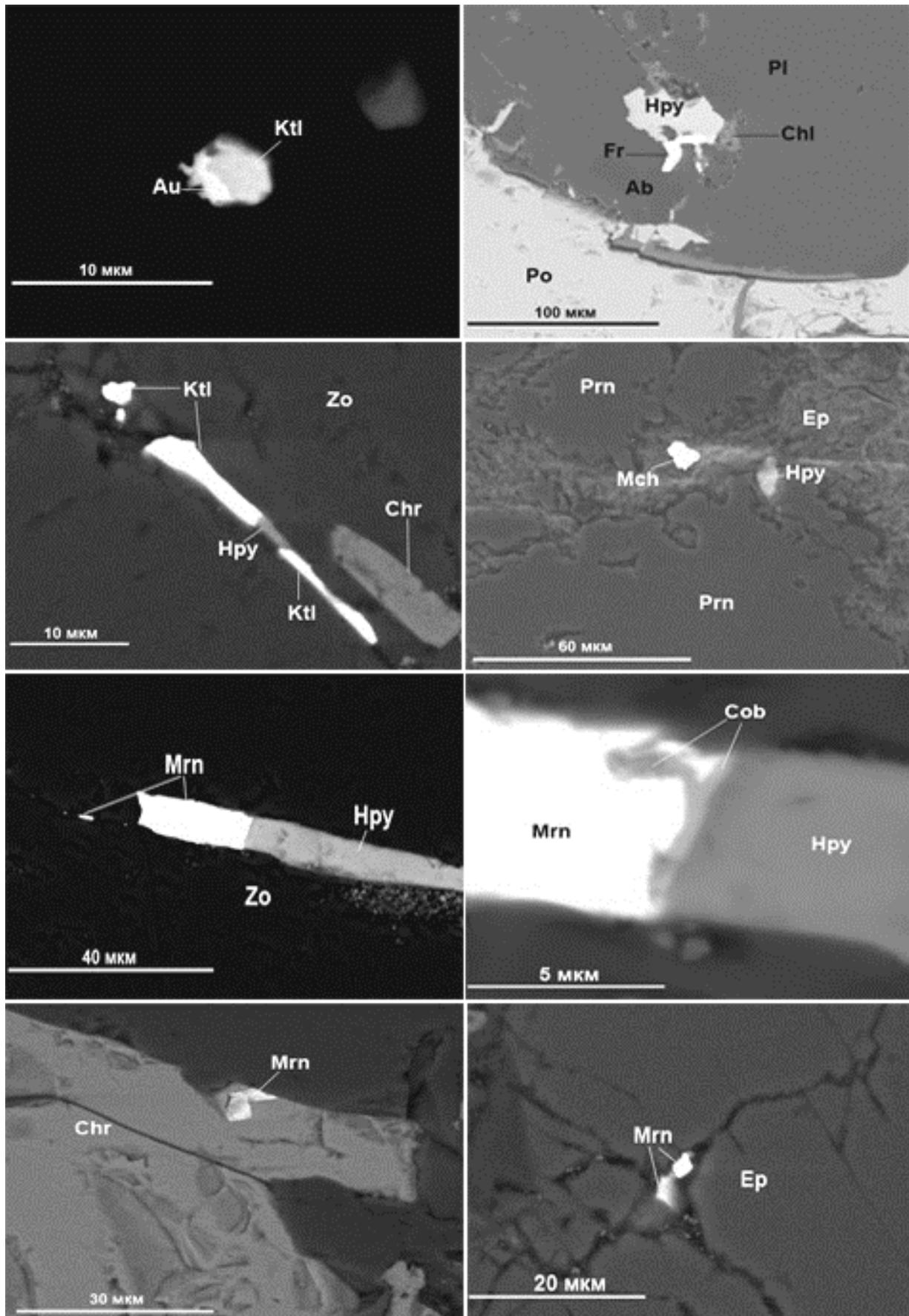
Нерастворимое углеродистое вещество в составе чупинских гнейсов является графитом. Установлены два этапа его привноса в породы и корреляционная зависимость содержания графита и ряда химических элементов, в т. ч. благородных металлов. Элементный спектр платиноидов в минеральных фациях чупинских гнейсов аналогичен таковому полиморфных хромититов офиолитовых комплексов, что свидетельствует о мантийном первоисточнике благородных металлов и усиливает аргументацию в подтверждение рифтогенной природы ЧБЗП (Ручьев, 2006).

Присутствие в обогащенных микрокомпонентами (Au, Ag, ЭПГ, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn и др.) гнейсах чупинской свиты карбидов, самородных элементов, растворимого и нерастворимого углеродистого вещества, корреляционная связь содержания графита и благородных металлов – все это дает дополнительное основание для рассмотрения платиноидо-золоторудных проявлений в гнейсах чупинской свиты в качестве новых специфичных объектов, наиболее близких к классу полигенных месторождений и рудопроявлений полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования. Для этой формации характерны так называемые «крупнообъемные» месторождения с невысоким содержанием, но большими запасами благородных металлов (Голубев и др., 2007).

**Климовский рудный узел** (Петров и др., 2007; Шевченко и др., 2009) характеризуется широким распространением горизонтов золото- и МПГ-содержащих метасоматитов (красно-коричневый высокотитанистый и железистый биотит+хлорит+актинолит+средне-кислый хлор-скаполит), развитых по ортоамфиболитам и амфиболовым сланцам, являющихся, вероятно, измененными основными породами комплекса лерцолитов-габброноритов. Формирование метасоматитов связано со свекофеннской эпохой тектоно-термальной активизации (1,85–1,7 млрд лет) и контролируется протяженными зонами сдвиговых дислокаций. Метасоматиты содержат рассеянную сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, виоларит), иногда линзовидные обособления массивных колчеданных руд. Отмечаются также минералы благородных металлов – теллуриды и висмутотеллуриды палладия (меренскит, майченерит, мончеит, котульскит), арсенид платины – сперрилит, родий- и палладийсодержащий кобальтин-герсдорфит (рис. 118). В пределах рудного узла выделено шесть согласно залегающих протяженных (свыше 9 км) горизонтов рудоносных метасоматитов со средней мощностью 30 м, имеющих комплексную медно-никелевую (Ni – 0,28–0,5%, Cu – 0,26–1,0%) и золото-платино-палладиевую (Pd – 0,23–1,4 г/т, Pt – 0,16–0,3 г/т), Au (0,3–0,6 г/т) специализацию. Здесь же отмечаются субвертикальные секущие зоны кварц-серицитовых изменений с высокими содержаниями золота: в штуфных пробах до 48,6 г/т, в бороздовых – на инт. 1 м до 7,72 г/т. По результатам технологических испытаний, выполненных в ОАО Институт «Гипронибель», рудоносные метасоматиты Климовского рудного узла являются бедными, но хорошо обогащаемыми благороднометалльными рудами с палладиевой специализацией (Петров и др., 2007).

Суммарные прогнозные ресурсы категории P1+P2 по Климовскому рудному узлу составляют: Au – 36,4 т, Pt – 19,5 т, Pd – 27,9 т, Cu – 316 тыс. т, Ni – 340 тыс. т (Петров и др., 2007), что соответствует масштабам среднего комплексного большеобъемного месторождения. При проведении дальнейших геологоразведочных работ последующих стадий имеются высокие перспективы на перевод Климовского рудного узла в класс крупных большеобъемных комплексных (Cu, Ni, Au, МПГ) месторождений.

В пределах Климовского рудного узла наиболее доступным для изучения и перспективным благороднометалльным объектом является одноименное проявление, частично вскрываемое пегматитовым карьером. Рудопроявление характеризуется широким распространением Cu, Ni, Cr, Au, Ag, Pd, Pt-содержащих метасоматитов, развитых преимущественно по амфиболитам (Шевченко и др., 2009), являющихся, вероятно, измененными основными породами комплекса лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1981; Корпечков, 2009) или расслоенными мафит-ультрамафитами архейского возраста, единичные массивы которых выявлены на Фенноскандинавском щите и протатированы в последние годы (Пожиленко, 2009). Наиболее продуктивны среди этих метасоматитов разнообразные пропилиты с доминированием хлоритовых ассоциаций, листвениты и кварц-карбонат-гидрослюдистые образования. Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью более чем 40 минералов, около половины из которых благороднометалльные. Они ассоциируются с более ранними пирротиновыми рудами, а также с высокохромистыми алюмосиликатными минералами более поздних лиственитов и пропилитов. Структурный контроль и возраст (Астафьев и др., 2010) благороднометалльной минерализации Климовского проявления дискуссионны. Наиболее вероятным представляется его полигенно-полихронное происхождение (Ag-Pr).



**Рис. 118.** Золото-платинометалльная минерализация Климовского рудопроявления:

Au – золото самородное; Ktl – котульскит, Pd(Te,Bi); Fr – фрудит, PdBi<sub>2</sub>; Mch – майченерит, PdBiTe; Mrn – меренскит, Pd(Te,Bi)<sub>2</sub>; Hpy – халькопирит; Po – пирротин; Chr – хромит; Cob – кобальтин, CoAsS; Ab – альбит; Chl – хлорит; Ep – эпидот; Pl – плагиоклаз; Prn – пренит; Zo – цоизит

**Fig. 118.** Gold-platinum mineralization of the Klimovskoye ore occurrence:

Au – native gold; Ktl – cotulskite, Pd(Te,Bi); Fr – froodite, PdBi<sub>2</sub>; Mch – michnerite, PdBiTe; Mrn – merenskyite, Pd(Te,Bi)<sub>2</sub>; Hpy – chalcopyrite; Po – pyrrhotite; Chr – chromite; Cob – cobaltite, CoAsS; Ab – albite; Chl – chlorite; Ep – epidote; Pl – plagioclase; Prn – prenite; Zo – zoisite

Непосредственно в Климовском пегматитовом карьере рудоносные метасоматиты вскрываются в северной и восточной стенках. Условно, по пространственной ассоциированности с различными породами, они подразделяются на два типа: в обрамлении пологих линзовидных тел сплошных пирротиновых руд и в хлоритизированных меланократовых амфиболитах по субширотным вертикальным сдвиговым дислокациям небольшой мощности (до 1–2 м).

Метасоматиты, ассоциирующиеся с колчеданами, вскрыты в верхней и нижней частях восточной стенки карьера, соответственно, Верхняя и Нижняя рудные зоны.

Верхняя рудная зона (мощность 3–5 м) сложена кианит-амфибол-слюдистыми, слюдисто-амфибол-эпидот-хлоритовыми и амфибол-эпидот-хлоритовыми метасоматитами.

Кианит-амфибол-слюдистые метасоматиты – амфибол (Cr – 1,3–1,6%), кианит (Cr – 0,5–1,5%), хлорит (Cr – 1,5–1,8%), пренит, флогопит (Cr – 2,2%, f – 28%), гидробиотит (Cr – 3%), фуксит (Cr – 2,3%), маргарит (парагонит – 21–32%), маргарит-парагонит-фенгит, а также ставролит, плагиоклаз (№ 44–62), замещаемый маргарит-парагонитовой слюдой и анальцимом, и рудные – хромит (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 25–43%), титаномагнетит (Ti – 8,5%), пирротин, халькопирит, пирит, пентландит и котульскит.

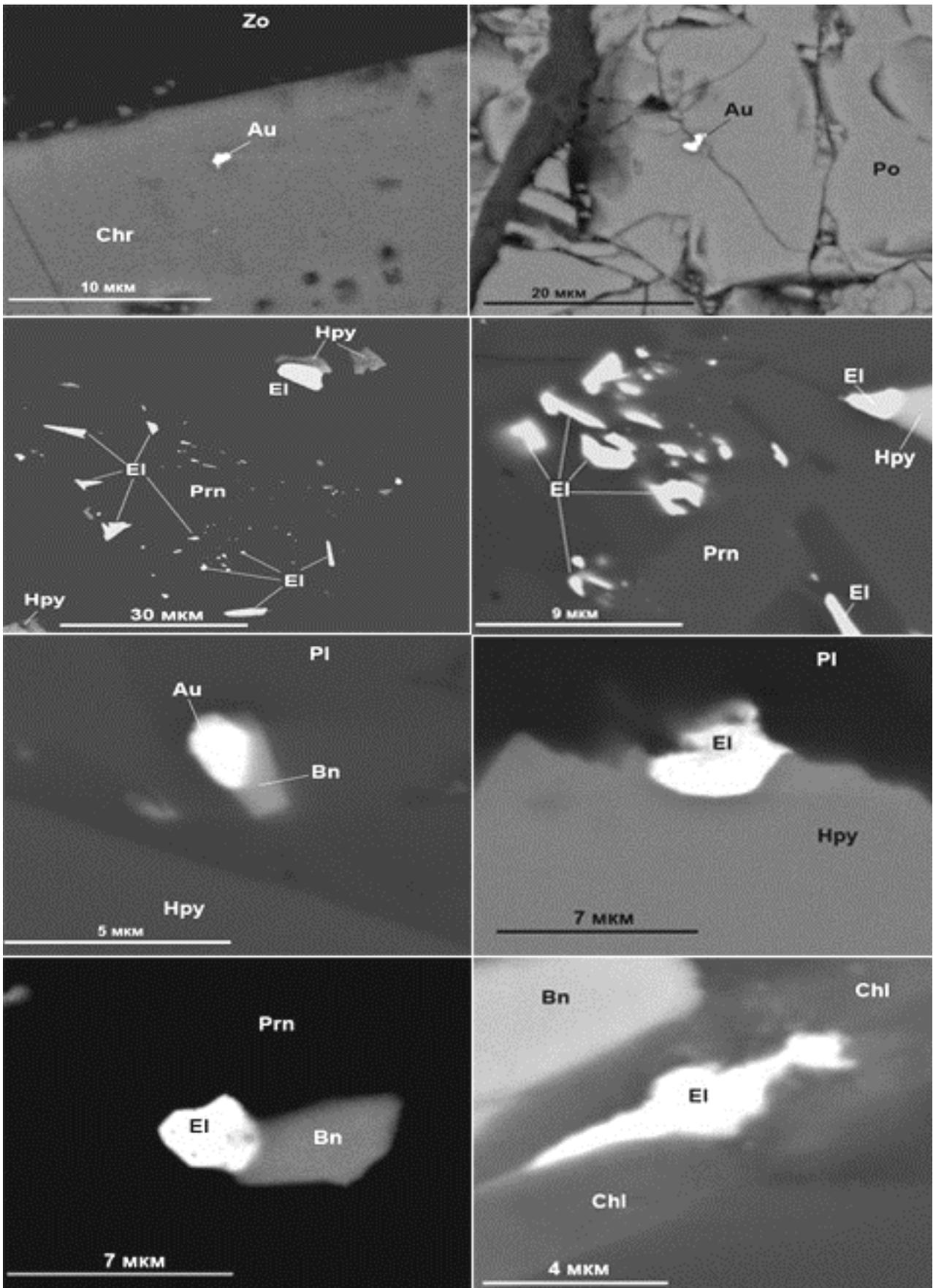
Слюдисто-амфибол-эпидот-хлоритовые метасоматиты – амфибол (Cr – 0,72–1,22%), мусковит (парагонит 23%), Mg-Fe хлорит, Fe-хлорит, цоизит (Cr – 1,6%), эпидот (Cr – 1,2%), альбит, пренит (Cr – 0,3–1%), реликты плагиоклаза (№ 90–93) и рудные (Ni-пирит, пентландит, меренскит).

Амфибол-эпидот-хлоритовые метасоматиты – амфибол (Cr – 1,6%), цоизит (Cr – 1,4–2%), Mg-хлорит, Fe-Mg хлорит, мусковит (Mn – 1%), кальцит, альбит, томсонит, реликты плагиоклаза (№ 65–91), Cl-апатит. Рудные минералы – хромит (32–44% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Zn – 1,2–1,4%), халькопирит, пирит, пирротин, пентландит, галенит, кобальтин, самородн. золото, меренскит, котульскит. Золото – в виде микровключений в хромите и пирротине (рис. 119), а висмутотеллуриды палладия в сростании с халькопиритом в цоизите.

Нижняя рудная зона (5–8 м) – линзовидное тело массивных пирротиновых руд, окруженное полосчатыми амфибол-биотит-плагиоклаз(№ 42)-хлоритовыми метасоматитами с небольшим количеством кварца, альбита, мусковита, эпидота, граната, F-апатита, рутила, циркона и вкрапленностью ильменита (Mn – 1,8%), пирротина, пентландита, халькопирита. Сама рудная линза сложена преимущественно пирротинном, в подчиненном количестве пиритом, халькопиритом, пентландитом, сфалеритом, ильменитом. В местах замещения сульфидов Fe- и Fe-Mg-хлоритами, развития кварца, эпидота, цоизита и пренита отмечаются микровыделения меренскита, котульскита, майченерита, самородных свинца и никеля, мелонита, висмутотеллуридов, электрума, барита, гессита (рис. 120).

Метасоматиты в субширотных вертикальных сдвиговых дислокациях вскрыты в северной части карьера. Они развиваются по хлоритизированным (Mg-хлорит) меланократовым амфиболитам (Пл. № 60–80) с повышенными содержаниями MgO (12,69%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,96%), Li<sub>2</sub>O (0,03%) и слабо измененным (Mg-хлорит) амфиболитам (MgO – 6,13%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,02%; Пл № 50–60) с аксессуарными сфеном, рутилом (до 1% V), ильменитом (Mn – 1–4%) и пирротинном. В обобщенном виде в их строении выделяются 4 метасоматические зоны.

1. Осевые части метасоматитов выполнены высокохромистыми карбонат-хлорит-слюдистыми ассоциациями состава – хромит (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 46–54%), амфибол (Cr – 1,2%), биотит (f=33–41%, Cr – 1–2,4%), фуксит (Cr – 1,6–2–3,2%), цоизит (Cr – 1,7–2,4%), Mg-хлорит (Cr, 0–4%; V, 0–0,3%), мусковит, плагиоклаз (№ 30–50), анортоклаз, кальцит, гидробиотит (Cr – 1,3–1,4%), альбит, пренит, кварц, рутил, сфен (Cr – 0–0,8%) и рудные – пирротин, пирит (Ni – 1%), пентландит, галенит (Se – 1,3%), самородные висмут и золото, шеелит (рис. 120).



**Рис. 119.** Характерные морфотипы золота самородного и электрума в рудах Климовского проявления:

Au – золото самородное; El – электрум; Bn – борнит; Chl – хлорит; Chr – хромит; Hpy – халькопирит; Po – пирротин; Prn – пренит

**Fig. 119.** Characteristic morphotypes of native gold and electrum in ores from the Klimovskoye occurrence:

Au – native gold; El – electrum; Bn – bornite; Chl – chlorite; Chr – chromite; Hpy – chalcopyrite; Po – pyrrhotite; Prn – prenite

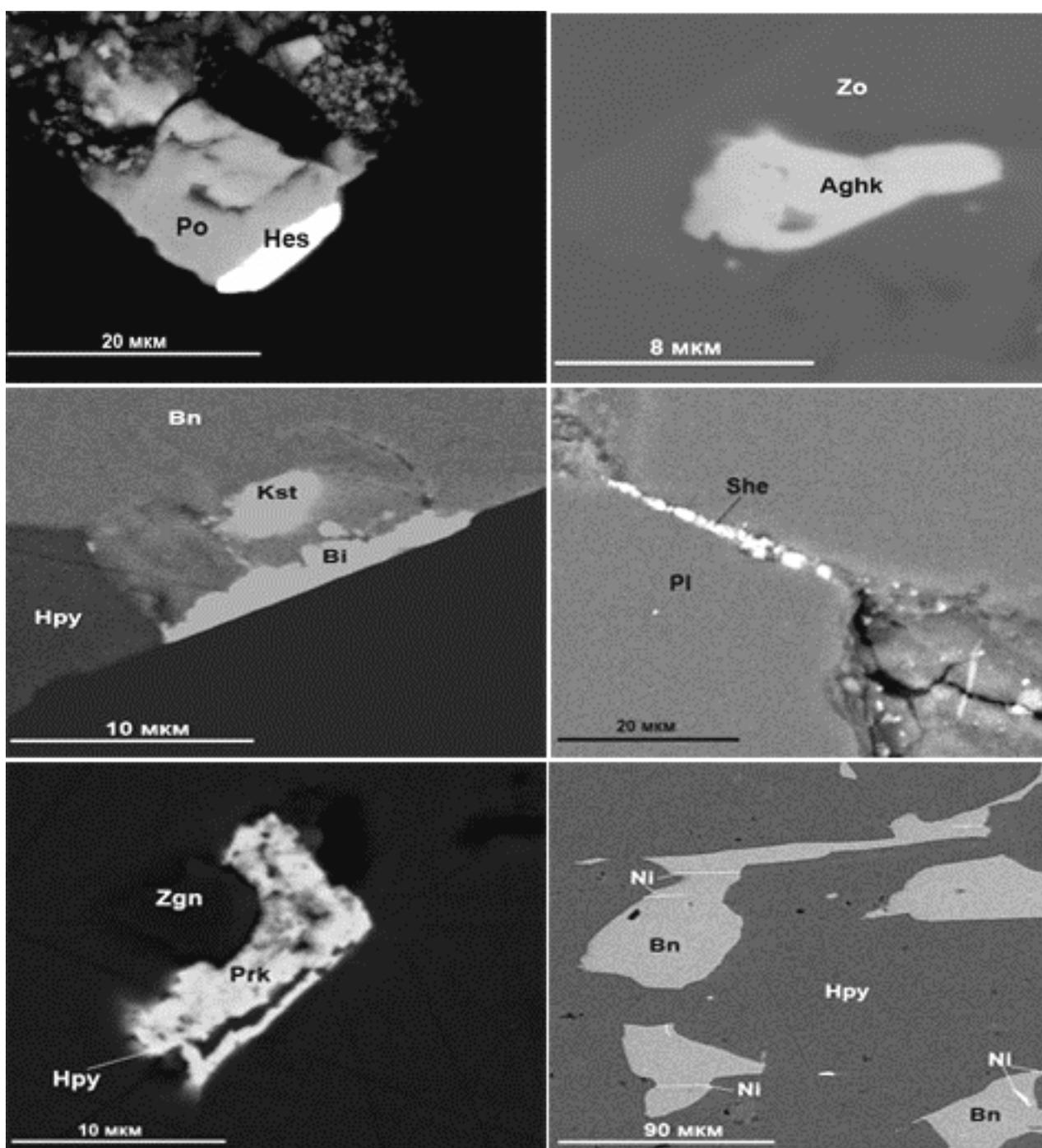
2. В сторону амфиболитов они сменяются *кальцит-альбит-мусковит-парагонит-хлоритовыми (Fe-Mg-хлорит) метасоматитами* с развивающимися по плагиоклазу высококремневыми слюдами сложного состава (от мусковита до парагонита с маргаритовым – до 10% и роскоэлитовым – до 8% компонентами и повышенными содержаниями марганца – 0,2–1,0%), альбитом, пренитом, натролитом и анальцимом. Метасоматиты содержат никельсодержащий (Ni – 2,4%) пирит, халькопирит, селенистый (Se – 15%) галенит и клаусталит в сростании со спионкопитом и долерофанитом. Принимавшиеся здесь ранее за скаполит сиреневатые минеральные обособления в действительности оказались агрегатами пренита, сложных Mn-содержащих высококремневых слюд и реликтов основного плагиоклаза.

3. Хлорит-амфибол-слюдистые метасоматиты с коричневым биотитом (f – 38, 37; маргарит – до 20%), замещаемым пренитом, FeMg-хлоритом и подвергающимся гидратации. Здесь же отмечаются мусковит (серицит) совместно с пренитом, мусковит-фенгит (фенгит 40–50%, маргарит – 30%), альбит, K-Na-полевой шпат, цоизит (Ce – 1,6%), фтор- и оксиапатит, циркон (50–100 мкм), в реликтах – плагиоклаз (№ 50), амфибол, гранат (Алм-51, Грс-23, Спс-15, Пир-11). Рудные представлены ильменитом (Mn – 2,4%), сфалеритом, галенитом, пиритом, кобальтином, халькопиритом, самородн. свинцом.

4. Амфибол-альбит-цоизит-пренит-тюрингитовые метасоматиты (CuO – 0,33%) содержат тонкую вкрапленность халькопирита, борнита и ассоциирующихся с ними микровыделений паркерита, зигенита, арсеногаухекорнита, виттихенита, гессита, штютцита, никеля сам. и неидентифицированной фазы –  $Ag_5Te_3BiS$  (рис. 120). Местами в них отмечаются кварцевые прожилки, содержащие в зальбандах кобальтин, самородн. висмут, бисмит, кусатиит, сфалерит, электрум ( $Au_{35-61}Ag_{39-65}$ ). Электрум встречается в сростках с борнитом в плагиоклазе № 60 и прените, а также в халькопирите и тюрингите.

Наиболее продуктивными на благороднометалльную минерализацию метасоматитами в Климовском карьере являются пропилиты с доминированием хлоритовых ассоциаций, листовиты и кварц-карбонат-гидросланцевые образования с хромсодержащими минералами, пренитом и цеолитами (натролит, томсонит, анальцит). Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью более чем 40 минералов, около половины из которых благороднометалльные. Структурный контроль и возраст (Шевченко и др., 2009; Астафьев и др., 2010) благороднометалльной минерализации Климовского проявления дискуссионны. Наиболее вероятным представляется его полигенно-полихронное происхождение (AR-PR).

Кроме того, известные еще с начала прошлого века (Гинсбург, 1921) высокие концентрации золота (до 10 г/т) в измененных колчеданных рудах (фальбандах) Чупинской губы, частично подтвержденные более поздними исследованиями (Ахмедов и др., 2001а) и выявленные ими же золото-сульфидные проявления в районе рудников Хетоламбино, Чкаловский, Булка, несущие признаки оруденения мезотермального орогенического типа, свидетельствуют о возможном более широком проявлении данного типа оруденения в БМП при условии наложения его на колчеданы. На полуострове Картеш аномальные содержания золота отмечаются в основном в зонах милонитизации, брекчирования и окварцевания, секущих вкрест простирания горизонты массивных колчеданных руд и сопровождающихся их перекристаллизацией и новообразованием пирита, сфалерита, халькопирита и арсенипирита. По данным (Ахмедов и др., 2001а), перспективность золотоносности колчеданного оруденения подкрепляется находками обломков массивных пирит-пирротиновых руд с содержаниями золота 4,9–40,0 г/т в отвалах карьера пегматитовой жилы «Булка».



**Рис. 120.** Редкие минералы серебра, висмута, никеля и др. в рудах Климовского проявления:

Agnk – арсеногаухекорнит,  $Ni_9(Bi,Sb,As)_2S_8$ ; Bi – висмут самородный; Bn – борнит; Hpy – халькопирит; Hes – гессит,  $Ag_2Te$ ; Kst – кусатиит,  $CuBi_2O_4$ ; Po – пирротин; Ni – никель самородный; She – шеелит; Zgn – зигенит,  $(Co,Ni)_3S_4$ ; Prk – паркерит,  $Ni_3Bi_2S_2$ ; Zo – цоизит

**Fig. 120.** Rare minerals of silver, bismuth, nickel, etc. in the ores of the Klimovskoye occurrence:

Agnk – arsenohauchecornite,  $Ni_9(Bi,Sb,As)_2S_8$ ; Bi – native bismuth; Bn – bornite; Hpy – chalcopyrite; Hes – hessite,  $Ag_2Te$ ; Kst – cusatiite,  $CuBi_2O_4$ ; Po – pyrrhotite; Ni – native nickel; She – scheelite; Zgn – siegenite,  $(Co,Ni)_3S_4$ ; Prk – parkerite,  $Ni_3Bi_2S_2$ ; Zo – zoisite

#### 4.2.2. Порфиновый тип (*intrusion-related*)

По числу рудных объектов промышленное оруденение золота порфирового типа распространено на территории Карелии незначительно и только в связи с архейскими гранитоидами. Обычно оно является комплексным с низкими содержаниями золота. В архее это месторождения Лобаш-1 (Au 5,06 т, 4,71 г/т: или Au 34,4 т, 0,46 г/т), Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское, а также ряд мелких рудопроявлений на Соанлахтинской и Парандовской площадях. Порфировая минерализация играет важную роль при формировании орогенических (мезотермальных) месторождений как одна из главных базовых золоторудных формаций.

**Месторождение Лобаш-1** расположено в Тунгудско-Воингозерской структуре Авнеозеро-Парандовского зеленокаменного пояса (рис. 73), в 80 км западнее г. Беломорска и в 1 км северо-восточнее молибденового месторождения Лобаш. Открыто месторождение при проведении геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 (Юдин, Щукин, 1981). Месторождение находится в Шобинском рудном районе Восточно-Карельской минерагенетической зоны и, являясь частью рудно-магматической системы Лобашского гранитного плутона (Тытык и др., 1998; Кулешевич и др., 2004; Минерально-сырьевая..., 2005), соответственно, относится к порфировому (*intrusion-related*) типу месторождений. Штокверковая золоторудная минерализация локализована в экзоконтактовом ореоле гранитоидного плутона на удалении 300–400 м от его кровли. Непосредственно в эндо-экзоконтакте плутона развито штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш). Возраст лобашских гранитов по циркону (ТИЭ, U/Pb) оценивается в  $2807,7 \pm 1,4$ – $2595,3 \pm 7,5$  млн лет (Ларин, 1990; Беляцкий и др., 2002), а рудной минерализации: молибденит (Re/Os) –  $2815$ – $1570 \pm 85$  млн лет (Н. Stein, ун. шт. Колорадо, США; Покалов, 1992); галенит (Pb/Pb) – 1,9–1,5 млрд лет (Ларин, 1990; Кулешевич и др., 2004). Граниты интродуцируют субгоризонтально залегающие метавулканы пебозерской серии лопия, представленные пластовым чередованием пород разной кремнекислотности при ограниченном распространении их кислых разностей – кварцевых порфиров. Последние слагают пластообразные тела мощностью 1,0–30,0 м. Золотонесущая минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах прокварцевания мощностью до 1–2 м, сопряженных с расланцеванием, биотитизацией и пропицитизацией, интенсивно проявленных вдоль контактов пород разной кремнекислотности и особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов (Минерально-сырьевая..., 2005). Рудоносный пологозалегающий штокверк размером 800x800 м прослеживается до глубины 250–300 м и характеризуется на весь свой объем повышенными содержаниями золота – 0,01–0,1 г/т. Более высокие его концентрации – до 1 г/т зафиксированы в нескольких зонах мощностью >10 м. В рудных телах, имеющих преимущественно линзовидно-пластовую морфологию со средней мощностью 0,9–1,8 м и протяженностью 20–235 м, среднее содержание золота составляет 4,71 г/т, меди – 0,4%, серебра – 10 г/т. Руды мелкозернистые полисульфидные (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, пентландит, кобальтин, шеелит, висмутотеллуриды, электрум, самородные золото, серебро и висмут, висмутин, жозеит, гессит, акантит, петцит) (Кулешевич и др., 2004). 97,5% золота находится в свободной форме, 2,5% – в сульфидах. Преобладающий размер его выделений – 0,15 мм, иногда до 0,8 мм в поперечнике, пробность 620–950. Запасы золота на месторождении по категории С2 оцениваются в 5,06 т, серебра – 10,7 т, меди – 4,3 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005). По переоценке, произведенной в 2010 г (Протокол заседания..., 2010), месторождение Лобаш-1 переведено в разряд крупнообъемных комплексных золотосодержащих со следующими содержаниями, запасами и ресурсами: золото – 0,46 г/т, С2 – 34,4 т, P1+P2 – 209,7 т; медь – 0,18%, С2 – 126,2 тыс. т, P1+P2 – 771,8 тыс. т.

**Проявление Таловейс** расположено в южной части Костомукшской архейской зеленокаменной структуры (рис. 73) в 9,5 км к север-северо-западу от г. Костомукша и в 5 км западнее железорудного месторождения. Открыто в 1987 г. (Ушков, 1989). Оно детально исследовалось производственными и научными организациями (Фурман, 2001; Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич, Фурман, 2009 и др.), однако вопросы его генезиса и связи с проявленным здесь гранитоидным магматизмом остаются до сих пор дискуссионными. Рудопроявление пространственно ассоциируется с двумя небольшими гранитоидными штоками (Центральным и Факторным), являющимися, вероятно, апикальными частями одного более крупного массива. Предполагаемая площадь выходов гранитоидов на поверхность составляет 2,5x0,5 км при ширине от 50 до 500 м. По данным (Самсонов и др., 2004), эти гранитоиды относятся к санукитоидам и имеют возраст  $2715,9 \pm 4,2$  млн лет.

Интрузии прорывают метакоматииты и базальты контоксской серии лопия и сопровождаются дайками фельзитов, альбитофиров, кварцевых порфиров и др. субвулканических пород. Наиболее ранняя не имеющая экономического значения рудная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью золотоносного пирита (0,5–2,4 г/т) в гранит-порфирах (Елисеева, Головина, 2006). Основная золоторудная минерализация малосульфидного кварцево-жильного и штокверкового типов приурочена преимущественно к метасоматически измененным (березитизация, окварцевание, карбонатизация) гранитоидам, в меньшей степени к их экзоконтактам. В кварцевых и карбонатно-кварцевых сульфидсодержащих (до 15%) жилах мощностью 0,1–1,5 м и протяженностью до 25–30 м концентрация золота составляет 0,1–2,0 г/т, местами 10–30 г/т и более. Штокверковая минерализация с содержаниями золота 0,5–4,0 г/т представлена сетью кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилков мощностью до 1–3 см с вкрапленностью и гнездами сульфидов в зонах (мощность до 10 м) гидротермально-метасоматических изменений пород. В зависимости от вещественного состава субстрата эти изменения выражены в березитизации (кварц-мусковит-кальцит±доломит, хлорит) по гранитоидам и другим кислым породам и в пропицитизации (биотит-хлорит-актинолит, эпидот-флогопит-актинолит, флогопит-эпидот-клинохлор) и лиственитизации (биотит-флогопит-карбонат-клинохлор) по основным породам (Елисеева, Головина, 2006). По метакоматиитам местами развиваются тальк-карбонатные метасоматиты с хлоритом, пиритом, гематитом и прожилками кварц-фукситового состава (Власов, Бакшеев, 2007).

Руды проявления Таловейс относятся к малосульфидному золото-кварцевому типу. Главным рудным минералом является пирит (Au 3,5–9 г/т), второстепенными – пирротин, халькопирит, арсениопирит, галенит, сфалерит, леллингит, висмутотеллуриды, самородный висмут и шеелит. Содержание сульфидов обычно не превышает первых процентов. Минералами-носителями золота являются высокопробное золото самородное и теллуриды золота (петцит, золотосодержащий гессит). Последние отмечаются преимущественно в кварцевых жилах за пределами гранитоидного штока. Часть самородного золота (~50%) находится в виде микровключений в пирите (Минерально-сырьевая..., 2005). Размер обособлений золота варьирует от пмкм до 0,5 мм и по данным (Кулешевич, Фурман, 2009) – 5 мм. В кварцевых жилах среди измененных гранитоидов золото самородное представлено тонкими чешуйками, дендритовидными зернами, комковатыми сегрегациями, а также кристаллами октаэдрического, кубооктаэдрического, ромбододекаэдрического или комбинационного облика (Елисеева, Головина, 2006; Власов, Бакшеев, 2007). Самородное золото в жилах среди измененных основных пород слагает, как правило, ксеноморфные, комковатые выделения. Золото преимущественно высокопробное – 703–933 (средняя – 890 по 43 ан.) с незначительным содержанием примесей Cu – до 0,16%, Hg – до 0,31%, Sb – до 0,09% (Власов, Бакшеев, 2007).

Запасы золота категории С2 по рудопроявлению Таловейс составляют 15,9 кг (Au – 11,6 г/т), ресурсы категории Р1 – 60,9 кг (Au – 4,8 г/т), категории Р1+Р2 – 12,2 т (Минерально-сырьевая..., 2005). Достоверная оценка золоторудного потенциала рудопроявления затруднительна в связи с недостаточной ясностью времени его формирования и генезиса – порфировый (*intrusion-related*) в архее (Минерально-сырьевая..., 2005 и др.) или орогенный мезотермальный – в протерозое (Ларионова, 2008 и др.). Всеми исследователями проявления Таловейс отмечалось развитие в его пределах двух систем разломов сдвигового характера – широтной, вероятно, более ранней, и более поздней субмеридиональной. Причем поздняя сдвиговая зона, охватывающая всю западную полосу развития вулкаников Костомукшской структуры (Володичев и др., 2002) и считающаяся (Ларионова, 2008 и др.) свекофеннской, на участке Таловейс проявлена в виде серии разномасштабных хрупко-пластических сдвигов север-северо-восточного простирания, к которым приурочены золото-кварцевые рудные жилы рудопроявления Таловейс. Анализ всей совокупности данных по рудопроявлению Таловейс предопределяет наиболее вероятным его полигенно-полихронное происхождение, при котором роль архейского этапа в связи с малоглубинными гранитоидами в образовании золоторудных концентраций была определяющей.

Золото-редкометалльное порфировое оруденение *уч. Хатуноя* представлено несколькими проявлениями в Ялонварской структуре (рис. 77) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Иломантси (рис. 76).

Первые данные о золотоносности Мо-Cu-W-х порфировых руд *уч. Хатуноя* были получены в 1993 г. при выполнении плановых НИР в Институте геологии КарНЦ РАН (Иващенко, Лавров,

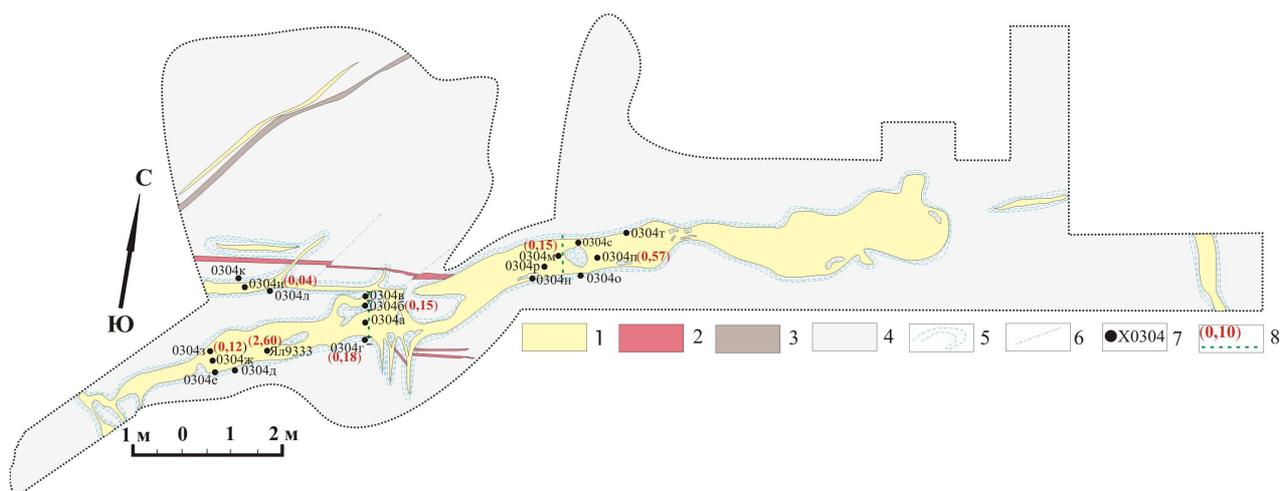
1994). Комплексное золотосодержащее оруденение локализовано в эндоконтакте диоритов (сануки-тоидов), относимых к первой фазе Ялонварского гранитоидного плутона (Иващенко, Лавров, 1994). Диориты обнажаются южнее оз. Ялонваряярви и в естественных обнажениях прослеживаются на 1,5–2,0 км на юг-юго-восток до руч. Хатуноя, где на них залегают валунные конгломераты сариолия. Диориты прорывают метавулканиды нижнеялонварской подсвиты (агломератовые туфы, лавобрекчии, лавы метаандезитов и метаандезибазальтов), окаймляющие их с северо-запада, запада и юго-запада. С севера и востока диориты перекрываются четвертичными отложениями, и их соотношения с обнажающимися восточнее раннеархейскими гранитоидами неизвестны. Диориты секутся маломощными, преимущественно крутопадающими меридионального и северо-восточного простирания дайками долеритов (габбродиабазов), гранитов, дацитовых порфиринов, риодацитов, риолитов и аплитов. Наиболее широко они развиты в северо-западной и центральной частях полосы распространения диоритов. Для даек и жил риолитов и риодацитов характерна сложная, местами многоярусная ступенчатая морфология, обусловленная, вероятно, синхронным раскрытием разноориентированных трещин отрыва. В местах широкого распространения в диоритах дайково-жильной фации кислого состава обычно развиты кварцево-жильные штокверки с комплексным (Mo, Cu, W, Au) оруденением (Иващенко, Лавров, 1994).

В одном из таких мест – на поисковом участке № 9 (Потрубович, Анищенкова, 1956) с медно-молибденовым оруденением при детальном исследовании установлено, что помимо молибденита в кварцево-жильных рудных телах присутствует вольфрамовая, висмутовая и золото-теллуридная минерализация. Кварцевые жилы мощностью от 0,5 см до 1 м образуют штокверковые зоны сложной морфологии (рис. 121). Их простирание преимущественно северо-восточное ( $10\text{--}80^\circ$ ), падение – северо-западное либо юго-восточное, и расположены они чаще почти перпендикулярно линии контакта диоритов с вмещающими андезитовыми метавулканидами. Значительно реже встречаются жилы и прожилки северо-западного простирания ( $300\text{--}350^\circ$ ), падение – юго-западное, угол падения  $50\text{--}80^\circ$ , еще реже – субмеридиональные. Часть рудоносных кварцевых жил формировалась в условиях проявления сдвиговых дислокаций (рис. 121). Об этом свидетельствует наличие в диоритах на контакте с кварцевыми жилами отчетливо проявленной сланцеватости, имеющей подвороты, характерные для сдвиговых деформаций. Форма жил четковидная, с раздувами и пережимами, они ветвятся, сливаются и расходятся. Диориты в межжильном пространстве интенсивно серицитизированы и окварцованы. Метасоматические оторочки безрудных и слабо минерализованных кварцевых жил имеют обычно эпидот-биотитовый состав и мощность – до 10 см. Эпидотовые ассоциации (эпидот-биотит-кварц, актинолит-эпидот-биотит-кварц, калишпат-эпидот-биотит-кварц) характерны также для ранних безрудных жил, образованных до формирования кварцево-жильного штокверка с комплексной рудной минерализацией и находящимися в акцессорных количествах альбитом, апатитом, сфеном, турмалином, хлоритом, серицитом и кальцитом.

На площади уч. № 9 и за его пределами в полосе коренных выходов диоритов общей протяженностью 1,5–2 км по набору наиболее распространенных сульфидов выделяются пирит-молибденитовые и пиритовые кварцеворудные жилы и прожилки. Пирит-молибденитовая минерализация локализуется в кварцево-жильных штокверковых зонах, чаще – в метасоматически измененных зальбандах жил, реже – в зонах рассланцевания диоритов. Количество пирита, как правило, значительно преобладающего над молибденитом, сильно варьирует – от единичных зерен до первых десятков процентов.

Одними из самых ранних минералов в кварцевых прожилках с пирит-молибденитовой минерализацией являются молибдошеелит и шеелит (содержания достигают 0,5–1%). Они представлены идиоморфными бипирамидальными кристаллами размером до 1–2 мм, единичными овальными зернами и их гломерозернистыми агрегатами размером 3–7 мм (рис. 122), распределенными крайне неравномерно. В зальбандах они тесно ассоциируются с мелкочешуйчатым молибденитом поздней генерации.

Молибденит развит в жильном кварце, в зальбандах кварцевых жил и в околожильных оторочках, а также в зонах рассланцевания в виде тончайшей дисперсной вкрапленности, крупных чешуек и гнездообразных скоплений размером до 1x5 см. Распределение молибденита в пределах жил и прожилков неравномерное, с наибольшей концентрацией в их раздувах и зальбандах, где он слагает хорошо выраженную мономинеральную оторочку до 5 мм мощностью. По молибденитовым



**Рис. 121.** Комплексное (Mo, W, Cu, Au) кварцево- жильное оруденение порфирового типа в диоритах проявления Хатуноя. План расчистки Р-12 (по: Потрубович, Анищенко, 1956, с доп. авторов):

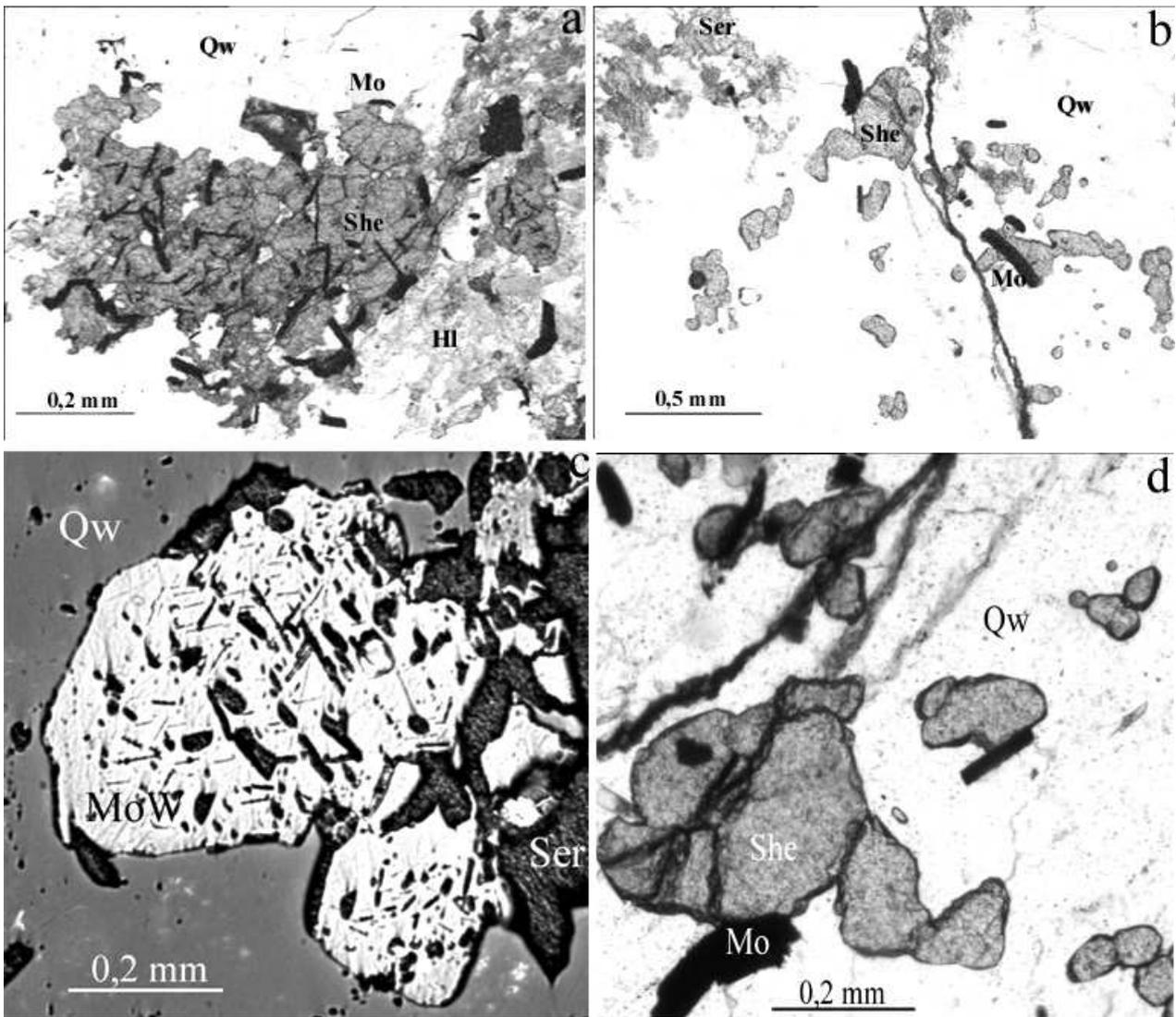
1 – кварцевые жилы с комплексной рудной минерализацией (молибденит, халькопирит, пирит, шеелит, самородное золото, висмутин и др.); 2 – жилы гранит-аплитов; 3 – жилы андезитовых порфиритов; 4 – диориты (санукитоиды); 5 – зона интенсивно проявленных сдвиговых деформаций в экзоконтакте кварцевых жил; 6 – трещины, по которым происходили малоамплитудные сдвиговые смещения в диоритах; 7 – место отбора и номер штучной (сколковой) пробы; 8 – место отбора пробы методом пунктирной борозды и содержания золота, г/т (пробирный метод)

**Fig. 121.** Complex (Mo, W, Cu, Au) quartz-vein porphyry-type mineralization in diorites from the Hatunoja occurrence. Stripping plan P-12 (after Potrubovich, Anishchenkova, 1956, supplemented by the authors):

1 – quartz veins with complex ore mineralization (molybdenite, chalcopyrite, pyrite, scheelite, native gold, bismuthite, etc.); 2 – granite-aplite veins; 3 – andesitic porphyrite veins; 4 – diorites (sanukitoids); 5 – intense shear-zone at the exocontact of quartz veins; 6 – fractures along which small-amplitude shearing in diorites occurred; 7 – sampling site and chip sample number; 8 – sampling row site and gold concentration, g /t (fire assay)

оторочкам происходили пострудные вертикальные смещения с образованием характерных зеркал скольжения. За счет тонкодисперсного молибденита жильный кварц окрашен в голубовато-серый цвет. Крупночешуйчатый молибденит содержит  $^{187}\text{Os}$  – 3,516–7,298 г/т и Re – 118,36–245,6 г/т (анализы выполнены Н. Stein, ун-т шт. Колорадо, США). Соответственно его возраст равен  $2772 \pm 11$ – $2773 \pm 11$  млн лет. Наиболее высокие содержания молибдена в жилах (до 2%) отмечаются в местах совместного нахождения нескольких генераций молибденита. Для большинства чешуек молибденита характерны полисинтетические двойники давления, фигуры смятия, блочное и волнистое погасание, свидетельствующие о сильной анизотропии среды рудообразования. Молибденит тесно ассоциируется с другими сульфидами – пиритом и халькопиритом. По структурным соотношениям с ними его кристаллизация происходила до и после образования пирита, близко одновременно с выделением основной массы халькопирита.

Пирит представлен кубическими, несколько удлиненной формы кристаллами размером до 1,5 см по длинной оси. Для него характерны включения других сульфидов и в большинстве случаев густая сеть трещинок, местами залеченная поздним халькопиритом. Содержание пирита в рудах сильно варьирует и достигает первых десятков процентов. Повсеместно с ним ассоциируется ранний халькопирит, представленный отдельными ксеноморфными зернами размером до 2–3 мм в поперечнике и их агрегатами. В сростках с последним отмечается сфалерит, изредка – пирротин и кубанит. Единичными зернами представлены висмутин и галенит. Висмутин часто ассоциируется с халькопиритом. Его удлиненные кристаллы содержат микровключения самородного висмута. Кроме этого, висмут и висмутин встречаются совместно с халькопиритом в криптозернистых агрегатах, являющихся, вероятно, продуктом разложения висмутовой сульфосоли – типа эмплектита. Таким же образом, видимо, образованы скопления самородного висмута, галенита и висмутина (иногда икунолита) за счет разложения высокосвинцовистой висмутовой сульфосоли. Причем сохраняется первоначальная игольчатая форма разложившегося минерала размером до 1–2 мм по длинной оси.



**Рис. 122.** Шеелитовая минерализация в комплексных (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) порфировых рудах уч. Хатуноя: a, b – проходящий свет, николи II, обн. 9349; c – отраженный свет, обн. 9339; d – проходящий свет, обн. Ял13. She – шеелит, MoW – молибдосшеелит; Mo – молибденит; Qw – кварц, Hl – хлорит, Ser – серицит

**Fig. 122.** Scheelite mineralization in complex (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) porphyritic ores from the Hatunoja locality: a, b – translucent light, nicols II, outcrop 9349; c – reflected light, outcrop 9339; d – translucent light, outcrop Ял13. She – scheelite, MoW – molybdoscheelite; Mo – molybdenite; Qw – quartz, Hl – chlorite, Ser – sericite

В этой же ассоциации, но во включениях в пирите отмечаются гессит, акантит, минералы группы галенобисмутита – козалита ( $Pb_2Bi_2S_5$ ), виттит ( $Pb_5Bi_6S_{14}$ ) и серебросодержащий (Ag – 7%) лиллианит ( $Pb_3Bi_2S_6$ ), а также серебро самородное, барит и по данным (Лавров, Кулешевич, 2010) – петцит и тетрадимит. Гессит встречается также во включениях в молибдените.

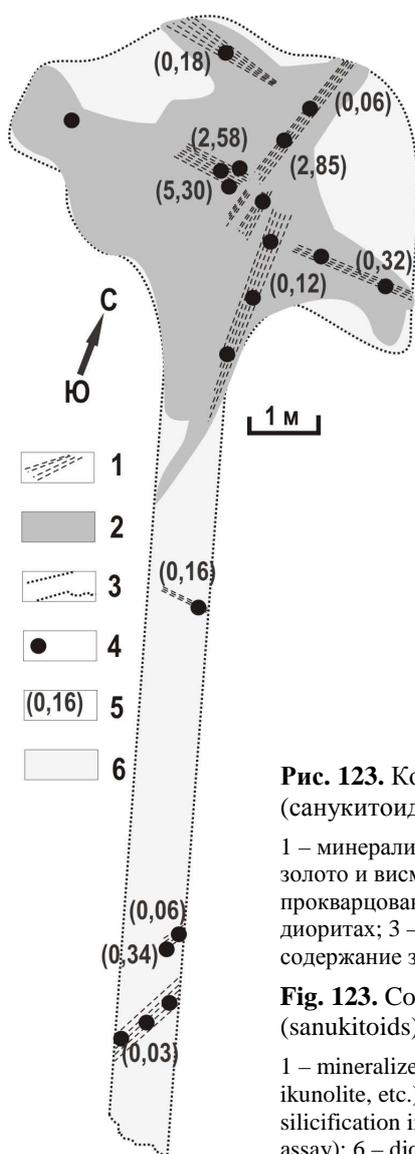
Самородное золото и электрум обычно приурочены к зальбандовым частям кварцевых жил, ассоциируясь с пиритом и висмутовой и висмутотеллуридной минерализацией. Наиболее высокие содержания золота (до 5,3 г/т) установлены в кварцевой жиле мощностью около 0,5 м (рис. 123), выполненной светло-серым кварцем с обильной пирит-молибденитовой минерализацией. Размер золотинок, характеризующихся высокой пробыностью (>950), достигает 0,1 мм в поперечнике, форма изометричная, каплевидная, прожилковая (рис. 124). Самородное золото отмечалось в сростках с теллуридом висмута (рис. 124d), состав которого, по данным микрозондового анализа, отвечает пильзениту. Совместно с ним золото образует микроскопические прожилки, в которых отмечается

их последовательная перемежаемость. Распределение золота в пределах опробованной тремя штучными пробами жилы – неравномерное: от 2,13 до 5,3 г/т. По результатам опробования пунктирной бороздой на двух расчистках (рис. 121, 123) содержание золота составляет 3,67 г/т на 0,55 м и 0,15 г/т на 1,0 м (табл. 71), а в целом по штокверку – 0,2 г/т. Кроме этого, золотосодержащие ассоциации имеют повышенные содержания серебра – до 40 г/т (ср. – 9,5) и теллура – до 90 г/т (ср. – 16). Минералы-спутники золота – висмутотеллуриды, висмутин, висмут самородный, козалин, шеелит; элементы-индикаторы – Ag, Bi, Te, W. Отмечается значимая положительная корреляция содержаний золота с серебром, теллуром и висмутом. Наличие рудных валунов (вес >500 кг) в 300 м к юго-востоку от уч. Хатуноя с процентными концентрациями Mo, Cu и содержанием золота 2,77–3,43 г/т свидетельствует, вероятно, о более широком распространении оруденения данного типа, характеризующегося к тому же, по-видимому, присутствием богатых комплексных руд. Прогнозные ресурсы золота для оруденения золото-порфирового типа на уч. Хатуноя по категории P2 до глубины 100 м составляют 4,50 т, серебра – 57 т, теллура – 96 т (Ивашенко и др., 2004б).

По набору минеральных ассоциаций, наблюдаемых на данном эрозионном срезе порфировой рудной системы, процесс рудообразования происходил, вероятно, в диапазоне температур 400–<200°. Вначале отлагались шеелит и молибдошеелит, при повышении активности серы в растворах сменявшиеся молибденитом, а затем сульфидами Fe, Cu, Bi, Pb, Zn и сульфосолями. Последующее

изменение режима серы обуславливало разложение висмутовых соединений в восстановительных условиях. Часть высвобождавшегося при этом висмута обособлялась в самородном виде при температуре ниже точки его плавления – 271,5 °С (Бартон, Скинер, 1979), другая – связывалась с теллуром. Близко к этому времени при снижении температуры кристаллизовалось первое золото, а также выделялся кубанит за счет распада халькопирита при температуре 200–250 °С (Бартон, Скинер, 1979). Рудный процесс, подразделяющийся на несколько стадий (шеелит-молибдошеелитовую, халькопирит-пирит-молибденитовую, золото-висмутотеллуридную), завершался при более низкотемпературных условиях (~150–180 °С) образованием гессита, акантита, серебра самородного, барита.

Помимо кварцево-жильного золотосодержащего оруденения на уч. Хатуноя отмечается широкое развитие маломощных (2–3 см) прожилков пиритового или кварц-пиритового состава с содержаниями золота до 2,7 г/т (пробирно-спектральный метод, г. Тула). В основном они имеют северо-восточное простирание (15–35°;  $\angle$  30–40° на северо-запад), изредка северо-западное (335–345°;  $\angle$  30–60° на юго-запад) и приурочены к флангам пирит-молибденитовых жильных тел, группируются в субпараллельные зонки. В юго-восточной части участка развиты мало-



**Рис. 123.** Комплексное (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) порфировое оруденение в диоритах (санукитоидах) уч. Хатуноя. План расчистки № Ял-16:

1 – минерализованные (молибденит, халькопирит, висмутин, пильзенит, шеелит, самородные золото и висмут, икунолит и др.) зонки с признаками сдвиговых деформаций в прокварцованных диоритах (санукитоидах); 2 – жильно-прожилковое прокварцевание в диоритах; 3 – контуры расчистки; 4 – место отбора штучной (сколковой) пробы; 5 – содержание золота, г/т (пробирный метод); 6 – диориты (санукитоиды)

**Fig. 123.** Complex (Mo, W, Cu, Au, Te, Bi) porphyry mineralization in diorites (sanukitoids) from the Hatunoja locality: stripping plan № Jal-16:

1 – mineralized (molybdenite, chalcopyrite, bismuthite, pilsenite, scheelite, native gold and bismuth, ikunolite, etc.) zonules with signs of shearing in silicified diorites (sanukitoids); 2 – vein-veinlet silicification in diorites; 3 – stripping outlines; 4 – chip sampling site; 5 – gold concentration, g/t (fire assay); 6 – diorites (sanukitoids)

мощные серии «сухих» пиритовых прожилков. При наличии в них кварца с пиритом ассоциируется шеелит. Другие рудные минералы представлены халькопиритом, кубанитом, висмутином, самородным висмутом и продуктами разложения висмутовых сульфосолей.

Таблица 71. Содержание золота, г/т, в рудах мезотермального и порфирового типов проявлений уч. Хатуноя (бороздвое опробование)

Table 71. Gold content, g/t, in ore mesothermal and porphyry type occurrence, Hatunoja locality (trenching)

№ пробы	Вид пробы	Интервал, м	Порода	Содержание золота	
				1	2
<b>Обн. 0790, X0204</b>					
Пр-1	Борозда	2,30	Кв-Хл-Сер-метасоматиты с Cu-Pb-Zn-оруденением	0,76	0,078
Пр-2		2,45	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом	0,10	0,041
Пр-3		1,95	Кв-Сер-метасоматиты с пиритом, висмутином	0,24	0,053
Пр-4		1,90		0,83	1,08
<b>Обн. X0304</b>					
X03046	Пунктир. борозда	0,30	Кв-Хл-Сер-Эп-Аб-метасоматиты по диоритам с сульфидами Fe, Cu	0,147	
X0304м		1,00	Кварцевая жила с пиритом и молибденитом	0,150	
<b>Обн. Ял-16</b>					
Ял-16	Пунктир. борозда	0,20	Кварцевые метасоматиты с кальцитом, пиритом, висмутом	5,30	
Ял-17		0,15		2,58	
Ял-18		0,20		2,85	
<b>Обн. X0704</b>					
X0704а	Пунктир. борозда	0,80	Кв-Сер-Хл-метасоматиты с сульфидами Fe, Cu, Zn	1,25	

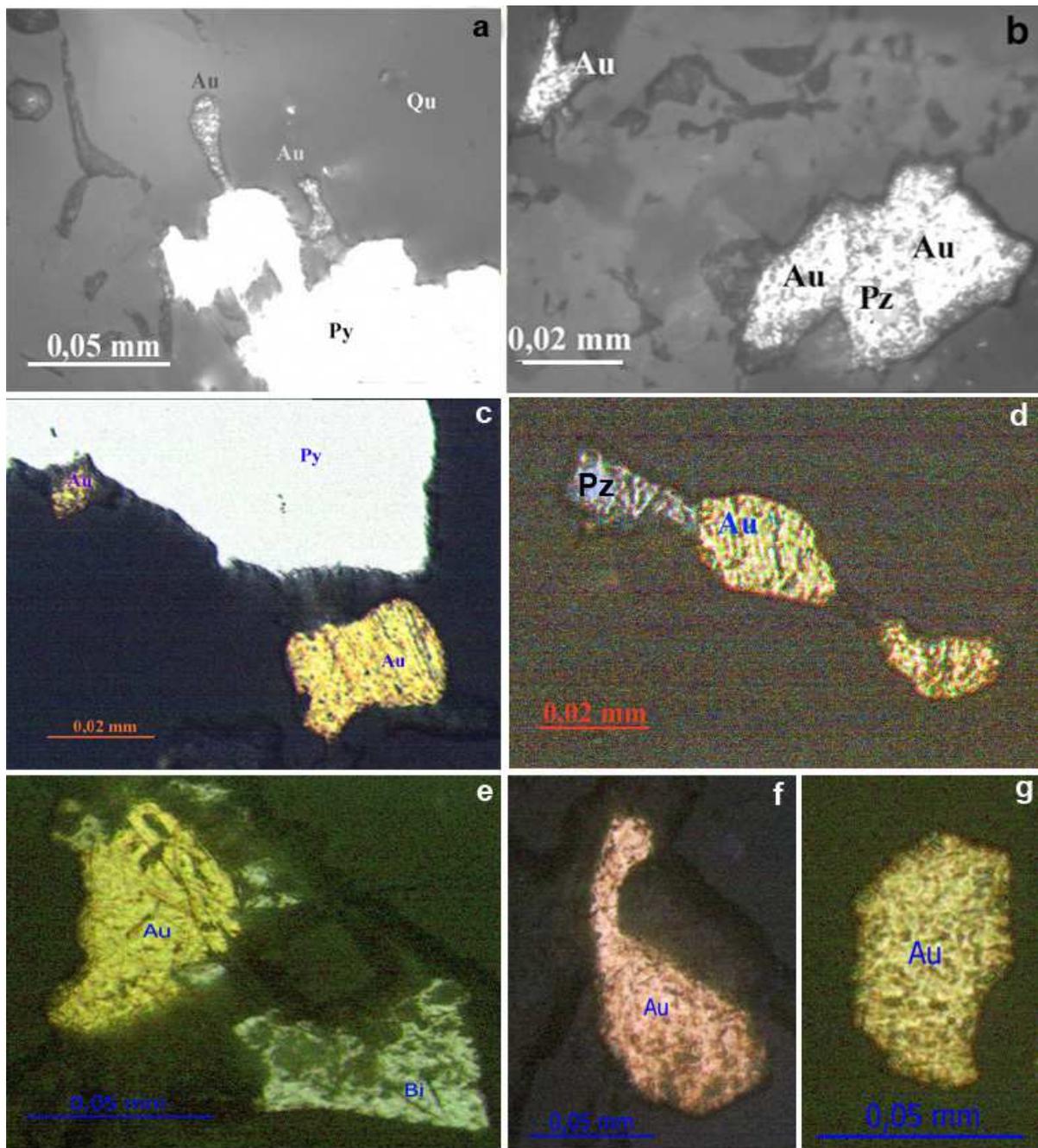
*Примечание.* Содержания золота (1, 2) – вид анализа: 1 – золото-пробирный (Институт геологии КарНЦ РАН); 2 – золото-спектральный (Геологический институт КНЦ РАН); вес проб: Пр-1 – Пр-4 – 3–4 кг; остальные – 1–2 кг.

*Note.* Gold content (1, 2) – type of analysis: 1 – gold-fire assay (Institute of Geology, KarRC, RAS); 2 – gold-spectral (Geological Institute, Kola Science Centre, RAS); sample weight: samples 1–4: 3–4 kg; others: 1–2 kg.

#### 4.2.3. Колчеданный (VMS) тип

В Карелии колчеданное оруденение, по масштабности проявления соответствующее месторождению, известно только в пределах архейской Карельской гранит-зеленокаменной области (Хаутаваарское, Соанваарское, Парандовское и др.) (рис. 73). Наибольший вклад в их изучение внесли исследования С.И. Рыбакова (1987 и др.) и В.Е. Попова (1979 и др.), по данным которых серноколчеданные месторождения в Карельской гранит-зеленокаменной области представлены преимущественно прерывистыми линейно-вытянутыми зонами субмеридионального – северо-западного простирания, контролируемые глубинными разломами и сопряженными с ними вулканическими аппаратами и мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Вмещающими породами для колчеданных руд являются кварциты, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые туфы, туффиты и другие метавулканы.

Рудные тела – субсогласные пластовые линзовидные, реже жильные (ремобилизованные?). Для них характерно кулисообразное размещение в пределах одной или нескольких крутопадающих зон. Мощность рудных тел достигает 20–25 м, длина – до 1 км. Их центральные части обычно сложены массивными пиритовыми рудами, зальбанды и фланги – вкрапленными и полосчатыми пирит-пирротиновыми. Главными рудными минералами являются пирит и пирротин; в незначительном количестве, а в ряде случаев в промышленных концентрациях присутствуют халькопирит и сфалерит. Встречаются также магнетит, галенит, пентландит, реже хромит, ильменит, барит, арсенопирит. По составу выделяются два минеральных типа руд: пирротин-пиритовые и халькопирит(±сфалерит)-пиритовые, в разном количественном соотношении распространенные на всех колчеданных месторождениях региона. Первый тип является доминирующим на Парандовском, Хаутаваарском, Шуйском, Нялмозерском, Бергаульском, Чалкинском, Ведлозерском и Улялегском месторождениях, второй – более характерен для Ялонварского и Соанваарского месторождений, а также для колчедановорудных объектов Каменноозерской зоны и некоторых других (Виетукка-лампи и др.).



**Рис. 124.** Характерные морфотипы выделений самородного золота в гидротермально-метасоматических образованиях уч. Хагуноя (отраженный свет). Золото-порфировое кварцево-жильное оруденение в диоритах (санукитоидах):

Au – золото самородное; Bi – висмут самородный; Py – пирит, Hpy – халькопирит; Pz – пильзенит ( $\text{Bi}_4\text{Te}_3$ )

**Fig. 124.** Characteristic morphotypes of native gold aggregates in hydrothermal-metasomatic rocks from the Hatunoja locality (reflected light). Gold-porphyry quartz-vein mineralization in diorites (sanukitoids):

Au – native gold; Bi – native bismuth; Py – pyrite, Hpy – chalcopyrite; Pz – pilsenite ( $\text{Bi}_4\text{Te}_3$ )

Формирование рудных тел было полистадийным, местами с телескопированием и метасоматическим развитием сульфидов по вмещающим осадочно-вулканогенным породам. При этом даже в массивных пиритовых рудах часто сохраняются реликты линзовидно-полосчатых, полосчатых, сланцевых и пльчатых текстур замещенных метавулканитов. Структуры пиритовых руд грано- и

гетеробластовые, мелко-, средне- и крупнозернистые. На некоторых месторождениях (Чалкинском, Шуйском, Бергаул) отмечаются фрагменты оолитовых текстур, а в массивных пиритовых рудах Парандовского и Нялмозерского месторождений – реликты колломорфных рудных выделений.

Пирротиновые руды обычно развиваются по пиритовым. Для них характерны массивные, брекчиевидные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры и разнозернистые аллотриоморфнозернистые структуры. На Нялмозерском, Хаутаваарском, Чалкинском, Ялонварском и Соанваарском месторождениях развита в виде сульфидно-кварц-карбонатных прожилков и вкрапленности более поздняя галенит-сфалеритовая минерализация.

Количество серы в рудах изменяется в широких пределах – 15–25% и выше. Содержания других полезных компонентов, характерных для колчеданных месторождений, также сильно варьируют (Cu – до 3,5%, Zn – до 1,2%, Pb – до 0,03%, Ni – до 0,056%, Co – до 0,053%, Mo – до 0,035%, Sn – до 0,06%).

В Беломорском мобильном поясе, палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофенидах Приладожья колчеданное оруденение представлено лишь мелкими рудопроявлениями.

Ввиду значительных метаморфо-метасоматических преобразований (преимущественно эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) типизация архейских колчедановорудных объектов Карелии крайне затруднительна, но все же по устойчивой пространственной ассоциированности многих из них с базальт-андезитобазальт-риодацитовыми вулканическими комплексами, низким содержанием меди и повышенным серебра по сравнению с золотом наиболее вероятно их принадлежность к типу куроко. Парандовское месторождение рассматривается как предполагаемый докембрийский аналог месторождений кипрского типа (Еремин и др., 2002). Метаморфические изменения колчеданных руд, выразившиеся преимущественно в их перекристаллизации и повсеместной пирротинизации, сопровождались также перераспределением рудных компонентов (главным образом, Cu, Zn, Pb, As). Они концентрировались на флангах рудных тел и за их пределами в виде рассеянной вкрапленности и прожилков. Относительная «обогащенность» колчеданных руд Карелии медью и полиметаллами характерна для месторождений с широким распространением кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов и не претерпевших метаморфизм выше эпидот-амфиболитовой фации (Северо-Вожминское, Соанварское, Ялонварское, Койкарское).

**Северо-Вожминское месторождение** – наиболее типичный пример колчеданно-полиметаллической рудной формации Карельского региона, не испытавший, по-видимому, существенных метаморфических преобразований. Расположено в Каменноозерском рудном районе Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Колчеданной минерализации этого района в целом свойственен слабый метаморфизм, свидетельством чего являются сохранность первичных слоистых текстур руд, оолитовых, фрамбоидальных и глобулярных структур пирита и присутствие шунгита (Кулешевич и др., 2005). Колчеданное оруденение на Северо-Вожминском месторождении приурочено преимущественно к двум крутопадающим субсогласным пластообразным залежам мощностью 3–20,5 м в лопийских вулканитах (андезитобазальты-дациты) и кварц-альбит-серицитовых сланцах, прослеживающимся по простиранию на 200–400 м и падению – до 400 м. Руды – массивные, полосчатые и вкрапленные, представлены халькопирит-пиритовым, сфалерит-пиритовым, халькопирит-сфалерит-пиритовым и пиритовым минеральными типами. Изредка в них встречаются галенит, пирротин, арсенопирит, блеклые руды, ковеллин, кобальтин, борнит и дюрлеит (Кулешевич и др., 2005; Минерально-сырьевая..., 2005). Запасы (тыс. т) меди на месторождении составляют по C1+C2 – 10,2 при среднем содержании 0,28%; цинка по C1 – 18,9, C2 – 15,7, прогнозные ресурсы по P1+P2 – 138,6 тыс. т при среднем содержании 1,7% (Минерально-сырьевая..., 2005). В рудах постоянно присутствуют золото (0,1–1,2 г/т) и серебро (5,0–167,1 г/т). Исходя из геологической и минералого-петрографической характеристики пород и руд данного месторождения (Кулешевич и др., 2005) оно представляется наименее затронутым регенерационными метаморфическими преобразованиями и, соответственно, наиболее полно отражающим исходную геохимическую специфику колчеданного оруденения в архее Карелии по сравнению с другими месторождениями, подвергшимися гораздо более сильному метаморфизму. Хотя присутствие в рудах таких минералов, как матильдит, вейбуллит, лайтакарит, богдановичит, виттихенит, клаусталит, тетраурикуприт, антимонит, шеелит (Кулешевич, Лавров, 2011), вероятно, все же связано с более поздними наложенными процессами. Установленные в рудах Северо-Вожминского месторождения содержания главных рудных (Zn, Cu) и второстепенных (Au, Ag) элементов сопоставимы с

такowymi в протерозойских колчеданных месторождениях Фенноскандинавского щита и в более молодых других регионах, относимых к типу куроко (Еремин, 2002).

Типичным представителем колчеданных месторождений Карелии, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации и частично зеленосланцевой, является **Ялонварское месторождение**, детально охарактеризованное В.Е. Поповым и др. (1994). Согласно этим данным и результатам предыдущих исследований (Потрубович, Анищенкова, 1956; Рыбаков, 1987 и др.), частично дополненных и уточненных нами, колчеданное оруденение локализовано в верхах разреза ялонварской свиты лопия в пачке (мощностью 50–200 м) переслаивания дацитовых туфов, туффитов и силицитов, преобразованных в кварц-хлорит-серицитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, углеродсодержащие и другие сланцы с маломощными прослоями железистых кварцитов. Установлено два вытянутых в северо-западном направлении лентообразных горизонта – северо-восточный (Ялонварское серноколчеданное месторождение) и северо-западный (руд. Хювя-Нойвисто). Колчеданные тела (>10) линзовидной и пластовой формы при мощности 12 м протягиваются на 320–350 м.

Среди руд выделяются сплошные, полосчатые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные разновидности. Последние более типичны для фланговых частей месторождения. В некоторых рудных телах сплошные руды приурочены к их центральным частям, а полосчатые и вкрапленные – к крайним (периферийным). Несмотря на это, границы рудных тел обычно резкие, контрастные. В сплошных массивных рудах изредка отмечаются реликты слоистой текстуры и колломорфной структуры. Преобладают руды с разнообразными полосчатыми текстурами и бластическими структурами. Главный рудный минерал колчеданных залежей – пирит. Широко распространены также пирротин, халькопирит, магнетит, сфалерит и галенит, тяготеющие к флангам рудных тел. Изредка встречаются борнит, ильменит, хромит, марказит, лимонит. В единичных знаках отмечаются тетраэдрит, арсенипирит, петландит, самородн. серебро, макинавит, ванадинит. В ряде случаев полиметаллическая минерализация совместно с кварцем и карбонатом выполняет прожилки и секущие зонки в колчеданных рудных телах и, вероятно, связана с более поздними процессами рудообразования.

В колчеданных рудах в пределах месторождения в целом и в отдельных рудных телах в частности содержание второстепенных минералов значительно варьирует. Так, магнетит локализован преимущественно в центральной части рудного поля (Попов и др., 1994) и совместно с халькопиритом, сфалеритом и галенитом в выклинивающихся частях колчеданных тел (Рыбаков, 1987). Полиметаллическая минерализация сконцентрирована в основном на флангах месторождения и за его пределами.

Для верхних частей разреза ялонварской свиты отмечаются положительная корреляция между содержаниями полиметаллов в колчеданных рудах и относительным объемом кислых вулканитов в составе рудовмещающих пород и отрицательная – для меди. Пирротиновые руды, образующиеся при метаморфизме пиритовых, в большей степени тяготеют к зальбандам рудных тел. Для них характерны брекчиевидные текстуры и аллотриоморфнозернистые структуры.

По данным В.Е. Попова и др. (1994), преобладающими минеральными типами руд колчеданной Ялонвары являются пиритовый, пирит-пирротиновый, пирротиновый. Менее распространены (в порядке убывания) халькопирит-пирит-пирротиновый, пирит-пирротин-магнетитовый (с содержанием магнетита до 80%), халькопирит-магнетитовый, сфалерит-пиритовый, сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовый. Содержания серы в сплошных пиритовых рудах составляют 35–47%, меди и цинка в соответствующих типах руд – до 3,5%. Кроме того, в колчеданных рудах отмечаются повышенные концентрации Ti – до 1%, Ni, Co, V, Mn, Cr, Ba – до 0,1; Mo – 0,05%; As – 0,02%, Ag – до 10 г/т. По данным спектрального анализа, в них также установлены, г/т: Be – 2, B – 100, Sc – 220, Pb – 100, Ga – 22, V – 22, Zr – 150, Yb – 5, Sr – 220, Ge – 5. В сплошных колчеданных рудах содержится золото (до 0,14 г/т).

Утвержденные в ГКЗ запасы серного колчедана по Ялонварскому месторождению составляют 2151,9 тыс. т при среднем содержании серы 26,61% (кат. С1) и 745,6 тыс. т с содержанием серы 20,64% (забалансовые) руды.

Согласно В.Е. Попову и др. (1994), прогнозные ресурсы меди на Ялонварском месторождении оцениваются в 98 тыс. т с содержанием 0,78% до глубины 300 м и 156 тыс. т до 500 м.

Большинство колчеданных месторождений Карелии метаморфизовано в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях и характеризуется преимущественно пирит-пирротиновым типом

рудной минерализации. К наиболее сильно метаморфизованным колчеданнорудным объектам относятся фальбандовые проявления района *Кивзубы* Беломорского мобильного пояса (Гинсбург, 1921 и др.), относящиеся к сульфидному медь-никель-кобальтовому с Au и Ag типу. Оруденение пространственно, а вероятно и генетически ассоциируется с хетоламбинскими ортоамфиболитами. Рудная минерализация сконцентрирована в субпараллельных зонах северо-западного простирания протяженностью до 6 км и мощностью до 10–60 м с прожилково-вкрапленным оруденением, слагающим кулисообразные линзовидные залежи и жилы мощностью 0,6–4,8 м длиной 300–400 м с массивными рудами: пирит, пирротин, халькопирит, магнетит; второстепенные – пентландит, сфалерит, галенит, молибденит, арсенопирит, лелленгит, самородный висмут. Содержания полезных компонентов в рудах существенно варьируют: Ni – 0,09–0,6%, Cu – 0,1–1,85%, Co – 0,12–0,56%, Au – до 0,9, Ag – до 10 г/т. Висмут-мышьяковистая и благороднометалльная минерализация наложена на колчеданную и контролируется зонами сдвиговых дислокаций (Ахмедов и др., 2001а).

#### 4.2.4. Палеороссыпи и современные россыпи

В Карелии на продолжении Лапландского палеопротерозойского зеленокаменного пояса установлены очень мелкомасштабные проявления золота в кварцевых и полимиктовых конгломератах основания разрезов тунгудской и ватулминской свит – Железные Ворота, Нигалма (Минерально-сырьевая..., 2005). Они характеризуются низкими и сильно варьирующими содержаниями золота, максимальные концентрации которого – до 3–6 г/т отмечаются в зонах наложенных на них кварцсерицитовых изменений (Голубев, Кулешевич, 2001 и др.). Признаки незначительной золотоносности (до 0,2 г/т) присущи также сариолийским конгломератам Хатуноя в Ялонварской структуре (Иващенко, Лавров, 1994). Элементами-спутниками золота для его проявлений в конгломератах этого временного уровня являются U, Th, Zn, As, Bi. Не исключено, что золотоносность этих конгломератов обусловлена наложенными свекофеннскими метасоматическими процессами, в пользу чего свидетельствуют структурные данные и геохимические особенности.

Второй временной уровень формирования палеороссыпных проявлений золота в конгломератах относится к ятулию. Наиболее существенные золоторудные концентрации этого времени отмечаются в интракратонных структурах Центральной Карелии в районе Янгозера. Здесь известно два крупных рудопроявления – Маймъярви и Ятулий-1 (рис. 73) золото-мартитового типа (Минерально-сырьевая..., 2005).

**Маймъярвинское проявление** расположено в 7 км южнее пос. Гумарино. Оно приурочено к ятулийским кварцевым конгломератам, развитым в восточном крыле Янгозерской интракратонной впадины. В ее строении участвуют метатерригенные образования трех свит (снизу вверх): энингиварская, маймъярвинская и янгозерская, представляющие собой законченные трансгрессивно-регрессивные литолого-стратиграфические мегаритмы разреза ятулийского надгоризонта (Леонтьев и др., 2003). Золотопродуктивной является занимающая среднее положение в разрезе структуры маймъярвинская свита, в строении которой отмечается несколько элементарных осадочных ритмов с горизонтами высокозрелых мономиктовых и олигомиктовых кварцевых конгломератов в основании каждого из них. Золото на рудопроявлении Маймъярви, по данным А.Г. Леонтьева (Минерально-сырьевая..., 2005), связано с древней россыпью в пределах веерной палеодельты шириной 1,5–6,0 км и протяженностью до 9 км. Конгломераты слагают невыдержанные горизонты мощностью 0,4–33,0 м, расчленяющиеся на отдельные потоки и струи мощностью до 1 м, шириной до 130 м и длиной до 1,5 км. Фоновая золотоносность конгломератов – 0,07–0,19 г/т при средневзвешенном содержании в пределах струй – 1–6 г/т (среднее 1,5 г/т). Золото мелкое и тонкодисперсное, тесно ассоциируется с гематитом и мартитом, реже встречается в виде дендритовидных зерен размером до 0,2 мм. В зонах наложенного северо-западного расщепления, сопровождающегося хлоритизацией, карбонатизацией и серицитизацией, золото ассоциируется с гематитом, мартитом, халькопиритом, галенитом, молибденитом, сфалеритом, минералами урана и тория, а его содержание достигает 10 г/т.

Альтернативой осадочной модели образования данного рудопроявления является обоснование (Петров, Кузнецов, 1989) его гидротермального генезиса с четким тектоническим контролем оруденения субмеридиональной крутопадающей сдвиговой зоной мощностью 8–10 м, прослеживающейся по простиранию на 3 км и падению на 150 м. В соответствии с такой точкой зрения

наиболее богатые золоторудные концентрации приурочены к этой зоне и сопровождаются интенсивными метасоматическими изменениями пород (карбонатизация, хлоритизация, серицитизация) и эпигенетической сульфидной минерализацией (халькопирит, галенит, молибденит, сфалерит), совмещенной с сингенетической – гематит, мартит, хромшпинелид, ильменит, монацит, циркон. Рудоносные метасоматиты характеризуются повышенной радиоактивностью.

Прогнозные ресурсы золота по категории P1+P2 на проявлении Маймъярви оценены в количестве 18,5 т (Минерально-сырьевая..., 2005).

**Рудопроявление Ятулий-1** (P3 – 16 т) приурочено к прибрежно-бассейновым фациям конгломератов. Наиболее высокие содержания золота (до 11,0–13,6 г/т) связаны с субмеридиональной зоной расланцевания вдоль даек габбродолеритов, сопровождающейся серицитизацией и хлоритизацией (Минерально-сырьевая..., 2005).

В западном обрамлении Онежской структуры известно несколько рудопроявлений кварцевых конгломератов с золото-урановой минерализацией (Черный Наволок, Пальезеро-1, 2, Медвежье, Гирвас и др.), приуроченных к базальным горизонтам ятулия, подвергшимся интенсивным метасоматическим изменениям – альбитизации, березитизации, окварцеванию. Рудная минерализация представлена золотом, уранинитом, настураном, пиритом, пирротинитом, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом (Солдатенко и др., 1999). Содержание золота на рудопроявлении Пальезеро-1 достигает 4,6 г/т. Изотопный возраст оруденения – 1,93–1,73 млрд лет (Мельников и др., 1992; Леденева, Пакульнис, 1997), и приуроченность наиболее значительных золоторудных концентраций на этих проявлениях к зонам интенсивных метасоматических преобразований конгломератов свидетельствуют об их вероятном полигенно-полихронном происхождении при главенствующей роли орогенного мезотермального золоторудного процесса свекофеннского времени.

Третий временной уровень формирования палеороссыпных проявлений золота относится к венду. Наиболее крупные и изученные благороднометалльные палеороссыпи этого времени выявлены на границе Карелии и Архангельской области на Нименьской площади (рис. 73).

На **Нименьской площади** известно 4 проявления золота, связанных с формацией золотоносных конгломератов венда. Протяженность полосы их развития составляет 60 км при ширине от 0,5–1,0 до 4,0–5,0 км (в среднем 2 км). Мощность продуктивного пласта варьирует от 2,0 до 18,0 м. Прогнозные ресурсы золота до глубины 100 м оцениваются в 145 т при его среднем содержании 2–4 г/т (Медведев, 2000). Золото преимущественно крупное (имеются золотины весом до 40–91 мг), слабо окатанное, зерна объемные, таблитчатые, пластинки неправильной формы (рис. 71). Золото отмечается также в аллювиальных четвертичных россыпях совместно с металлами платиновой группы (платиноиды – до 15–20% от общей массы металла в шликсе). Суммарное содержание золота и платиноидов по отдельным пробам достигает 0,5–1,0 г/м<sup>3</sup>. Пробность золота – 973–980. Состав платиноидов: Pt – 85,5%; Ir – 2,7%; Os – 1,4%; Rh – 1,0%; Pd, Ru – <1%.

Современные золотоносные россыпи на территории Карелии распространены крайне незначительно (Выгорецкое, Пажское, Вельяканйокское проявления) и характеризуются невысокими содержаниями и незначительными масштабами (Минерально-сырьевая..., 2005). Вследствие этого ресурсы их не оценивались. Однако, учитывая, что золотосодержащие россыпи, вероятным коренным источником золота которых являются соответствующие рудные объекты в пределах Карельского региона, выявлены даже в Центральной России на границе великого Европейского оледенения (Сафонов и др., 1997), прогнозная оценка территории Карелии на данный генетический тип золотого оруденения представляется необходимой и целесообразной.

#### 4.2.5. Золотосодержащие месторождения и проявления

При металлогенических исследованиях разграничение собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений определяется условно с учетом современных технологий переработки руд и экономической конъюнктуры (Сафонов, 2002). В соответствии с этим на территории Карелии, кроме собственно золоторудных объектов (5 мелких месторождений и >200 проявлений и пунктов минерализации), выделяются комплексные золотосодержащие, вклад которых в благороднометалльный потенциал региона представляется значительным. Они относятся к нескольким рудоформационным типам (табл. 72), наиболее важные из которых – платино-палладиевые с золотом

малосульфидной, хромитовой и титаномагнетитовой с V рудных формаций, связанных с сумийскими мафит-ультрамафитовыми расслоенными комплексами (Бураковский плутон, Олангская группа интрузий) и людиковийскими трапповыми габбродолеритами (Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий интрузивы).

Таблица 72. Главные рудно-формационные типы Au-содержащего оруденения Карельского региона

Table 72. Basic ore-facies types of auriferous mineralization in the Karelian region

Тип, подтип	Формации, возраст, млн лет	Месторождения, Au ppm
Собственно магматическая группа		
Платино-палладиевый	Мафит-ультрамафитовая (расслоенные комплексы), U-Pb 2449±1,5	Бураковское; 0,15–0,33 Луккулайсваара; до 0,5 Кивакка, Ципринга; 1,0
	Диорит-габбровая, U-Pb 1883,3±5,2	Кааламо, Сурисуодо; 0,5
Платино-палладиевый с Ru-Os	Мафит-ультрамафитовая, U-Pb 2449±1,5	Бураковское (ГХГ), Аганозерское; 0,026–7,2
Платино-палладиевый с Au	Ультрамафитовая (дифференцированная), AR	Рыбозерская структура; 0,4–0,6
Платино-палладиевый с золотом	Трапповая толеит-базальтовая, (габбродолерит), U-Pb 1984±8	Пудожгорское; 0,11 Койкарско-Святнаволоцкое; 0,12
	Габбро-пироксенитовая, AR	Хаутаваара; до 0,5
Палладиево-платиновый с Au	Щелочно-ультраосновная PR 1,9–1,8 млрд лет	Тикше-Елетьозерский комплекс; до 1,7
	Мафит-ультрамафитовая, AR	Палаярвинское, Травяная губа; до 3,5
Постмагматическая группа		
Платино-палладиевый с Ir, Ru	Мафит-ультрамафитовая (плутоническая), AR	Лебяжинское; 0,07 В. Вожминское; 0,05
Платино-палладиевый с Au	Коматиит-базальтовая AR	Золотопорожское; 1,1 Хаутаваара Cu-Ni; 0,2–8,0
Полисульфидный с Au, Pt и Pd	Диорит-гранодиорит-гранитовая U-Pb 2807,7±1,4, Re-Os 2772±11	Ялонвара, Хатуноя; 0,2
Класс полигенных месторождений		
Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au (падминский подтип)	Альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в углеродистых сланцах U-Pb 1724±42	Ср. Падма, Падма, Весеннее, Царевское; до >100; Космозеро – Губа Великая; 0,01–126
Платино-палладиевый с Ir, Au	Сульфидно-углеродистые сланцы PR	Уницкое; до 0,2

Другие рудно-формационные типы золотосодержащего оруденения Карелии (медистые песчаники – Воронов Бор, Cu-Au-U кварцевые конгломераты – Маймъярви, Au-Cu-сульфидный кварцево-жильный – Воицкое, медно-сульфидный жильный в альбититах – Шуезерское, Медные Горы, Падун, Светлое, Орчень Губа, Лебедева Гора), выделяемые некоторыми исследователями как имеющие значительный золоторудный потенциал (Кулешевич и др., 2010 и др.), ввиду крайней мелкомасштабности рудных объектов по основному виду полезного ископаемого (Cu) и низким средним содержаниям золота (<1 г/т) представляются неперспективными. Общие ресурсы золота в них для всей территории Карелии по самым оптимистическим прогнозам не превышают п10 т (P2), достигая на некоторых отдельных рудных объектах всего лишь п100 кг.

Золото в **Бураковском плутоне** ассоциируется с платинметалльной минерализацией (гл. 2) в малосульфидных (1–3%) горизонтах клинопироксенитовой и габброноритовой зон (Au – 0,15–1,33 г/т), хромитовых рудах Аганозерского и Шалозерского месторождений (Au – 0,03–0,07 г/т) и поздних мафических дайках (Au – до 0,3 г/т). Прогнозные ресурсы золота в плутоне оцениваются в 121,2 т (P1+P2) и 88,0 т по P3 (Минерально-сырьевая..., 2005).

Суммарные ресурсы и средние содержания золота для **Пудожгорского магматического комплекса** (гл. 2), соответственно, составляют ~300 т (P1), 0,3 г/т (Голубев и др., 2010; Трофимов, 2010).

Общие прогнозные ресурсы золота по Олангской группе проявлений составляют (P1+P2) ~20 т.

Прогнозные ресурсы золота для золотосодержащих объектов других рудно-формационных типов Карелии крайне невелики. Исключение – Au-Pt-содержащая Cu-Mo-порфировая рудная

формация с месторождениями Лобаш, Пяяваара и Ялонвара (Au 0,2 г/т; 30–40 т), металлогеническое значение которой для региона по аналогии с зарубежной частью щита (м. Айттик – 140 т Au) представляется более значительным. И последние результаты разведочных работ на месторождении Лобаш-1 подтвердили это. Месторождение переведено в разряд крупнообъемных комплексных золотосодержащих со следующими содержаниями, запасами и ресурсами: золото – 0,46 г/т, С2 – 34,4 т, P1+P2 – 209,7 т; медь – 0,18%, С2 – 126,2 тыс. т, P1+P2 – 771,8 тыс. т (Протокол заседания..., 2010). Оруденение порфиривого типа может также служить источником рудного вещества для более поздних орогенных благороднометалльных рудных систем, формирующих уже собственно золоторудные месторождения. Перспективные рудопроявления такой природы выявлены в Северном Приладожье (Иващенко, Голубев, 2008).

Аналогично в образовании мезотермальных орогенных месторождений золота могут участвовать железистые кварциты, колчеданы и черные сланцы как базовые золоторудные формации с повышенными, но не достигающими промышленных параметров содержаниями золота, форма нахождения которого предопределяет возможность его последующего концентрирования в экономически значимых масштабах при наложении более поздних рудогенных процессов. На известных в пределах Фенноскандинавского щита мезотермальных месторождениях, в т. ч. на самом крупном в Европе – Суурикуусикко (Au ~150 т), породы данных формаций играют важную роль в их формировании.

На *Костомукшском месторождении железистых кварцитов* средние содержания золота составляют 0,01–0,03 г/т в рудных комплексах, 0,08–0,5 г/т в прослоях колчеданов, 0,25–0,28 г/т в зонах метасоматических изменений (Головина, 2007). Соответственно, прогнозные ресурсы золота на Костомукшском железорудном месторождении как золотосодержащем промышленном типе достигают п10 т. Самые высокие концентрации золота (до 16–20 г/т) отмечаются для метасоматитов пропилит-березитового ряда в сдвиговых зонах.

*Колчеданные месторождения* Карелии в большинстве своем характеризуются незначительно повышенными содержаниями золота. Обычно они не превышают первых десятых г/т, но нередко отмечаются и промышленно значимые концентрации золота. Их появление обусловлено тем, что на фоне метаморфических преобразований колчеданного оруденения на некоторых месторождениях (Соанварское, Ялонварское, Няльмозерское, Ведлозерское и др.) проявлена их интенсивная локальная регенерация по протяженным линейным зонам сдвиговых дислокаций, сопровождающихся метасоматитами березит-пропилитового ряда и золотонесущей полисульфидной минерализацией. Наиболее характерными примерами такого типа золоторудных объектов Карелии являются месторождение Рыбозерское и рудопроявления Соайоки, Талпус. По комплексу характеристических признаков они соответствуют мезотермальным золоторудным месторождениям орогенического типа в зонах сдвиговых дислокаций (по: Groves et al., 2003).

Согласно современным генетическим концепциям, образование золоторудных месторождений (в особенности орогенических мезотермальных) в значительной мере определяется процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга. Вследствие этого установленные на карельских колчеданных месторождениях признаки ремобилизации и перераспределения золота с концентрированием в зонах сдвиговых дислокаций свидетельствуют о том, что при формировании золоторудных орогенических мезотермальных месторождений как ведущего генетического типа на Фенноскандинавском щите колчеданная рудная формация, наряду с черносланцевой, джеспилитовой и золото-порфириковой, вероятно, выступала в роли одной из базовых золотоносных формаций. Согласно геологическим и геохронологическим данным, образование орогенического мезотермального оруденения в Карельском регионе, вероятно, связано с эндогенными процессами коллизионной стадии в надсубдукционной зоне или с внутриконтинентальным плитным взаимодействием. Коллизионное гранитообразование в этом аспекте представляется одним из наиболее благоприятных факторов для формирования этого типа оруденения.

Имеющиеся аналитические данные по колчеданным месторождениям Карелии свидетельствуют, что многие из них (в особенности с уровнем метаморфизма, не превышающим эпидот-амфиболитовую фацию) характеризуются повышенными содержаниями Au и Ag (табл. 73). Вследствие этого породы и руды колчеданных месторождений, являющиеся своеобразным «коллектором» благородных металлов, могут существенным образом влиять на золоторудный потенциал отдельных

структур и Карельского региона в целом при условии вовлечения их в рудогенные процессы, ответственные за формирование орогенических мезотермальных месторождений в зонах сдвиговых нарушений глубинного заложения. Как оказалось (Колодяжный, 2006; Леонов, 2008), глубинные разломы, контролировавшие изначально размещение колчеданных месторождений, впоследствии длительно эволюционировали как сдвиговые дислокации, обеспечивая тепло- и массоперенос и способствуя в благоприятных условиях, к каковым относятся районы развития колчеданного оруденения, образованию благороднометалльной минерализации мезотермального орогенического типа. Согласно сделанным нами расчетам, золоторудный потенциал колчеданного оруденения Карелии оценивается в 370 т (табл. 73), а наиболее перспективной площадью на предмет выявления крупных золоторудных концентраций орогенического типа в колчеданноносных структурах представляется Соанлахтинская с Соанварским колчеданным месторождением (золоторудный потенциал 151 т) и серией золоторудных проявлений (Соанйокское, Пролонваара, Синкори и др.) в ее пределах на российском продолжении золотоносного зеленокаменного пояса Иломантси.

Таблица 73. Средние содержания рудных элементов в колчеданных месторождениях Карелии и их золоторудный потенциал

Table 73. Average ore element content and gold potential of Karelia's massive sulphide deposits

Месторождения	S, масс. %	Cu, масс. %	Zn, масс. %	Pb, масс. %	As, ppm	Ag, ppm	Au, ppb	Запасы, тыс. т	Ресурсы, тыс. т	Au потен- циал, т
Северо-Вожминское	–	0,28	1,7	до 0,6	–	5–170	100–1200	3463	11616	7,6
Хаутаваарское	32,6	0,4–0,6	0,6–1,0	–	50	0,5–0,7	1–6	14592	72000	46,8
Няльмозерское	34,55	0,004	до 1,0	до 0,05	40	до 15	до 3900	5916	18000	11,7
Шуйское	34,04	0,02	до 0,02	до 0,02	до 200	–	10–800	3043	6800	4,4
Парандовское	38,16	0,04	до 0,01	до 0,01	150	0,6–81	30–1000	12227	47200	30,7
Ялонварское	26,61	до 3,54	до 1–2	до 0,4	до 200	до 500	до 200	2500	12500	8,1
Чалкинское	27,6	0,1–2,7	–	0,1–2,7	10	4	50	623	2210	1,4
Соанварское	32,25	до 0,81	до 0,2	до 0,2	–	до 15	10–300	70000	233000	151,4
Улягское	36,9	–	–	–	до 1800	–	–	174	–	0,1
Ведлозерское	25,5	0,02	0,1	0,03	–	до 174	до 2700	1333	3600	2,3
Планшет 6–8	33,9	–	–	–	–	–	–	4743	–	3,1
Койкарское	31,05	–	–	–	–	–	до 60	8859	15100	9,8
Корбозерское	29,5	–	0,2–1,0	–	–	–	до 80	50847	65000	42,3
Идельское	17,85	–	–	–	–	–	–	15518	–	10,1
Кивгуба	~10,0	0–2,4	0–1,68	–	–	0–75,7	0–10,36	–	40000	40,0
Золоторудный потенциал в целом по колчеданному оруденению Карельского региона										370,0

*Примечание.* Прочерк (–) обозначает отсутствие аналитических данных. В рудах Хаутаваарского и Шуйского месторождений отмечаются повышенные содержания (ppm) Se – соответственно, 10 и 60, Парандовского – Se – до 30, Mo – до 350, Ni – до 200, Co – до 570, Улягского – Ni, Co – до 100, Sb – до 500; золоторудный потенциал рассчитывался исходя из среднего содержания золота 0,65 г/т в исходных колчеданных рудах, взятого по эталонному (неизменному) колчеданному месторождению – Северо-Вожминскому (табл. сост. с использованием данных: Леонтьев и др., 2003).

*Note.* Dash (–) no analytical data. Ores from the Hautavaara and Shuya deposits contain elevated Se concentrations: 10 and 60 ppm, respectively; ore from the Parandovo deposit up to 30 ppm Se, up to 350 ppm Mo, up to 200 ppm Ni and up to 570 ppm Co; ore from the Ulyalegskoye deposit contain up to 100 ppm Ni and Co and up to 500 ppm Sb; gold potential was calculated from an average gold content of 0,65 g/t in original pyrite ore estimated for standard (unaltered) North Vozhma pyrite deposit (Using data: Leontyev et al., 2003 in the Table).

Суммарные прогнозные ресурсы золота охарактеризованных рудно-формационных типов золотосодержащих месторождений и проявлений Карелии составляют около 1000 т, что соответственно свидетельствует о вероятной гораздо большей экономической значимости и промышленных перспективах золотосодержащих месторождений региона по сравнению с собственно золоторудными.

## ГЛАВА 5

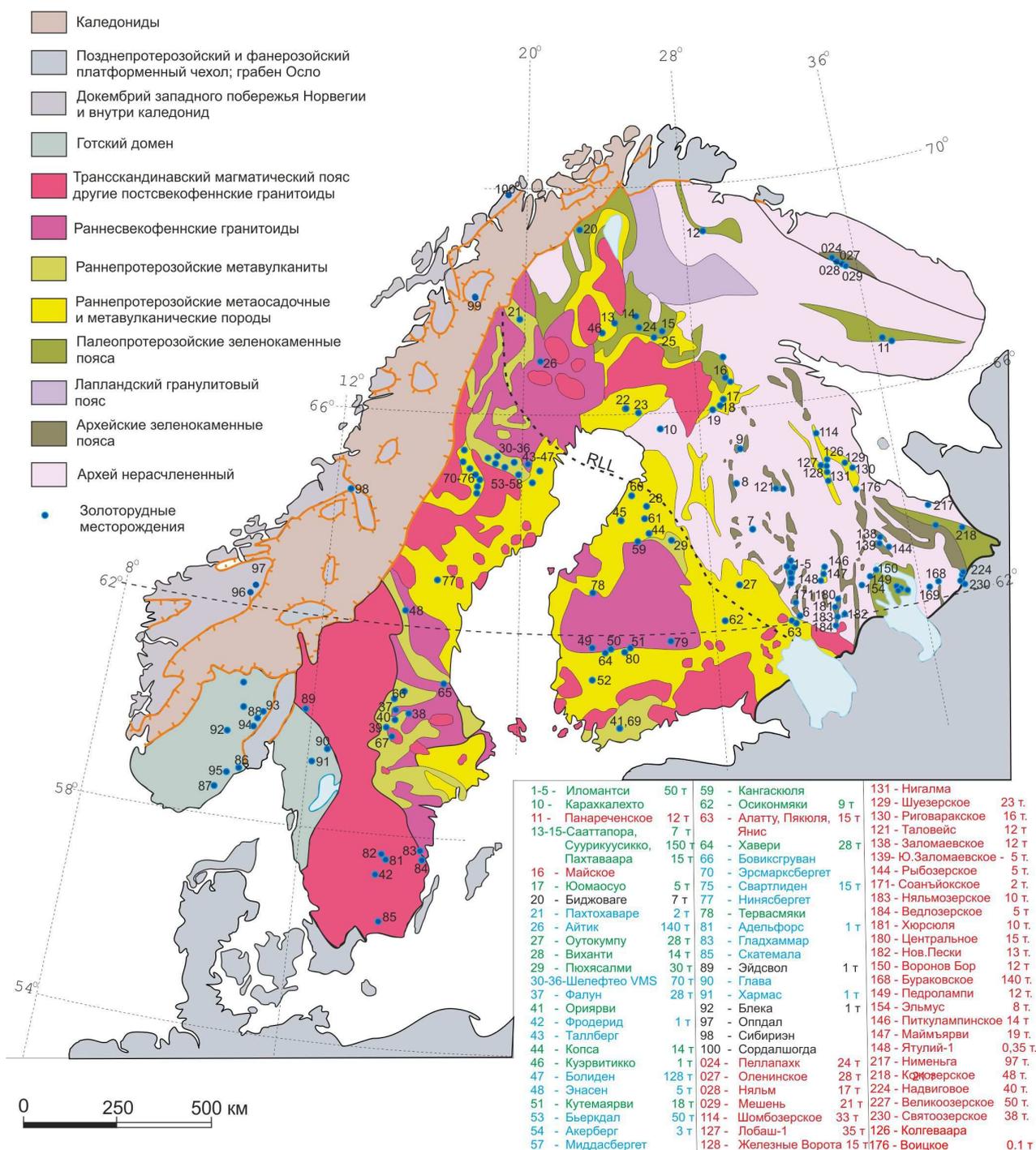
### МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

К настоящему времени на территории Фенноскандии не выявлены крупные золоторудные провинции и, соответственно, месторождения гиганты и супергиганты. За всю историю горнорудного освоения ее недр добыто около 500 т золота: в Швеции ~400 т; в Финляндии ~100 т; в Норвегии ~20 т; в России (Карелия) ~150 кг (Воицкое и Майское месторождения). Запасы золота (с прогнозными ресурсами по категории P1) Фенноскандии составляют ~1000–1500 т (>1000 т – в Швеции, Финляндии и Норвегии). На ее территории, преимущественно в Швеции и Норвегии, действует ~10 золотодобывающих рудников. В Финляндии в настоящее время работают два золотодобывающих предприятия – на месторождениях Суурикуусикко (годовая производительность золота – 5 т) и Кутемаярви (1–2 т золота в год), готовятся к эксплуатации несколько новых мелких по масштабам месторождений (Пампало, Осиконмяки) и расконсервируются ранее закрытые рудники в Лапландском зеленокаменном поясе (Пахтаваара и др).

В последнее время наиболее значительные успехи в металлогении золота и открытии золоторудных месторождений на Фенноскандинавском щите достигнуты в Финляндии (Eilu, 1999). Финскими геологами разработана современная генетическая классификация золоторудных месторождений и проявлений, распространенных на территории их страны, проведено комплексное детальное изучение главных их типов и предложена эффективная система прогноза и поисков месторождений золота применительно к докембрию Фенноскандинавского щита. Вследствие этого представляется целесообразным при металлогеническом анализе золотоносности Карельского региона использовать все наиболее важные разработки скандинавских геологов в этой области, в первую очередь генетическую типизацию месторождений и геодинамические и структурные закономерности их нахождения, а также рассматривать карельские золоторудные объекты в постоянном сопоставлении с их наиболее близкими аналогами на территории Финляндии.

Фенноскандинавский щит по времени формирования и кратонизации отдельных его частей подразделяется на три домена (Gaal, Gorbatshev, 1987 и др.): архейский, свекофеннский (включая трансскандинавский магматический пояс) и готский (рис. 125). Архейский домен состоит из Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, кратонизированных в позднем архее, и Беломорского мобильного пояса. В раннем протерозое на Карельском кратоне в результате рифтогенных процессов были сформированы палеопротерозойские зеленокаменные пояса, самый крупный из которых Лапландский предположительно протягивается более чем на тысячу км (Pankka, Vanhanen, 1989). Свекофеннский домен является результатом рифтинга архейского Карельского кратона по оси – Раахе-Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера) с новообразованием океанической коры и последующим их конвергентным взаимодействием с формированием офиолитовых, островодужных и окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза (Nironen, 1997). Трансскандинавский магматический пояс, простирающийся от юго-восточной Швеции в Норвегию к каледонидам (рис. 125), представлен посторогенными магматическими комплексами, сформированными по юго-западному краю свекофеннид после завершения свекокарельского орогенеза (1,85–1,65 млрд лет). В строении Готского домена, расположенного в юго-западной Скандинавии (рис. 125), участвуют ортогнейсы, метаосадки и посттектонические гранитоиды с возрастом 1,65–0,9 млрд лет, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму в период Свеконорвежской орогении (1,05–0,9 млрд лет).

Во всех выше перечисленных крупных структурных единицах Фенноскандинавского щита известны промышленно значимые золоторудные объекты. Многие из них разрабатывались, или разрабатываются и поныне. Характеристика отдельных золоторудных месторождений приведена в многочисленных публикациях (Nurmi, Ward, 1989; Geological..., 1993; Luukkonen, 1994 и др.). Вопросы металлогении золота и геолого-генетической типизации золоторудных проявлений отдельных регионов Фенноскандинавского щита вне пределов Карелии посвящен ряд работ российских и зарубежных геологов (Гавриленко, 2003; Галкин, 2006; Иващенко, 2006, 2010; Eilu, 1999; Eilu et al., 2003 и др.). В целом металлогения золота Фенноскандинавского щита рассматривается в работах (Иващенко, 2010; Gaal, Sundblad, 1990; Sundblad, 2003).



**Рис. 125.** Схема размещения золоторудных месторождений на территории Фенноскандии (по: Коровкин и др., 2003; Eilu, 1999; Sundblad, 2003 с доп.):

В списке месторождений буква в круглых скобках после наименования месторождения обозначает его государственную принадлежность: (P) – Россия, (Ф) – Финляндия, (Ш) – Швеция, (Н) – Норвегия. Рядом с названием месторождения – ресурсы (для России) и запасы (другие страны) золота, т. RLL – Раахе-Ладожская линия

**Fig. 125.** Scheme showing the distribution of gold deposits in Fennoscandia (after Eilu, 1999; Korovkin et al., 2003; Sundblad, 2003 with supplements):

in the list of deposits a letter in parantheses which follows the name of the deposit indicates country: (R) – Russia, (F) – Finland, (S) – Sweden, (N) – Norway. Shown near the deposit name are gold resources (for Russia) and gold reserves (other countries) in tonnes. RLL – Raaheladoga line

По геологической позиции золоторудные объекты в зарубежной части Фенноскандинавского щита сходны с таковыми на территории Карелии и подразделяются на (рис. 125):

1. Месторождения в архейских зеленокаменных поясах.
2. Месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах.
3. Месторождения в свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе (ТМВ).
4. Месторождения в Готском домене (область свеконорвежской регенерации).
5. Месторождения в докембрии Западной Норвегии и докембрийских тектонических «окнах»

в каледонидах.

Они являются также практически тождественными (идентичными) и в генетическом аспекте (табл. 62).

## 5.1. ЗОЛОТОНОСНОСТЬ АРХЕЯ

В архейских зеленокаменных поясах сопредельных Карельскому региону территорий известны золоторудные объекты только некоторых из выделяемых для Фенноскандинавского щита генетических типов золотого оруденения (табл. 62) с доминированием месторождений и проявлений орогенного мезотермального типа.

### 5.1.1. Кольский полуостров

В архее Кольского полуострова в нашей интерпретации известны золоторудные месторождения и проявления преимущественно двух генетических типов – орогенного мезотермального (Оленинское, Няльм-1 и 2) и порфиривого (Пеллапахк) с общими прогнозными ресурсами золота 63 т (табл. 74). Месторождения находятся в Колмозеро-Вороньинской зоне (зеленокаменном поясе) сочленения трех крупных блоков – Мурманского, Центрально-Кольского и Кейвского (рис. 125). С плейт-тектонических позиций пояс Колмозеро-Воронья является сутурной зоной на стыке Мурманского и Центрально-Кольского (серогнейсового и амфиболит-гранитного, соответственно) террейнов (Mitrofanov et al., 1995). На коллизионной стадии эволюции пояс приобретает «пластинчато-чешуйчатое» тектоническое строение с интенсивным развитием листрических разломов. Вследствие этого геологическое строение зоны Колмозеро-Воронья характеризуется полосовидным чередованием амфиболитов, гнейсов и сланцев с мелкими будинообразными телами метабазит-гипербазитов (Гавриленко, 2003), метаморфизованных в амфиболитовой фации.

**Месторождение Оленинское** расположено в северо-западной части Колмозеро-Вороньинского зеленокаменного пояса (район Вороньих тундр) и приурочено к минерализованной зоне в амфиболитах хр. Оленьего (рис. 126), секущихся интрузивными штоками и дайками кварцевых порфиров, диоритовых порфиринов, жилами редкометалльных пегматитов и многочисленными дайками долеритов. Его геологическая протяженность определяется тектоническим блоком, ограниченным субширотными и северо-восточными разломами. По комплексу структурных, геохимических и минералогических особенностей Оленинское месторождение подразделяется на три подзоны: северную, центральную и южную (Галкин, 2006) (рис. 127).

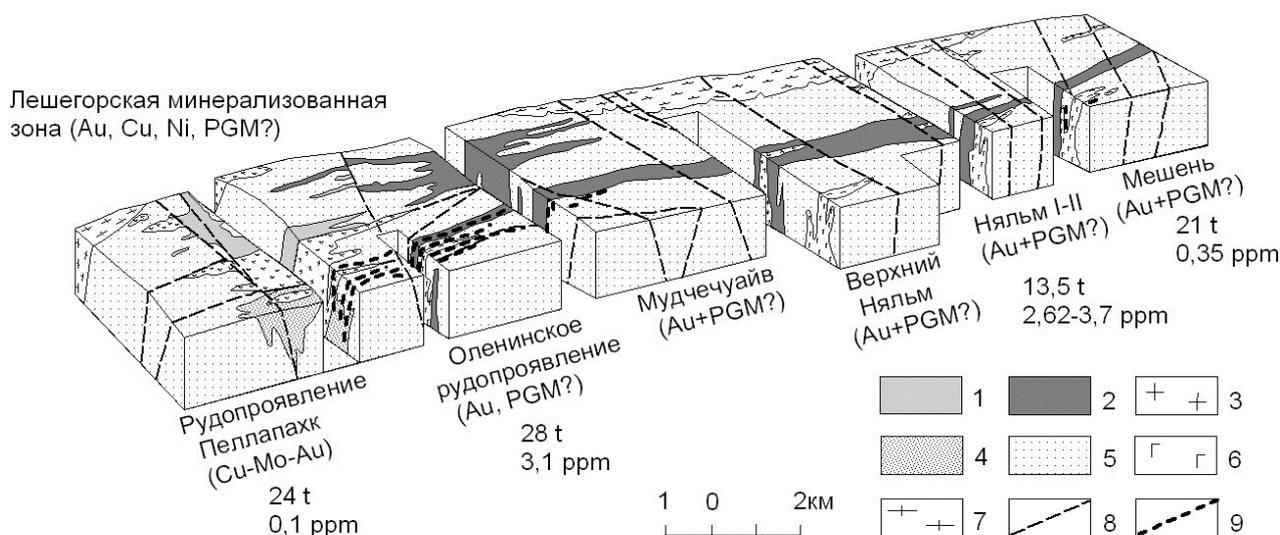
Таблица 74. Прогнозные ресурсы золоторудных месторождений и проявлений зоны Колмозеро-Воронья

Table 74. Predicted resources of gold deposits and occurrences in the Kolmozero-Voronya zone

Месторождения, проявления	Средние содержания рудных элементов	Прогнозные ресурсы (категория)
Оленинское	Au – 3,7 г/т Ag – 28 г/т	Au – 28,0 т (P2)
Няльм-1	Au – 4,3 г/т	Au – 7,5 т (P1)
Няльм-2	Au – 3,7 г/т	Au – 3,4 т (P1+P2)
Пеллапахк	Mo – 0,062% Cu – 0,25% Au – 0,1 г/т Ag – 2,12 г/т	Mo – 184 тыс т (P2) Cu – 745 тыс т (P1) Au – 24,0 т (P1) Ag – 631 т (P1)

*Примечание.* Табл. сост. по данным: Афанасьев и др., 1997.

*Note.* The Table is based on the data: Afanasyev et al., 1997.



**Рис. 126.** Блок-схема Пеллапахкского рудного поля (северо-западный фланг архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья) (по: Волков, Новиков, 2002; Галкин, 2006):

1 – метAPERИДОТИТЫ; 2 – метагабброамфиболиты; 3 – гранитпорфиры; 4 – месторождение Пеллапахк; 5 – метавулканы среднего и кислого состава; 6 – метагаббродiorиты; 7 – гнейсы и гранитогнейсы; 8 – разломы; 9 – зоны кварц-золото-сульфидной минерализации

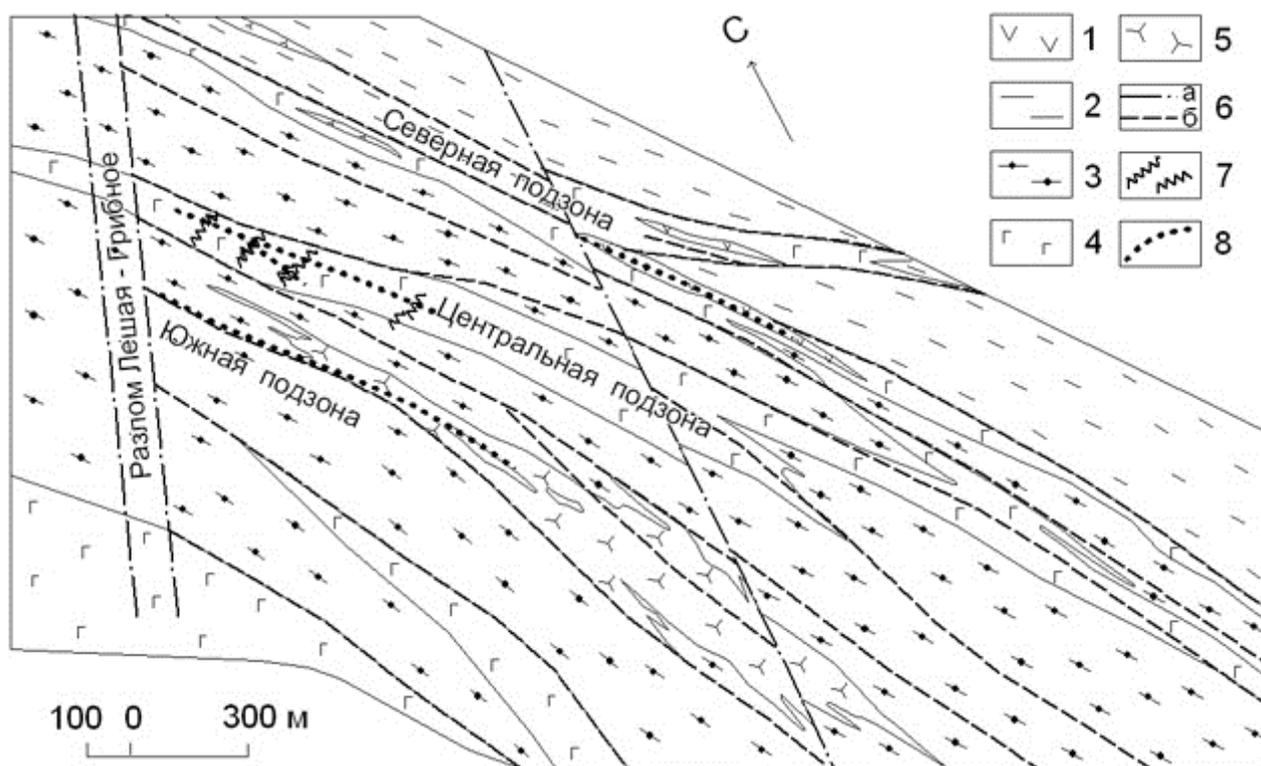
**Fig. 126.** Block-scheme of the Pellapahk Ore Field (N-W flank of the Archaean Kolmozero-Voronya greenstone belt) (after Volkov, Novikov, 2002; Galkin, 2006):

1 – metaperidotites; 2 – metagabbro-amphibolites; 3 – granite-porphyry; 4 – Pellapahk deposit; 5 – intermediate and felsic metavolcanics; 6 – metagabbro-diorites; 7 – gneisses and granite gneisses; 8 – faults; 9 – quartz-gold-sulphide mineralization zones

Северная подзона сложена метасоматитами по метагаббро и кварцевым порфирам с обильной (до 60%) сульфидной минерализацией (халькопирит-пирротин-пирит), местами сконцентрированной в кварцевых линзах и жилах мощностью до 3,6 м. Здесь же отмечаются в различной степени сульфидизированные (до 20%) в эндоконтактных частях дайки долеритов мощностью до 1,5 м и зоны прокварцевания мощностью ~0,5 м. Повышенные содержания золота приурочены к сульфидизированными кварц-биотит-(эпидот-диопсид)-карбонатным метасоматитам (0,23–0,55 г/т на мощность до 20 м), развивающимся по метагабброамфиболитам, кварц-карбонат-серицитовым метасоматитам по гранитпорфирам (до 0,25 г/т) и кварц-сульфидным прожилкам (до 1,19 г/т) (Галкин, 2006).

Центральная подзона сложена серией сближенных линейных минерализованных тел метасоматитов (диопсидовых, кварц-карбонат-серицитовых, кварц-биотитовых и др.) по габброамфиболитам, общей протяженностью ~1500 и шириной 200–500 м. Рудные тела имеют линзовидную морфологию и тектонические границы (зоны дробления, смятия, расланцевания). Прослеженная протяженность наиболее крупного из них – 230 м, мощность 1,0–3,5 м (рис. 128). Содержание золота варьирует в нем в пределах 5–85 г/т (Галкин, 2006). В менее масштабных (мощность 0,5–2,2 м) рудных телах содержания золота более низкие – 0,5–2,2 г/т, местами до 8,5 г/т. По данным английской компании Ovoca Gold PLC, проводившей разведочные работы на месторождении до 2008 г., содержания золота в рудных телах гораздо более высокие (табл. 75) – до 140 г/т на 1 м и до 2 г/т на 24 м. При этом они сопровождаются повышенными концентрациями серебра – до 55 г/т.

Южная подзона сложена гранат-слюдистыми (глиноземистыми) сланцами и метасоматитами по габбродiorитам с будинированными арсенопиритсодержащими кварцевыми жилами и видимым самородным золотом. Габбродiorиты содержат кварц-арсенопиритовые и кварцевые прожилки с самородным золотом.



**Рис. 127.** Схема геологического строения Оленинского золоторудного месторождения (по: Волков, Новиков, 2002; Гавриленко, 2003; Галкин, 2006):

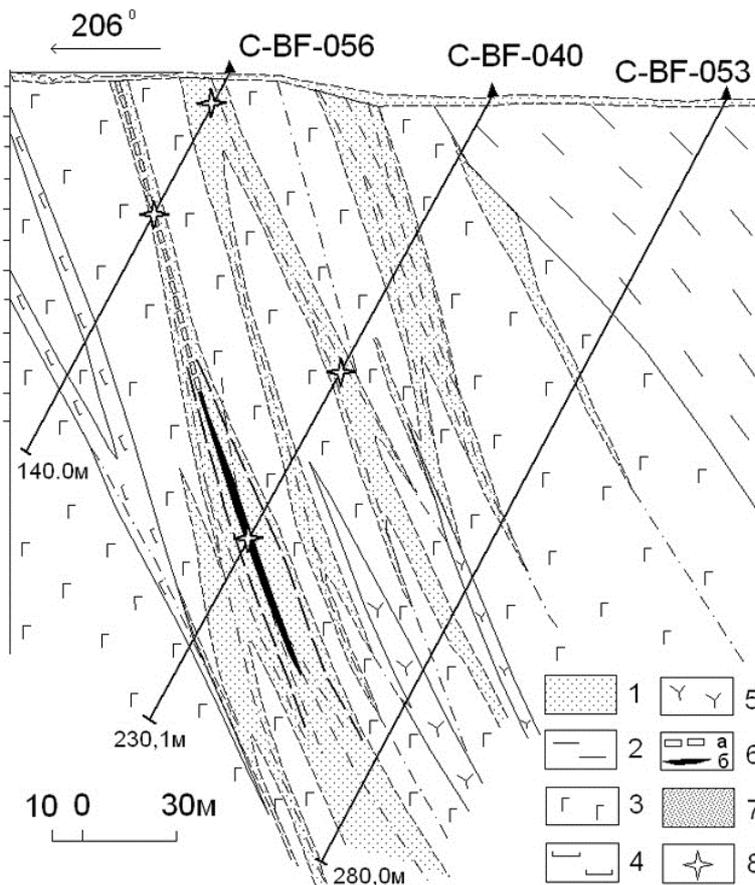
1 – метавулканы среднего и кислого состава; 2 – амфиболиты; 3 – глиноземистые плагиосланцы; 4 – габброамфиболиты; 5 – габбродиориты; 6 – сдвига-сбросы (а) и взбросо-сдвиги (б); 7 – пегматиты; 8 – золоторудная минерализация

**Fig. 127.** Scheme showing the geological structure of the Oleninskoye gold deposit (after Volkov, Novikov, 2002; Gavrilenko, 2003; Galkin, 2006):

1 – intermediate and felsic metavolcanics; 2 – amphibolites; 3 – aluminous plagioschists; 4 – gabbro-amphibolites; 5 – gabbrodiorites; 6 – strike-slip faults (a) and wrench faults (b); 7 – pegmatites; 8 – gold mineralization

В целом на месторождении широко проявлены наложенные полистадийные метасоматические преобразования габброамфиболитов: окварцевание, биотитизация, эпидотизация, диопсидизация, турмалинизация и др., сопровождающиеся формированием нескольких рудных минеральных ассоциаций (от ранней к поздней): халькопирит-пирротин-ильменитовой; золото-пирротин-арсенопиритовой; золото-кварц-шеелит-арсенопиритовой; золото-серебро-галенит-сульфосольной (Гавриленко, 2003). Контакты золоторудных тел четко трассируются зонами биотитизации (до 70–90% биотита).

Рудная минерализация представлена арсенопиритом, пирротином, ильменитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, шеелитом, марказитом, борнитом, ковеллином, кубанитом, пентландитом, аргентитом, кюстелит-полибазитовой и электрум-сульфосольной ассоциациями. Для пирита и арсенопирита характерны повышенная золотоносность, соответственно 170 и 340 г/т, изредка до 0,12%, и микровключения самородного золота (Волков, Новиков, 2002; Lukonin, 2008). Кроме того, в рудах крайне редко встречаются сафлорит, леллингит, никелин, брейтауптит, маухерит, тетраэдрит, теннантит, гудмундит, лиллианит, буланжерит, фалькманит, кобальтин, герсдорфит, самородные висмут и медь. Минералы золота и серебра представлены самородными золотом и серебром, электрумом, ауростибитом, аргентитом, дискразитом, стефанитом, пираргиритом, физелиитом, диафоритом, фрейбергитом (Галкин, 2006). Размеры золотин варьируют в широких пределах, достигая в редких случаях 4 мм. Пробность золота изменяется от 770 до 930%. Содержание золота в рудах месторождения положительно коррелируют с мышьяком, а серебра – со свинцом, золотом и сурьмой (Волков, Новиков, 2002).



**Рис. 128.** Геологический разрез через основное рудное тело Оленинского месторождения (по: Галкин, 2006):

1 – четвертичные отложения; 2 – глиноземистые плагиосланцы; 3 – габброамфиболиты; 4 – метаперидотиты; 5 – оливиновые пикриты; 6 – контур зон золоторудной минерализации (а), продуктивное рудное тело, >2 г/т Au (б); 7 – зоны метасоматического изменения габброамфиболитов: окварцевание, биотитизация, карбонатизация и др.; 8 – пересечение зон золоторудной минерализации с содержаниями Au >0,5 г/т

**Fig. 128.** Geological cross-section through the main orebody of the Oleninskoye deposit (after Galkin, 2006):

1 – quaternary sediments; 2 – aluminous plagioclites; 3 – gabbro-amphibolites; 4 – metaperidotites; 5 – olivine picrites; 6 – outlines of gold mineralization zones (a), productive orebody, >2 g/t Au (b); 7 – metasomatic gabbro-amphibolite alteration zones: silicification, biotitization, carbonatization, etc.; 8 – intersection of gold mineralization zones with Au concentration >0,5 g/t

Модельный изотопный (Pb-Pb) возраст сульфидной минерализации Оленинского рудопоявления оценивается в 2750–2800 млн лет (Пушкарев, 1990).

Прогнозные ресурсы золота категории P2 по месторождению составляют 28 т (Au 3,1 г/т) (Волков, Новиков, 2002) и, вероятно, могут быть значительно увеличенными – до масштабов крупного золоторудного месторождения, учитывая последние разведочные данные английской компании Ovoca Gold PIC (Lukonin, 2008).

**Рудопоявление Няльм-1** расположено в 18 км к юго-востоку от месторождения Оленинского (рис. 126), представляя собой две крутопадающие на северо-восток кварцево-жильные зоны мощностью 1,5–2,0 м и протяженностью 170–200 м в штоковидной интрузии диоритовых порфириров, прорывающей углеродистые сланцы (Гавриленко, 2003). Содержания золота в кварцевых жилах положительно коррелируются с содержаниями сульфидов, достигая 9–14 г/т. Иногда они сопровождаются повышенными концентрациями вольфрама – до 0,3%. Главным рудным минералом в рудных зонах является пирротин, второстепенными – арсенопирит, пирит, халькопирит, в единичных зернах отмечаются сфалерит, пентландит, кобальтин. Золото в рудах самородное, высокопробное (870–900‰), преобладают тонкие и мелкие классы от 0,01 мм до 0,5 мм (Калинин и др., 2010). Прогнозные ресурсы золота по рудопоявлению оцениваются в 7,5 т (Гавриленко, 2003).

**Рудопоявление Няльм-2** приурочено к юго-восточному выклиниванию интрузии метагабброамфиболитов хр. Оленьего на восточном фланге Оленинской золоторудной зоны (рис. 126). Во многом оно сходно с Оленинским месторождением. Рудная зона в виде линейного штокверка протяженностью 1,8 км и мощностью ~20 м прослежена по падению на 200 м. В ее пределах выделяется линзовидное рудное тело мощностью 3,4 м со средним содержанием золота 3,7 г/т (Гавриленко, 2003). Рудная минерализация представлена пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом и золотом самородным. Содержание сульфидов 3–5%. Золото мелкозернистое (0,01–0,2 мм) высокопробное – 900–950‰, встречается преимущественно в кварц-сульфидных прожилках, соприкасаясь с зернами арсенопирита, реже в микровключениях в нем. Ресурсы золота оценены в 3,4 т (Волков, Новиков, 2002) и 6 т (Гавриленко, 2003).

Таблица 75. Содержания, г/т, золота и серебра на Оленинском золоторудном месторождении, по данным английской компании Ovoca Gold PIC (Lukonin, 2008)

Table 75. Gold and silver content, g/t, of the Oleninskoye gold deposit, as shown by the data of Ovoca Gold PIC, Great Britain (Lukonin, 2008)

№ проб		Интервал, м		Мощность, м	Au	Ag
скважины	каналы	от	до			
Оленинское-3						
BF-027-24		150,4	150,9	0,5	4,20	
BF-027-38		216,2	217,2	1,0	4,97	
BF-028-21+22		108,4	112,2	2,8	83,81	37,68
BF-028-21		108,4	109,4	1,0	141,80	55,10
BF-028-51+52		179,2	180,1	0,9	3,23	0,47
BF-037-163		218,5	219,6	1,1	7,62	
BF-039-45		69,9	71,9	2,0	8,30	0,31
BF-040-84		163,0	165,0	2,0	5,20	0,44
BF-045-33		123,2	124,7	1,5	88,60	
BF-046-41		221,2	222,2	1,0	6,52	
BF-046-50		230,2	231,7	1,5	0,99	
BF-048-16		89,8	91,3	1,5	29,60	
BF-052-43		232,6	233,6	1,0	8,66	
BF-052-48		237,8	239,3	1,5	1,58	
BF-053-8		196,2	197,1	0,9	3,24	
BF-053-13		246,7	248,2	1,5	0,86	
BF-054-3		47,0	49,0	2,0	1,07	
	k-13C-023	22,5	23,5	1,0	2,20	4,50
	k-13C-028	27,5	28,6	1,1	8,60	6,20
	k-13C-030	29,8	31,0	1,2	24,00	6,00
	k-13C-10368	8,0	10,0	2,0	12,00	0,50
	BF-K-513-8	10,0	11,5	1,5	8,38	
	BF-K-513-15	18,0	19,0	1,0	4,76	
	BF-K-513-12	15,0	16,0	1,0	1,33	
	BF-K-15C-4	22,0	23,0	1,0	9,36	
	BF-K-15C-1	4,5	5,5	1,0	0,97	
	BF-064-3	11,0	12,0	1,0	1,14	
	BF-K-508-1	22,0	24,0	2,0	0,71	
	BF-K-508-2	0,0	1,0	1,0	1,17	
	BF-K-508-3	1,0	2,0	1,0	3,10	
	BF-K-508-4	2,0	3,2	1,2	6,80	
	BF-K-508-5	3,2	4,4	1,2	13,60	
	BF-K-508-6	0,0	0,9	0,9	0,18	
	BF-K-508-7	0,9	2,2	1,3	1,08	
	BF-K-508-8	2,2	3,2	1,0	1,96	
Оленинское-7						
BF-029-52		120,6	121,8	1,2	2,90	1,44
BF-031-16		64,5	65,1	0,7	5,26	3,90
	k-BF027-12	12,0	13,0	1,0	50,20	9,92
	k-BF028A-020	21,6	22,1	0,5	1,20	
	k-BF028A-024	25,2	26,0	0,8	1,20	28,00
	k-BF025A-2	3,1	4,1	1,0	1,22	
BF-060-17		95,0	96,2	1,2	4,17	
BF-060-18		96,2	97,2	1,0	1,18	

*Аu-Си-Мо-порфировое месторождение Пеллапахк* расположено в северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, в зоне сочленения двух крупных разломов северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 126). Рудовмещающими породами являются гранитпорфиры с возрастом  $2828 \pm 8$  млн лет (Кудряшов и др., 1999), слагающие прорываемое протерозойскими основными дайками интрузивное тело (3000x500x300) в сланцах и гнейсах червутской свиты. Гранитпорфиры метаморфизованы в амфиболитовой фации. Комплексное Au-Cu-Mo-оруденение приурочено к линейным крутопадающим на северо-восток штокверкам, объединяющимся в

минерализованную зону северо-западного простирания, мощность которой последовательно возрастает от 50–100 м на юго-востоке до 800–900 м на северо-западе (Гавриленко, 2003; Галкин, 2006). Оруденение прожилково-вкрапленное (пирит-халькопирит-молибденит), приуроченное к полосчатым кианит-(андалузит)-мусковит-кварцевым метасоматитам и мусковитовым кварцитам. Максимальные концентрации (до 3–5%) молибденита и халькопирита отмечаются в зальбандах кварцевых прожилков, что является типичным для оруденения порфирирового типа. Изредка встречаются кварцевые прожилки мощностью до 1 см с галенитом, молибденитом, сфалеритом, борнитом, тетраэдритом и фрейбергитом (Галкин, 2006). Большинство рудных минералов содержат микропримеси: пирит – Au до 300 г/т, Ag до 700 г/т; халькопирит – Au, Ag, Cd – первые сотни г/т; молибденит – Re до 300 г/т, Se до 330 г/т, галенит – Ag до 7800 г/т, Zn до 0,59%. По данным (Галкин, 2006), содержание Mo в рудах составляет 0,005–0,25%, Cu – 0,05–>1%, Au – 0,01–10 г/т, Ag – 1–10 г/т, Pb – 0,002–1%, Zn – 0,01–0,14%. Изотопный возраст оруденения – ~2800 млн лет (Пушкарев, 1990). Прогнозные ресурсы золота категории P1 – 24 т, серебра – 631 т (Гавриленко, 2003).

В последние годы в архее Кольского полуострова были выявлены новые золоторудные объекты (Войтеховский и др., 2007, 2009), наиболее интересными из них в металлогеническом аспекте представляются проявления золоторудной минерализации интракратонного архейского бассейна Кейвского террейна в метаморфизованных корах выветривания и кварцевой жиле участка р. Подманиук. Интересным научным фактом является также находка зоны минерализации с самородным золотом в гнейсах с прослоями амфиболитов и железистых кварцитов архейского возраста кольской серии (2750 млн лет) в интервале 9,5–11,0 км в Кольской СГ-3.

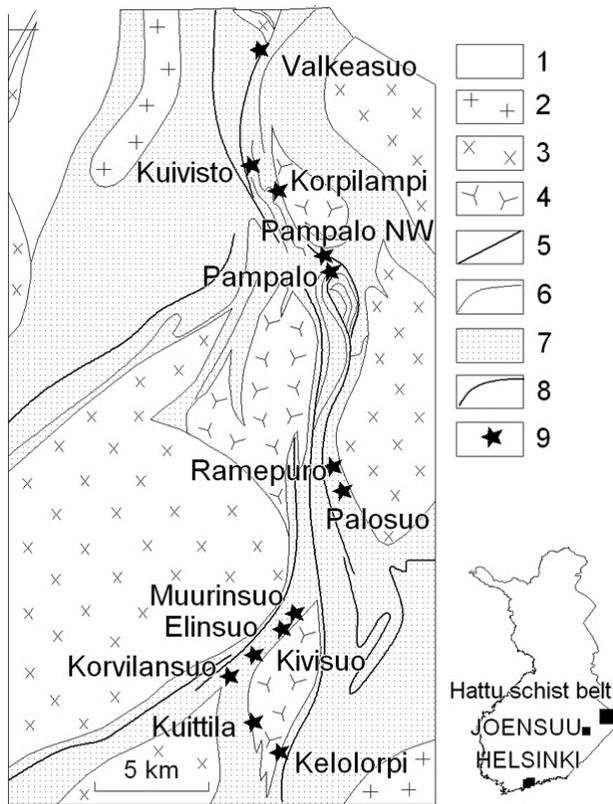
*Проявление участка р. Подманиук* расположено в восточном замыкании структуры Б. Кейв и связано с серией кварцевых жил различного залегания в гранат-ставролит-биотит-кварцевых сланцах выхчуртской свиты, в зальбандах одной из которых мощностью 5 м установлены содержания Au 17,5 г/т, а микронзондовым анализом диагностированы пирротин, халькопирит, пентландит, сфалерит, кобальтин, данаит, бисмит, висмутинит, аурустибит, самородные висмут и золото. (Войтеховский и др., 2009). Тонкое пылевидное золото (<5 мкм) и его 2–3–4-фазные сростки с аурустибитом, самородным висмутом, оксидом висмута (бисмутинитом?) и висмутотеллуридами образуют линейные цепочки полигональных и округлых кристаллов или их микроагрегатов.

### 5.1.2. Территория Финляндии

В архее Финляндии известны золоторудные месторождения и проявления по существу только одного генетического типа – **орогенного мезотермального** в архейских зеленокаменных поясах (табл. 62), нижеприведенная краткая характеристика некоторых из них дается преимущественно по данным (FINGOLD database, 2009). Рудопроявление Кюльмякангас (район Ояярви), условно относящееся к эпитермальным метаморфизованным, крайне незначительно по масштабам и слабо изучено.

Наиболее экономически значимые и изученные архейские месторождения орогенного мезотермального типа находятся в золоторудном районе Иломантси зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос (Geological..., 1993) (рис. 125). Крупнейшими среди них являются месторождения Пампало (Au – 8,1 т, 7,3 г/т; добыто 1784 кг) и Валкеасуо (Au – 2,8 т, 2,4 г/т), расположенные в северной части сланцевого пояса Хатту и контролируемые субмеридиональными зонами сдвиговых дислокаций (рис. 129). Интрузивные породы (тоналиты, граниты), широко распространенные в районе этих месторождений, являются предрудными. В силу своих реологических свойств при коллизии и орогенезе они выступали в роли «экранов» и «коллекторов» разгрузки тектонических напряжений, обуславливая формирование золоторудоконтролирующих сдвиговых зон преимущественно в межинтрузивном пространстве.

*Месторождение Пампало* (Au – 8,1 т, 7,36 г/т; добыто 1784 кг; находится в завершающей стадии предэксплуатационной подготовки) расположено в 40 км на северо-восток от г. Иломантси и в 100 км в этом же направлении от г. Йозенсуу. Месторождение приурочено к месту сочленения трех гранитоидных (тоналитовых, санукитоидных?) интрузий в центральной части седиментогенного пояса Хатту (2754–2726 млн лет) и контролируется Пампало shear-зоной (рис. 129), которая ограничивает его с двух сторон. Сдвиговая зона обогащена биотитом, особенно в местах сочетания ее со сдвигами более низшего порядка северо-западного и субмеридионального направлений. Главными



**Рис. 129.** Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений в сланцевом поясе Хатту (по: Geological..., 1993):

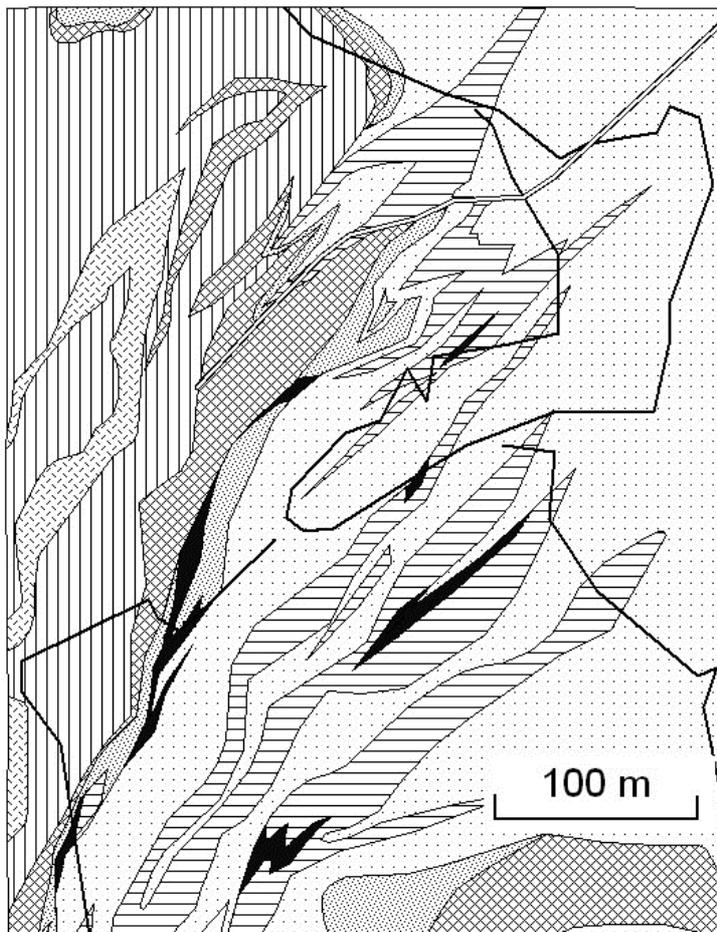
1 – мусковит-турмалиновые лейкограниты; 2 – амфибол-биотитовые гранодиориты; 3 – биотитовые тоналиты; 4 – мафические и ультрамафические метавулканы (коматиты), железистые кварциты; 5 – углеродсодержащие сланцы и железистые кварциты; 6 – эпикластические и фельзические кластические породы; 7 – метасадочные породы; 8 – зоны интенсивных деформаций (shear-зоны); 9 – золоторудные месторождения и проявления

**Fig. 129.** Scheme showing the distribution of gold deposits and occurrences in the Hattu schist belt (after Geological..., 1993):

1 – muscovite-tourmaline leucogranites; 2 – amphibole-biotite granodiorites; 3 – biotitic tonalites; 4 – mafic and ultramafic metavolcanics (komatiites), iron formation; 5 – carbonaceous shales and iron formation; 6 – epiclastic and felsic clastic rocks; 7 – metasedimentary rocks; 8 – intense deformation zones (shear-zones); 9 – gold deposits and occurrences

вещающими породами для месторождения являются средние метатуффиты, второстепенными – метакоматиты и прорывающие их фельзит-порфиры. Они вмещают три субмеридиональные (северо-восточные) падающие под углом  $35^\circ$  на север-северо-запад рудные линзы (ленты) мощностью 5–10 м (рис. 130), сгруппированные в зоне интенсивного рассланцевания и проявления дуплексов мощностью до 100 м, длиной 500 м, прослеженной на глубину 750 м (рис. 131). Локальные рудные линзы контролируются сдвигами преимущественного северо-восточного направления. Золотоносные рудные тела представляют собой интенсивно рассланцованные и метасоматически измененные метатуффиты среднего состава, в которых главными новообразованными нерудными минеральными фазами являются кварц, биотит, калишпат, барийсодержащий микроклин, мусковит, альбит, кальцит, хлорит, эпидот, рутил, тремолит-актинолит, турмалин. Главный рудный минерал в рудах – пирит, второстепенные – рутил, титанит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, шеелит и более редкие – тетраэдрит, теллуrowисмутинит, цумоит, фрейбергит, алтаит, гессит, петцит, монтбрайт, хедлейит, калаверит, вольтскит, раклиджит, электрум, самородные теллур, висмут и золото, ауростибит, гематит, ильменит, хромит, магнетит, кубанит, макинавит, пентландит. 91% от всего золота на месторождении приходится на свободное самородное золото, остальное заключено в теллуридах золота.

Самородное золото встречается в виде включений в сульфидах (пирите, пирротине, халькопирите) и нерудных минералах (калишпате, кварце, биотите, кальците), в трещинах и на границах зерен пирита, в сростках с теллуридами (рис. 132), титанитом, рутилом и гетитом. Наиболее раннее выделение золота происходило при температуре  $450^\circ$  и давлении 2–3 кбар. Преобладающий размер золотин –  $<80$  мкм (70–80% от всех зерен). Пробность золота – 690–980‰ (средняя – 910‰), главная примесь серебро – 8%. Распространены также кварцевые жилы с шеелитом и молибденитом и кварц-турмалиновые±кпш с золотом, которые сформировались до образования главных золоторудных концентраций. Индикаторными признаками наличия золоторудной минерализации являются (в совокупности) обильный пирит, шеелит, интенсивная биотитизация, сильная деформированность пород. Рудные тела и обрамляющие их ореолы обогащены Au+Ag, Ba, Bi, Cu, Li, Pb, Sb, Se, Te, W, Se, B, K, Rb, S,  $CO_2$  (As, Zn). Среднее содержание золота в рудах 7,36 г/т, в наилучшем интервале – 90 г/т на 1,5 м.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

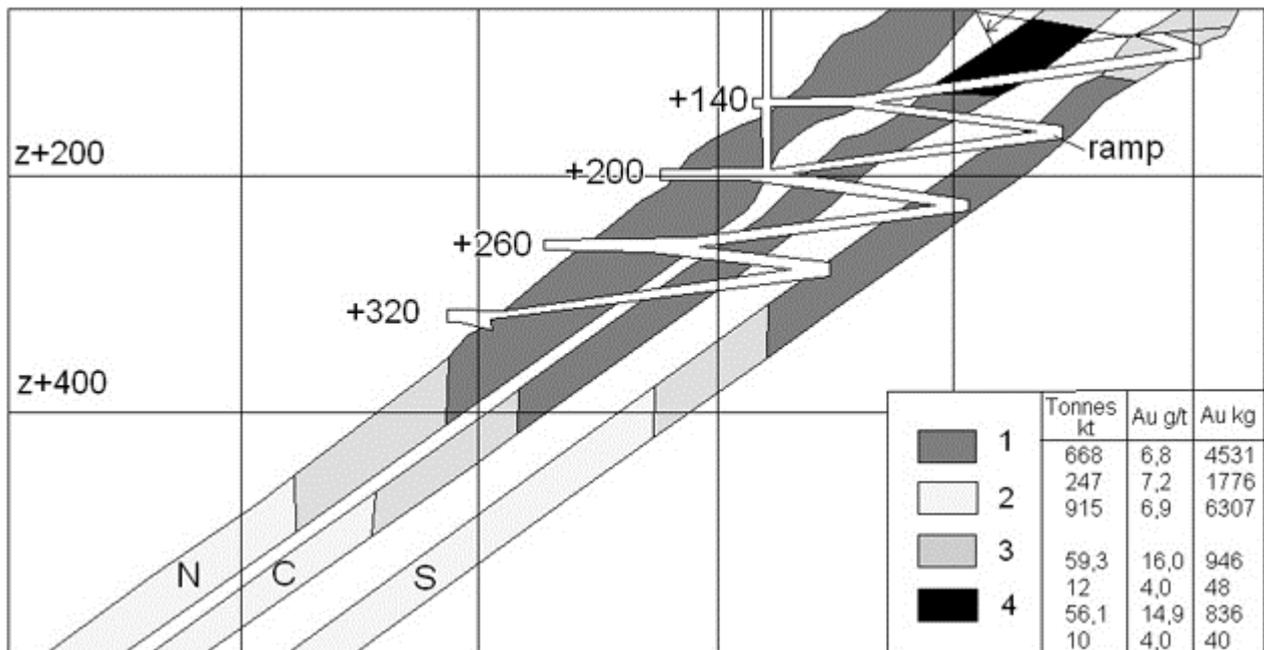
**Рис. 130.** Схема геологического строения золоторудного месторождения Пампало (по: Parkkinen, 1994):

- 1 – хлорит-амфиболовые породы;
- 2 – полевошпатовые фельзит-порфиры;
- 3 – вулканокластические образования;
- 4 – метабазальты; 5 – железисто-кварцитовые породные ассоциации;
- 6 – метаграувакки; 7 – золоторудные тела;
- 8 – автомобильная дорога



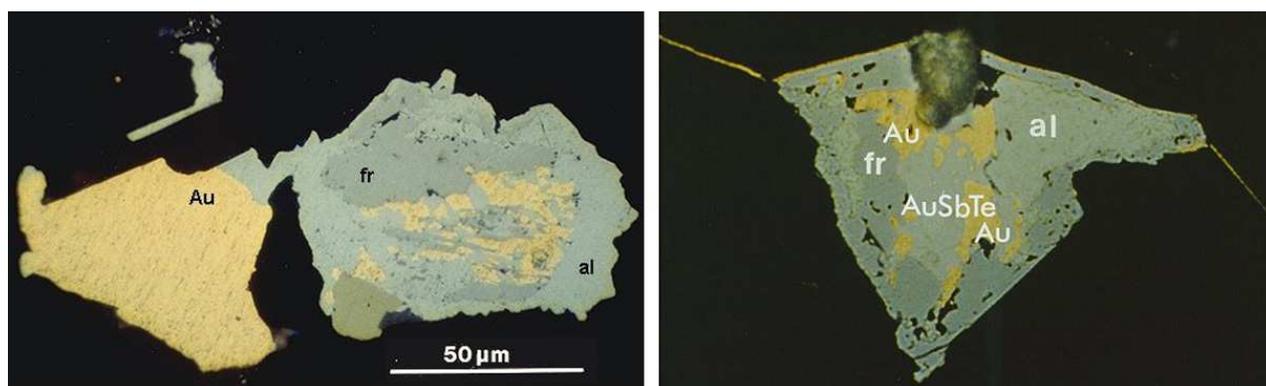
**Fig. 130.** Scheme showing the geological structure of the Pampalo gold deposit (after Parkkinen, 1994):

- 1 – chlorite-amphibole rocks;
- 2 – feldspathic felsite-porphiry;
- 3 – volcanoclastic rocks; 4 – metabasalts;
- 5 – iron formation rock assemblages;
- 6 – metagraywacke; 7 – gold ore bodies;
- 8 – highway



**Рис. 131.** Схематический разрез месторождения Пампало (FINGOLD database, 2009)

**Fig. 131.** Schematic cross-section through the Pampalo deposit (FINGOLD database, 2009)



**Рис. 132.** Самородное золото в рудах месторождения Пампало (FINGOLD database, 2009):

Au – золото самородное; Al – алтаит; Fr – фрейбергит; Py – пирит

**Fig. 132.** Native gold in ores from the Pampalo deposit (FINGOLD database, 2009):

Au – native gold; Al – altaite; Fr – freibergite; Py – pyrite

Наиболее четкие первичные аномалии в поле месторождения – Au, S, Se, Te и W. Причем отмечается положительная корреляция золота с Te, S, W и Ag в апотуффитовых метасоматитах и с S, Se и Pb в измененных фельзит-порфирах. Вторичные аномалии – региональные Au, As, В, локальные – Au, Te, Bi. Содержания золота в тиллевых аномалиях варьируют от 1 мг/т до >1 г/т. Наиболее индикаторными аномалиями являются комбинированные Au-Te-Bi. Аномалии в торфяных отложениях – Au, As, Cu, Mo, Ni, S, Te. Для золота характерна сильная положительная корреляция с Te и слабая положительная – с Cl, K, Pb, Zn. Самые интенсивные аномалии в торфе у As – >100 относительно фона, однако As не обнаруживает никаких корреляционных связей с золотом. Наиболее обширные аномалии отмечаются для As и Te.

Вмещающие месторождение породные ассоциации, рудные тела и сопровождающие их метасоматиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой-зеленосланцевой фаций ( $550 \pm 50^\circ$ ). Золотое оруденение сформировалось до кульминационной стадии метаморфизма (2708–2693 млн лет).

На *месторождении Валкеасуо* (рис. 129) рудовмещающий структурно-формационный комплекс представлен слюдистыми сланцами по метатуффитам среднего состава и аргиллитам, реже метаграуваккам. Минерализованная зона длиной 1,5 км и мощностью 5–15 м насыщена золотоносными кварц-полевошпат-турмалиновыми жилами, окруженными березитоподобными метасоматитами, имеющими местами брекчиевидный облик. Руды легко обогатимы. 97,4% золота является свободно извлекаемым. Возраст оруденения – 2708–2693 млн лет. Запасы руды на месторождении оценены в 1,175 млн т со средним содержанием золота 2,34 г/т (FINGOLD database, 2009).

Другие золоторудные объекты Финляндии в архейском зеленокаменном поясе Ялонвара-Иломантси-Тулос, так же, как и в поясе Кухмо-Суомусалми, крайне незначительны по масштабам и на сегодняшний момент практически не влияют на оценку золоторудного потенциала финского архея в целом, а закономерности их размещения и образования тождественны таковым их более крупным аналогам в поясе Хатту.

## 5.2. ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПРОТЕРОЗОЯ

Протерозой Фенноскандинавского щита, в отличие от архея, характеризуется гораздо большей насыщенностью золоторудными месторождениями и проявлениями (рис. 125), приуроченными главным образом к палеопротерозойским зеленокаменным поясам, свекофеннидам, Трансскандинавскому магматическому поясу и Готскому домену (области свеконорвежской регенерации). Среди палеопротерозойских зеленокаменных поясов наиболее крупными и важными по насыщенности месторождениями золота являются Лапландский и Печенга-Варзугский, но и в других (Карасъйоки, Каутокейно, Кируна, Куусамо, Перяпохья) также отмечаются промышленно значимые золоторуд-

ные объекты (Eilu, 1999). Рудовмещающие породы в них имеют возраст 2,4–2,1 млрд лет, а золото-рудная минерализация, относящаяся к мезотермальному орогеническому типу, – 1,9–1,8 млрд лет (Vjorlykke et al., 1990; Eilu et al., 2003).

Для Свекофеннского складчатого пояса наиболее важными золотоносными структурами являются Шеллефте, Раахе-Ладожская, Бергслаген, Гелливаре и сланцевый пояс Тампере, в которых представлены золоторудные объекты практически всех выделяемых генетических типов золотого оруденения на Фенноскандинавском щите.

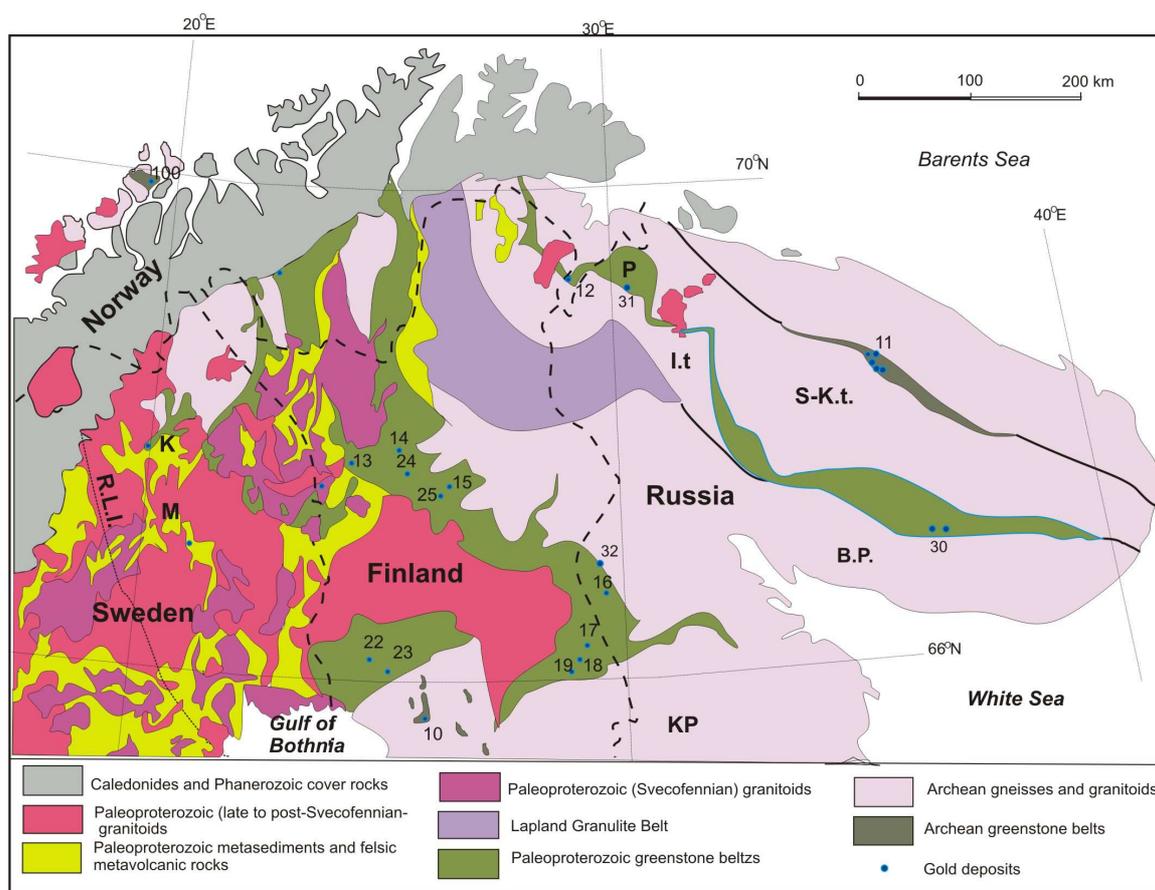
В пределах Трансскандинавского магматического пояса и Готского домена известно несколько месторождений и проявлений преимущественно орогенного мезотермального типа.

### 5.2.1. Кольский полуостров

Протерозой Кольского полуострова на предмет золотоносности изучен крайне слабо. Однако в последние годы в северо-восточной части Пана-Куоляярвинской структуры и в Печенга-Варзугском палеопротерозойском зеленокаменном поясе, протягивающемся через весь полуостров на 700 км от каледонид до Белого моря, выявлено несколько рудопроявлений (рис. 133), часть из которых относится к **орогенному мезотермальному типу** (в нашей интерпретации) и, несомненно, представляются перспективными (Лобанов и др., 2002; Гавриленко, 2003; Балаганский, Беляев, 2005; Войтеховский и др., 2009 и др.)

*Панареченское золоторудное проявление* находится в южной части Печенга-Варзугского палеопротерозойского зеленокаменного пояса (рис. 133), рассматриваемой (Гавриленко, 2003) как Имандра-Варзугская рифтогенная структура. Рудопроявление приурочено к наиболее молодым образованиям имандра-варзугского комплекса – кислым вулканитам панаречинской и самингской свит, метаморфизованным в зеленосланцевой фации, а до того в процессе кислотного выщелачивания преобразованных в кварц-серицитовые метасоматиты с сульфидной вкрапленностью до 1–4% (Гавриленко, 2003). Наиболее насыщены сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, молибденит, галенит, сфалерит, арсенопирит и др.) кварц-серицитовые сланцы с прослоями их углеродсодержащих разновидностей. По результатам более поздних исследований (Волошин и др., 2010) на рудопроявлении выделяются четыре типа рудоносных пород (от более к менее рудоносным): углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты, хлорит-карбонатные метасоматиты, пиритовые руды. В них наряду с повышенными содержаниями Au (0,1–3,0 г/т), Ag (до 20 г/т), Sb (до 150 г/т) и As (до 0,4%) в местах интенсивного рассланцевания отмечается незначительное концентрирование Cu – до 0,1%, Zn – до 0,17%, Pb – до 0,15%. Рудная минерализация на проявлении чрезвычайно разнообразна. Всего диагностировано 42 рудных минерала из классов самородных металлов, сульфидов, сульфосолей, оксидов и теллуридов: пирит, марказит, пирротин, пентландит, макинавит, виоларит, галенит, алтаит, сфалерит, гринокит, молибденит, халькоцит, ковеллин, халькопирит, борнит, тетраэдрит, бисмутинит, кобальтин, герсдорфит, арсенопирит, костибит, цумоит, теллуrowисмутит, пильзенит, радхакришнаит (первая находка на Кольском п-ове), колорадоит (первая находка на Кольском п-ове), самородные висмут, теллур и никель (первая находка на Кольском п-ове), магнетит, ильменит, рутил; благороднометалльные минералы: золото, серебро, эмпресит, гессит, штюццит, волинскит, петцит, нагиагит (первая находка на Кольском п-ове), аргентопентландит, фрейеслебенит (Волошин и др., 2010). Золото встречается в виде тонкой вкрапленности во флюорите, мусковите и отдельных удлинённых и округлых включений и сростков с другими рудными минералами (галенитом, гесситом, халькопиритом) в пиритовых агрегатах, приурочиваясь к границам зерен. Пробность самородного золота, содержащего Ag 11,2–28,7%, варьирует в пределах 675–873%. Минералы серебра представлены серебром самородным, аргентопентландитом и фрейеслебенитом. Серебро и его сростки с гесситом отмечаются во включениях в пирите. Аргентопентландит зафиксирован в сростках с халькопиритом и герсдорфитом в силикатах, а фрейеслебенит – в сростании с галенитом в пирите (Чернявский и др., 2010).

Площадь распространения рудной минерализации на Панареченском проявлении по настоящее время точно не околонурина, но, как представляется (Гавриленко, 2003), достигает  $n10 \text{ км}^2$  и вследствие этого его прогнозные ресурсы золота могут быть достаточно значительными –  $n10 \text{ т}$ .



**Рис. 133.** Схема размещения золоторудных месторождений в северной части Фенноскандинавского щита (по: Sundblad, 2003; с исп. данных: Войтеховский и др., 2009; Eilu, 1999; Weihed, 2001):

1 – каледониды и фанерозойские породы; 2 – палеопротерозойские (поздне- и постсвекофеннские) гранитоиды; 3 – палеопротерозойские метасадочные и фельзические метавулканические породы; 4 – палеопротерозойские (свекофеннские) гранитоиды; 5 – Лапландский гранулитовый пояс; 6 – палеопротерозойские зеленокаменные пояса; 7 – архейские гнейсы и гранитоиды; 8 – архейские зеленокаменные пояса; 9 – золоторудные месторождения

Буквами обозначены: I.t. – Инари террейн; M.t. – Мурманский террейн; S-K.t. – Сорварангер-Кола террейн; B.P. – Беломорский пояс; K – Кируна пояс; M – Мальмбергер апатит-железорудное поле; P – Печенга (Petsamo) – медно-никелевое рудное поле; RLL – Раахе-Ладожская линия.

Цифрами обозначены золоторудные месторождения: (Россия) 11 – Оленинское, Пеллапахк, Няльм, 16 – Майское, 30 – Панареченское, 31 – Южно-Печенгское, 32 – Кайралы; (Финляндия) 10 – Карахкалехто, 13 – Сааттопора, 14 – Суурикуусикко, 15 – Пахтаваара, 17 – Юомасуо, 18 – Конттиахо, 19 – Коуверваара, 22 – Кивимаа, 23 – Вяяхйоки, 24 – Оутапая, 25 – Каарестунтури, 46 – Куэрвитикко; (Швеция) 21 – Пахтохаваре, 26 – Айтик; (Норвегия) 12 – Джедеваннет; 20 – Биджовагге, 99 – Гаутеллисфьелл

**Fig. 133.** Scheme showing the distribution of gold deposits in the northern Fennoscandian Shield (after Sundblad, 2003; using data: Eilu, 1999; Weihed, 2001; Voitekhovsky et al., 2009):

1 – Caledonides and Phanerozoic rocks; 2 – Palaeoproterozoic (Late and Post-Svecofennian) granitoids; 3 – Palaeoproterozoic metasedimentary and felsic metavolcanic rocks; 4 – Palaeoproterozoic (Svecofennian) granitoids; 5 – Lapland granulite belt; 6 – Palaeoproterozoic greenstone belts; 7 – Archaean gneisses and granitoids; 8 – Archaean greenstone belt; 9 – gold deposits.

Letters indicate: I.t. – Inari terrain; M.t. – Murmansk terrain; S-K.t. – Sörvaranger-Kola terrain; B.P. – Belomorian belt; K – Kiruna belt; M – Malmberget apatite-iron field; P – Pechenga (Petsamo) – copper-nickel ore field; RLL – Raahe-Ladoga line.

Numbers indicate gold deposits: (Russia) 11 – Oleninskoye, Pellapahk, Nyalm, 16 – Maiskoye, 30 – Panarechenskoye, 31 – Yuzhno-Pechenskoye, 32 – Kairaly; (Finland) 10 – Karahkalehto, 13 – Saattopora, 14 – Suurikuusikko, 15 – Pahtavaara, 17 – Juomasuo, 18 – Konttiahho, 19 – Kouvertvaara, 22 – Kivimaa, 23 – Vähäjoki, 24 – Outapää, 25 – Kaarestunturi, 46 – Kuervitikko; (Sweden) 21 – Pahtohavare, 26 – Aitik; (Norway) 12 – Djedevannet; 20 – Biddjovagge, 99 – Gautellisfjell

Другим золотоперспективным районом в Печенга-Варзугском палеопротерозойском зеленокаменном поясе является Южно-Печенгская структурная зона, объединяющая 9 рудопроявлений, в большинстве своем практически не изученных. Наиболее высокие содержания золота (до 3–9 г/т),

сопровождающиеся повышенными концентрациями As, Sb, Bi, установлены в районе оз. Капля (Лобанов и др., 2002) в хлорит-карбонатных, биотит-хлорит-карбонатных, углеродисто-карбонатных, углеродисто-хлоритовых и серицит-хлоритовых сланцах. Золото самородное с пробностью 710–832‰ содержит Ag – 16,8–29,0%) (Чернявский и др., 2010). Важное металлогеническое значение имеют также золотоносные сдвиговые зоны, выявленные на участках Пороярви и Стрельна (Балаганский, Беляев, 2005).

*Рудопроявление Кайралы* расположено вблизи одноименного поселка на границе Мурманской области с Республикой Карелия. Выявлено оно совсем недавно (Войтеховский и др., 2009) в северо-восточной части Пана-Куоляярвинской структуры (рис. 133) и вследствие этого находится только в самой предварительной стадии изучения. Проявление приурочено к кварцевым жилам, главными рудными минералами в которых являются пирит, замещающий его по краям и трещинам гематит и кобальтин. Золотосодержащая минеральная ассоциация представлена мелонитом, калаверитом и золотом самородным, мелкие ксеноморфные зерна которого тяготеют к краевым частям наиболее крупных кристаллов пирита. Вероятно, золото встречается здесь и с иной морфологией обособлений и в другой минеральной ассоциации, о чем свидетельствуют размеры и особенности строения его зерен, выделенных из протолочных проб (рис. 134). Пробность самородного золота на рудопроявления Кайралы варьирует от низкопробного (656‰) с высоким содержанием серебра (26,5%) до высокопробного (1000‰) (Чернявский и др., 2010).

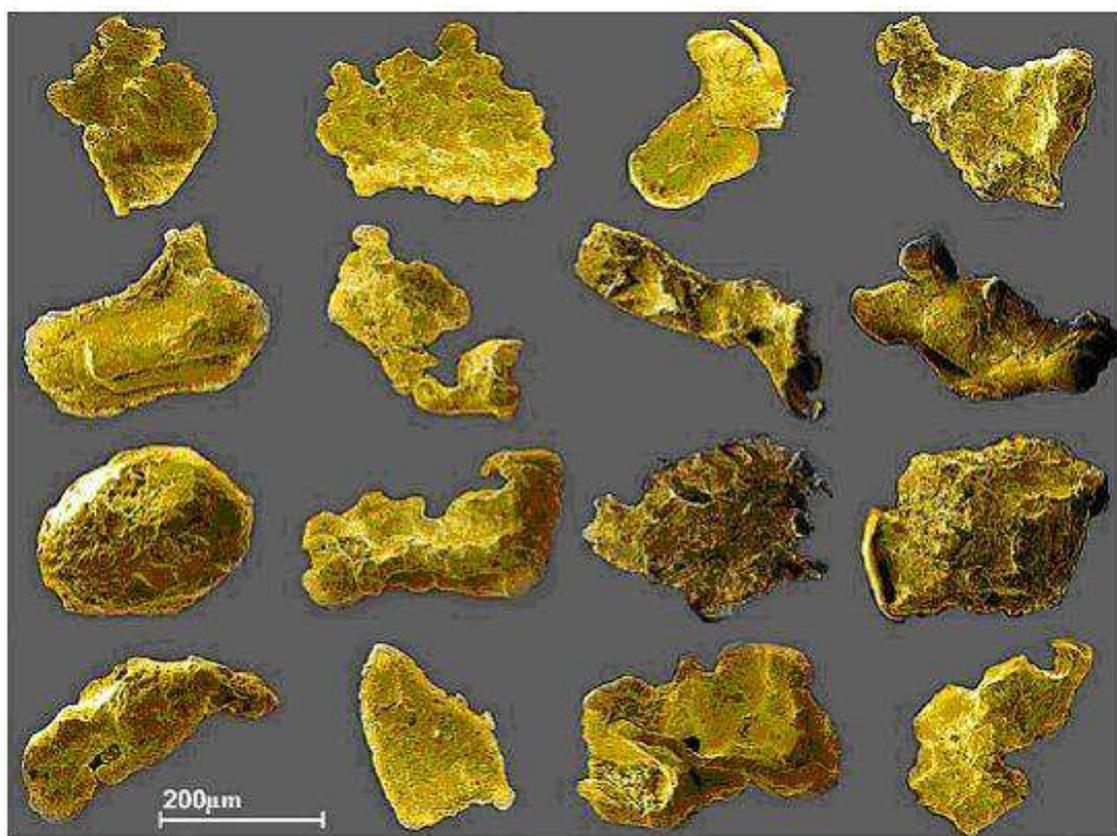


Рис. 134. Золото самородное проявления Кайралы (Войтеховский и др., 2010)

Fig. 134. Native gold from the Kairaly occurrence (Voitekhovsky et al., 2010)

### 5.2.2. Территория Финляндии

В протерозойских структурах Финляндии в настоящее время известны золоторудные месторождения и проявления всех выделяемых на Фенноскандинавском щите типов (Eilu, 1999 и др.), ведущим среди которых является **орогенный мезотермальный**. Месторождения этого типа известны в палео-

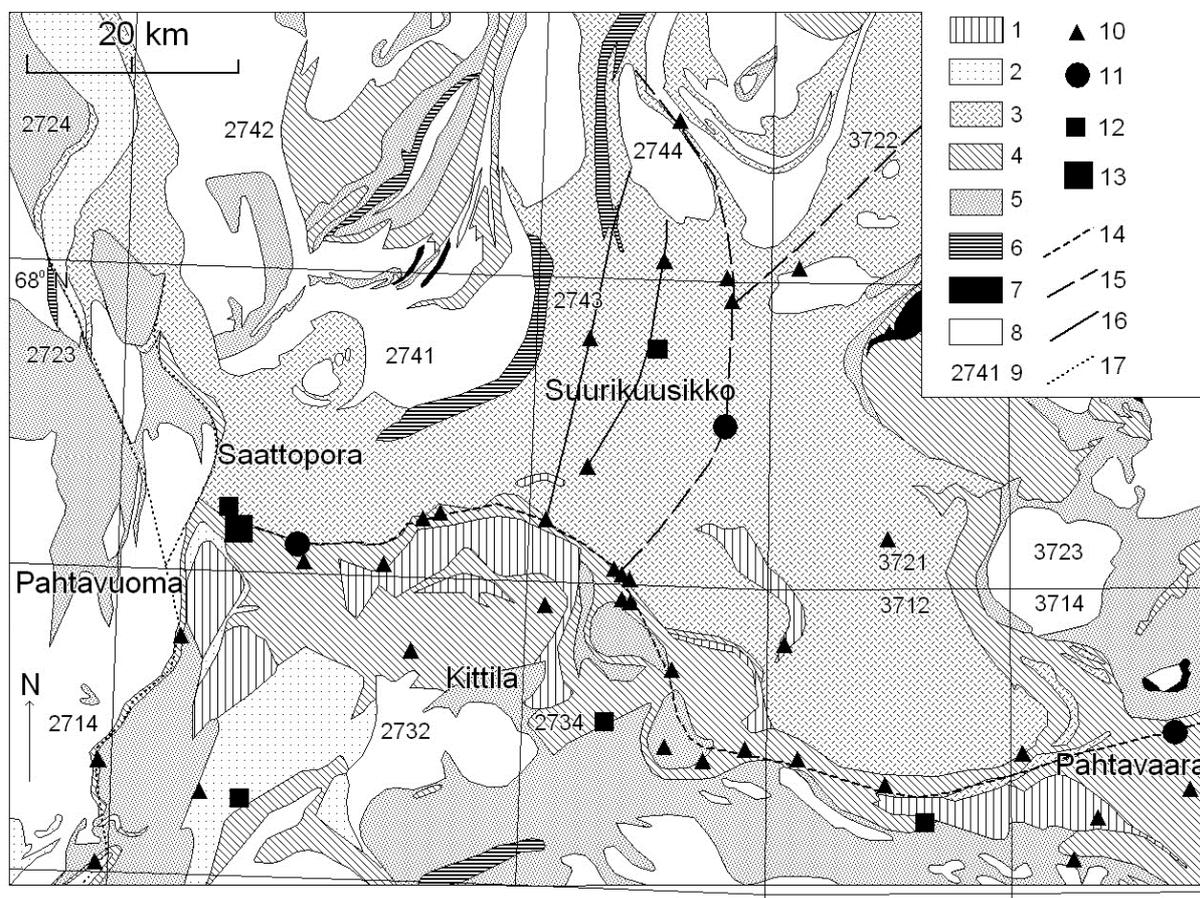
протерозойских зеленокаменных поясах и свекофеннидах. Они служат основой золоторудной базы Финляндии. Наиболее значительные орогенные мезотермальное золоторудные объекты Финляндии сосредоточены в **Лапландском палеопротерозойском зеленокаменном поясе** (рис. 133), где известно около 20 месторождений золота и среди них самое крупное на Фенноскандинавском щите Суурикуусикко (>150 т; 6,1 г/т), часть из которых разрабатывалась (Сааттопора, Пахтаваара, Юомасуо и др.). За период с 1982 по 2000 гг. добыто 10,8 т золота, 21000 т меди и 4,5 т серебра (Korkalo, 2006). К настоящему времени эти объемы как минимум удвоились в связи с возобновлением в 2003 г. работ на руднике Пахтаваара и началом разработок с 2009 г. месторождения Суурикуусикко с годовым производством золота в 5 т. Оруденение приурочено к альбитизированным зеленокаменным породам группы Киттиля и контролируется зонами сдвиговых дислокаций: Sirkka, Kiistala, Hanhima, Kolari-Pajala (рис. 135). Характеристика золоторудных месторождений Лапландского палеопротерозойского зеленокаменного пояса приводится по (Ojala, Juhani, 2007; FINGOLD database, 2009 и др.).

Структура Киттиля представляет собой изометричную синформу размером 80x100 км, сложенную преимущественно массивными, пиллоу-лавами и туфогенными породами, соответствующими по химическому составу толеитовым базальтам (рис. 135). В центральной части структуры встречаются метапикриты и метаандезиты. Туфогенные образования, представленные метатуфами различной размерности и метатуффитами, тяготеют к ее краевым частям. Они тесно ассоциируются с углеродистыми сульфидсодержащими сланцами, джеспилитами и яшмоидами, а в южной части структуры также с метапелитами и карбонатными породами. В разрезе структуры мощность вулканогенного комплекса превышает 1000 м, а объем туфогенно-осадочных образований составляет при этом около 50%. Вблизи выделяемых различными методами (геологическими, геофизическими, дешифрированием аэро- и космоснимков) палеовулканических центров сосредоточена основная масса джеспилитов и яшмоидов, широко проявлены метасоматические преобразования пород – окварцевание, карбонатизация, альбитизация и др. Осадочно-вулканогенный комплекс прорывается многочисленными комагматичными дайками альбитовых диабазов и альбититов, а в краевых частях структуры – свекофенскими гранитоидами. В геологическом развитии структуры Киттиля выделяют рифтогенную (2,5–1,9 млрд лет) и компрессионную (~1,9 млрд лет) стадии. Рудогенным процессам предшествовала региональная альбитизация пород. Наиболее поздние деформации и тектоника северо-западного и северо-восточного простирания датируются в 1,77 млрд лет. По составу, строению и возрасту вулканиты структуры Киттиля коррелируются с осадочно-вулканогенными образованиями верхнего ятулия и людиковия Карелии.

**Месторождение Суурикуусикко** находится в 50 км к северо-востоку от г. Киттиля и в 150 км севернее Полярного круга (рис. 133). Первые признаки золоторудной минерализации были выявлены здесь в 1986 г. при строительстве автомобильной дороги. До 1991 г. геологические изыскания на месторождении проводились Геологической службой Финляндии, с 1998 по 2005 гг. – шведской компанией Riddarhyttan Resources AB, а с 2005 г. и по настоящее время канадской компанией Agnico-Eagle, получившей в январе 2009 г. из руд месторождения первое золото. Годовое производство золота составляет 5 т. Запасы – 100,6 т (4,7 г/т), вместе с ресурсами – 198,1 т (4,3 г/т) (Kittila Mine..., 2008).

Месторождение приурочено к субмеридиональной зоне мощностью ~200 м метасоматически измененных (альбитизация, карбонатизация, сульфидизация) графитистых сланцев и туффитов с дорудными дайками фельзических альбититов, залегающих между Fe- и Mg-толеитовыми метавулканиками формаций Порконен и частично Каутоселька с возрастом >2,0 млрд лет (рис. 136), метаморфизованных в зеленосланцевой фации. В этой зоне, получившей название «Тренд Суурикуусикко», интенсивно проявлены сдвиговые деформации, брекчирование и гидротермально-метасоматические преобразования, сопровождающиеся золоторудной минерализацией. В брекчиях широко распространены тонкие (<<1 мм) просечки графита и прожилки (1–2 см мощностью), выполненные альбитом, карбонатом (сидерит, анкерит, кальцит) и сульфидами. Брекчированные породы сильно изменены (альбит, калишпат, карбонат, кварц, графит, сульфиды±хлорит, серицит, турмалин). Рудные тела – крутопадающие пластообразные (рис. 137), локализованы в пределах субвертикальной минерализованной зоны шириной 15–60 м и протяженностью >5 км, являющейся частью субмеридиональной сдвиговой дислокации Суурикуусикко длиной 15–18 км. Главные рудные минералы на месторождении – арсенопирит, пирит, герсдорфит, аморфный углерод; второстепенные – медистый пирит, пирротин, сфалерит, галенит, тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, гудмундит, рутил, талнахит

мальдонит, самородный висмут, электрум, Au-Ag амальгама (Chernet et al., 2000). Сурьмяные минералы являются одними из самых поздних. Обычно они сопровождаются высокими содержаниями золота, которое, вероятно, было экстрагировано из арсенопирита и пирита.

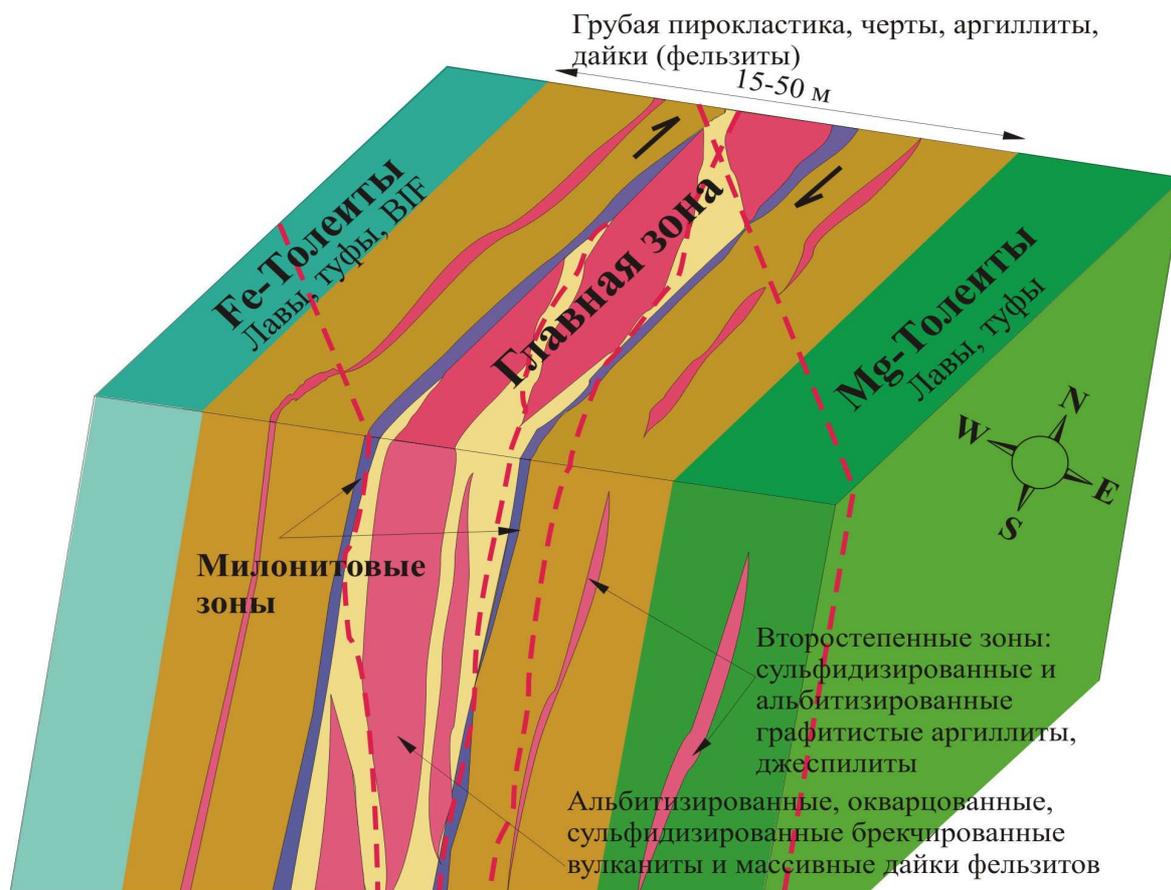


**Рис. 135.** Золоторудные и полиметаллические месторождения и проявления в структуре Киттиля Центрально-Лапландского палеопротерозойского зеленокаменного пояса (по: Patison, 2007):

1–8 – литостратиграфические группы: 1 – Кумпу (1930–1850 млн лет; кварциты, конгломераты); 2 – Лайнио (1930–1850 млн лет; средне-кислые лампрофировые метавулканиты, кварциты, конгломераты, слюдястые сланцы); 3 – Киттиля (2050–2000 млн лет; Fe-толеитовые метавулканиты, сульфидистые и железокarbonатные сланцы, ленточные железистые формации, Mg-толеитовые метавулканиты, слюдястые сланцы и граувакки); 4 – Савукоски (2200–2050 млн лет; риолиты, черные сланцы, доломиты, туффиты, метавулканиты основного и ультраосновного состава); 5 – Соданкюля (2400–2200 млн лет; конгломераты, кварциты, слюдястые сланцы и гнейсы, альбитизированные метатерригенные породы, основные и кислые метавулканиты); 6 – Онкамо (2440–2400 млн лет; толеитовые и коматиитовые метавулканиты); 7 – Сала (2520–2440 млн лет; метавулканиты – от средних до кислых, конгломераты); 8 – архейский фундамент и протерозойские интрузивные породы; 9 – номера листов геологической карты; 10 – рудопроявления золота; 11 – месторождения золота; 12 – рудопроявления полиметаллов; 13 – месторождения полиметаллов; 14–17 – золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны: 14 – Sirkka, 15 – Kiistala, 16 – Hanhimaa, 17 – Kolari-Pajala

**Fig. 135.** Gold and base-metal deposits and occurrences in the Kittilä structure of the Palaeoproterozoic Central Lapland greenstone belt (after Patison, 2007):

1–8 – lithostratigraphic groups: 1 – Kumpu (1930–1850 Ma; quartzites, conglomerates); 2 – Lainio (1930–1850 Ma; intermediate to felsic lamprophyre metavolcanics, quartzites, conglomerates and mica schists); 3 – Kittilä (2050–2000 Ma; Fe-tholeiitic metavolcanics, sulphide and iron carbonate schists, varved iron formation, Mg-tholeiitic metavolcanics, mica schists and graywacke); 4 – Savukoski (2200–2050 Ma; rhyolites, black shales, dolomites, tuffites and mafic and ultramafic metavolcanics); 5 – Sodankylä (2400–2200 Ma; conglomerates, quartzites, mica schists and gneisses, albitized metaterrogenous rocks, mafic and felsic metavolcanics); 6 – Onkamo (2440–2400 Ma; tholeiitic and komatiitic metavolcanics); 7 – Sala (2520–2440 Ma; intermediate to felsic metavolcanics and conglomerates); 8 – Archaean basement and Proterozoic intrusive rocks; 9 – geological map sheet numbers; 10 – gold occurrences; 11 – gold deposits; 12 – base-metal occurrences; 13 – base-metal deposits; 14–17 – gold-controlling shear-zones: 14 – Sirkka, 15 – Kiistala, 16 – Hanhimaa, 17 – Kolari-Pajala



**Рис. 136.** Схематическая блок-модель главного рудного тела месторождения Суурикуусикко, Финляндия (данные GSF за 2001 г.)

**Fig. 136.** Schematic block-model of the main orebody of the Suurikuusikko deposit, Finland (GSF data, 2001)

7% от всего золота находится в виде свободного золота и электрума, 93% – в химически связанном виде и в микровключениях в арсенопирите и пирите, так называемое «невидимое золото» (invisible gold): 71% золота – в арсенопирите (49–2700 г/т), 22% – в пирите (1–585 г/т). Золото содержится также и в герсдорфите. Распределение химически связанного золота в арсенопирите зональное. Пробность золота – 450–850‰; главные примеси – Ag (1,5–54%), Hg (1–23,0%). Руды обогащены Ag, As, Au, Bi, Cd, CO<sub>2</sub>, Co, Hg, S, Sb, Se, W. Возраст оруденения ~1952–1890 млн лет.

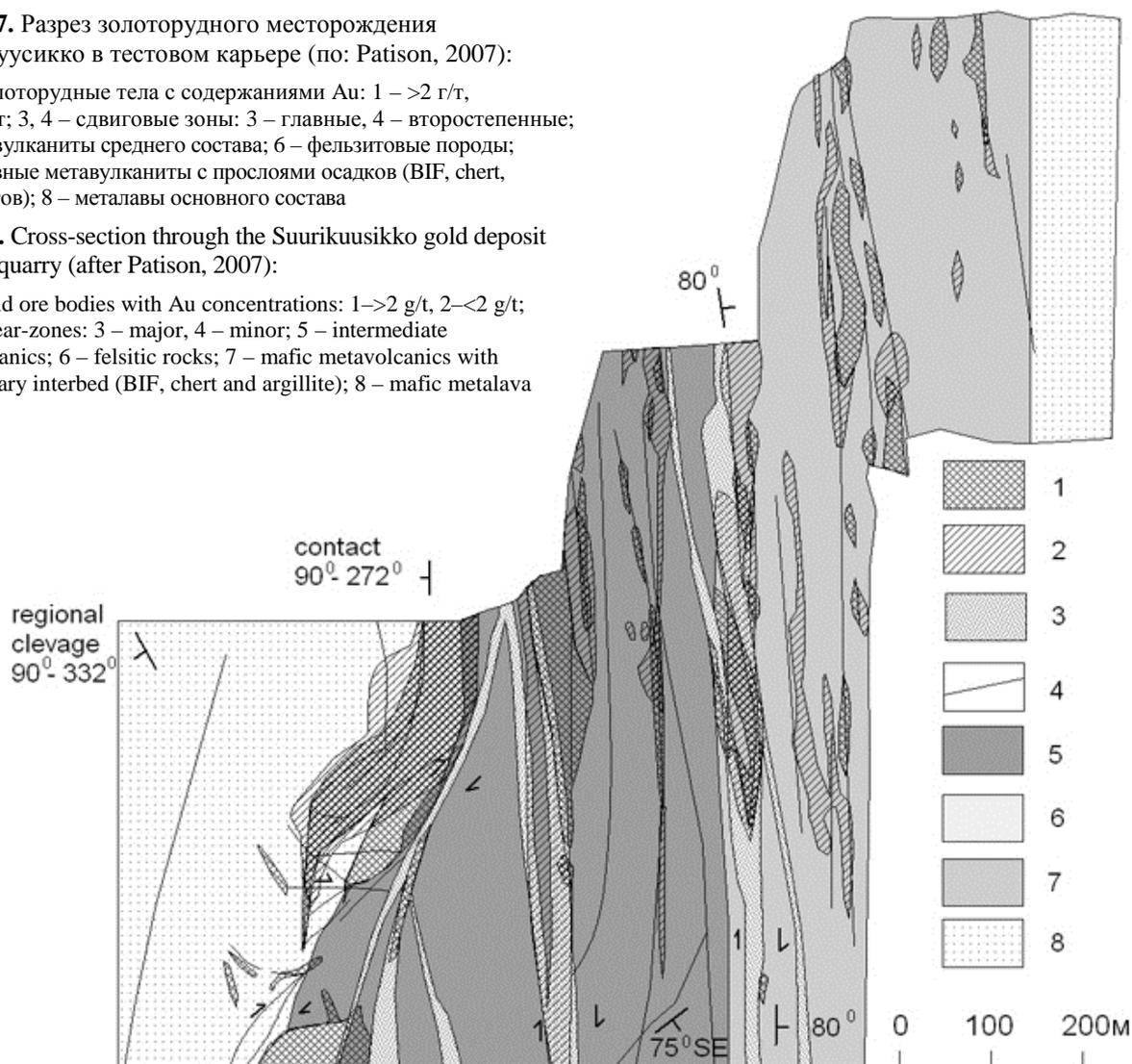
**Месторождение Сааттопора** расположено в 40 км к северо-западу от г. Киттиля и в 200 км на север-северо-запад от г. Рованиеми. Известно с 1970 г. как меднорудный объект, а в 1985 г. было оценено на золото. Разрабатывалось с 1988 по 1995 г. Добыто 6279 кг золота и 5177 т меди. Оставшиеся ресурсы: золото – 2448 кг (3,6 г/т), медь – 2040 т (0,3%). Месторождение контролируется Сирка линией – региональной сдвиговой дислокацией субширотного простирания (рис. 135). В его строении выделяют две рудные зоны (А, В) мощностью до 10 м и протяженностью 250–350 м и между ними третью – совсем незначительную (рис. 138). Зона «А» представлена субмеридиональными кварц-карбонат-сульфидными жилами мощностью до нескольких метров и гидротермальными брекчиями, зона «В» – субширотными телами гидротермальных брекчий с кварц-карбонатными жилами и прожилками в тальк-хлоритовых сланцах. Жилы испытали пластичные и хрупко-пластичные деформации в посткульминационную стадию (1,83–1,79 млрд лет) регионального метаморфизма (Hölttä et al., 2007). Они залегают главным образом в интенсивно измененных вулканитах и графитистых филлитах группы Савукоски с возрастом 2200–2050 млн лет. Для рудной зоны «А» средние содержания рудных элементов составляют – Au 3,40 г/т, Cu 0,37%, Ag 0,1 г/т, As 200 г/т, Co 200 г/т, Ni 600 г/т, S 3,98%; рудной зоны «В» – Au 3,10 г/т, Cu 0,80%, Ag 0,6 г/т, As 1300 г/т, Co 200 г/т, Ni 1100 г/т, S 8,44%.

**Рис. 137.** Разрез золоторудного месторождения Суурикуусикко в тестовом карьере (по: Patison, 2007):

1, 2 – золоторудные тела с содержаниями Au: 1 – >2 г/т, 2 – <2 г/т; 3, 4 – сдвиговые зоны: 3 – главные, 4 – второстепенные; 5 – метавулканиты среднего состава; 6 – фельзитовые породы; 7 – основные метавулканиты с прослоями осадков (BIF, chert, аргиллитов); 8 – металавы основного состава

**Fig. 137.** Cross-section through the Suurikuusikko gold deposit in a test quarry (after Patison, 2007):

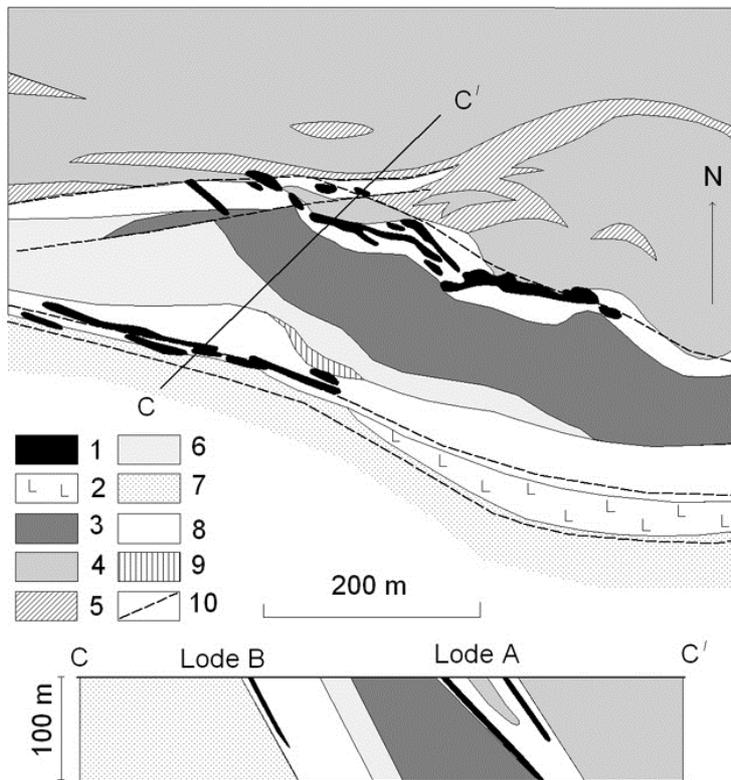
1, 2 – gold ore bodies with Au concentrations: 1->2 g/t, 2-<2 g/t; 3, 4 – shear-zones: 3 – major, 4 – minor; 5 – intermediate metavolcanics; 6 – felsitic rocks; 7 – mafic metavolcanics with sedimentary interbed (BIF, chert and argillite); 8 – mafic metalava



Главные рудные минералы на месторождении – пирит, пирротин; второстепенные – халькопирит, герсдорфит, рутил, пентландит, тухолит, уранинит, висмутин, никколит, теллуриды. Жильные – кварц, железистый доломит, анкерит, альбит, турмалин. Дистальные изменения – кварц-кальцитовое прожилкование в метатUFFитах среднего состава, проксимальные изменения – золотосодержащее кварц-анкеритовое прожилкование с пиритом и пирротинном. Золото ассоциирует с Cu, S, Bi, Se, Te±Ag, As, Ba, Ni, U, W. Представлено оно только самородным свободным золотом в кварц-карбонатных прожилках и альбитизированных туффитах среднего состава. Находится в ассоциации с кварцем, карбонатами и сульфидами, редко с уран-ториевыми оксидами. Золото высокопробное – содержит менее 1% серебра и незначительные примеси меди и мышьяка.

Сульфиды, ассоциирующие с золотом, имеют возраст 1907–1985 млн лет (Pb-Pb). Изохронный (Pb-Pb) по сульфидам и карбонатам – 1894±46 млн лет. U-Pb возраст по тухолиту и монациту – 1781±18 млн лет, по рутилу – 1684±5–1707±8 млн лет, Pb-Pb по пирротину – 1662±5–1704±4 млн лет (Mänttari, 1995). Вероятным возрастом золотосодержащих рудных ассоциаций считается 1900–1870 млн лет.

Стабильные изотопы углерода и кислорода в карбонатах имеют следующие значения:  $\delta^{18}\text{O}=+12,19\dots+12,44\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C}=-7,68\dots-6,87\text{‰}$  (карбонаты из руд);  $\delta^{18}\text{O}=+12,63\dots+13,18\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C}=-7,22\dots-6,85\text{‰}$  (карбонаты из околорудных ореолов). Флюиды умеренной солености углекислотно-водные (H. Hulkki, устн. сообщ.).



**Рис. 138.** Геологическая карта золоторудного месторождения Сааттопора (по: Korvuo, 1997):

1 – рудные тела; 2 – долериты; 3 – метакоматииты; 4 – основные метавулканы; 5 – графитистые туффиты; 6 – филлиты (сланцевые сланцы); 7 – частично альбитизированные филлиты (сланцевые сланцы); 8 – интенсивно альбитизированные филлиты (сланцевые сланцы); 9 – доломиты (метасоматического происхождения?); 10 – границы зоны сдвиговых дислокаций

**Fig. 138.** Geological map of the Saattopora gold deposit (after Korvuo, 1997):

1 – orebodies; 2 – dolerites; 3 – metakomatiites; 4 – mafic metavolcanics; 5 – graphitic tuffites; 6 – phyllites (mica schists); 7 – partly albitized phyllites (mica schists); 8 – intensely albitized phyllites (mica schists); 9 – dolomites (of metasomatic origin ?); 10 – shear-zone boundaries

**Месторождение Пахтаваара** расположено в 25 км на северо-запад от г. Соданкюля. Высокие содержания золота и видимое самородное золото были установлены Геологической службой Финляндии в 1985 г. Общие ресурсы золота составляют ~15,2 т (4,3 г/т). Разрабатывалось в 1996–1998 гг. Добыто 7733 кг Au. С 2003 г. работы на золотом руднике возобновились (Ojala et al., 2007). Месторождение расположено в субширотной полосе (40x5 км) измененных коматиитов и пирокластитов формации Sattasvaara в восточной части Центрального Лапландского палеопротерозойского зеленокаменного пояса (рис. 133, 135), приурочиваясь к контактовой зоне между лавами и туфами (рис. 139). Главные вмещающие породы – Al-деплементированные метакоматииты. Все породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации с развитием тремолита, карбоната, талька, антофиллита, хлорита. Рудообразованию предшествовала альбитизация и частично карбонатизация. Биотитизация, развитие нематобластического тремолита с карбонатом, образование кварцевых жил, вероятно, были синхронными пикам метаморфизма и формированию золотого оруденения. Самым поздним был тремолитовый порфиробластез. Проксимальные изменения на месторождении представлены следующими ассоциациями: нелистоватый биотит-талк-доломит / анкерит-тремолит / актинолит-кварц-пирит-рутил±альбит, рихтерит, барит, магнетит, турмалин; дистальные – хлорит-кальцит-талк-тремолит±альбит (рис. 139). Структурный стиль проявленных деформаций – brittle-ductile.

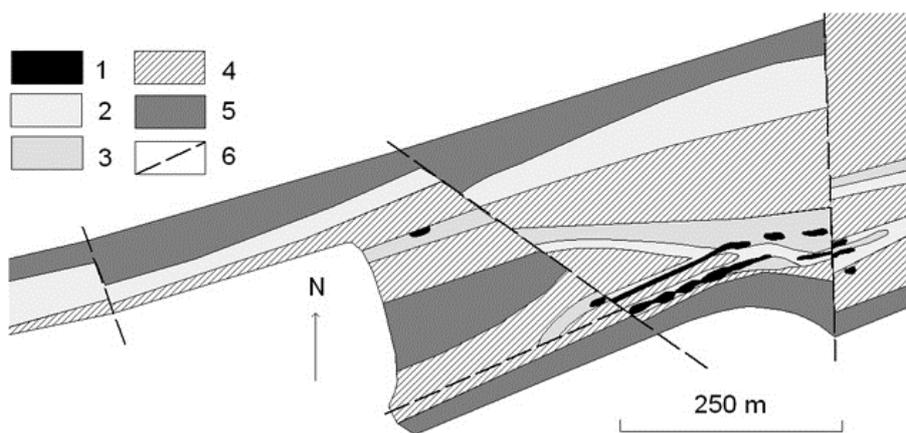
Месторождение представлено серией субпараллельных рудных тел северо-западного простирания (L 70–80° на С) мощностью 5–10 м, достигающих в длину >400 м. Лучшие пересечения: 6,5 м – 32,6 г/т Au, 10 м – 11,7 г/т Au, 6 м – 10,7 г/т Au, 7 м – 6,6 г/т Au.

Почти все свободное самородное золото находится в межзерновом пространстве силикатов, карбонатов и барита, реже – в виде включений в магнетите. Незначительная его часть отмечается во включениях в пирите и халькопирите. Видимое золото обычно приурочено к контактам грубозернистых амфиболовых пород с кварц-баритовыми жилами. Местами оно образует кристаллические формы (рис. 140). Размер преобладающей части (50–60%) зерен золота не превышает 50 мкм. Золото высокопробное – 990–997‰, с содержанием Ag – 0,07% и Bi – 0,25%. При содержаниях Au >20 г/т в рудах отмечается его положительная корреляция с Ва.

Главные рудные минералы на месторождении – магнетит (до 5–10%), пирит (до 1%); второстепенные – хромит, гематит, халькопирит, рутил, пентландит, пирротин, виоларит, миллерит, кубанит, клаусталит, меренскит; жильные минералы – кварц, барит, тремолит, кальцит, шеелит.

**Рис. 139.** Геологическая карта золоторудного месторождения Пахтаваара (по: Karvinen, 1990):

1 – золоторудные тела; 2 – тремолитовые породы±кварцевые жилы (проксимальные изменения); 3 – интенсивно биотитизированные породы (промежуточные изменения); 4 – тальк-хлоритовые породы (дистальные изменения); 5 – неизменные коматииты; 6 – разломы



**Fig. 139.** Geological map of the Pahtavaara gold deposit (after Karvinen, 1990):

1 – gold orebodies; 2 – tremolitic rocks±quartz veins (proximal alterations); 3 – intensely biotitized rocks (intermediate alterations); 4 – talc-chlorite rocks (distal alterations); 5 – unaltered komatiites; 6 – faults

**Рис. 140.** Кристалл золота (5 мм) в кварцевой жиле месторождения Пахтаваара (фото J. Vaatainen, GTK)

**Fig. 140.** Gold crystal (5 mm) in a quartz vein, Pahtavaara deposit (photo by J. Vaatainen, GTK)

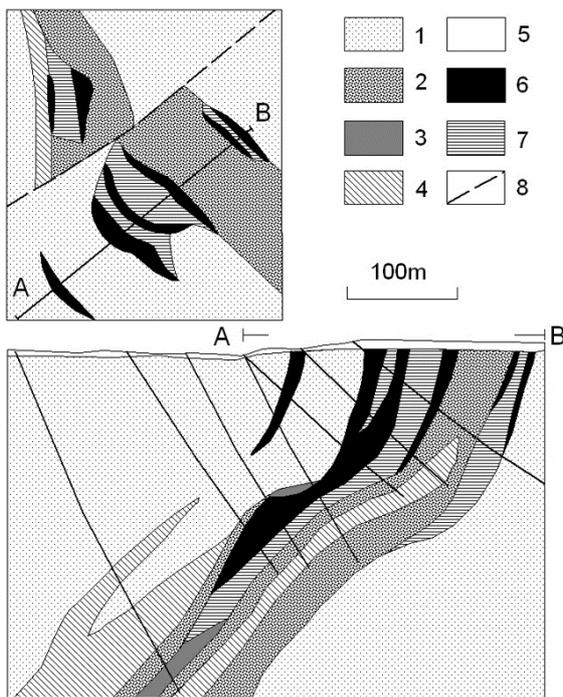


Руды имеют повышенные содержания Ag, В, Ва, CO<sub>2</sub>, Fe, К, Mn, Na, P, Sr, Те, W. Формировавшие их флюиды были преимущественно углекислотно-водными. Стабильные изотопы углерода и кислорода в карбонатах имеют следующие значения:  $\delta^{18}\text{O}=+10,82\dots+10,47\%$ ,  $\delta^{13}\text{C}=-3,17\dots-0,40\%$ .

Pb-Pb возраст рудовмещающих пород – 1814±32 млн лет, а для магнетита и пирита – 1811±87 млн лет. Эти данные интерпретируются как возможный минимальный возраст золоторудной минерализации, основной временной интервал формирования которой совпадает с предкульминационной стадией метаморфизма – 1840–1870 млн лет (Mänttari, 1995).

**Зеленокаменный пояс Куусамо** отличается от Лапландского большим распространением метаосадочных пород и характеризуется наличием мелких (субэкономических) месторождений мезотермального типа – Юомасуо, Конттиахо, Коуверваара (Pankka, Vanhanen, 1992; Vanhanen, 2001) (рис. 133), наиболее крупным из которых является Юомасуо. Оруденение сформировано в процессе Fe-Mg-Si-ого, калиевого и углекислотного метасоматоза, сопряженного с проявлением сдвиговых деформаций в нижних частях разреза зеленокаменных толщ в период главной компрессионной стадии Свекокарельского орогенеза – 1,90–1,88 млрд лет (Eilu et al., 2003).

**Месторождение Юомасуо** находится в 37 км на север от г. Куусамо. Запасы золота 3,36 т (4,2 г/т, добыто 104 кг Au), кобальта – 1550 т. Рядовые руды имеют следующие содержания полезных компонентов – Au (3–6 г/т), Ag (<1 г/т), Co (0,05–0,18%), Cu (0,02–0,05%), As (0,1–0,2%), Ni (100–



**Рис. 141.** Геологическая карта и разрез Au-Co-U месторождения Юомасуо (по: Pankka, 1992):

1 – альбит-кварцевые породы; 2 – альбит-амфиболовые породы; 3 – серицит-хлоритовые породы; 4 – хлорит-талковые породы; 5 – четвертичные отложения; 6 – золоторудные тела; 7 – кобальтовые руды; 8 – тектоника

**Fig. 141.** Geological map and cross-section through the Juomasuo Au-Co-U deposit (after Pankka, 1992):

1 – albite-quartz rocks; 2 – albite-amphibole rocks; 3 – sericite-chlorite rocks; 4 – chlorite-talc rocks; 5 – Quaternary sediments; 6 – gold orebodies; 7 – cobalt ore; 8 – tectonics

виде микровключений в пирите, кобальтине и уранините и в микропрожилках совместно с Вi и Те. Золото высокопробное (950–970‰) с незначительным содержанием Ag (1–4%), Se (1,6–1,8%), Те (<0,14%). Минимальная температура для Au-минерализации – 270–310 °С (Pankka, 1992). Для содержаний Au, U, W, Те и Se отмечается положительная корреляция, хотя аномалии Те не совпадают с аномалиями золота.

Метаморфизм рудовмещающих и окружающих месторождение пород достигал амфиболитовой фации с образованием ставролита; на регрессивной стадии – зеленосланцевый, выразившийся в интенсивной серицитизации ставролита, синхронной формированию золоторудной минерализации.

На месторождении проявлены следующие изменения пород. 1. Диагенетическая альбитизация и серицитизация глинистых осадков. 2. Интенсивная альбитизация терригенных отложений и спилитизация основных лав при прогреве силами и дайками основного состава (2206 млн лет) прослоев эвапоритов. 3. Карбонатизация. 4а. Магнетит-альбит-кварц-хлорит-флогопит-биотит-амфибол-талк. 4б. Альбит-кварц-хлорит-пирротин-кобальтин-Со-пентландит-халькопирит-самородное золото-уранинит. 5. Кварц-серицит-пирит-самородное золото-уранинит-теллуриды. В региональном плане альбитизация – наиболее широко распространенный тип изменений пород – является, очевидно, предметом метаморфической.

Наиболее вероятным временем формирования Au-Co-U оруденения считается 1,85–1,82 млрд лет (Vanhanen, 2001), что соответствует посткульминационной стадии свекофеннского регионального метаморфизма.

150 г/т), Pb (50–80 г/т), Se (50–80 г/т), Те (5–7 г/т), Sb (<1 г/т), Вi (2–3 г/т), V (~100 г/т), W (200–400 г/т), U (до 300 г/т). Месторождение относится к орогенному мезотермальному с атипичной рудной минерализацией и сочетает в себе черты также железокислородного с медью и золотом (ЮСГ) типа оруденения. Структурный контроль месторождения осуществляется региональной сдвиговой зоной северо-западного простирания и северо-восточными shear-зонами более низшего порядка, рассекающими антиклиналь Käylä-Konttiahö (рис. 141). Вмещающие породы – серицитовые кварциты, содержащие метаосадки, метавулканыты и долериты, подвергшиеся альбитизации, биотитизации, серицитизации и сульфидизации. Критическими зонами для локализации оруденения являются контакты серицитовых кварцитов с метавулканытами формации Greenstone II. На месторождении выявлено одно крупное рудное тело овально-пластовой морфологии (100x30x300 м) северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 50° и несколько более мелких, контролируемых сдвиговой тектоникой северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 141). Структурный стиль проявленных деформаций – ductile. Лучшие пересечения – 4,5 г/т Au и 0,20% Со на 24 м. Главные рудные минералы на месторождении – пирротин и пирит; второстепенные – кобальтин, Со-пентландит, магнетит, рутил, линнеит, халькопирит, молибденит, уранинит, радиогенный галенит, ильменит, алтаит, калаверит, фрейбергит, мелонит, раклиджит, теллуровисмутит, маттагамит, кавазулит, клаусталит. Жильные минералы – серицит, кварц, Федоломит, хлорит, биотит, альбит, шеелит.

Самородное золото ассоциирует главным образом с висмутом и теллуридами, а также отмечается в

В *свекофеннидах* Финляндии **орогенные мезотермальные месторождения** сосредоточены преимущественно в районах Раахе-Хаапаярви и Саво (Geological setting..., 1998; Kontoniemi, 1998) (рис. 125, 142). Рудовмещающими комплексами в большинстве своем являются синорогенные габбродиоритовые и тоналитовые интрузии (~1,9 млрд лет) и мафические метавулканиды и туфогенно-осадочные образования в их экзоконтактах (Осиконмяки, Лайвакангас, Йокисиву, Кангаскюля и др.). Развитие золоторудной минерализации контролируется сдвиговыми дислокациями второго и третьего порядков, приуроченными к перекрытой свекофеннскими отложениями юго-западной краевой ослабленной зоне архейского Карельского кратона (Раахе-Ладожская зона). По минеральному составу оруденение относится преимущественно к золото-арсенидному типу. Наиболее крупными, лучше изученными и подготовленными к разработке являются месторождения Лайвакангас, Йокисиву и Осиконмяки.

**Месторождение Лайвакангас** расположено в западной части Центральной Финляндии в районе Раахе-Хаапаярви в 16 км к юго-юго-востоку от г. Раахе и в 50 км юго-западнее г. Оулу (рис. 142). Впервые золоторудная минерализация здесь была выявлена в 1980 г. Запасы золота на 12.09.2008 г. составляют 33,71 т (2,31 г/т, добыто 28 кг Au). Месторождение находится в стадии подготовки к эксплуатации. Лучшие пересечения: 92 г/т на 1 м; 1,9 г/т 14,85 м; 2,7–24,2 г/т на 2,2–13,4 м.

Кроме золота, руды содержат в повышенных количествах Ag (2,1 г/т), As (2200 г/т), Bi (14,2 г/т), Cu (0,05%), Se (2,2 г/т), Te (1,85 г/т), V (280 г/т), W (28 г/т).

Месторождение локализовано между двумя протяженными (>100 км) shear-зонами северо-западного простирания в Раахе-Ладожской структуре. Оно приурочено к основным метавулканидам (интерпретируемым как островодужные), интродуцированным синорогенными дайками, силлами и плутонами средне-кислого состава (Mäkelä et al., 1988). Главными вмещающими породами для месторождения являются синорогенные кварцевые диориты (1,89–1,87 млрд лет). Отмечающиеся здесь маломощные (до 20 см) дайки позднеорогенных гранитов пересекают кварцевые диориты и золоторудные тела (Nurmi et al., 1991 и др.)

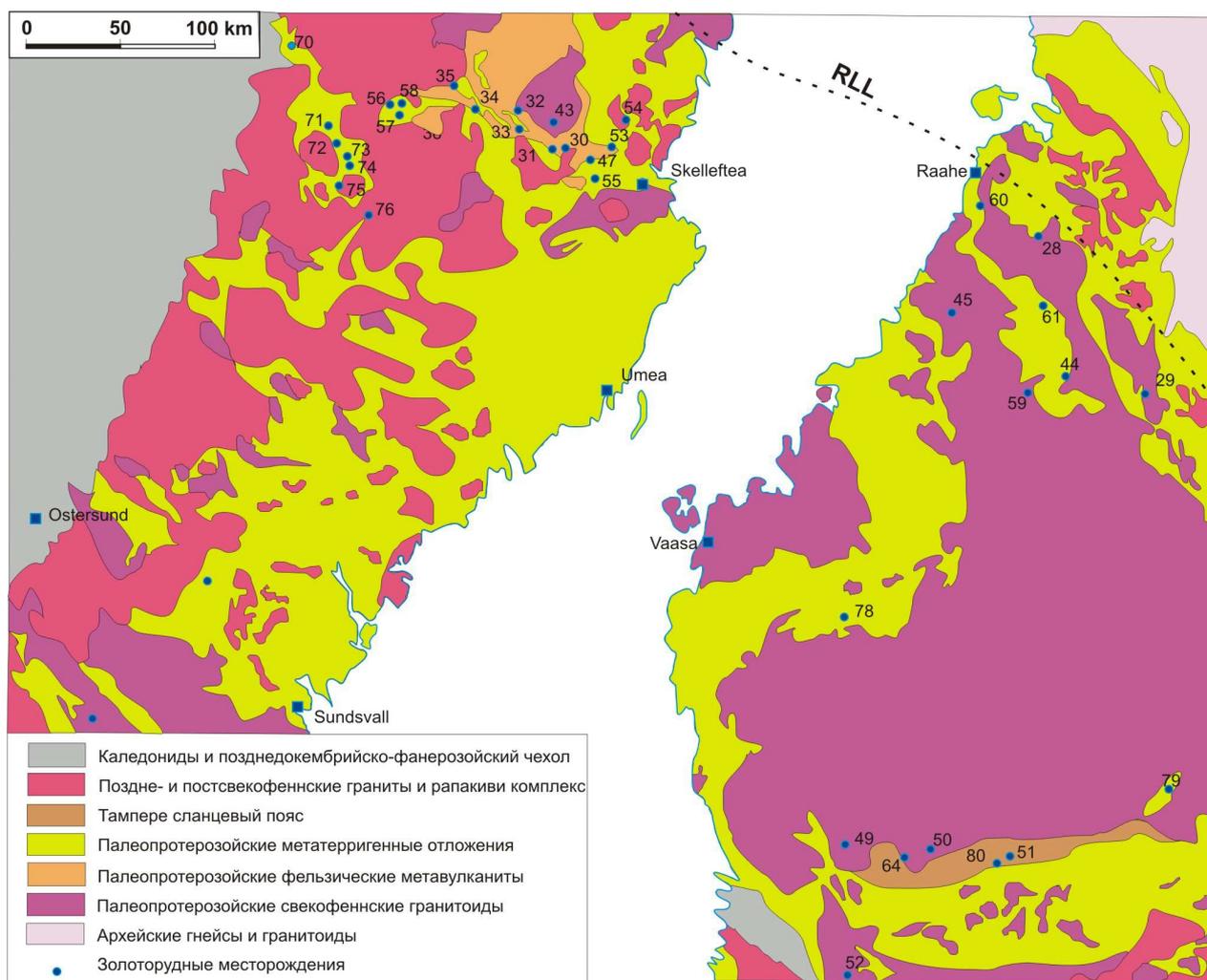
Структурный стиль проявленных в пределах месторождения деформаций – brittle-ductile. Все породы метаморфизованы в условиях низких и средних ступеней амфиболитовой фации –  $575 \pm 50$  °C,  $5 \pm 0,5$  кбар.

Метасоматические преобразования вмещающих пород (эпидот-биотит-калишпат-кварц-арсенипит) в большей степени проявились в метавулканидах, чем в кварцевых диоритах. Их прокси-мальная фация представлена диопсид-биотит-амфибол-плагиоклаз-калишпат-кварц-эпидотовой ассоциацией.

В строении месторождения участвуют 18 рудных тел длиной 10–100 м со средней мощностью 2,4 м субширотного-северо-восточного простирания, насыщенных золотосодержащими обогащенными арсенипитом кварцевыми жилами в кварцевых диоритах. Они контролируются серией локальных параллельных субвертикальных shear-зон субширотного-северо-восточного простирания и мощностью 1–150 см (рис. 143) (Mäkelä et al., 1988). Соответственно золотосодержащие арсенипит-кварцевые жилы имеют такое же простирание и падение. На месторождении отмечается рудная зональность, обуславливаемая степенью удаленности золотосодержащих кварцевых жил от мафических метавулканидов (рис. 143) и выражающаяся в различиях минеральных типов рудной минерализации кварцевых жил – кварц-арсенипитовый, арсенипитовый, кварц-халькопиритовый, кварцевый с молибденитом и шеелитом и др.

Главные рудные минералы на месторождении – арсенипит, леллингит; второстепенные – пирротин, халькопирит, пирит, кубанит, марказит, сфалерит, мальдонит, хедлейит, молибденит, самородный висмут. По арсенипитовому геотермометру температура образования золотосодержащей рудной ассоциации оценивается в 370 °C (Mäkelä, Sandberg, 1985). Жильные минералы – кварц, диопсид, калишпат, плагиоклаз, биотит, шеелит.

Преобладающая часть (64%) самородного золота находится в микровключениях (1–40 мкм) в арсенипите и леллингите, 34% в титаните, кварце и других силикатах и 2% в мальдоните и халькопирите. Максимальная размерность выделений золота – 0,3–0,4 мм. Золото высокопробное – 950‰ с содержанием Ag до 1,7%. Для золота отмечается положительная корреляция с As, Bi, Te, для других элементов установлена парная корреляция – Cu-Ag, As-Sb, Te-Bi. Во вторичных ореолах рассеивания наиболее контрастными и индикаторными являются аномалии Au, As, Sb.



**Рис. 142.** Схема размещения золоторудных месторождений в центральной части Фенноскандинавского щита (Ботнический седиментационный бассейн) (по: Eilu, 1999; Sundblad, 2003):

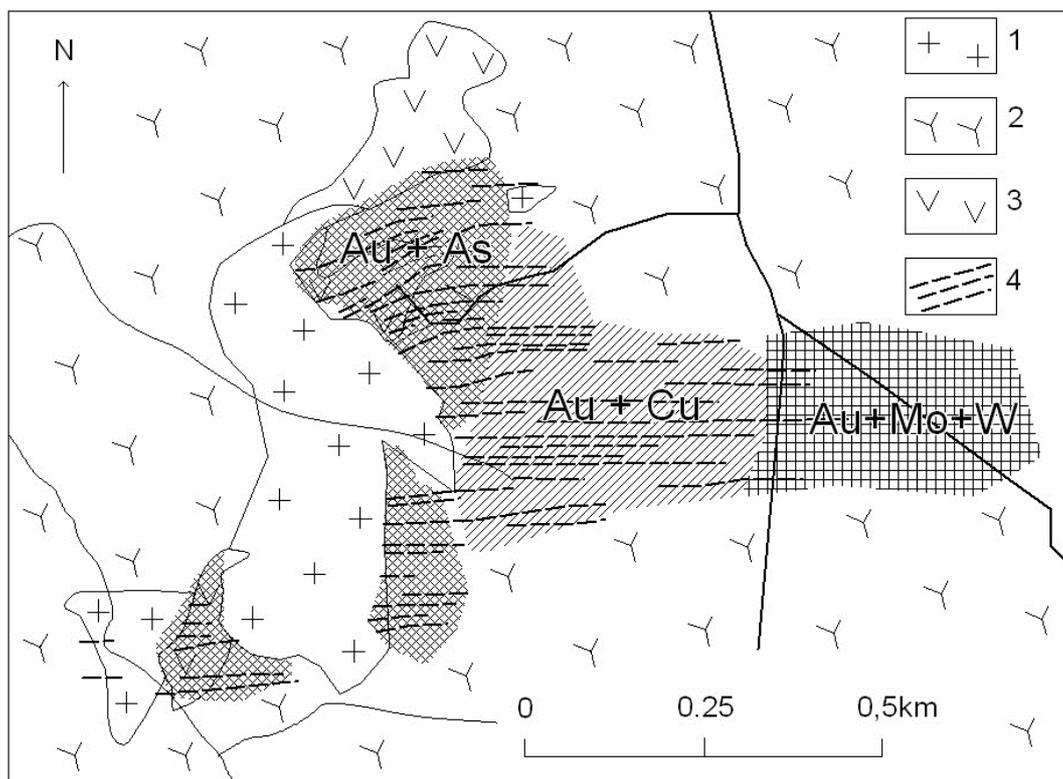
цифрами обозначены золоторудные месторождения: (Финляндия) 28 – Виханти; 29 – Пюхясалми; 44 – Копса; 45 – Юоухинева; 59 – Кангаскюля; 60 – Лайвакангас; 61 – Похлола; 78 – Тервасмяки; 49 – Исовеси; 50 – Илеярви; 51 – Кутемаярви; 52 – Йокисиву; 64 – Хавери; 79 – Таммиярви; 80 – Ахвенлампи; (Швеция) 48 – Энасен; 77 – Нинашергет; 30 – Кунстром; 31 – Удден; 32 – Холмтъярн; 33 – Маурлиден; 34 – Наслиден; 35 – Сторлиден; 36 – Кристинеберг; 43 – Таллберг; 47 – Боллиден; 53 – Бьеркдал; 54 – Акерберг; 55 – Грундфорс; 56 – Фабодлиден; 57 – Миддагсбергет; 58 – Варгбаскен; 70 – Эрсмарксбергет; 71 – Барселе; 72 – Стортъярнхоббен; 73 – Сьелиден; 74 – Мейванкилен; 75 – Свартлиден; 76 – Фабодлиден. RLL – Раахе-Ладога линия

**Fig. 142.** Scheme showing the distribution of gold deposits in the central Fennoscandian Shield (Bothnian sedimentary basin) (after Eilu, 1999; Sundblad, 2003):

Figures indicate gold deposits: (Finland) 28 – Vihanti, 29 – Pyhäsalmi; 44 – Kopsa; 45 – Juohineva; 59 – Kangaskylä; 60 – Laivakangas; 61 – Pohlola; 78 – Tervasmäki; 49 – Isovesi; 50 – Ilejärvi; 51 – Kutemajärvi; 52 – Jokisivu; 64 – Haveri; 79 – Tammijärvi; 80 – Ahvenlampi; (Sweden); 48 – Enasen; 77 – Ninasjerget; 30 – Kunström; 31 – Udden; 32 – Holmtjärn; 33 – Maurliden; 34 – Nasliden; 35 – Storliden; 36 – Kristeneberg; 43 – Tallberg; 47 – Boliden; 53 – Bjerkdal; 54 – Akerberg; 55 – Grundfors; 56 – Fabodliden; 57 – Middagsberget; 58 – Vargbasken; 70 – Ersmarksberget; 71 – Barsele; 72 – Stortjarnhobben; 73 – Sjeliden; 74 – Meivankilen; 75 – Svartliden; 76 – Fabodliden. RLL – Raahе-Ladoga line

Золото-арсенидное оруденение сформировалось в период после внедрения синорогенных интрузий, но до проявления позднеорогенного гранитоидного магматизма.

**Месторождение Йокисиву** расположено в 7 км к юго-юго-западу от г. Хюиттинен и 85 км северо-восточнее г. Турку в Ваммала Мигматитовой Зоне свекофеннид Финляндии (рис. 142). Первые признаки золотоносности пород были отмечены в 1964 г. Запасы золота на 12.09.2008 г. состав-



**Рис. 143.** Рудная зональность золоторудного месторождения Лайвакангас (по: FINGOLD database, 2009):

1 – позднеорогенные граниты; 2 – синорогенные кварцевые диориты; 3 – метавулканиты среднего и основного состава; 4 – локальные shear-зоны и сопровождающие их золотосодержащие арсенопирит-кварцевые жилы; рудоносные блоки разной геохимической специализации: Au-Mo-W; Au-Cu; Au-As

**Fig. 143.** Ore zonation of the Laivakangas gold deposit (after FINGOLD database, 2009):

1 – late orogenic granites; 2 – synorogenic quartz diorites; 3 – intermediate and mafic metavolcanics; 4 – local shear-zоны and accompanying auriferous arsenopyrite-quartz veins; ore-bearing blocks differing in geochemical specialization: Au-Mo-W; Au-Cu; Au-As

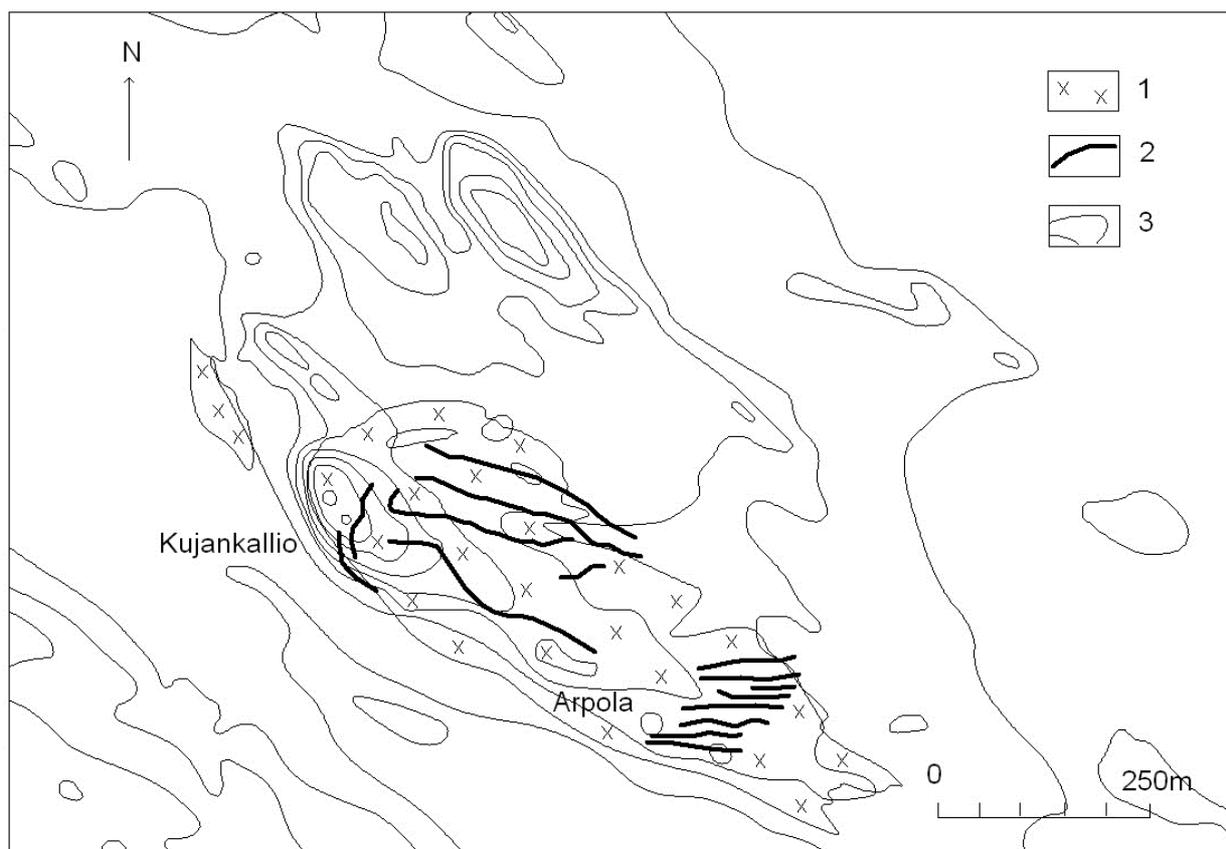
ляют 10,03 т (6,8 г/т Au). Месторождение находится в стадии подготовки к эксплуатации. Лучшие пересечения: 21,1 г/т на 11,7 м; 32,4 г/т на 5,2 м; 11,4 г/т на 11,3 м.

Кроме золота, руды содержат в повышенных количествах Ag (4,1 г/т), As (12,1–48 г/т), Bi (6,1–11,1 г/т), Cu (0,05%), Se (2,2 г/т), Te (5,2 г/т), V (90 г/т), W (240–1400 г/т).

В геотектоническом аспекте район месторождения представляет собой аккретивную островодужную систему – метавулканиты среднего состава, гипабиссальные тоналиты, габбродиориты, кварцевые диориты, гранодиориты с аренистыми и слюдястыми метаосадочными гнейсами. Месторождение контролируется сдвиговыми зонами, проявленными преимущественно в габбродиоритовой интрузии. Продолжения shear-зон за пределами габбродиоритов не содержат золоторудной минерализации (Luukkonen, 1994).

Месторождение состоит из двух зон крутопадающих (60–70°) жильных систем (Kujankallio Zone и Agrola Zone) северо-западного и субширотного направлений, находящихся друг от друга на расстоянии 200 м (рис. 144). Протяженность жил (местами будинированных) достигает 400 м, мощность варьирует в пределах 2–8 м. Главные вмещающие породы – мафические метавулканиты, габбродиориты.

В целом месторождение контролируется сдвиговой дислокацией северо-западного простирания протяженностью ~3 км, а золотосодержащие жильные системы в его пределах – локальными shear-зонами мощностью 10–15 м субширотного и северо-западного направлений (рис. 144). Структурный стиль проявленных в пределах месторождения деформаций – brittle-ductile. Все породы испытали метаморфизм амфиболитовой фации.



**Рис. 144.** Схема геологического строения золоторудного месторождения Йокисиву (по: Polar Mining, 2004):

1 – диоритовая интрузия; 2 – жильные золоторудные тела, контролируемые локальными сдвиговыми зонами;  
3 – изолинии рельефа (интервал 2,5 м)

**Fig. 144.** Scheme showing the geological structure of the Jokisivu gold deposit (after Polar Mining, 2004):

1 – diorite intrusion; 2 – veined gold orebodies controlled by local shear-zones; 3 – topography isolines (interval 2,5 m)

Главные изменения вмещающих пород – скарнирование, окварцевание, биотитизация, серицитизация, сульфидизация и локально карбонатизация.

Главный рудный минерал – пирротин; второстепенные – ильменит, арсенопирит, халькопирит, лелленгит, сфалерит, пирит, марказит, магнетит, галенит, алтаит, цумоит, теллурувисмутит, раклиджит, мальдонит, хедлейит, жозеит-В, пильзенит, тетрадимит, ауростибит, ульманит, костюбит (Luukkonen, 1994). Жильные – кварц, шеелит, диопсид, плагиоклаз, амфибол.

Золото главным образом свободное (90%) в кварцевых жилах, часть обычно с теллуридами, связана в арсенопирите, в незначительном количестве с ауростибитом. Золото содержится также в измененных диоритах и габбродиоритах (Luukkonen, 1994; Grönholm, 2006). Размерность его выделений от 5 мкм до 5 мм. Пробность золота – 900–970‰, содержание Ag – 3–10%.

Золоторудная минерализация формировалась в период (1,89–1,85 млрд лет) между вторжениями синорогенных и позднеорогенных свекофенских интрузий тоналит-габбродиоритового и гранитоидного составов в несколько стадий: I – магнетит-ильменит-шеелитовую (скарновую, сопряженную с пиком метаморфизма); II – арсенопирит-леллингит-шеелит-пирротин-арсенопиритовую (начальную золото-сульфидную); III – золото-пирит-арсенопирит-сфалерит-халькопирит-пирротиновую (главную золото-сульфидную); IV – золото-ауростибит-ульманит-костюбит-галенит-мальдонит-арсенопирит-жозеит-В-висмут-алтаит-висмутотеллуридную (благороднометалльную) (Luukkonen, 1994). Температурный интервал образования золоторудной минерализации оценивается в 300–400° (стадия I и II) – 266 °С и ниже (Luukkonen, 1994).

**Месторождение Осиконмяки** расположено в юго-восточной Финляндии в 4 км к юго-западу от г. Рантасалми и в 100 км на юг от г. Куопио в пределах Ладожско-Ботнической зоны (рис. 142), интерпретируемой как коллизийный шов, выраженный протяженными разломами и региональными сдвиговыми дислокациями преимущественно северо-западного простирания и локальными shear-зонами других направлений.

Запасы золота на 12.09.2008 г. составляют 7,33 т (3,2 г/т Au). Месторождение находится в стадии подготовки к эксплуатации. Лучшие пересечения: 7,1 г/т на 27 м; 9,5 г/т на 25 м; 68,8 г/т на 1 м. Кроме золота, руды содержат в повышенных количествах Ag (1–2,4 г/т), As (0,2–0,5%), Bi (6,1–25 г/т), Cu (0,03–0,15%), Sb (1–6 г/т), Se (8–12 г/т), Te (1–3 г/т).

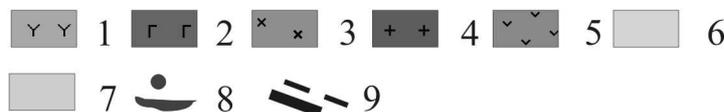
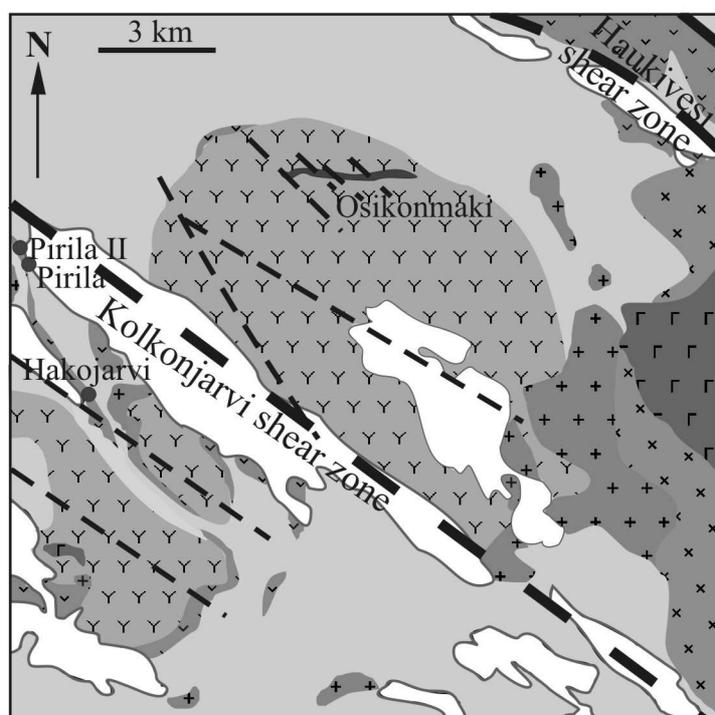
Район месторождения сложен калевийскими метатурбидитами с подчиненным развитием фельзических метавулканитов, прорываемых разнообразными гранитоидами (рис. 145), среди которых наиболее важное металлогеническое значение имеет синкинематический (1887±5 млн лет) тоналитовый плутон Осиконмяки, вмещающий золоторудное месторождение (Kontoniemi, 1998). Месторождение приурочено к локальной (протяженность ~3 км, ширина ~2–20 м) субширотной сдвиговой зоне в тоналитах, преобразующихся в ее контурах в березитоподобные метасоматиты с золото-несущей сульфидной минерализацией. Сдвиговая зона Осиконмяки расположена между двумя сдвиговыми дислокациями более высокого порядка – Хаукивеси и Колконъярви (Geological setting..., 1998). Интенсивные деформации, метасоматические изменения и формирование золоторудной минерализации в ее пределах происходили в интервале времени <1887–>1800 млн лет, но все же, вероятно, до кульминации регионального метаморфизма (~1850 млн лет). Процесс гидротермально-метасоматического преобразования тоналитов сопровождался существенным привнесом As, Bi, Te и Se и умеренным – Ag, Sb и Cu. Для содержаний золота отмечается положительная корреляция с Ag, As, Se, Bi, Cu. Главные рудные минералы в рудах – пирротин, арсенопирит, леллингит, халькопирит; второстепенные – марказит, сфалерит, галенит, ильменит, рутил, кубанит, ковеллин, молибденит, антимонит, мальдонит, самородные висмут и сурьма, иконолит, хедлейит, кавазулит, пильзенит, дискразит, тетраэдрит, станнин. Жильные – кварц, шеелит, повеллит. Самородное золото и электрум ассоциируются с Bi-Se-Te минералами, находящимися преимущественно в меж-

**Рис. 145.** Схема геологического строения района золоторудных месторождений Осиконмяки – Пирила, Финляндия (по: Kontoniemi, 1998):

1 – тоналиты, гранодиориты; 2 – габбро, диориты; 3 – кварцевые диориты, гранодиориты; 4 – граниты; 5 – основные и средние метавулкани-ты; 6 – фельзические метавулкани-ты; 7 – слюди-стые сланцы и гнейсы; 8 – золоторудные место-рождения и проявления; 9 – сдвиговые зоны и разломы

**Fig. 145.** Scheme showing the geological structure of the Osikonmäki – Pirilä gold deposit area, Finland (after Kontoniemi, 1998):

1 – tonalites and granodiorites; 2 – gabbro and diorites; 3 – quartz diorites and granodiorites; 4 – granites; 5 – mafic and intermediate metavolcanics; 6 – felsic metavolcanics; 7 – mica schists and gneisses; 8 – gold deposits and occurrences; 9 – shear-zones and faults



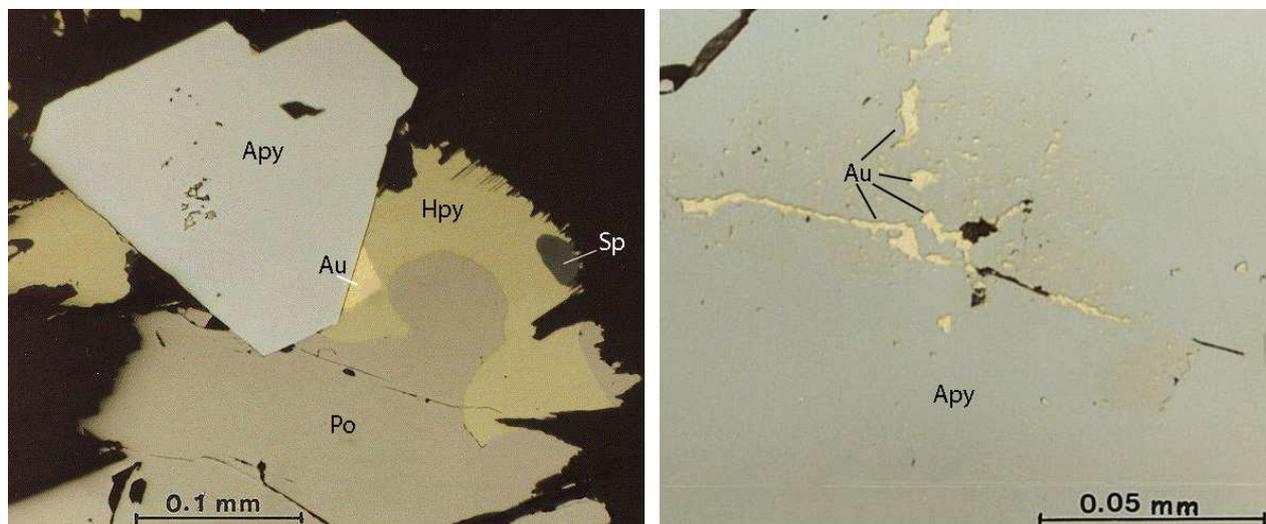
зерновом пространстве арсенопиритовых агрегатов, а также в самом арсенопирите и леллингите (рис. 146). Пробность золота варьирует в широких пределах – 980–390‰. Оно содержит Ag (0,1–60,5%), Bi (до 0,6%). Рудные тела в соответствии с залеганием сдвиговой зоны падают на юг под  $\perp 40\text{--}50^\circ$  и имеют по результатам опробования сложную морфологию.

Согласно минеральным парагенезисам и составу флюидных включений в минералах начальные стадии формирования золоторудной минерализации происходили в условиях амфиболитовой фации, но до пика регионального метаморфизма, а транспортировка золота осуществлялась в виде тио- и тиоарсенидных комплексов флюидами магматического и/или метаморфического происхождения. Температурный диапазон образования арсенопирита, леллингита, пирротина определен в  $390\text{--}550^\circ\text{C}$ , а Bi- и Te-содержащих минеральных ассоциаций –  $300\text{--}100^\circ\text{C}$  (Geological setting..., 1998; Kontoniemi, 1998). Соответственно установленные в рудах месторождения ассоциации рудных элементов As-S-Se, Au-Bi-Te, Cu-Ag интерпретируются как геохимические индикаторы стадийности (от ранней – к поздней) проявленного рудообразования.

Промышленное оруденение золота **порфирового типа** по числу месторождений распространено в протерозое Финляндии крайне незначительно и представлено к настоящему времени по существу только одним месторождением Копса.

**Месторождение Копса** находится в пределах административного центра Хаапаярви в 120 км к юго-западу от г. Оулу в южной краевой части Раахе-Ладожской зоны (рис. 142). Открыто в 1939 г. Запасы золота на 15.08.2007 г. составляют 14,25 т (0,57 г/т Au). В 1981 г. для месторождения сделано технико-экономическое обоснование. Лучшие пересечения: 1,5 г/т на 30,31 м; 94,5 г/т на 4 м; 2,47 г/т на 51 м. Кроме золота, руды содержат в повышенных количествах Ag – 3,40 г/т, As – до 1,2%, Bi – до 168 г/т, Cu – 0,16%, Mo – 5 г/т, Sb – 21 г/т, Se – 6,9 г/т, Te – 5,8 г/т, W – 500 г/т.

Месторождение приурочено к синорогенному гипабиссальному (1,89–1,88 млрд лет) тоналитовому штоку (в плане 0,6x2 км), прорывающему вулканогенно-осадочную толщу и находящемуся в месте пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Структурный стиль проявленных деформаций – brittle(-ductile). Минерализация штокверкового типа с множест-



**Рис. 146.** Характерные формы нахождения золота в рудах месторождения Осиконмяки (по: FINGOLD database, 2008):

Apy – арсенопирит, Po – пирротин, Hpy – халькопирит, Sp – сфалерит, Au – золото самородное

**Fig. 146.** Characteristic forms of gold occurrence in the ore of the Osikonmäki deposit (after FINGOLD database, 2008):

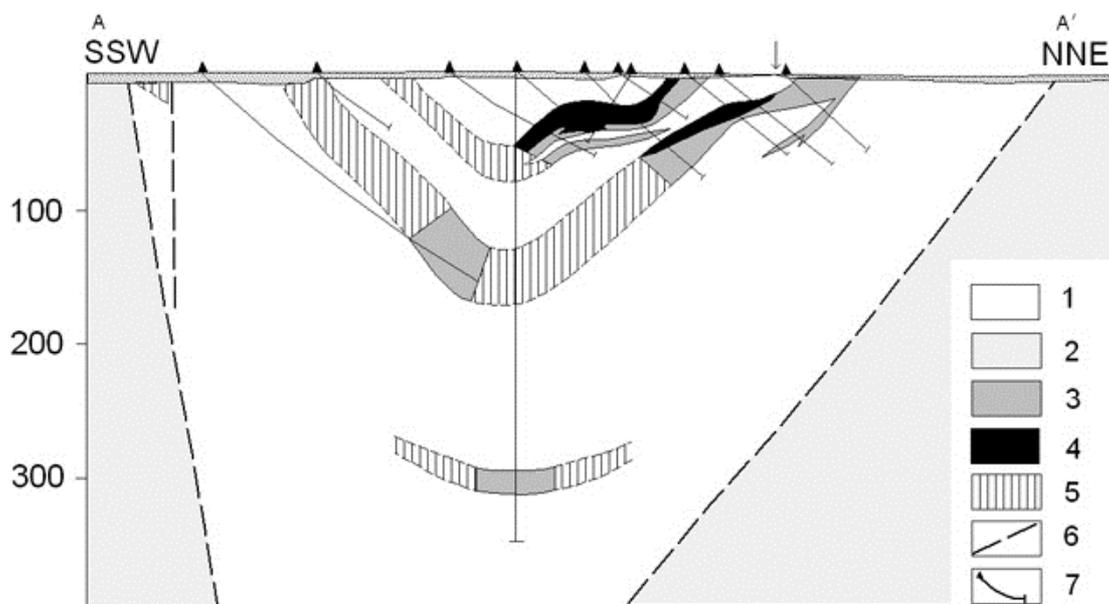
Apy – arsenopyrite, Po – pyrrhotite, Hpy – chalcopyrite, Sp – sphalerite, Au – native gold

вом пересекающихся кварцевых жил образует в пределах тоналитовой интрузии две параллельные почти плоские пологие залежи площадью 450x800 м с предполагаемыми параметрами – 100x200x400 м и 1200x400x100 м (рис. 147). Au-Cu минерализация мощностью до 10 м широко распространена по всей интрузии до глубины более 175 м. Во вмещающих породах (метатурбидитовых кристаллических сланцах) развита рассеянная минерализация с сульфидами кобальта и железа, представленная кварцевым штокверком с арсенопиритом и халькопиритом. Породы вокруг штокверков окварцованы и серицитизированы.

Главные рудные минералы – халькопирит, арсенопирит, пирротин; второстепенные – леллингит, марказит, пирит, сфалерит, молибденит, кубанит, борнит, станнин, самородный висмут, Bi-содержащие сульфосоли. Жильные минералы – кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, микроклин, шеелит. Золото в основном свободное самородное в кварцевых жилах и прожилках. Очень незначительная часть в микровключениях в арсенопирите (Gaal, Isohanni, 1979).

Оруденение золота **эпитермального типа** в протерозое Финляндии развито незначительно с преимущественным распространением в сланцевом поясе Тампере – Кутемаярви, Исовеси, Йокисиву, Йярвенпаа (рис. 142) (Eilu et al., 2003). Эпитермальная золоторудная минерализация связана с кислотно-сульфаторной гидротермально-метасоматической проработкой свекофенских вулканогенно-осадочных комплексов. Все золоторудные объекты этого типа в большинстве своем претерпели значительные метаморфические преобразования и по существу являются метаморфизованными эпитермальными.

**Месторождение Кутемаярви** (Оривеси) находится в 11 км на запад от г. Оривеси и в 25 км на северо-восток от г. Тампере в центральной части палеопротерозойского островодужно-континентального комплекса – сланцевого пояса Тампере (рис. 148). Месторождение открыто в 1982 г. Запасы золота на 19.02.2008 г. составляют 22,65 т (8,14 г/т, добыто в 1994–2003 гг. 13,61 т Au). С 2007 г. возобновлена разработка месторождения. Лучшие пересечения: 11,38 г/т на 11,25 м; 54,8 г/т на 4,48 м; 166,7 г/т на 3,8 м; 183,3 г/т на 1,85 м. Кроме золота, руды содержат в повышенных количествах Ag – 1–2,3 г/т, As – 66 г/т, Bi – 28 г/т, Sb – 5,8 г/т, Se – 4,9 г/т, Te – 36 г/т, Sn – 11 г/т; F – 0,13%.

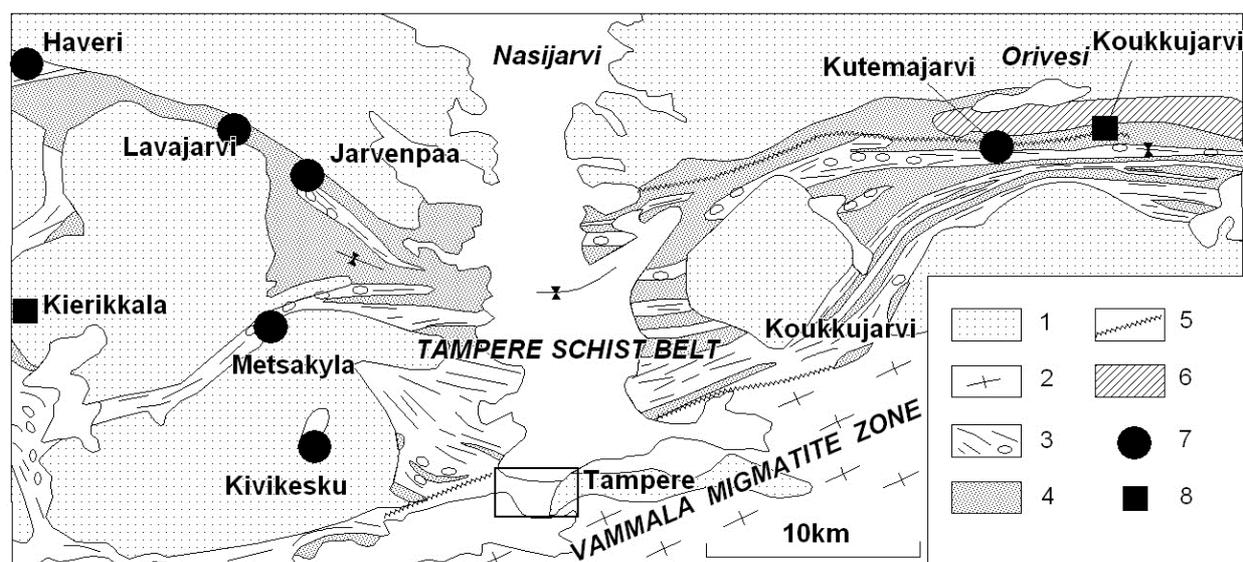


**Рис. 147.** Геологический разрез золото-порфирового месторождения Копса (по: Gaal, Isohanni, 1979):

1 – тоналиты, гранодиориты; 2 – метатурбидиты; 3–5 – зоны рудной минерализации: 3 – Au – 0,6 г/т, Cu – 0,18%; 4 – Au – 2 г/т, Cu – 0,17%; 5 – с неустановленными содержаниями Cu и Au; 6 – разломы; 7 – буровые скважины

**Fig. 147.** Geological cross-section through the Kopsa gold-porphyry deposit (after Gaal, Isohanni, 1979):

1 – tonalites and granodiorites; 2 – metaturbidites; 3–5 – ore mineralization zones: 3 – Au – 0,6 g/t, Cu – 0,18%; 4 – Au – 2 g/t, Cu – 0,17%; 5 – with undetermined Cu and Au concentrations; 6 – faults; 7 – boreholes



**Рис. 148.** Схема геологического строения центральной части Тампере сланцевого пояса (по: Luukkonen, 1994):

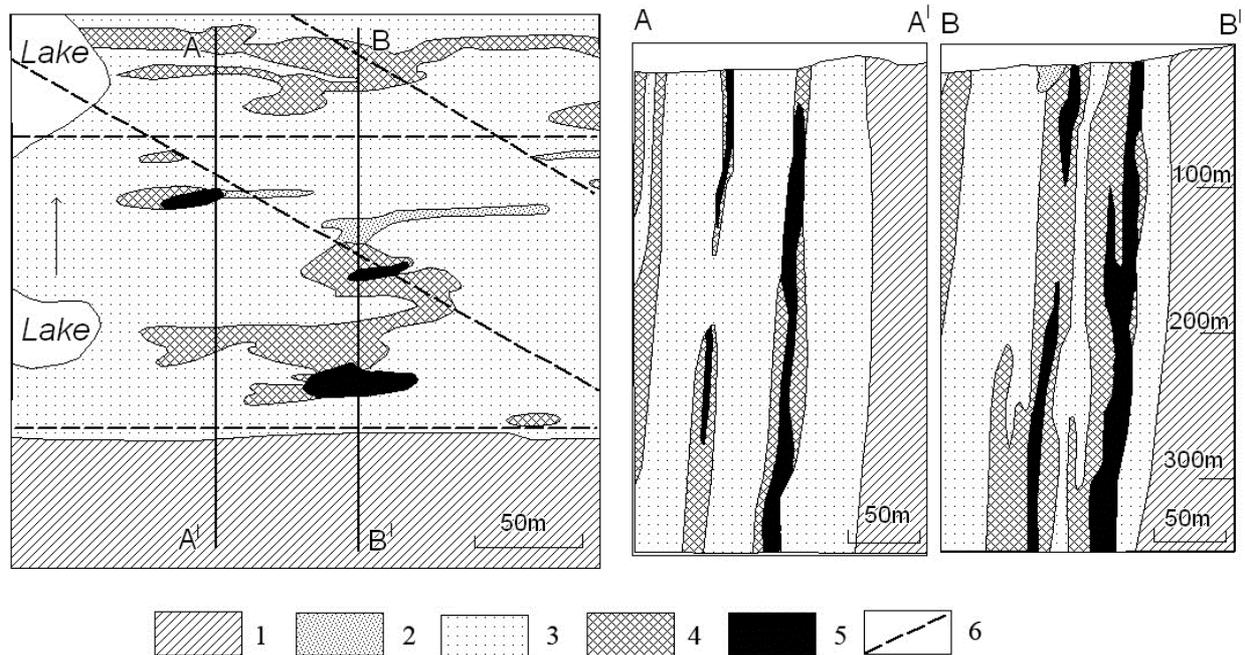
1 – гранитоиды; 2 – слюдястые гнейсы и мигматиты; 3 – слюдястые сланцы и метаконгломераты; 4 – метавулканиды; 5 – главные shear-зоны; 6 – гипабиссальные порфиры (тоналиты); 7, 8 – месторождения и проявления: 7 – золота, 8 – полиметаллов

**Fig. 148.** Scheme showing the geological structure of the central Tampere schist belt (after Luukkonen, 1994):

1 – granitoids; 2 – mica gneisses and migmatites; 3 – mica schists and metaconglomerates; 4 – metavolcanics; 5 – major shear-zones; 6 – hypabyssal porphyry (tonalite); 7, 8 – deposits and occurrences of: 7 – gold, 8 – base metals

Основными вмещающими рудные тела породами являются метавулканиды среднего состава и вулканогенно-осадочные метапороды. В 500 м от месторождения находится гипабиссальная(?) тоналит-монцогранитная порфировая интрузия ( $1896 \pm 3$  млн лет). Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации ( $470\text{--}570$  °C, 3–4 кбар) во время интенсивного проявления магматизма –  $1,88 \pm 0,01$  млрд лет (Kilpeläinen et al., 1994), а впоследствии подверглись мигматизации в связи с формированием К-гранитов в южной Финляндии.

Минерализованная зона месторождения находится на пересечении разломов северо-западного и субширотного простираний. Структурный стиль проявленных деформаций – brittle-ductile. На месторождении на площади  $200 \times 600$  м<sup>2</sup> известно восемь промышленных трубообразных субвертикальных рудных тел сечением 5–20х20–50 м, прослеживающихся на глубину до 1150 м, и, возможно, несколько подобных минерализованных тел меньшего размера. Трубки выполнены своеобразными метасоматитами (кварц-серицит-пирофиллит-андалузит-топаз-лазулит) с золотоносной рудной минерализацией (<5%) и обрамляются зоной серицит-кварцевых метасоматитов мощностью до 50 м (рис. 149). Как предполагается (Kojonen et al., 1999), эти рудные тела, возможно, связаны с интрузией сильно измененных гранит-порфиров Pukala. Структура руд – лепидогранобластовая, текстура – сланцеватая, местами – массивная. Главные рудные минералы – алтаит, пирит; второстепенные – арсенопирит, теллуrowисмутит, фрейбергит, гессит, пирротин, калаверит, халькопирит, колорадоит, сфалерит, галенит, рутил, гематит, магнетит, кубанит, креннерит, самородные теллур, медь и свинец, аурустибит, петцит, буланжерит, бурнонит, сильванит, костовит, менегенит (Luukkonen, 1994; Cook et al., 2007 и др.). Жильные минералы – кварц, серицит, пирофиллит, андалузит, топаз, флюорит, монацит, апатит, лазулит, браннерит, диаспор, каолин. Самородное золото встречается в основном вдоль границ кварцевых зерен, во включениях в кварце, пирите и арсенопирите, а также в симлектитовых срастаниях с теллуридами. Редко отмечаются теллуриды золота. Теллуrowисмутит содержит до 313 г/т Au. Размерность зерен золота находится в пределах 0,5–50 мкм, но обычно – 5–10 мкм. Пробность золота 94,9%; содержит Ag – 2,4% и Pb – 2,1% (Poutiainen, Grönholm, 1996).



**Рис. 149.** Геологический план размещения и разрез трех главных рудных трубок эпitherмального золоторудного месторождения Кутемаярви (по: Poutiainen, Grönholm, 1996):

1 – метавулканыты среднего состава; 2 – мафические метатUFFы; 3 – хлорит-серицитовые сланцы; 4 – серицит-кварцевые метасоматиты; 5 – золоторудные трубки (метасоматиты состава кварц-серицит-пиррофиллит-андалузит-топаз-лазулит с рудной минерализацией); 6 – shear-зоны

**Fig. 149.** Geological distribution and cross-section through three major ore pipes of the epithermal Kutemajärvi gold deposit (after Poutiainen, Grönholm, 1996):

1 – intermediate metavolcanics; 2 – mafic metatuffs; 3 – chlorite-sericite schist; 4 – sericite-quartz metasomatic rocks; 5 – gold ore pipes (metasomatic rocks of quartz-sericite-pyrophyllite-andalusite-topaz-lazulite composition with ore mineralization); 6 – shear-zones

Флюиды, по данным изучения газовой-жидких включений (Poutiainen, Grönholm, 1996 и др.), имели следующий состав –  $H_2O-CO_2 \pm CH_4$  с  $<7\% NaCl$ . По развитию характерных метасоматических парагенезисов они, вероятно, были кислыми F- и Cl-содержащими, т. е. типичными для эпitherмальных рудных систем.

На месторождении выделяются следующие последовательно формирующиеся минеральные ассоциации (Luukkonen, 1994), отражающие стadiйность рудообразования (от ранних – к поздним): I – пирит-магнетит-ильменит-касситерит (начальная стадия метасоматических изменений пород); II – пирит-пирротин-халькопирит-кубанит-сфалерит-галенит-арсенопирит-буланжерит-бурнонит-тетраэдрит (полисульфидная стадия); III – борнит-алтаит-фрейбергит-гессит-галенит-электрум-самородн. теллур-калаверит-пирит-петцит-креннерит-сам. золото-арсенопирит-колорадоит (теллуридная стадия); IV – арсенопирит-сам. золото, медь и свинец-антимонит-ауростибит (завершающая рудная стадия); V – гипергенные изменения. Формирование золоторудной минерализации начиналось при температуре  $320-380\text{ }^\circ\text{C}$  и давлении  $2,0-2,8$  кбар. Образование золото-теллуридных ассоциаций происходило при  $T\ 270-330\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P\ 0,7-1,6$  кбар. Арсенопиритовая и сфалеритовая геотермобарометрия определяет условия формирования золотосодержащих ассоциаций при температурах  $<350\text{ }^\circ\text{C}$  и давлении  $3,0$  кбар, а результаты исследований газовой-жидких включений, соответственно, –  $T\ 200-400\text{ }^\circ\text{C}$  и  $P\ 0,5-2,5$  кбар (Luukkonen, 1994; Poutiainen, Grönholm, 1996; Poutiainen et al., 1999).

Модельный Pb-Pb возраст образования золоторудной минерализации – 1888 млн лет (Mänttari et al., 1997).

**Колчеданные месторождения** (Cu, Zn, Pb) с попутным золотом (VMS тип) для протерозоя Финляндии известны только в Свекофенском складчатом поясе (Оутокумпу – добыто 28,2 т Au, Виханти и Пюхясалми –  $\sim 30$  т Au и др.).

Месторождения района *Оутокумпу* были открыты в 1910 г. и разрабатывались до 1988 г., дав около 50 млн т сульфидной руды (Gaal, Parkkinen, 1993). На самом крупном из них – Оутокумпу – было добыто 28,5 млн т руды со средним содержанием золота – 0,8 г/т (Au – 28,2 т), серебра – 8,9 г/т (Ag ~254 т) (Sorjonen-Ward et al., 2006). Генетическая модель формирования и оруденения офиолитовой ассоциации Йорма соответствует таковой для месторождений Кипрского типа (Gaal, Parkkinen, 1993).

Главный сульфидный пояс с месторождениями *Виханти* и *Пюхясалми*, давшими в прошлом веке около 60 млн т руды с содержанием Au ~ 0,3–0,5 г/т (добыто ~ 30 т Au), Ag – 21 г/т, связан с фельзическими метавулканитами, часто параллелизуемыми с вулканической ассоциацией провинции Шеллефте (Kahma, 1973). Однако в действительности вулканизм Главного сульфидного пояса является окраинно-континентальным, проявленным вдоль линии Раахе – Ладога от Тьямотис в северной Швеции до Варкауса в юго-восточной Финляндии, и не должен коррелироваться с островодужной ассоциацией Шеллефте (Sundblad, 2003). Месторождения Виханти и Пюхясалми, вероятно, являются раннепротерозойскими аналогами месторождений типа Куроко с температурой образования колчеданных руд, определенной по пирит-пирротинному геотермометру, – 310–390 °С (Сергеева и др., 2010). Кроме сульфидов Fe, Cu, Zn, Pb и Ni в рудах диагностирована целая серия минералов, являющихся типоморфными для золотометалльного оруденения – арсенопирит, самородные золото и серебро, тетраэдрит, теннантит, гудмундит, менегинит, нисбит, брейтгауптит, буланжерит, пираргирит, джемсонит, бурнонит, фрейбергит, бертьерит, а также ряд редких ванадиевых – щербинаит, карелианит, кызылкумит, кульсонит, бердесинскит, тиванит, ноланит (Сергеева и др., 2010).

В сланцевом поясе Тампере (аналог Шеллефте?), окаймляющем с юга Центрально-Финляндский гранитоидный батолит, известно несколько золоторудных месторождений разных генетических типов (рис. 142). Одно из них – *Хавери*, эксплуатировавшееся в течение 1942–1962 гг., вероятно, является полигенным, что подтверждается изотопными исследованиями (Vaasjoki, Nuhma, 1987, 1999). Медно-полиметаллическое оруденение интерпретируется как вулканогенное колчеданное кипрского типа (Makela, 1980), а золоторудное – как наложенное на него (overprinted) орогеническое (Eilu et al., 2003). Месторождение открыто в 1737 г.

Запасы золота на 12.09.2008 г/ составляют 28,4 т (3,4 г/т, добыто в 1942–1962 гг. 4,2 т Au, 6000 т Cu). Находится в стадии доизучения с целью составления технико-экономического обоснования. Лучшие пересечения: 1,05 г/т на 450 м; 39 г/т на 5,5 м; 52,7 г/т на 1,5 м. Кроме золота, руды содержат в промышленных концентрациях Cu – 0,1–1% и в повышенных количествах Ag, As, Co, Te, Zn, Mo.

Кристаллические сланцы Тампере (возраст ~1,9 млрд лет), в составе которых выделяются субмаринные пиллоу- и брекчиевые толеитовые лавы, близкие EMORB, пирокластиты, слюдястые сланцы, черты, были, вероятно, сформированы в задуговом бассейне (Kähkönen, Nironen, 1994). Они интродуцированы фельзитами, кварц-полевошпатовыми порфирами, лампрофирами и гранитоидами, оказывающими локальное ремобилизационное воздействие на оруденение. Геологический разрез района месторождения имеет следующее строение (снизу вверх): мафические металавы, брекчиевые лавы с Au-содержащей медной минерализацией в амфибол-хлоритовом цементе, туфы и туффиты с пирротинном, метатурбидиты. Породы претерпели спилитизацию (альбит, магнетит, амфибол, пирит и др.), а впоследствии были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации – T=550 °С, P=2,5 кбар (Makela, 1980). Структурный стиль деформаций – brittle.

Площадь месторождения Хавери составляет 1,5x2 км, в пределах которой выделяется несколько колчеданных рудных зон (месторождение Хавери, Юго-западная Медная Зона, Зона Пелтосаари, Север Хавери и др.). Богатые золоторудные тела являются более поздними по отношению к колчеданному оруденению и контролируются тектоникой субмеридиональной ориентировки.

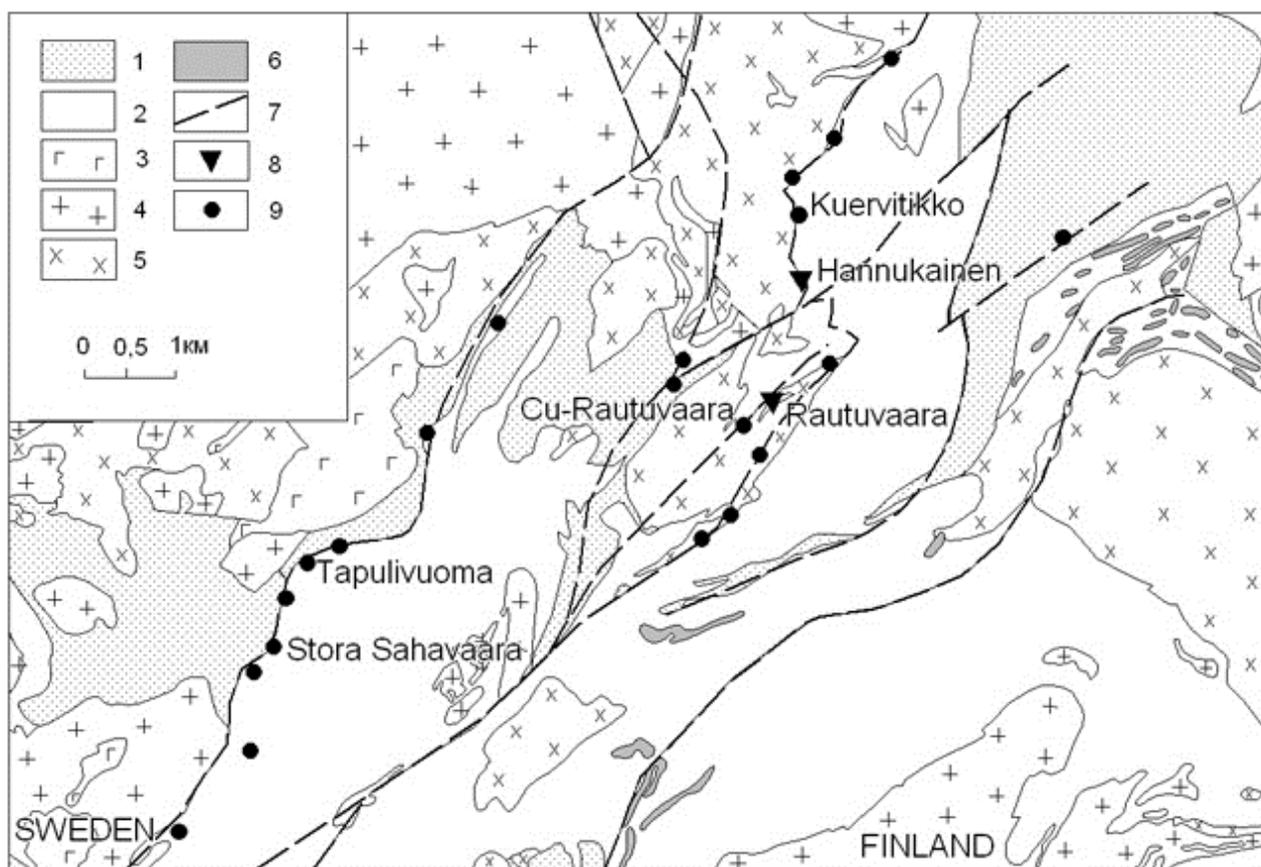
Главные рудные минералы на месторождении – пирротин, магнетит, халькопирит, пирит; второстепенные – сфалерит, кобальтин, герсдорфит, арсенопирит, молибденит, кубанит, валлериит, ильменит, блеклая руда, глаукодот, теллурувисмутит, гессит (Isokangas, 1978; Makela, 1980 и др.); жильные – роговая обманка, кварц, биотит, кальцит, плагиоклаз, эпидот, шеелит, титанит.

Самородное золото находится обычно вдоль границ зерен кобальтовых и мышьяковых минералов, в виде микровключений в кобальтине и более крупных выделений в силикатах (Makela,

1980). Часто встречается видимое золото. Пробность золота – 839‰; содержание Ag – 16,84%. По содержанию золота выделяются два типа руд – богатые и бедные. Богатое оруденение ( $Au > 10$  г/т,  $Cu < 0,02\%$ ) приурочено к окварцованным зонам в несколько метров мощностью в метасоматически измененных кислых или основных метавулканитах; бедное ( $Au - 2-10$  г/т,  $Cu - 0,2-0,35\%$ ) ассоциируется с сульфидными линзами, являющимися, вероятно, первичными рудами колчеданного (VMS) типа (Glenmore Highlands Inc., 1997).

Генезис месторождения по настоящее время дискусионен – VMS, IOCG, орогенный мезотермальный (Makela, 1980; Nironen, 1994; Vaasjoki, Huhma, 1999). Наиболее вероятным представляется, что месторождение Хавери – это корневая часть подводной Cu-Au-рудной системы VMS типа, частично ремобилизованной поздними деформациями с формированием богатого золотого оруденения орогенического типа.

**Железооксидный с медью и золотом тип (IOCG)** месторождений в Финляндии проявлен преимущественно в палеопротерозойском зеленокаменном поясе Колари, где известно несколько соответствующих рудных объектов, часть из которых разрабатывалась, а самым крупным из них является месторождение Ханнукайнен (рис. 133, 150).



**Рис. 150.** Геологическая карта района Колари-Пайяла с месторождениями IOCG типа (по: Niiranen, Eilu, 2007):

1, 2 – супракrustальные породы: 1 – кварциты, слюдястые сланцы и гнейсы, конгломераты (группа Савукоски, 1,95–1,85 млрд лет), 2 – Fe-толеитовые метавулканики, черные сланцы, филлиты, доломитовые мраморы, туффиты (группа Соданкюля, 2,2–1,95 млрд лет); 3 – габбро, 1,85–1,77 млрд лет; 4 – граниты, пегматиты (Лина-граниты, 1,82–1,78 млрд лет); 5 – тоналиты, монзониты (1,85–1,80 млрд лет); 6 – долериты (2,2–2,0 млрд лет); 7 – главные тектонические нарушения; 8, 9 – рудные объекты IOCG типа: 8 – месторождения, 9 – проявления

**Fig. 150.** Geological map of the Kolari-Pajala area with IOCG-type deposits (after Niiranen, Eilu, 2007):

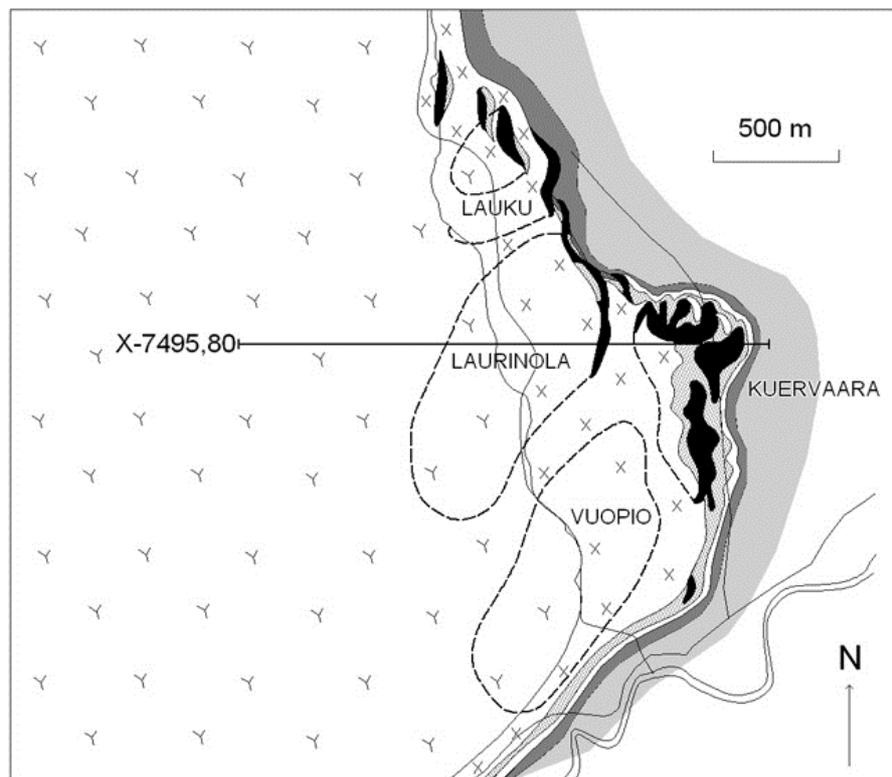
1, 2 – supracrustal rocks: 1 – quartzites, mica schists and gneisses, conglomerates (Savukoski Group, 1,95–1,85 Ga), 2 – Fe-tholeiitic metavolcanics, black shales, phyllites, dolomitic marbles and tuffites (Sodankylä Group, 2,2–1,95 Ga); 3 – gabbro, 1,85–1,77 Ga; 4 – granites and pegmatites (Lina-granite, 1,82–1,78 Ga); 5 – tonalities and monzonites (1,85–1,80 Ga); 6 – dolerites (2,2–2,0 Ga); 7 – major tectonic dislocations; 8, 9 – IOCG-type ore localities: 8 – deposits, 9 – occurrences

**Месторождение Ханнукайнен** расположено в 25 км на северо-восток от г. Колари в западной краевой части Центрального Лапландского палеопротерозойского зеленокаменного пояса. Запасы золота на 30.01.2008 г. составляют 15,08 т (0,9 г/т, добыто в 1978–1992 гг. 4,3 т Au; 40 тыс. т Cu; 1960 тыс. т Fe). В 2007 г. составлено технико-экономическое обоснование. Лучшие пересечения: 0,56 г/т на 21,5 м; 0,75 г/т на 29,1 м; 1,09 г/т на 11,5 м. Руды содержат в промышленных количествах Fe и Cu, а также незначительно повышенные концентрации Ag, Bi, Ba, Co, LREE, Mo, Sb, Te, Zn (Hiltunen, 1982; Niiranen, Eilu, 2007).

Главными рудовмещающими породами являются экзоскарны (магнетит, диопсид, амфибол, плагиоклаз±скаполит, эпидот, гранат), образованные в контакте супракрустальных пород формации Матаракоски (группа Савукоски), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, с синорогенными монцонитами (1,86 млрд лет). Они слагают протяженные полого (15°) падающие на запад стратиформные линзы, имеющие структурный контроль (рис. 150, 151). Структурный стиль деформаций – ductile (Hiltunen, 1982).

Месторождение состоит из пяти главных рудных тел мощностью до 120 м (рис. 151), неравномерно обогащенных золотом.

Главные рудные минералы – магнетит, пирит, пирротин, халькопирит; второстепенные – молибденит, теллуриды; жильные – диопсид, кварц, роговая обманка, биотит, кальцит, альбит, микроклин, титанит, скаполит, андрадит, эпидот (Hiltunen, 1982).

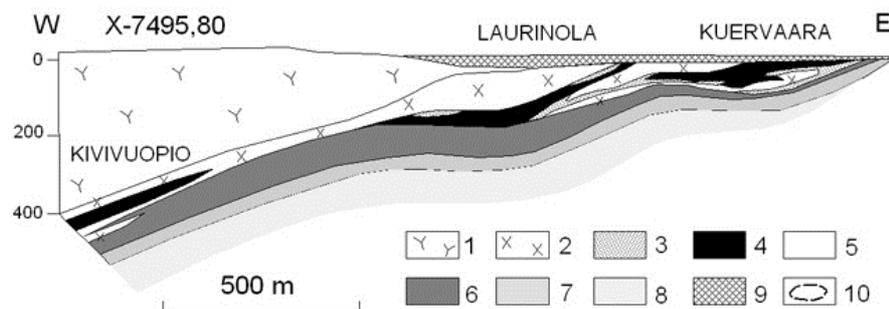


**Рис. 151.** Геологическая карта и разрез месторождения IOCG типа Ханнукайнен (по: Hiltunen, 1982):

1 – монцониты; 2 – диориты; 3 – скарны; 4 – железные руды; 5 – кварц-полевошпатовые сланцы; 6 – мафические метавулканы; 7 – слюдяные гнейсы; 8 – кварциты; 9 – четвертичные отложения; 10 – горизонтальные проекции рудных тел

**Fig. 151.** Geological map and cross-section through the IOCG-type Hannukainen deposit (after Hiltunen, 1982):

1 – monzonites; 2 – diorites; 3 – skarns; 4 – iron ore; 5 – quartz-feldspar schists; 6 – mafic metavolcanics; 7 – mica gneisses; 8 – quartzites; 9 – Quaternary sediments; 10 – horizontal projections of orebodies



Самородное золото размерностью до 0,1–0,3 мм ассоциирует с халькопиритом, магнетитом, кварцем. Отмечается в виде включений в пирите и халькопирите, в микротрещинках в магнетите и пирите (Hiltunen, 1982).

Образование золотосодержащей рудной минерализации происходило из гиперсоленых флюидов при  $T$  450–550 °C и  $P$  1,5–3,5 кбар во временном интервале 1864±6–1797,7±5 млн лет (Niiranen, Eilu, 2007).

**Палеороссыпные** (конгломератовые) месторождения и проявления золота на территории Финляндии известны начиная со времени формирования эндогенной золоторудной минерализации в палеопротерозойских зеленокаменных поясах – 1,9–1,8 млрд лет. Наиболее значительные золоторудные объекты этого типа выявлены в конгломератах Центрально-Лапландского палеопротерозойского зеленокаменного пояса – Каарестунтури, Оутапя (Eilu, 1999), но и они не достигают промышленных масштабов.

*Проявление Каарестунтури* расположено в 25 км северо-западнее г. Соданкюля и в 120 км севернее г. Рованиеми. Рудовмещающими породами являются конгломераты группы Кумпу, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Рудные тела – линзы размером 30x3 м с содержанием золота 1,19–10,9 г/т (до 22 г/т), U – 1,9–8,0 г/т, Th – 5,8–48,0 г/т. Главные рудные минералы – магнетит, гематит; второстепенные – уранинит, пирит, ильменит, рутил, сам. серебро, Au-Pd амальгама; жильные – кварц, турмалин, монацит, циркон, титанит. Самородное золото палеодетритовое с размером зерен 0,03–0,4 мм, сосредоточено в цементе (матриксе) конгломерата. Золото высокопробное, содержание Ag – 5% (Härkönen, 1986).

*Проявление Оутапя* расположено в 30 км восточнее г. Киттиля. Рудовмещающими породами являются конгломераты группы Кумпу, метаморфизованные в зеленосланцевой фации (317° по хлоритовому геотермометру). Лучшие пересечения – 121 г/т на 1,5 м; 5,9 г/т на 1 м. Главные рудные минералы – магнетит, гематит; второстепенные – детритовые сульфиды; жильные – кварц. Самородное золото палеодетритовое, с размером зерен 0,03–0,4 мм, локально частично ремобилизованное, сосредоточено в цементе (матриксе) конгломерата (Härkönen, 1986).

**Современные золотоносные россыпи** в Финляндии известны только в муниципальном округе Инари в Северной Лапландии, где издавна в районе рек Лемменйоки и Ивалайоки ведется старательская добыча золота. Оконтуренные там россыпи не имеют промышленного значения, хотя среди намытого там золота, характеризующегося высокой пробностью (940‰, Ag – 5%, Cu, Fe – 1%), встречаются даже самородки весом до 393 г (рис. 152). Золотоносная площадь является частью ледникового водораздела. Вследствие чего эрозия, связанная с ледником, была здесь незначительная, что способствовало частичному сохранению россыпей (Исокангас, 1982).



**Рис. 152.** Самородки золота из современных россыпных проявлений округа Инари, Финляндия: Геологический музей Геологической службы Финляндии, Эспоо (фото В.И. Ивашенко)

**Fig. 152.** Gold nuggets from modern placer occurrences in the Inari District, Finland: Museum of Geology, Geological Survey of Finland, Espoo (photo by V.I. Ivashchenko)

### 5.2.3. Территория Швеции

На территории Швеции известны золоторудные месторождения и проявления большинства генетических типов, выделяемых для Фенноскандинавского щита (Eilu, 1999). Многие из них являются полигенными. Особенно распространено наложение золоторудной минерализации орогенного мезотермального типа на все более ранние рудные концентрации различных типов. Поэтому в ряде случаев отнесение того или иного золоторудного объекта к какому-то определенному генетическому типу оруденения является в достаточной степени условным. Месторождения в разной степени изучены, а из-за отсутствия у Геологической службы Швеции электронной базы данных, аналогичной «*FINGOLD database*», характеристика многих из них представляется затруднительной. В соответствии с особенностями геологического строения территории Швеции месторождения в ее пределах размещаются в палеопротерозойских зеленокаменных поясах (север страны) и свекофеннидах.

Золоторудные объекты **орогенического мезотермального типа**, имеющие промышленное значение, выявлены в палеопротерозойском зеленокаменном поясе Кируна, в большинстве свекофеннских провинций (Шеллефте, Бергслаген и др.), а также в Трансскандинавском магматическом поясе.

В зеленокаменном поясе Кируна известно два разрабатывавшихся золоторудно-медных месторождения орогенического типа (+ЮСГ) – *Вискария* и *Пахтохаваре* (рис. 133), локализованных в альбитизированных фельзических метавулканитах, подвергшихся хрупко-пластическим деформациям сдвигового характера (Sundblad, 2003).

**Месторождение Пахтохаваре** (запасы Au – ~7 т, 1,28 г/т; добыто Au – 1,5 т, 0,88 г/т) залегает в группе зеленокаменных изверженных пород Кируны, имеющей здесь мощность 300 м и включающей габбровые силлы, перекрытые основными лавами, лапиллевыми и ленточными туфами, метатерригенными породами, чертами, графитистыми сланцами и их брекчиями с кварц-карбонатным цементом. На месторождении выделяются пять типов рудной минерализации: 1 – скарновые зоны с халькопиритом, борнитом и следами золота в кварцевых диоритах архейского фундамента; 2 – штоки и силлы с жилами, содержащими халькопирит и пирротин; 3 – зоны гидротермально-метасоматических изменений (карбонатизация, скаполитизация, окварцевание, биотитизация) с халькопиритом, пиритом и самородным золотом; 4 – эксгальционные черты и альбитовые жилы с массивным халькопиритовым оруденением и самородным золотом в габброидах, местами (на глубине 150 м) руды изменены и представлены ассоциацией медных окислов и карбонатов, халькозина и самородной меди; 5 – полосчатые и вкрапленные сфалерит-халькопиритовые пластовые руды в туфах и метаосадках, аналогичные доминирующим на месторождении Вискария (Carlson, 1991; Sundblad, 2003).

**Месторождение Вискария** открыто в 1973 г. Запасы Cu – 450 тыс. т (1,5%). Оно состоит из нескольких параллельных стратиформных залежей в средней и нижней частях палеопротерозойского разреза Кируны, представленного базальтовыми лавами, конгломератами, близкими к андезитам вулканитами, ультрамафическими лавами, черными сланцами. Главные рудные минералы – халькопирит, пирротин, пирит, магнетит, сфалерит. На месторождении широко проявлены скаполитизация, альбитизация и эпидотизация, а по локальным более поздним зонам, контролируемым сдвиговыми нарушениями, – окварцевание, сопровождающееся повышенными содержаниями Au, Co, As, Sn and Bi, Ba (Martinsson, 1991; Sundblad, 2003).

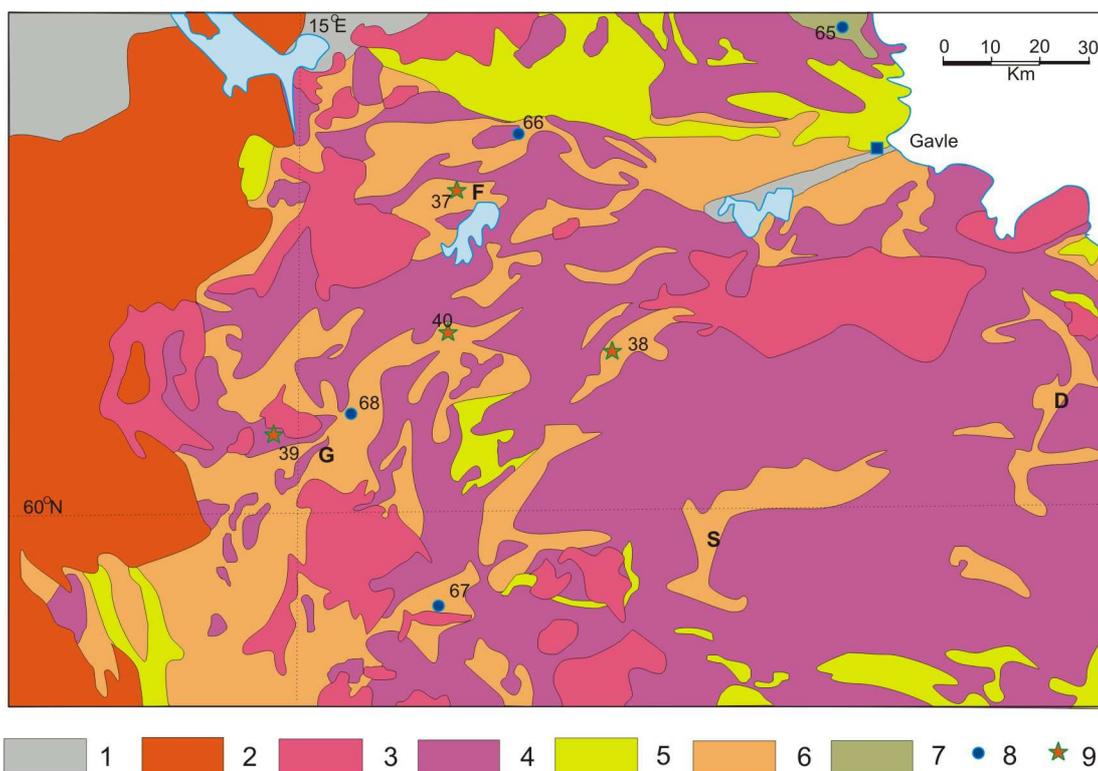
Орогенные месторождения золота в *свекофеннидах Швеции* известны преимущественно в провинциях Шеллефте, Бергслаген и Ботническом палеоседиментационном бассейне.

В провинции Шеллефте (рис. 142) известно несколько мелких месторождений (Фабодлиден – 22,5 т Au, 1,5 г/т, Миддагсбергет, Варгбаскен, Грундфорс, Акерберг и др.), происхождение которых дискуссионно (Bergman, 1992; Sundblad et al., 1993; Broman et al., 1994; Ohlander, Markkula, 1994; Billstrom, Weihed, 1996; Blomqvist, Leijd, 1999; Weihed et al., 2003). Главная роль в их формировании отводится или свекофеннскому гранитоидному магматизму, или метаморфо-метасоматическим процессам в *shear*-зонах, или их последовательному совокупному воздействию. Золотоносные кварцевые жилы с признаками проявленных сдвиговых деформаций и сульфидной минерализацией (пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит) отмечаются как в метаосадочных комплексах, так и в интрузивных – монцодиорит-тоналитовых.

Одно из этих месторождений – *Акерберг* – с 1989 по 2001 г. разрабатывалось. Добыто 600 кг золота; запасы составляют 3 т. Оруденение относится к золото-кварцевому типу с очень малым количеством сульфидов и средним содержанием золота ~3,0 г/т (Sundblad, 2003). Кварцевые жилы развиты в сдвиговой зоне северо-восточного простирания мощностью 10–30 м и протяженностью 350 м, приуроченной к краевой части габброидной интрузии. Минимальный возраст золоторудной минерализации оценивается в 1,8 млрд лет по времени формирования пегматитов, секущих кварцевые жилы.

**Месторождение Варгбаскен** представлено золоторудной зоной, выполненной кварцевыми жилами и прожилками мощностью до 30–40 м, прослеженной на глубину 160 м. В пределах этой зоны протяженность рудных пересечений варьирует от 3 до 11 м при содержании золота 3,9–7,1 г/т (по материалам Mining Journal. 2005, July 1).

В провинции *Бергслэген* известно несколько мелких золоторудных месторождений орогенно-мезотермального типа – *Хамранге*, *Кяллфаллет*, *Малсйоберг* (рис. 153).



**Рис. 153.** Схема размещения золоторудных месторождений в провинции Бергслэген (Швеция) (по: Ripa, 2001; Sundblad, 2003):

1 – мезопротерозойский и палеозойский осадочный чехол; 2 – Трансскандинавский магматический пояс; 3 – позднесвекофенские гранитоиды; 4–7 – раннесвекофенские образования: 4 – гранитоиды, 5 – метатерригенные отложения, 6 – фельзические метавулканыты, 7 – мафические метавулканыты; 8, 9 – золоторудные месторождения: 8 – орогенические мезотермальные (мезозональные), 9 – VMS тип.

Цифрами обозначены золоторудные месторождения: 37 – Фалун; 38 – Гарпенберг; 39 – Саксбергет; 40 – О. Силвберг; 65 – Хамранге; 66 – Бовиксгруван; 67 – Каллфаллет; 68 – Малсйоберг; буквами обозначены главные рудники, прекратившие свою деятельность: D – Даннемора (Fe); F – Фалун (Cu, Zn, Pb, Ag, Au); G – Грангесберг (Fe); S – Сала (Ag)

**Fig. 153.** Scheme showing the distribution of gold deposits in the Bergslagen Province, Sweden (after Ripa, 2001; Sundblad, 2003):

1 – Mesoproterozoic and Palaeozoic sedimentary cover; 2 – Trans-Scandinavian igneous belt; 3 – Late Svecofennian granitoids; 4 – Early Svecofennian granitoids; 5 – Early Svecofennian metaterrigenous rocks; 6 – Early Svecofennian felsic metavolcanics; 7 – Early Svecofennian mafic metavolcanics; 8, 9 – gold deposits: 8 – orogenic mesozonal, 9 – VMS-type deposits.

Numbers indicate gold deposits: 37 – Falun; 38 – Garpenberg; 39 – Saksberget; 40 – O. Silvberg; 65 – Hamrange; 66 – Boviksgruvan; 67 – Kallfallet; 68 – Malsjöberg; letters indicate major mines that are no longer active: D – Dannemore (Fe); F – Falun (Cu, Zn, Pb, Ag, Au); G – Grangesberg (Fe); S – Sala (Ag)

В *Ботническом палеоседиментационном бассейне*, включающем обширную область к югу от Шеллефте, простирающуюся в Финляндию южнее сланцевого пояса Тампере (рис. 142), в последние годы открыто большое число мелких месторождений и проявлений золота, имеющих полигенную природу. Среди осадочных отложений здесь доминируют турбидиты, метаграувакки с прослоями железистых кварцитов и графитистых сланцев и подчиненным развитием магнезиальных metabazaltov (Lundqvist, 1987), имеющих примитивные геохимические и изотопные характеристики (Sundblad, 2003). Осадочные толщи до их метаморфизма прорываются четырьмя поколениями известково-щелочных гранитов с возрастом 2030–1870 млн лет (Lundqvist et al., 1998; Claesson, Lundqvist, 1995). В процессе метаморфизма они были преобразованы в мигматиты и двуслюдяные анатектические граниты, что делало эту область крайне непривлекательной для поисков месторождений золота. Однако ситуация в этом аспекте меняется в связи с выявлением таких месторождений, как *Эрмарксбергет* в Швеции (запасы Au – 3,3 т, содержание – 3,7 г/т). Оруденение приурочено к эндо-экзоконтактной зоне тоналитового интрузива Юктан и представлено брекчиевидной Zn-Pb-Ag минерализацией и более поздней золоторудной – кварцево-жильной в сдвиговых зонах (Sundblad, 2003). Кроме золота, на этом месторождении в промышленно значимых количествах содержатся также Ag (63 т), Zn (120 тыс. т), Pb (55 тыс. т). К такому же экономическому классу относятся и другие золотонесущие месторождения в этом регионе – *Барселе* (18,6 т, 1,6 г/т), *Свартлиден*, *Фабодлиден* (22,5 т, 1,5 г/т), *Стортьярнхоббен* и др. На многих из них золото совместно с пиритом, арсенопиритом и халькопиритом сосредоточено в кварц-серицитовых метасоматитах по графитсодержащим метасадкам (Hart et al., 1999). **Месторождение Свартлиден** с 2005 г. стало разрабатываться. В 2006 г. на руднике было добыто 210 тыс. т руды (Au – 3,7 г/т) и получено 0,7 т золота. Лучшие рудные пересечения на этом месторождении – 17,09 г/т на 7,60 м; 5,14 г/т на 2,60 м; 10,86 г/т на 4,20 м (по материалам Mining Journal. 2004, October 1).

В пределах *Транскандинавского магматического пояса* (рис. 154) известно несколько золоторудных (Cu-Au±Co) проявлений орогенического типа, связанных с shear-зонами краевых частей главного гранитоидного батолита (Sundblad, 2003). Наиболее значительное из них – **месторождение Адельфорс** (первый золотой рудник в истории Швеции). Оруденение представлено кварцево-жильной Au-Cu-Zn минерализацией с кобальтоносным пиритом в основных метавулканитах вблизи контактовой сдвиговой зоны (~1,8 млрд лет) с гранитоидами. По изотопным данным, источником золота для месторождения Адельфорс служили толеитовые вулканиты после внедрения Смоланд гранитов (Sundblad et al., 1999). Во многом аналогичными Адельфорсу являются месторождения Гладхаммар и Солстад, которые также эксплуатировались несколько сот лет назад на Fe, Cu, Co, а золото в них было обнаружено только в последние годы (Soderhielm, Sundblad, 1996). Золоторудная минерализация во всех этих месторождениях связана с гидротермально-метасоматическими процессами в зонах сдвиговых дислокаций, имеющих возраст моложе времени формирования Транскандинавского магматического пояса.

Промышленное оруденение золота **порфирирового типа** (*intrusion-related*) на территории Швеции распространено гораздо шире (Айтик – 140 т Au, 0,2 г/т; Бьеркдал – 25,3 т Au, 2,5 г/т; Таллберг, Вайкйаур и др.) по сравнению с другими регионами Фенноскандинавского щита (Gaal, Isohanni, 1979; Lundmark et al., 2006). Обычно это вкрапленная и штокверковая Cu-As-Au минерализация с низкими содержаниями золота, образованная в связи с малоглубинным средне-кислого состава слегка подщелоченным магматизмом возраста 1,89–1,87 млрд лет. Порфирировое оруденение играет важную роль при формировании орогенических (мезотермальных) месторождений как одна из главных базовых золоторудных формаций.

**Медно-золоторудное месторождение Айтик** находится на севере Швеции в Гелливаре регионе (рис. 133). Это одно из самых крупных в настоящее время на территории Фенноскандии золотосодержащих месторождений. Суммарные запасы составляют 700 млн т руды с 0,4% Cu, 0,2 г/т Au, 4 г/т Ag (Cu – 2800 тыс. т; Au 140 т; Ag 2800 т); ежегодное производство: Cu – 60–72 тыс. т, Au – 2–3,6 т, Ag – 40–72 т; всего добыто 1288 тыс. т Cu, 64,4 т Au, 1288 т Ag (Wanhainen et al., 1999; Wanhainen, 2005). Размеры карьера в настоящее время составляют – 3,0x0,9x0,4 км. Месторождение приурочено к экзо- и эндоконтакту интрузии кварцевых монцодиоритов с возрастом 1887±8 млн лет (рис. 155). Сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, пирротин) с самородным золотом сосредоточена в кварцевых штокверках, прожилках и жилах мощностью <0,5 м, пересекающих микроклиновые гнейсы,

**Рис. 154.** Схема размещения золоторудных месторождений в Транскандинавском магматическом поясе (по: Sundblad, 2003):

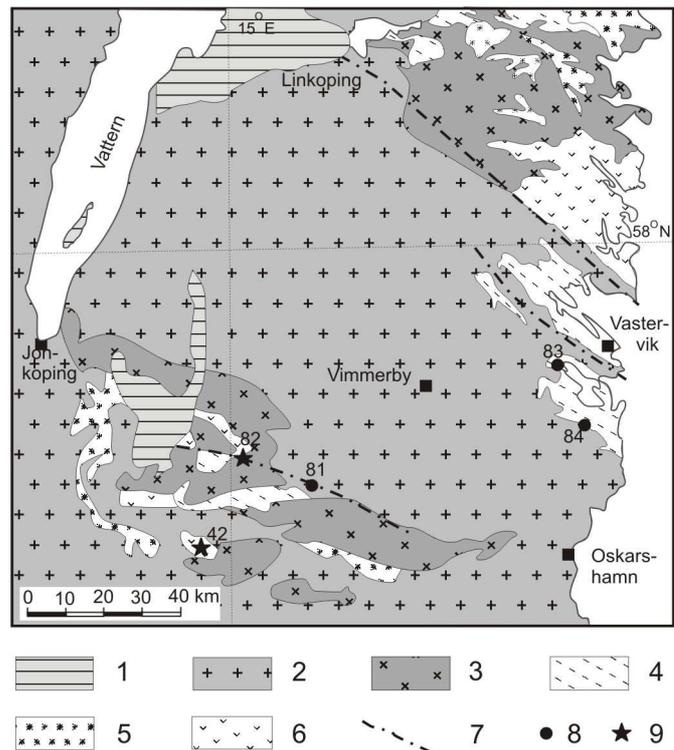
1 – мезопротерозойский и раннепалеозойский осадочный чехол; 2 – Транскандинавский магматический пояс; 3 – свекофенские гранитоиды; 4 – свекофенские метатерригенные отложения; 5 – свекофенские фельзические метавулканы; 6 – свекофенские мафические метавулканы; 7 – сдвиговые зоны; 8, 9 – золоторудные месторождения: 8 – орогенические мезозональные, 9 – VMS тип.

Цифрами обозначены золоторудные месторождения: 42 – Фродерид; 81 – Адельфорс; 82 – Фиффлекулл; 83 – Гладхаммар; 84 – Солстад

**Fig. 154.** Distribution of gold deposits in the Trans-Scandinavian igneous belt (after Sundblad, 2003):

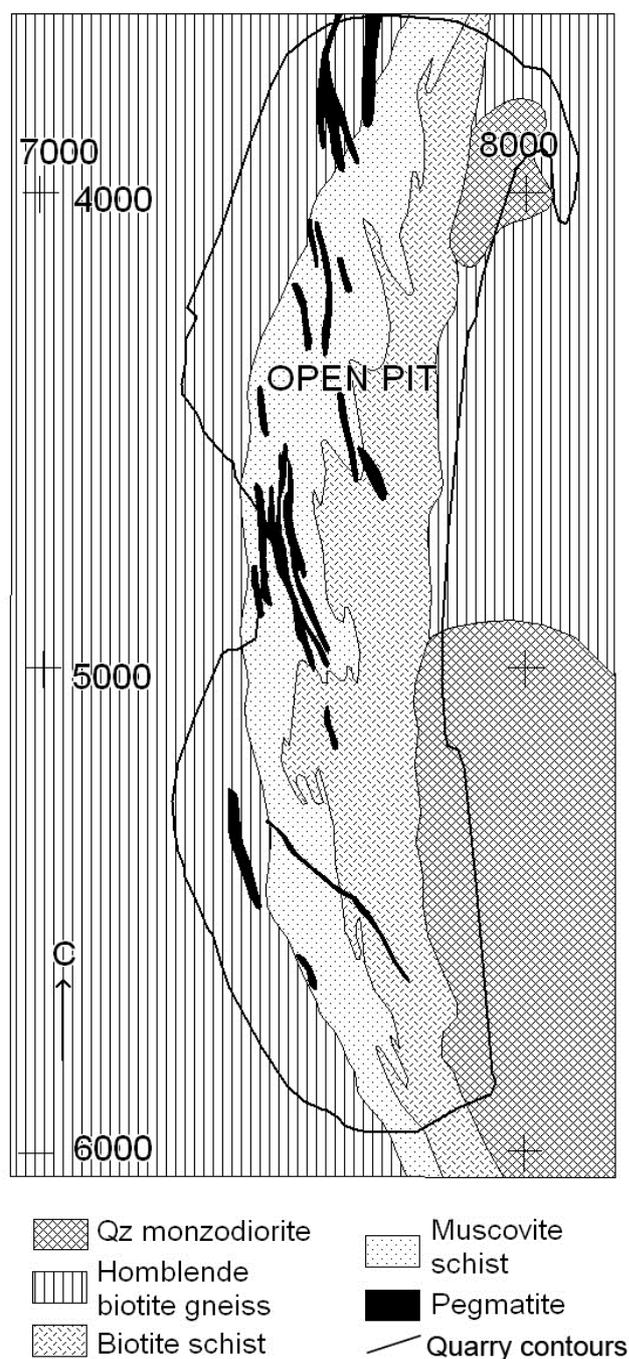
1 – Mesoproterozoic and Early Palaeozoic sedimentary cover; 2 – Trans-Scandinavian igneous belt; 3 – Svecofennian granitoids; 4 – Svecofennian metaterrigenous rocks; 5 – Svecofennian felsic metavolcanics; 6 – Svecofennian mafic metavolcanics; 7 – shear-zones; 8, 9 – gold deposits: 8 – orogenic mesozonal, 9 – VMS-type deposits.

Numbers indicate gold deposits: 42 – Froderid; 81 – Adelfors; 82 – Fifflekull; 83 – Gladhammar; 84 – Solstad



биотитовые и серицитовые сланцы, интерпретируемые как метаморфизованные фельзиты, габбро и кварцевые монцодиориты, а также отмечается в них в виде рассеянной вкрапленности (Zweifel, 1976). Околорудные изменения пород выражены в серицитизации, биотитизации, калишпатизации, эпидотизации, скаполитизации, турмалинизации и формировании амфибол-пироксеновых прожилков. Возраст вмещающих пород – 1,87 млрд лет (U-Pb, циркон), рудной минерализации – 1,88–1,87 млрд лет. Существует несколько генетических моделей, объясняющих происхождение оруденения, – от осадочного (Zweifel, 1976; Wanhainen et al., 1999) до гидротермального (порфировый тип) (Wanhainen et al., 1999) и полигенного с наложением на порфировые руды ассоциаций IOCG типа оруденения (Wanhainen, 2005). Главное накопление рудных концентраций происходило до метаморфизма, обусловившего впоследствии ремобилизацию оруденения. Для флюидов, формировавших оруденение, отмечается отчетливая эволюция от ранних высокой солености (31–37 eq. % веса NaCl + CaCl<sub>2</sub>) – образование халькопирита, пирита к промежуточным – умеренной солености (18–27 eq. % веса NaCl + CaCl<sub>2</sub>) – образование борнита и к существенно углекислотным – пострудным (Wanhainen et al., 2003). Порфировая модель рудообразования связывается с магматической деятельностью окраинно-континентального типа по юго-западной границе лопийского кратона, что сопоставимо с современной геодинамической обстановкой и соответствующей металлогенией в Чили (Sundblad, 2003).

**Месторождение Бьеркдал** (25,3 т, 2,5 г/т), расположенное в восточной части провинции *Шеллефте* (рис. 142), разрабатывалось с 1988 по 1999 гг. В 90-х гг. прошлого века оно было самым крупным производителем золота в Европе. С 2007 г. добыча золота на нем была возобновлена. Месторождение представлено серией субвертикальных золотосодержащих кварцевых жил мощностью до 1 м в контактовой зоне биотитизированной куполовидной синорогенной интрузии монцодиоритов-гранодиоритов (Fennoscandian Ore..., 2009). Жилы имеют преимущественно северо-восточное и север-северо-восточное простирание. Для жил характерно наличие теллуридно-шеелитовой ассоциации и отсутствие арсенопирита (Wikstrom, Sundblad, 1999; Weihed et al., 2003). В ряде мест они имеют признаки проявления сдвиговых деформаций. Рудная минерализация в жилах представлена пиритом, борнитом, халькопиритом, ковеллином, пирротинном, шеелитом, самородным висмутом, сфалеритом, галенитом, цумоитом, хедлейитом, теллуrowисмутитом, ферберитом, малахитом; жильная – кварцем, графитом, флюоритом, кальцитом, турмалином. Золото отмечается в двух формах выделения – свободное самородное ассоциирующее с кварцем (часто визуально видимое) и связанное с пиритом. Возраст формирования оруденения – 1893±34 млн лет (Sm-Nd по шеелиту) (Roberts et al., 2006).



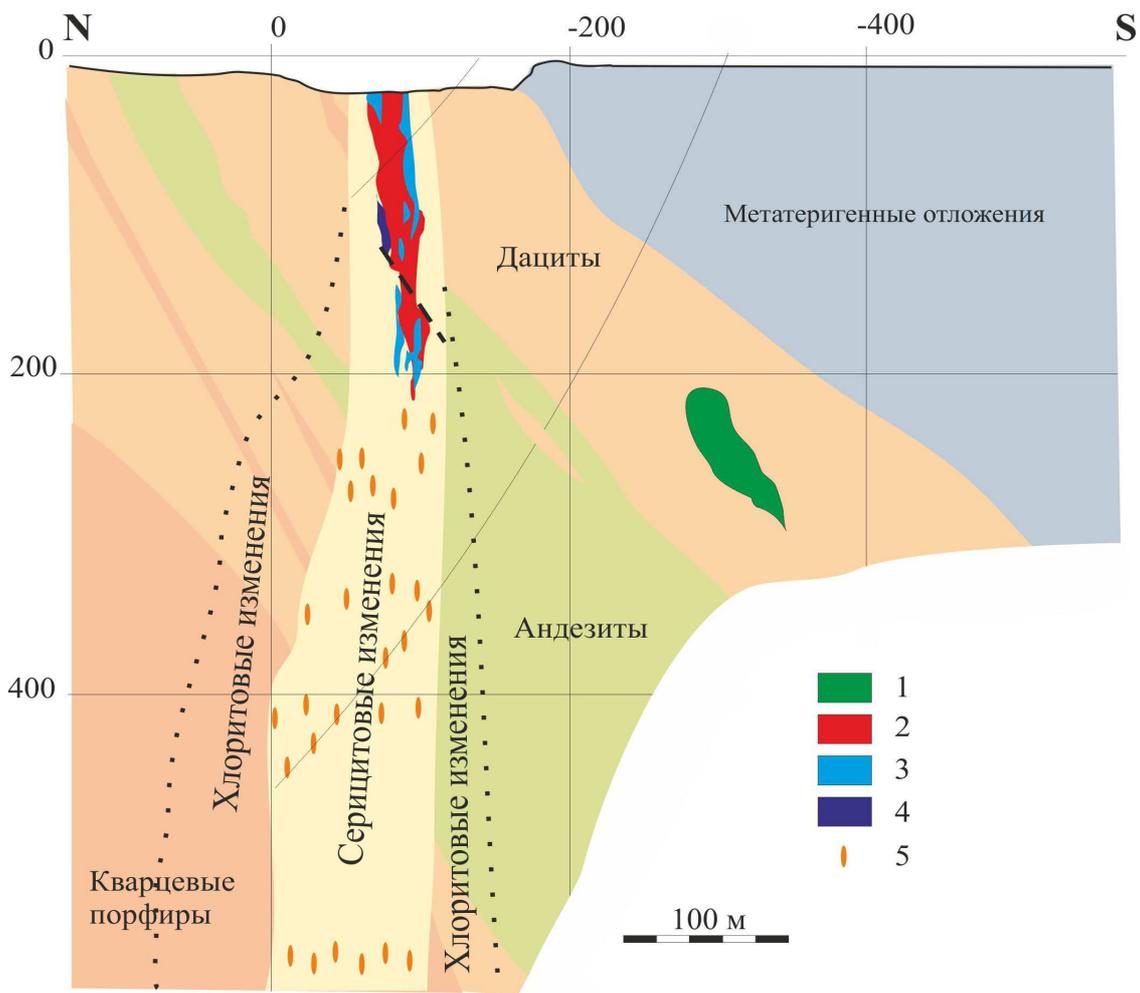
**Рис. 155.** Геологическая карта Cu-Au-порфирового месторождения Айтик (по: Martinsson, Wanhainen, 2000)

**Fig. 155.** Geological map of the Aitik Cu-Au-porphyry deposit (after Martinsson, Wanhainen, 2000)

клаусталит, лайтакариит, электрум и др.), в т. ч. 34 сульфида, три оксида, различные металлы и их сплавы. Главные рудные минералы – арсенопирит, пирротин, пирит. Характерно большое количество редких минералов. Из нерудных минералов наиболее распространены кварц и турмалин. Возраст оруденения – 1,88–1,85 млрд лет (U-Pb). Главные золотосодержащие фазы – электрум и халькопирит (Bergman et al., 1996).

К золоторудным объектам **эпитермального типа** в Швеции относятся месторождения Болиден (Bergman et al., 1996) в провинции Шеллефте (рис. 142) и Энасен в Центральной Швеции (Hallberg, Fallick, 1994).

**Месторождение Болиден** – один из наиболее крупных и известных из всех золотых рудников Фенноскандии, открыто в 1924 г. В период его разработки (1925–1967 гг.) произведено более 128 т золота и большое количество As (566 тыс. т), Cu (118 тыс. т), Ag (414 т), Zn (76 тыс. т), Pb (22 тыс. т). В среднем руды содержали 15,5 г/т Au, 50 г/т Ag, 1,4% Cu, 0,9% Zn, 0,3% Pb, 25% S, 6,8% As (Bergman et al., 1996). Месторождение приурочено к контакту наиболее древних в районе вулканитов с филлитами. Рудные тела локализованы в блоках кварц-серицитовых метасоматитов с многочисленными турмалиновыми жилами, прожилками и андалузитовой и корундовой минерализацией, заключенных в кислых вулканитах лежачего бока месторождения (Nilsson, 1968). Они простираются в широтном направлении при вертикальном падении и погружении к востоку под углами 50–60°. Площадь проекции рудных тел на горизонтальную плоскость составляла 10–580 м<sup>2</sup>. Оруденение – массивное и штокверковое, подразделяющееся на три основных минеральных типа: арсенопиритовый, пиритовый и пирротинный, приурочено к крутопадающей зоне кварц-серицитовых изменений в андезитах, дацитах и кварцевых порфирах (рис. 156) (Bergman et al., 1996), прослеживающейся на глубину более 600 м при мощности до 100 м. Отложение руды контролировалось главным образом двумя факторами: складкой волочения и куполовидным поднятием (штоком?) с многочисленными апофизами субвулканических кварцевых порфиров (рис. 156). По текстурным особенностям выделяются два основных типа руд – массивные и кварц-турмалиновые жильные. Массивные руды выклиниваются на глубине 270 м, кварц-турмалиновые прослежены до 570 м. На месторождении обнаружено около 50 рудных минералов (арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, гудмундит, кобеллит, тетраэдрит, бурнонит,



**Рис. 156.** Геологический разрез комплексного золоторудного месторождения Болиден, Швеция (по: Bergman et al., 1996):

1 – мафические дайки; 2–4 – руды: 2 – пиритовые, 3 – арсенопиритовые, 4 – пирротиновые; 5 – андалузит

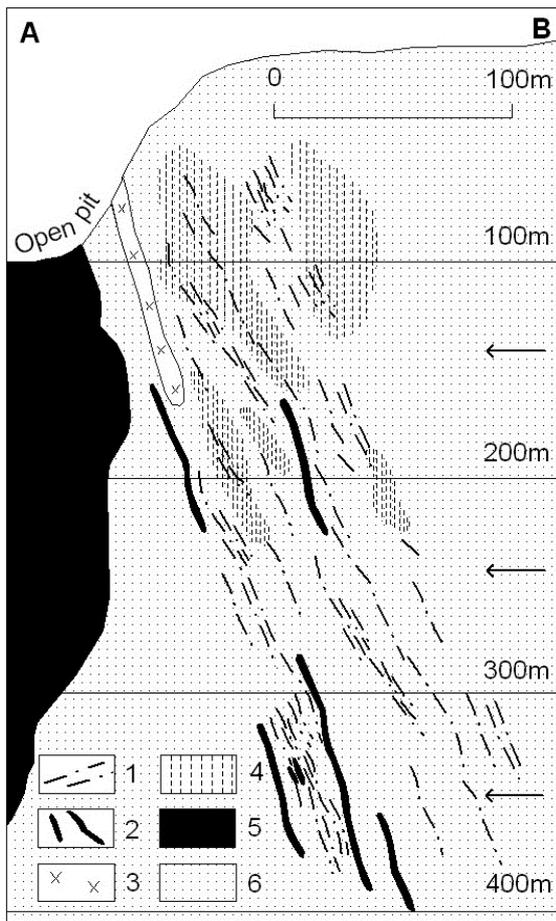
**Fig. 156.** Geological cross-section through the Boliden complex gold deposit, Sweden (after Bergman et al., 1996):

1 – mafic dykes; 2–4 – ores: 2 – pyritic, 3 – arsenopyritic, 4 – pyrrhotitic; 5 – andalusite

Медно-золоторудное месторождение *Энасен* открыто в 1984 г. Оруденение локализовано в топазсодержащем кварц-силлиманитовом гнейсе, окруженном биотитовыми гнейсами и амфиболитами, и интерпретировалось как аналог эпитермальных месторождений золота, связанных с кислотно-сульфатным типом изменений фельзических вулканитов (Hallberg, Fallick, 1994).

**Колчеданный (VMS) тип** золотого оруденения на территории Швеции представлен обширной группой месторождений (Ренстром – 25,2 т Au, Кристенберг – 20,1 т Au, Гарпенберг – 14,0 т Au 0,3 г/т и др.), многие из которых длительное время разрабатывались на медь и полиметаллы, а впоследствии и с попутным извлечением Au и Ag (Sundblad, 2003).

В районе *Шеллефте* находится несколько десятков месторождений (рис. 142), издавна относимых к VMS-типу, хотя современные исследования (Weihed, Maki, 1997) свидетельствуют о возможной их принадлежности и к эпитермальным и орогеническим мезоабиссальным. Типичные же VMS-месторождения района Шеллефте (Ренстром, Удден, Холмтъярн, Маурлиден, Наслиден, Сторлиден, Кристинеберг) сопоставимы с месторождениями типа Курокко. Содержание золота в массивных сульфидных рудах Шеллефте на некоторых месторождениях (Холмтъярн – 8 г/т; Наслиден – 4,6 г/т) бывает необычно высоким, что указывает на маловероятность такого концентрирования только в результате простой гидротермально-вулканической деятельности и реальную возмож-



**Рис. 157.** Геологический разрез юго-восточной части месторождения Фалун (по: Aberg, Fallick, 1993):

1 – кварцевые жилы с Bi-Se-Au минерализацией; 2 – амфиболитовые дайки; 3 – кварц-порфировые дайки; 4 – халькопиритовые импрегнации; 5 – массивные сульфидные руды; 6 – кварциты, фельзические метавулканы и метаосадки (лептиты). Стрелками показаны уровни отбора проб

**Fig. 157.** Geological cross-section through the southeastern Falun deposit (after Aberg, Fallick, 1993):

1 – quartz veins with Bi-Se-Au mineralization; 2 – amphibolite dykes; 3 – quartz-porphyr dykes; 4 – chalcopyrite impregnations; 5 – massive sulphide ore; 6 – quartzites, felsic metavolcanics and metasediments (leptites). Arrows indicate sampling levels

поздней наложенной (overprints) золотонесущей минеральной ассоциации (Bergman, Sundblad, 1991). Аналогичная ситуация отмечается и на месторождениях Ориярви и Пюхясалми в Юго-Западной Финляндии (Vorma, 1960; Ciobanu et al., 2002), где установлены повышенные содержания золота (до 7 г/т) и Bi-Se минерализация, развивающаяся в зонах сдвиговых дислокаций, накладывающихся на ранее сформированные руды. Все это, вероятно, указывает на принадлежность золото-селенидной минерализации на этих месторождениях к орогеническому мезотермальному типу.

В районе Фродерид известно несколько непромышленных месторождений VMS-типа с содержаниями золота <0,2 г/т (Sundblad et al., 1997).

ность этого в связи с эпигенетическими преобразованиями ранее сформированных руд и привнесом золота (Weiheid et al., 2002). На месторождении *Кристинеберг* на глубине 900–1000 м выявлена тектонизированная зона в серицит-кордиерит-андалузитовых и хлоритовых сланцах с Cu-Au-Ag-Zn оруденением (Au – до 4,2 г/т, Ag – до 81 г/т, Cu – до 4,5%, Zn – до 2,7%), представленным массивными скоплениями пирита и рассеянной вкрапленностью халькопирита и сфалерита, что, вероятно, также является свидетельством наложения на исходные колчеданы золотонесного орогенного типа оруденения (по материалам Mining Journal. 2002. V. 339, № 8716).

В провинции *Бергслаген* (рис. 153) большое число месторождений VMS-типа, содержащих повышенные концентрации золота, разрабатывалось десятки и сотни лет. Рекордсменом среди них по продолжительности активной добычи медной руды является месторождение Фалун, разработка которого велась с 800 г. по 1992 г. Все еще производится добыча руды на месторождении Гарпенберг, хотя начата она еще в XIV в. Золото в промышленно значимых количествах известно также в массивных сульфидных рудах месторождений Саксбергет, Остра Силвберг, Остра Хардмальмерна и др. (Sundblad, 2003). Долгое время о наличии золота в медных рудах ничего не было известно, но и после установления его присутствия в рудах оно не извлекалось в виду нерентабельности. После 1790 г. золото стало добываться на месторождении Фалун как побочный продукт при производстве меди, и к 1920 г. его ежегодная добыча составляла 107 кг (Sundblad, 2003).

В настоящее время на месторождении *Фалун* (Au – 84 т 3 г/т, Ag – 506 т 18 г/т) выявлены кварцевожильные зоны (рис. 157) наложенной сульфидной минерализации с самородным золотом, селенидами (вейбуллит, лайтакариит) и чивиатитом, висмутином, галеновисмутином (Karup-Moller, 1970). Данные по изотопии рудного свинца (Sundblad, 2003) и газово-жидким включениям (Aberg, Fallick, 1993) свидетельствуют об образовании этой минеральной ассоциации после формирования массивных сульфидных руд и последующей их деформации.

На других рудниках Бергслагена (Бовиксгруван, Каллфаллет, Малсйоберг) также установлено развитие

**Железооксидный с медью и золотом (ЮСГ) тип** оруденения в последние десятилетия становится одним из новых промышленно-перспективных генетических типов золотого оруденения на Фенноскандинавском щите и на территории Швеции в частности. Месторождения этого типа известны в палеопротерозойских зеленокаменных поясах Кируны и Колари-Пайяла, в провинции Бергслаген.

**Месторождение Бовиксграван**, расположенное в 18 км к северо-востоку от колчеданного (VMS) месторождения Фалун, является Au-содержащим магнезиальноскарновым, разрабатывавшимся в XVIII–XIX вв. на железо и цинк (рис. 153).

Главные рудные минералы – магнетит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин; второстепенные – самородные золото и висмут, галеновисмутит, козалит, жозеит-А и Б, молибденит, уранинит. Два минеральных типа руд – биотит-магнетитовый с галенитом и Pb-Bi-сульфосолями (Au – 3,4–15,8 г/т, Ag – 40–217 г/т, Bi – 0,8–1,2%) и антофиллит-железосульфидный с халькопиритом, сфалеритом и галенитом (Au – 1,3–2,5 г/т, Ag – 83–219 г/т, Bi – 0,2–0,9%). Между содержаниями Au и Bi отмечается прямая положительная корреляция. Золото содержит серебро до 24%, ассоциирует с самородным висмутом, отмечается во включениях в галените и магнетите. По соотношению минеральных ассоциаций Pb-Bi-сульфосоли и золото (микропрожилки мощностью 0,05–0,5 мм) формировались позднее магнетитового и железосульфидного оруденения. Однако согласно данным по изотопии свинца временной разрыв между ними был крайне незначительный (Bergman, Sundblad, 1991).

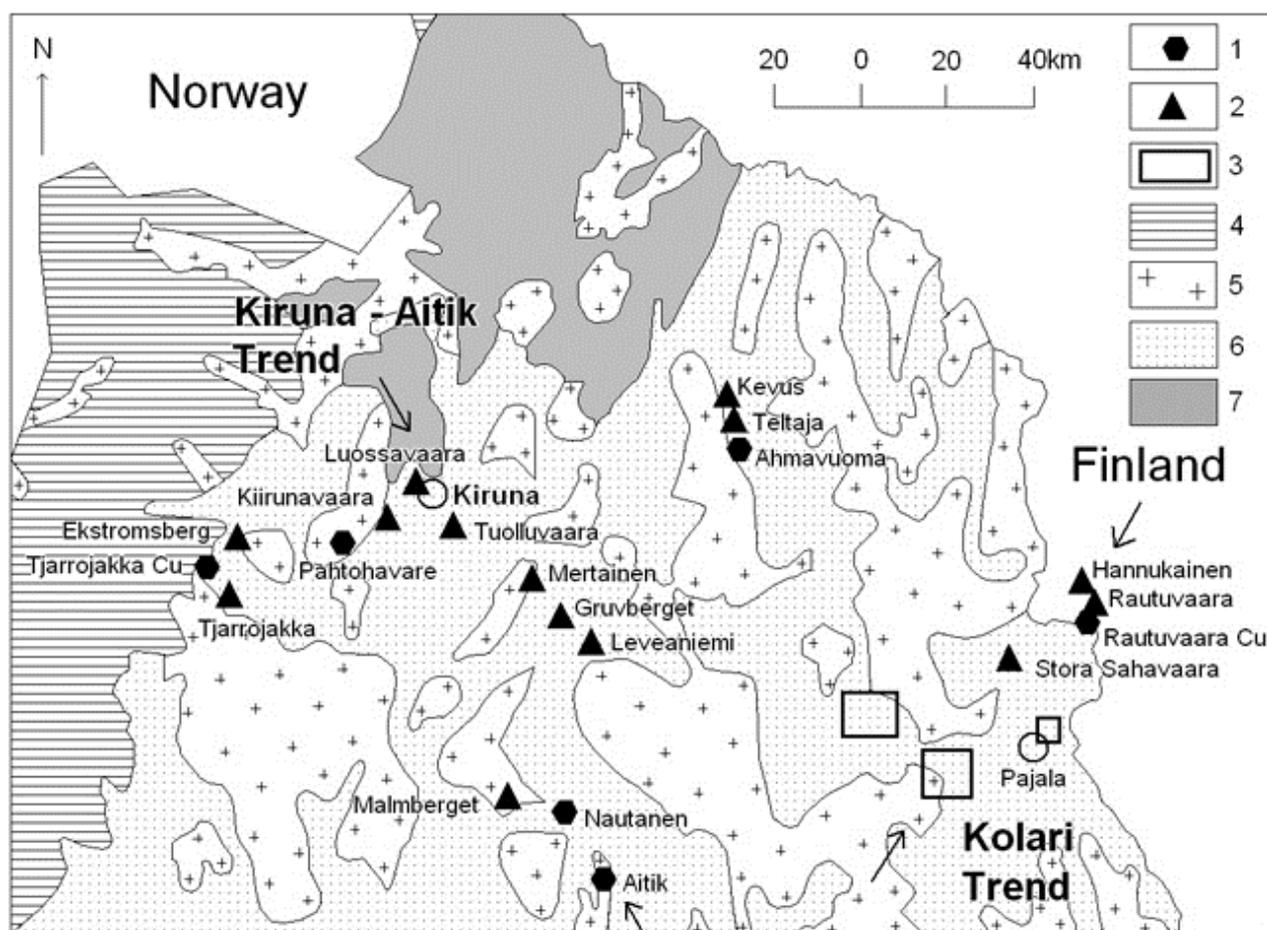
На севере Швеции известно несколько золоторудных объектов ЮСГ типа (Иекелвара, Вайкйаур) в гранитоидных комплексах с возрастом 1,87–1,88 млн лет (Weihed, 2001). Рудная минерализация (пирит, халькопирит, магнетит±сфалерит, галенит, молибденит) в них штокверковая кварцево-прожилковая, приуроченная преимущественно к диоритам, подвергшимся хлоритизации и биотитизации. Содержания золота составляют 1–1,6 г/т, иногда до 7,8 г/т.

Наиболее перспективной на золоторудные месторождения ЮСГ типа считается провинция Норботтен (рис. 158), где выявлено несколько проявлений и мелких месторождений (Наутанен, Сахаваара, Тапули) и в настоящее время ведутся поисковые и оценочные работы компанией «Blackstone», главным образом на продолжении Колари shear-зоны со стороны финской Лапландии, где известны промышленные золоторудные объекты такого типа.

**Месторождение Наутанен** (Cu-Au, Ag, Mo) расположено в 10 км северо-восточнее г. Гелливаре и в 30 км к северо-западу от месторождения Айттик. С 1902 по 1907 гг. разрабатывалось на медь. В настоящее время его ресурсы оцениваются в 3 млн т руды с содержаниями Cu – 0,75%, Au – 0,52 г/т, Ag – 2 г/т (Danielson, 1985). Месторождение приурочено к Muorjevaara группе метавулкаников среднего состава, содержащей прослой пелитов, лититовых аренитов и вулканогенных конгломератов. Все породы подверглись метасоматическим изменениям с развитием скаполита, микроклина, эпидота, биотита, серицита, амфибола, турмалина и граната±барита, контролируемых деформациями сдвигового характера. Среди гранатов доминируют сложные по составу обогащенные спессартином и гроссуляром альмандиновые разновидности. Они образованы при метаморфизме до формирования золотосодержащего оруденения. Главные рудные минералы – магнетит, халькопирит, пирит; второстепенные – пирротин, сфалерит, галенит, борнит, ковеллин, карролит, висмутин, теллуrowисмутин, молибденит, шеелит, электрум, самородное серебро. Магнетит слагает массивные удлиненные тела, жилы и линзы в амфибол-пироксен-эпидотовых скарнах (Martinsson, Wanhainen, 2004). Халькопирит (главный медный минерал в рудах) концентрируется в кварц-слюдисто-актинолитовых метасоматитах, содержащих обогащенный барием калишпат, и в окварцованных и эпидотизированных амфибол-пироксеновых скарнах. Золото самородное ассоциируется с медной минерализацией. В бедных медных рудах Cu/Au, %/г/т, – 1/1, богатых – 0,1/1 (Martinsson, Wanhainen, 2004). В составе золота постоянно отмечается Ag (до 50%) и Hg (до 10%). Пирит незначительно обогащен кобальтом. Время образования оруденения по титаниту и алланиту – 1,78 млрд лет.

#### 5.2.4. Территория Норвегии

Известные к настоящему времени в Норвегии золоторудные месторождения и проявления относятся преимущественно к одному генетическому типу – **орогенному мезотермальному**. Они сосредоточены в палеопротерозойских зеленокаменных поясах (Kautekeino, Karasjok, Pasvik) и сопоставимых с ними структурах (Skjomen, Mauken Ringvassoy, Repparfjord), а также в докембрийских тектонических «окнах» в каледонидах и в Готском домоне (область свекононорвежской регенерации) (рис. 125, 133).



**Рис. 158.** Геологическая схема размещения золоторудных месторождений IOCG типа в Северной Швеции (область Кируна-Колари) (по данным компании «Blackstone»):

1, 2 – месторождения: 1 – Fe-Cu-Au (IOCG тип), 2 – Fe (Кируна тип); 3 – участки перспективные на оруденение IOCG типа; 4 – каледониды; 5 – протерозойские граниты; 6 – протерозойские супракрустальные породы; 7 – архейский фундамент

**Fig. 158.** Geological scheme showing the distribution of IOCG-type gold deposits in northern Sweden (Kiruna-Kolari domain). Blackstone Company data:

1, 2 – deposits: 1 – Fe-Cu-Au (IOCG type); 2 – Fe (Kiruna-type); 3 – prospects promising for IOCG-type mineralization; 4 – Caledonides; 5 – Proterozoic granites; 6 – Proterozoic supracrustal rocks; 7 – Archaean basement

Самым известным золоторудным месторождением Норвегии является *Биджовагге* в зелено-каменном поясе Каутокейно, характеризующемся также наличием нескольких более мелких золоторудных объектов (Bjorlykke et al., 1987, 1990; Ekberg, Sotka, 1991; Nilsen, Bjorlykke, 1991; Cumming et al., 1993; Ettner et al., 1993, 1994; Cook, 1999). Месторождение Биджовагге (рис. 159) эксплуатировалось на медь в 1973–1975 гг. В 1985 г. в медных рудах (1,1% Cu) были установлены повышенные содержания золота (3 г/т). Мелкие рудные тела (30–40x120 м) субмеридионального простирания приурочены к нижней части формации Каськейас (2–2,1 млрд лет), состоящей из основных туфов, туффитов с прослоями доломитов и графитистых сланцев. Они контролируются субмеридиональными и северо-западными зонами сдвиговых деформаций, локализованными между силлами диабазов и горизонтами графитистых сланцев и сопровождающимися карбонатизацией, биотитизацией, скаполитизацией, серицитизацией и альбитизацией. Альбититы – очень тонкозернистые (0,01 мм), обычно содержат рутил, биотит, серицит, зеленоватый мусковит (Cr, V). Рудная минерализация подразделяется на два типа: меднорудный в крупнозернистых карбонат-альбит-актинолит-кварцевых жилах с обильным халькопиритом, пиритом и редкими выделениями теллуридов (алтаит, мелонит) и золота (Cu>1%, Au<1–2 г/т); золоторудный – в образующих микробрекчиевую текстуру мел-

ких тонкозернистых кварц-карбонат-альбитовых жилах и прожилках с пиритом, халькопиритом, апатитом, зеленым мусковитом, теллуридами (алтаит, мелонит) и золотом (Cu~0,5%, Au>1–2 г/т). В рудах также присутствуют пирротин, магнетит, гематит, ильменит, сфен. Возраст раннего золотого оруденения, определенный U-Pb методом по давидиту, ассоциирующему с золоторудной минерализацией, равен 1,9 млрд лет (Bjorlykke et al., 1990). Однако детальное исследование Re-Os изотопной системы пирита и халькопирита показало, что рудный процесс был многоэтапным и полихронным (Yang et al., 2009).

Золоторудные проявления в *Готском домене* (область свеконорвежской регенерации) относятся к двум типам: стратиформному в сульфидных рудах и орогеническому в свеконорвежских зонах сдвиговых дислокаций в пределах (и по восточному краю) Готского домена (рис. 160). Нижний временной интервал формирования коры в юго-западной Скандинавии равен 1,65 млрд лет, времени становления Готских гранитоидных и вулканических комплексов. Пространственные соотношения между лопийско-свекокарельским континентом и корой Готского домена свидетельствуют о возможном расположении их в свеконорвежское время на значительном удалении друг от друга (Sundblad, 2003). Соединение готид с этим континентом произошло около 1,0 млрд лет назад и сопровождалось проявлением в локальном масштабе гранулитового метаморфизма. До этого готская кора была интродуцирована гранитоидами.

**Стратиформные проявления золота** в готидах выявлены к западу от пермского палеорифта Осло в супракрустальных комплексах Бамбле и Конгсберг, прорываемых габбро и гранитоидами (Sundblad, 2003). Промышленные содержания золота отмечаются в стратиформных Cu-Zn сульфидных месторождениях Рорхолт, Хаугсет и совместно с Co, Cu, As в железорудных.

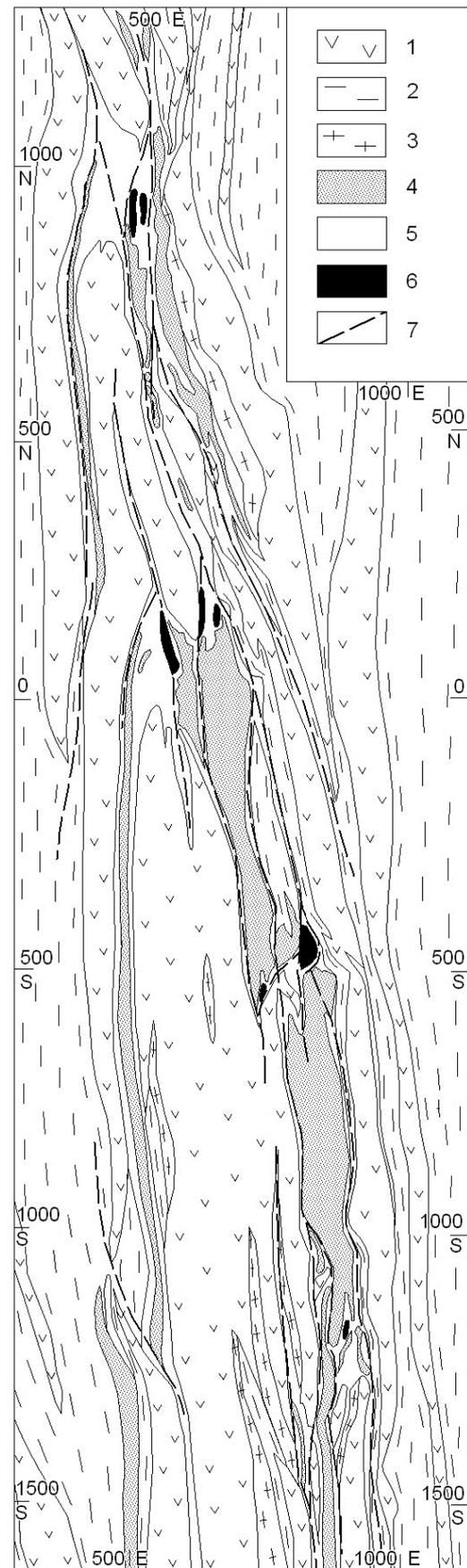
Золоторудные месторождения **орогенического типа** в Готском домене контролируются в региональном масштабе его тектонической границей (Милонитовой зоной) с Транскандинавским магматическим поясом (рис. 160). Милонитовая зона – главная свеконорвежская shear-зона, протягивающаяся от юго-востока Норвегии

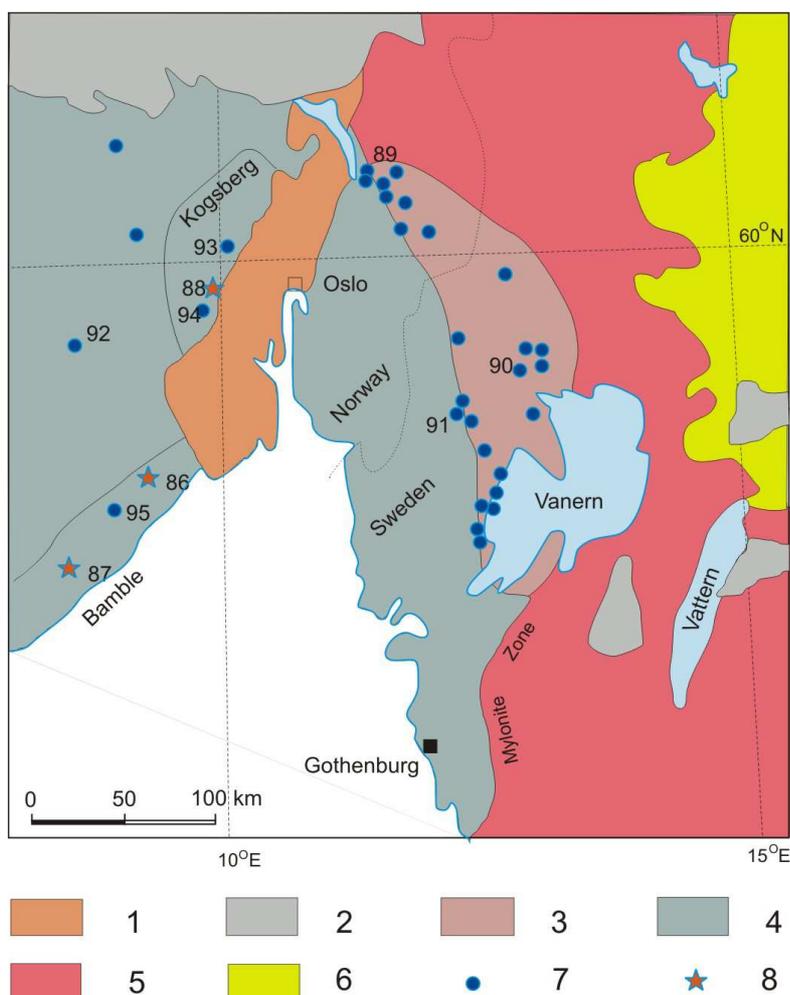
**Рис. 159.** Геологическая карта золоторудного месторождения Биджовагге (по: Nilsen, Bjorlykke, 1991):

- 1 – диабазы; 2 – туффиты и известковистые сланцы; 3 – доломиты;
- 4 – графитовые залежи и углеродистые сланцы; 5 – альбититовые тела; 6 – рудные тела; 7 – главные shear-зоны

**Fig. 159.** Geological map of the Bijovagge gold deposit (after Nilsen, Bjorlykke, 1991):

- 1 – diabases; 2 – tuffites and calcareous schists; 3 – dolomites;
- 4 – graphite deposits and carbonaceous schists; 5 – albitite bodies;
- 6 – orebodies; 7 – major shear-zones





**Рис. 160.** Схема размещения золоторудных месторождений в Готском домене Фенноскандинавского щита (по: Ihlen, 1995; Sundblad, 2003):

1 – Осло палеорифт; 2 – раннепалеозойский платформенный чехол и каледониды; 3 – Мйоса-Ванерн рудный район; 4 – готские ортогнейсы; 5 – Трансскандинавский магматический пояс; 6 – свекофеннская кора; 7, 8 – месторождения и проявления: 7 – свеконорвежские полиметаллические кварцевые жилы, 8 – стратифицированные золоторудные. Цифрами обозначены золоторудные месторождения: 86 – Рорхолт; 87 – Скайтемур; 88 – Хаугсет; 89 – Эйдсволл; 90 – Глава; 91 – Харнас; 92 – Блэка; 93 – Скутеруд; 94 – Ливеруд; 95 – Вексельмур

**Fig. 160.** Scheme showing the distribution of gold deposits in the Gothian domain of the Fennoscandian Shield (after Ihlen, 1995; Sundblad, 2003):

1 – Oslo palaeorift; 2 – Early Palaeozoic platform cover and Caledonides; 3 – Mjosa-Vanern Ore Province; 4 – Gothian orthogneisses; 5 – Trans-Scandinavian igneous belt; 6 – Svecofennian crust; 7, 8 – deposits and occurrences: 7 – Sveconorwegian base metal quartz veins, 8 – strata-bound gold-bearing. Numbers indicate gold deposits: 86 – Rorholt; 87 – Skaitemur; 88 – Haugset; 89 – Eidsvoll; 90 – Glava; 91 – Harnas; 92 – Bleka; 93 – Skuterud; 94 – Liverud; 95 – Vekselmur

К западу от палеорифта Осло в области Конгсберг-Бамбле, пересекаемой сетью круто- и пологопадающих сдвиговых зон, известны эпигенетические кварцево-жильные месторождения Вексельмур (Au-As-Cu) и Скуттеруд (Cu-Co-As-Au), а также Блэка в анкерит-кварцевых жилах (Petersen, Jensen, 1995). Последнее месторождение в XIX в. разрабатывалось.

до юго-запада Швеции. К ней приурочено большое число жильных полиметаллических с золотом месторождений, наиболее значительные из которых Эйдсволл, Глава, Харнас, Блэка размещаются в рудном районе Мйоса-Ванерн (Ihlen, 1986; Alm, Sundblad, 1994; Sundblad et al., 1996; Alm et al., 2003).

На месторождении *Харнас* (рис. 160) в конце XX в. проводилась добыча золота (добыто 120 кг; ср. сод. 2 г/т). Оруденение здесь приурочено к локальной сдвиговой зоне в метаморфизованных известково-щелочных ортогнейсах возраста 1,6 млрд лет. Рудная минерализация представлена преимущественно пиритом, в незначительной степени галенитом, халькопиритом и редкими теллуридами и висмутовыми минералами. Ее возраст оценивается в  $973 \pm 34$  млн лет – Re-Os метод (Stein et al., 1999). Рудоносные растворы имели метаморфическое происхождение (Alm et al., 2003). Такой же генезис предполагается (Ihlen, 1995; Alm et al., 2003) и для золоторудной минерализации горнодобывающего района Эйдсволл в Норвегии, где были первые в истории этой страны золотые рудники, активно действовавшие с 1757 по 1907 гг.

Cu-Au-Ag месторождение *Глава* (рис. 160) разрабатывалось (1916–1918 гг.) на медь, и только в 1941 г. в его рудах было обнаружено самородное золото (Sundblad, 2003). Рудовмещающей породой является тонкорассланцованный кварцевый диорит в толще свеконорвежских метаосадков. Рудная минерализация (борнит, пирит, халькопирит, электрум, селениды и теллуриды) совместно с хлоритом и кварцем выполняет густую сеть микротрещинок (мощность до 1 см) в диоритах (Oen, Kieft, 1984).

Золотонесущие месторождения в докембрии Западной Норвегии, граничащем с каледонидами, и в докембрийских тектонических «окнах» каледонского чехла (рис. 125) представлены преимущественно орогеническим типом оруденения, относящимся по возрасту, вероятно, и к докембрию, и к каледонской эпохе (Sundblad, 2003). Соответственно, рудовмещающими на месторождениях являются докембрийские структурно-формационные комплексы, как бывшие до Каледонской орогении частями Фенноскандинавского щита, так и аккретированные к нему позднее.

Золоторудная минерализация в реювенированной Фенноскандинавской докембрийской коре представлена двумя типами.

1. Золото, ассоциирующееся с пиритом, халькопиритом и борнитом, в измененных докембрийских гранитоидах вблизи надвигового контакта каледонид. Рудная минерализация локализована в кварцевых жилах, пересекающих также и каледонские ортогнейсы. Этот тип минерализации характерен для районов Довре, Оппдал, Грарудфьеллет и Гронг (Sundblad, 2003).

2. Золото, связанное с As, Cu±(Te, Bi, Mo, Ag) и приуроченное к свекофеннским метатеригенным комплексам районов Гаутелисфьелл и Ромбак (Skyseth, Reitan, 1995), датируется как образующее в посткульминационную стадию Каледонского метаморфизма.

Золоторудные проявления в предполагаемых докембрийских террейнах Фенноскандинавского щита известны в районе Рингвассова – месторождение Сордалшогда (Cu, As, Sb). В этом районе на севере Норвегии развит толеит-коматиитовый комплекс пород, долгое время коррелировавшийся с палеопротерозойскими зеленокаменными поясами северной части Фенноскандии. Однако его изотопное датирование показало возраст в 2,84 млрд лет (Motuza et al., 2001), что ставит под сомнение эти корреляции, так же, как и принадлежность данной зеленокаменной структуры к Фенноскандинавскому щиту.

### 5.3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Состояние изученности золотоносности территории Карелии не отражает с высокой достоверностью и объективностью как ее геолого-металлогенические аспекты, так и экономические, среди которых главными представляются содержания золота в рудах и его запасы и ресурсы по отдельным месторождениям и по региону в целом. Вследствие этого корректный металлогенический анализ Карельского региона на золото возможен только при условии вовлечения в объем данного анализа всего Фенноскандинавского щита, зарубежная часть которого исследована и опробована на золото гораздо лучше и детальней, чем карельская территория. Соответственно такой анализ золотоносности щита (Иващенко, 2010) показал целесообразность его проведения на начальной стадии в сравнительном аспекте характеристик золоторудных объектов архея и протерозоя, в совокупности отражающих региональную золотопродуктивность этих временных эпох рудообразования.

Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неархея и палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (табл. 76) показало их сходство и различия.

Они в полном объеме сходны по генетическим типам месторождений и частично по минеральным типам оруденения, что, вероятно, свидетельствует о принципиально близкой идентичности геодинамических обстановок и эндогенных режимов их формирования. Отличия, заключающиеся в большем разнообразии минеральных типов оруденения, форм нахождения и состава золота, более широком спектре минералов-спутников золота с невысокими значениями удельной энергии кристаллической решетки и гораздо больших запасах протерозойских золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита по сравнению с архейскими, предопределяются, по-видимому, различиями динамики проявления эндогенных процессов, ответственных за РТ-градиентные параметры соответствующих рудных систем в архейский и протерозойский этапы эволюции данного щита. Это нашло свое отражение также в крайне ограниченном распространении в архейских комплексах эпitherмального и колчеданного (VMS) золотого оруденения (единичные мелкие проявления), арсенипиритсодержащих минеральных ассоциаций и «invisible gold», мелкомасштабности архейских золото-порфириковых месторождений, преимущественно связанных с гранитоидами, и крупноразмерности их протерозойских аналогов, образованных главным образом в связи с монзонитоидами и тоналитами. Крупные золотосодержащие месторождения характерны преимущественно

Таблица 76. Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неархея и палеопротерозоя Фенноскандинавского щита

Table 76. Comparison of the basic characteristics of Neoproterozoic and Palaeoproterozoic gold deposits in the Fennoscandian Shield

Характеристические признаки	Архей	Протерозой
Орогенический мезотермальный тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (Пампало, Валкеасуо, Хатуноя, Педролампи, Рыбозеро, Оленинское)	Золото-арсенидный (Суурикуусикко, Осиконмяки, Пякюля) Золото-сульфидный (Пахтаваара, Юомасуо, Саатгопора) Золото-теллуридный (Райконкоски)
Минеральный тип	Золото-пирит-пирротиновый Золото-пирротин-арсенопиритовый	Золото-арсенопиритовый Золото-пиритовый Золото-халькопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 70–100%, Ag – 0–25%, Cu – 0–0,53%, Sb – 0–2,8%, Hg – 0–5%	Invisible gold, золото сам. Au – 40–100%, Ag – 0–60%, Hg – 0–23%, Se – 0–1,7%, Te – 0–5%
Ресурсы/добыча Au, т	200/1,8	870/130
Порфировый (intrusion-related) тип		
Формационный тип	Медно-золоторудный (Лобаш-1), Золото-редкометалльный (Ялонвара, Пеллапахк)	Медно-золоторудный (Айттик, Бьеркдал, Копса, Йохинева, Курула)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-пиритовый	Золото-халькопиритовый Золото-арсенопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 65–100%, Ag – 0–35%, Cu – 0–0,5%	Золото сам. Au – 40–100%, Ag – 0–55%, Cu – 0–0,9%, Hg – 0–12%
Ресурсы/добыча Au, т	70/0	270/70
Колчеданный (VMS) тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (С.-Вожминское, Талпус, Няльмозерское)	Золото-сульфидный (Оутокумпу, Пюхясалми, Хавери, Виханти, Фалун, Ренстром)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пиритовый	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пирротиновый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам.	Золото сам., электрум.
Ресурсы/добыча Au, т	5/0	230/90
Эпитермальный тип		
Формационный тип	Золото-кварцевый (Кюльмякангас)	Золото-теллуридный (Кутемаярви, Йарвенпаа) Золото-полисульфидный (Болиден)
Минеральный тип	Золото-пиритовый	Золото-алтаит-пиритовый Золото-арсенопирит-пиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам.	Золото сам. 94,9% Au, 2,4%, Ag 2,1% Pb; Au-Ag-Hg
Ресурсы/добыча Au, т	?/0	200/150
Ресурсы/добыча золота, т, – всего	275/1,8	1570/440

*Примечание.* Табл. сост. с использованием данных: Гавриленко, 2003; Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич, Лавров, 2007; Geological development..., 1993; Eilu, 1999; Sundblad, 2003; Fennoscandian Ore Deposit Database: <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.htm>; <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html>; <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.html>. Сопоставление проводилось только по ведущим генетическим типам золоторудного оруденения Фенноскандинавского щита. Золоторудные объекты IOCG типа, палеороссыпи (конгломераты) и современные россыпи, как чрезвычайно мало влияющие в настоящее время на золоторудный потенциал региона, в таблице не рассматривались.

*Note.* Using data: Gavrilenko, 2003; Mineral raw materials..., 2005; Kuleshevich, Lavrov, 2007; Geological development..., 1993; Eilu, 1999; Sundblad, 2003; Fennoscandian Ore Deposit Database: <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.htm>; <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html>; <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.html>. Comparison was made only for the leading genetic types of gold mineralization in the Fennoscandian Shield. IOCG-type gold localities, palaeoplacers (conglomerates) and modern placers now have a very small effect on the region's gold potential and are, therefore, not included in the Table.

только для протерозоя. Наиболее масштабные и перспективные архейские орогенные мезотермальные месторождения связаны с надсубдукционными обстановками, обусловливавшими формирование зеленокаменных поясов только самых поздних генераций, протерозойские – с рифтогенными и надсубдукционными, а также в связи с межконтинентальной коллизией. Протерозойские золоторудные месторождения отличаются от архейских большим разнообразием формационно-генетических типов оруденения и более обширной видовой минеральной представительностью оруденения. Ведущим генетическим типом золотого оруденения в архее и протерозое является орогенный мезотермальный.

Определяющим в формировании орогенических месторождений золота, кроме основополагающих факторов, необходимых для образования рудных концентраций данного типа (Рудообразующие процессы..., 1989; Groves et al., 1998, 2003), является также наличие базовых золоторудных формаций, повышенные содержания золота в которых могут и не достигать промышленных значений, но его форма нахождения предопределяет возможность последующего концентрирования в экономически значимых масштабах. В ходе эволюции орогенической золоторудной системы происходят ремобилизация, перераспределение и концентрирование золота базовой формации. Главными базовыми золоторудными формациями в Карельском регионе являются порфирировая, черносланцевая, джеспилитовая и колчеданная (Иващенко и др., 2005а). В зависимости от вещественного состава рудовмещающих пород выделяются орогенические золоторудные концентрации нескольких подтипов, характеризующиеся типоморфными рудными продуктивными и сопутствующими минеральными ассоциациями и определенными метасоматитами, более детально исследованными для свекофенид Южной Финляндии и Южной Карелии (табл. 77).

*Орогеническим* золоторудным объектам, приуроченным к гипабиссальным интрузиям тоналитов, гранодиоритов, диоритов и габбро (Осиконмяки, Лайвакангас, Похлола, Киимала, Весипера, Кяпикорпи – в Финляндии и Алатту, Пякюля, Янис – в Северном Приладожье Южной Карелии), свойственен широкий набор рудных минералов от сравнительно высокотемпературных (рутил, ильменит, магнетит, гематит, шеелит, повеллит, молибденит – сопутствующая ассоциация) до средне- и низкотемпературных (сульфосоли сурьмы и свинца, самородные висмут и сурьма, теллуриды, соединения золота и свободное золото), относящихся по уровню значений удельной энергии кристаллической решетки ( $Um$ ) (Шумская и др., 1999), вероятно, к четырем парагенетическим ассоциациям. Рудная минерализация локализована преимущественно в кварцевых и кварц-эпидотовых жилах и метасоматитах, сопоставимых с березитами и пропилитами. Этот же тип оруденения, приуроченный к экзоконтактам малоглубинных интрузий преимущественно среднего состава и на удалении от них (Пириля, Антиноя, Кангаскюля, Олтава, Суденкюля, Илийоки, Хакоярви и др. – в Финляндии; Райконкоски, Койтонъярви – в Северном Приладожье Южной Карелии), характеризуется гораздо более бедной минерализацией, представленной средне- и низкотемпературной парагенетическими ассоциациями (табл. 77), сосредоточенными главным образом в кварц-турмалиновых жилах и метасоматически измененных (окварцевание, серицитизация, биотитизация, турмалинизация) контрастных по составу вулканогенно-осадочных толщах. Орогеническая золоторудная минерализация в субвулканических телах плагиопорфиров, порфиритов и их экзоконтактах (Ангесъярви, Хиетаярви, Сипиля, Каллиосало, Тервасмяки – в Финляндии; Янисъяоки – Северное Приладожье Южной Карелии) более разнообразна в видовом отношении по сравнению с предыдущей (табл. 77), охватывая как высокотемпературную область (ильменит, магнетит, гематит, шеелит, молибденит), так и низкотемпературную (теллуриды, самородное золото). Морфологически она локализована в кварц-турмалиновых жилах и породах, подвергшихся окварцеванию, серицитизации, эпидотизации и хлоритизации.

Кроме приведенных видовых различий минералогии фациальных подтипов орогенических золоторудных месторождений и проявлений, отмечаются также отличия их минеральных ассоциаций по величине средней  $Um$  (табл. 77), отражающей по существу интенсивность и масштабность проявления низкотемпературной стадии минералообразования (Шумская и др., 1999), именно в которую происходит массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников (сульфосоли, самородные сурьма и висмут, теллуриды). Наиболее низкие значения средней  $Um$  (3,9) для продуктивной рудной ассоциации и высокие (14,0) для сопутствующей, отражающие в качественном аспекте полноту и завершенность проявленного рудного процесса, характерны

для золоторудных месторождений орогенического типа, приуроченных к гипабиссальным интрузиям диоритов, габбро, тоналитов, гранодиоритов (табл. 77). Данный вывод согласуется и с масштабностью месторождений. Наиболее крупными по запасам золота орогеническими месторождениями в рассматриваемой части Свекофеннского складчатого пояса являются Лайвакангас (33,7 т) и Осиконмяки (7,3 т) и локализованные в диоритах и тоналитах, подвергшихся сдвиговым дислокациям и метасоматическим преобразованиям. В этом аспекте рудопроявление Пякюля в Северном Приладожье, геологически сходное с месторождением Осиконмяки и сопоставимое с ним по величине средней  $U_m$ , представляется высокоперспективным золоторудным объектом с тождественными прогнозными ресурсами золота.

Оруденение золота *эпитермального типа* имеет крайне ограниченное распространение в рассматриваемом регионе (Кутемаярви, Йярвенпяя в сланцевом поясе Тампере), но играет при этом исключительно важную экономическую роль. Месторождение Кутемаярви является в настоящее время одним из самых крупных производителей золота (>15 т) на территории Финляндии. Минералогия этих золоторудных объектов разнообразна и специфична, в особенности для нерудных ассоциаций, определяющих главные характеристические признаки данного типа оруденения (табл. 77). Наряду с доминирующими кварцем и серицитом золотонесущие метасоматиты, слагающие субвертикальные трубообразные тела вблизи гипабиссальных интрузий диоритов и тоналитов, содержат в значительных количествах пиррофиллит, андалузит, топаз, флюорит, лазулит, адуляр, каолин, в совокупности определяющих их формационную принадлежность к своеобразным вторичным кварцитам. Рудная минерализация в них представлена несколькими ассоциациями с преобладающим развитием низкотемпературных сульфосолей свинца, сурьмы, висмута, теллуридов, селенидов, соединений золота и его свободных ультрадисперсных (<0,05 мм) выделений. В состав продуктивной золотонесущей минеральной ассоциации оруденения эпитермального типа входит ряд редких минералов (теллуrowисмутит –  $Bi_2Te_3$ , калаверит –  $AuTe_2$ , фробергит –  $FeTe_2$ , клаусталит –  $PbSe$ , гессит –  $Ag_2Te$ , петцит –  $Ag_3AuTe_2$ , самородные свинец и теллур), почти не встречающихся в свекофенских золоторудных объектах других генетических типов. Средние значения  $U_m$  продуктивной (3,9) и сопутствующей (12,5) минеральных ассоциаций эпитермальных золоторудных месторождений Свекофеннского складчатого пояса (табл. 77) согласуются с прямыми геолого-минералогическими признаками, свидетельствующими о нередуцированном развитии рудного процесса на месторождении Кутемаярви, что находит также отражение и в прогрессивном увеличении его ресурсов по мере дальнейшего изучения и эксплуатационной разведки.

Свекофенские золоторудные объекты порфирирового типа на юге Карелии неизвестны, хотя синорогенный малоглубинный магматизм, продуцирующий на территории Южной Финляндии комплексные золотопорфирировые месторождения (Копса, Юохинева, Кюрюля, Ритовуори), в его пределах развит достаточно широко. Формирование порфирирового оруденения происходило в широком температурном интервале на фоне ретроградных гидротермально-метасоматических преобразований (окварцевание, серицитизация, турмалинизация, карбонатизация) рудовмещающих тоналитов, диоритов, гранодиоритов, гранитов. При этом высокотемпературные (рутил, шеелит, молибденит) и низкотемпературные (висмут самородный, сульфосоли висмута и висмутотеллуриды) рудные минералы в своем распространении значительно уступают среднетемпературным (пирит, халькопирит, арсенопирит и др.). Вследствие этого средние значения  $U_m$  для продуктивной и сопутствующей минеральных ассоциаций оруденения данного типа существенно выше, чем для орогенического и эпитермального оруденения (табл. 77), а содержания золота в рудах (0,4 г/т), соответственно, значительно ниже.

Средние значения  $U_m$  продуктивных минеральных ассоциаций рассматриваемых золоторудных месторождений и проявлений сильно зависят от масштабности развития в их рудах сульфосолей и теллуридов. По активности теллура на завершающей стадии минералообразования резко выделяются месторождения эпитермального типа (полное насыщение – кристаллизуются калаверит, самородный теллур), тогда как в порфирировых и орогенических месторождениях теллуридная ассоциация обычно не эволюционирует далее гессита.

Таблица 77. Минеральные ассоциации золоторудных месторождений и проявлений Свеккофеннского складчатого пояса (Южная Финляндия, Южная Карелия)

Table 77. Mineral assemblages of gold deposits and occurrences in the Svecofennian foldbelt (South Finland, South Karelia)

Тип оруденения, фация вмещающих пород	Минеральные ассоциации		Нерудные
	Рудные		
	Продуктивные	Сопутствующие	
1. Орогенический			
Гипабиссальные интрузии: диориты, габбро, тоналиты, гранодиориты	Lol <sub>12,0</sub> , Asp, Sb, Sf <sub>8,0</sub> , Gd <sub>7,5</sub> , Tet, Bor, Bul, Bur, Sb-Pb сульфосоли, Bi <sub>5,0</sub> , Jos <sub>4,4</sub> , Hed, Mld, Te-ды, El, Au <sub>0,6</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=3,9</b>	Ru <sub>34,4</sub> , Ilm, Hem, Mgt <sub>18,4</sub> , She <sub>22,8</sub> , Pov, Mo <sub>15,8</sub> , Po <sub>8,9</sub> , Py, Mrc, Cub, Hpy, Cov, Ulm <sub>7,4</sub> , Icn <sub>4,5</sub> , Gal <sub>3,1</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=14,0</b>	Q, Pl, Mk, Bt, Ser, Ep, Hl, Sos, Cal, Tu, Di; Q и Q-Ер жилы
Экзозона гипабиссальн. интрузий: контрастные вулканогенно-осадочные толщи	Asp <sub>9,9</sub> , Hpy, Sf <sub>8,0</sub> , Vol, Dys, BiSe, El, Au <sub>0,6</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=4,0</b>	Mo <sub>18,4</sub> , Lol, Po, Py, Cub <sub>8,7</sub> , Gal <sub>3,1</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=9,6</b>	Q, Tu, Tr, Gru, Grf, Di, Bt, Hl, Ser; Q-Tu жилы
Субвулканические тела плагиопорфиров и порфириров в контрастных по составу толщах, их эндо- и экзоконтакты	Lol <sub>12,0</sub> , Asp, AuSb, Ant, Brt, Sb, Sf, Gd, Cst <sub>7,4</sub> , Tet <sub>6,3</sub> , Bul, Bur <sub>5,2</sub> , Jos <sub>4,4</sub> , Tdm, Tsu, TeBi, Alt, Mld, Pls, Au <sub>0,6</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=5,9</b>	Ilm <sub>23,8</sub> , She, Hem, Mgt, Mo <sub>15,8</sub> , Cob <sub>9,8</sub> , Po, Py, Cub, Hpy, Ulm <sub>7,4</sub> , Vlr, Gal <sub>3,1</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=12,0</b>	Q, Ser, Ep, Amf, Hl; Q-Tu жилы
2. Эпитермальный			
Вулканогенно-осадочные толщи контрастного состава вблизи гипабиссальн. интрузий диоритов, тоналитов	AuSb <sub>9,4</sub> , Sb, Gd <sub>7,5</sub> , Jms <sub>6,3</sub> , Bul, Pb-Sb сульфосоли, Bur <sub>5,2</sub> , AuTe <sub>4,0</sub> , TeBi, Kl <sub>v</sub> , Frb, Cla, Pb, Alt, Te, Hes, Pts, El, Au <sub>0,6</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=3,9</b>	Ru <sub>34,4</sub> , Hem, Mgt <sub>18,4</sub> , Asp <sub>9,9</sub> , Po, Py, Cub, Hpy, Sf, Ulm <sub>7,4</sub> , Gal <sub>3,1</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=12,5</b>	Q, Ser, Prf, And, Top, Flr, Kln, Ru, Ap, Tu, Hl, Flg, Adl, Tit; серицитизация аргиллизация
3. Порфиновый (granitoid-related)			
Тоналиты, диориты, гранодиориты, граниты	Lol <sub>12,0</sub> , Sfl, Asp, Cob, Py, Cub, Hpy, Bor <sub>5,9</sub> , Bi <sub>5,0</sub> , Bi-сульфосоли, BiTe <sub>3,5</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=7,3</b>	Ru <sub>34,4</sub> , She, Mo <sub>15,8</sub> , Po <sub>8,9</sub> , Py, Mrc, Sf, Stn <sub>7,3</sub> ; <b>U<sub>m</sub>=14,3</b>	Q, Tu, Ser, Kal; окварцевание, карбонатизация

*Примечание.* Alt – алтаит, Ant – антимонит, Arg – аргентит, Asp – арсенопирит, Au – золото, AuSb – ауроситибит, AuTe – золото-теллуриды, Brt – бертьерит, Bor – борнит, Bul – буланжерит, Bur – бурнонит, Vlr – валлерит, Bi – висмут, BiSe – висмутоселениды, Vol – волинскит, Gal – галенит, Hed – хедлейит, Hem – гематит, Hes – гессит, Gla – глаукодот, Gd – гудмундит, Jms – джемсонит, Dis – дискразит, Jos – жозеит, Icn – икунолит, Ilm – ильменит, Kl<sub>v</sub> – калаверит, Cla – клаусталит, Cob – кобальтин, Cov – ковеллин, Clr – колорадоит, Cst – костибит, Crn – креннерит, Cub – кубанит, Lol – леллингит, Mgt – магнетит, Mld – мальдонит, Mrc – марказит, Mo – молибденит, Ptc – петцит, Pls – пильзенит, Py – пирит, Po – пирротин, Pov – повеллит, Ru – рутил, Sfl – сафлорит, Pb – свинец сам., Stn – станный, Sb – сурьма, Sf – сфалерит, Te – теллуриды, TeBi – теллуровисмутит, Tdm – тетрадимит, Tet – тетраэдрит, Ulm – ульманит, Frb – фробергит, Hpy – халькопирит, Tsu – цумоит, El – электрум; And – андалузит, Ap – апатит, Adl – адуляр, Amf – амфибол, Bt – биотит, Hdb – геденбергит, Grn – гранат, Grf – графит, Gru – грюнерит, Di – диопсид, Ka – кальцит, Kln – каолин, Q – кварц, Cum – куммингтонит, Mk – микроклин, Prf – пирофиллит, Pl – плагиоклаз, Ser – серицит, Sos – соссорит, Top – топаз, Tr – тремолит, Tit – титанит, Tu – турмалин, Hl – хлорит, Flg – флогопит, Flr – флюорит, She – шеелит, Ep – эпидот. Подстрочный символ в обозначении минерала (Lol<sub>12,0</sub>) – удельная энергия кристаллической решетки минерала; U<sub>m</sub> – средняя удельная энергия кристаллической решетки минерала.

*Note.* Alt – altaite, Ant – antimonite, Arg – argentite, Asp – arsenopyrite, Au – gold, AuSb – aurostibite, AuTe – gold-tellurides, Brt – berthierite, Bor – bornite, Bul – boulangerite, Bur – bourmonite, Vlr – vallerite, Bi – bismuth, BiSe – bismutosenides, Vol – volynskite, Gal – galena, Hed – hedleyite, Hem – hematite, Hes – hessite, Gla – glaucodote, Gd – gudmundite, Jms – jamesonite, Dis – dyscrasite, Jos – joseite, Icn – ikunolite, Ilm – ilmenite, Kl<sub>v</sub> – calaverite, Cla – clausenthalite, Cob – cobaltite, Cov – covellite, Clr – coloradoite, Cst – costibite, Crn – krennerite, Cub – cubanite, Lol – loellingite, Mgt – magnetite, Mld – maldonite, Mrc – marcasite, Mo – molybdenite, Ptc – petzite, Pls – pilsenite, Py – pyrite, Po – pyrhotite, Pov – powellite, Ru – rutile, Sfl – safflorite, Pb – native lead, Stn – stannine, Sb – antimony, Sf – sphalerite, Te – tellurides, TeBi – tellurobismuthite, Tdm – tetradymite, Tet – tetrahedrite, Ulm – ulmannite, Frb – frobergite, Hpy – chalcopyrite, Tsu – tsumoite, El – electrum; And – andalusite, Ap – apatite, Adl – adular, Amf – амфибол, Bt – biotite, Hdb – hedenbergite, Grn – garnet, Grf – graphite, Gru – grunerite, Di – diopside, Ka – calcite, Kln – kaolin, Q – quartz, Cum – cummingtonite, Mk – microcline, Prf – pyrophyllite, Pl – plagioclase, Ser – sericite, Sos – saussurite, Top – topaz, Tr – tremolite, Tit – titanite, Tu – tourmaline, Hl – chlorite, Flg – phlogopite, Flr – fluorite, She – scheelite, Ep – epidote.

Descender symbols in the name of a mineral (Lol<sub>12,0</sub>) show the specific energy of the mineral's crystalline lattice; U<sub>m</sub> is the average specific energy of the mineral's crystalline lattice.

Сравнительный анализ разнотипных продуктивных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений и проявлений Свекофеннского складчатого пояса показал, что наибольшей информативной значимостью обладают ассоциации эпитермального оруденения (табл. 77), определяющие возможность однозначной идентификации проявлений золота данного типа. Минеральные ассоциации порфирирового и орогенического типов золотого оруденения в этом аспекте менее информативны, и их использование в генетических и прогнозно-металлогенических целях становится еще более неопределенным, учитывая, что для орогенического оруденения все предшествующие ему рудные образования, включая и порфирировые, могут выступать в роли базовой золоторудной формации. Вместе с тем для орогенических золоторудных концентраций, по сравнению с порфирировыми, характерно более широкое развитие арсенопирита, сульфосолей свинца и теллуридов. При этом арсенопирит орогенических проявлений имеет очень высокие содержания золота (до 240 г/т, руд. Пякюля в Северном Приладожье) и  $S/As > 1,0$ , а арсенопирит порфирировых – низкие ( $< 10$  г/т) и  $S/As < 1,0$ , что согласуется с данными по арсенопиритам продуктивных и непродуктивных ассоциаций месторождений других регионов (Бакшеев и др., 2004). Средние значения удельной энергии кристаллической решетки ( $Um$ ) продуктивных и сопутствующих минеральных ассоциаций золотопроявлений различных генетических типов значимо отличаются (табл. 77). Минимальные ее значения ( $< 3-4$ ) для продуктивной ассоциации и максимальные ( $> 12-14$ ) для сопутствующей свидетельствуют о полноте и эволюционной завершенности проявленного рудного процесса, а также об интенсивности и масштабности низкотемпературного минералообразования, с которым сопряжена массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников. Вследствие этого величина среднего значения  $Um$ , наряду с другими признаками, представляется достаточно эффективным критерием при качественной прогнозно-металлогенической оценке золоторудных проявлений, что в основе своей согласуется с мировой практикой (Константинов и др., 2000; Wallece, 1978).

Наряду с вышеприведенными характеристическими особенностями архейского и протерозойского золотого оруденения разных формационно-генетических типов сравнительный анализ золотоносности Фенноскандинавского щита в совокупности с другими геологическими и геофизическими данными показал его металлогеническое своеобразие в распределении запасов золота между археем и протерозоем (табл. 76) по сравнению с другими докембрийскими регионами. Из всего объема добытого в пределах щита золота (~500 т) на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag), Айттик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) и Суурикуусикко ( $> 150$  т Au) – самые крупные золоторудные объекты Европы.

Соответственно, исходя из этого главными проблемами золотоносности Фенноскандинавского щита в настоящее время являются невыясненность причин низкого золоторудного потенциала его архейских гранит-зеленокаменных комплексов по сравнению с другими докембрийскими регионами и металлогеническая неопределенность K-Ag и Rb-Sr датировок метасоматитов архейских золоторудных месторождений и проявлений в пределах Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса.

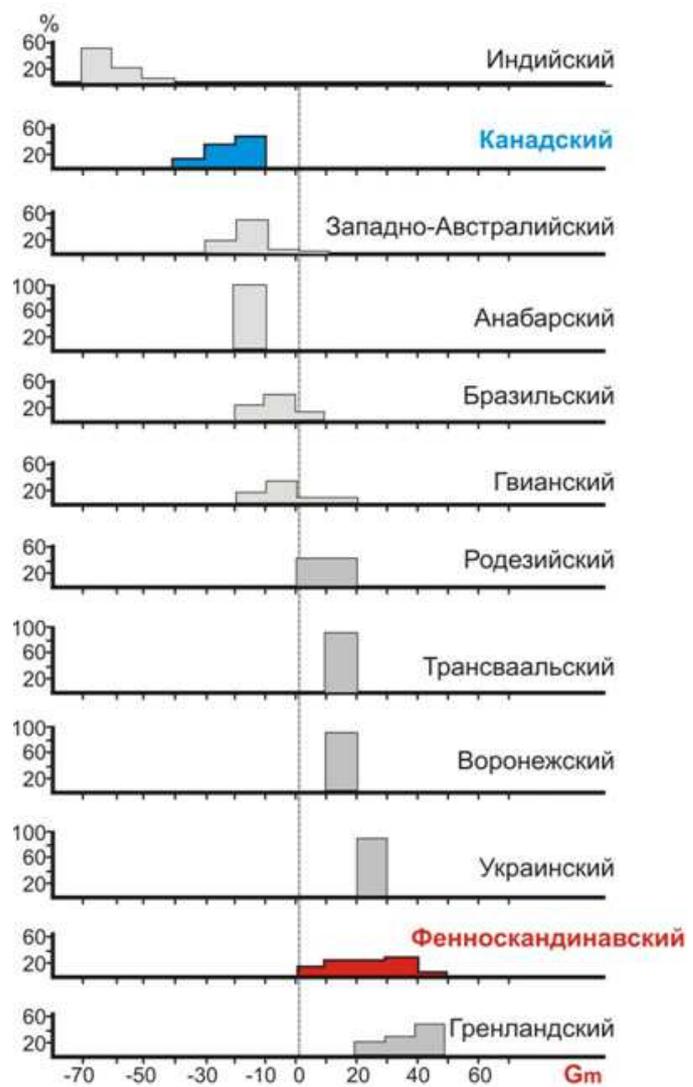
Первая из проблем, выражающаяся в некоем металлогеническом своеобразии рассматриваемого щита в отношении золота, большинством геологов считается кажущейся и обусловленной лишь слабой его изученностью, в особенности на территории России (Карелия, Кольский полуостров), включающей около 90% площади распространенных в его пределах архейских комплексов. Частично разделяя эту точку зрения, отметим, что архейские зеленокаменные пояса Финляндии опоискованы на золото достаточно хорошо и детально, однако общие запасы золота в них составляют всего ~50 т, а самым крупным месторождением является Пампало – 8,1 т.

Существуют также и другие объяснения этому, основывающиеся на сравнительном анализе и выявлении отличий Фенноскандинавского щита и развитых в его пределах архейских зеленокаменных поясов от других древних щитов, характеризующихся избытком крупных месторождений золота (Кожевников и др., 1998; Кожевников, 2000; Иващенко, 2006; Рундквист и др., 2006). Дополнительными аргументами, подкрепляющими достоверность этого вывода, являются данные об особенностях глубинного строения щита, вещественном составе подстилающей литосферы и доминирующих петрохимических типах вулканитов, распространенных в его зеленокаменных поясах (Рундквист и др.,

2006; Арестова, Артеменко, 2009; Глебовицкий и др., 2009 и др.), что в совокупности отражает не вполне благоприятные геодинамические факторы его эволюции в архее (Рундквист и др., 2006) для формирования крупномасштабных орогенических мезотермальных золоторудных концентраций как ведущего для докембрия генетического типа золоторуднения (Groves et al., 2003).

Фенноскандинавский щит существенно отличается от богатых золоторудными месторождениями докембрийских щитов (Абрамович и др., 2006) повышенными значениями гравитационного потенциала (рис. 161) и обобщенными петрохимическими параметрами вулканитов архейских зеленокаменных поясов (рис. 162). Для докембрийских щитов отмечается значимая корреляционная связь между аномальным гравитационным потенциалом (плотностью подстилающей щиты литосферы) и их золотоносностью (рис. 163).

Наиболее существенные отличия Фенноскандинавского щита по этим параметрам отмечаются в сравнении с Канадским, Западно-Австралийским и Индийским щитами (рис. 161–163). Характер этих отличий позволяет предполагать для него несколько иную геодинамическую эволюцию, чем для вышеназванных щитов. Для этапов 2,96–2,91 и 2,88–2,81 млрд лет разрастание океанической коры на Фенноскандинавском щите происходило преимущественно за счет плюмовых источников. Большая часть базальтов зеленокаменных поясов щита формировалась в обстановках океанических или континентальных плато, и плейт-тектонический механизм в полной мере не действовал (Арестова, Артеменко, 2009; Лобач-Жученко, 2009). Более того, это может быть свидетельством геологического развития Фенноскандинавского щита в период 2,96–2,81 млрд лет, главным образом, по модели тессерообразования, кратко изложенной нами в гл. 4. Как следствие этого представляется маловероятным широкое проявление на щите в этот временной интервал пологой субдукции и «вялого» ее течения в условиях невысокого бароградиентного поля и существенной водонасыщенности астеносферного канала, как одних из главных геодинамических факторов, способствующих формированию орогенических мезотермальных золоторудных месторождений (Абрамович и др., 2006). Соответственно геодинамические обстановки для формирования орогенных мезотермальных месторождений золота в AR Фенноскандинавского щита были не вполне благоприятными вследствие отсутствия условий для проявления относительно пологой субдукции и более активной конвекции архейской мантии. Тем более, что



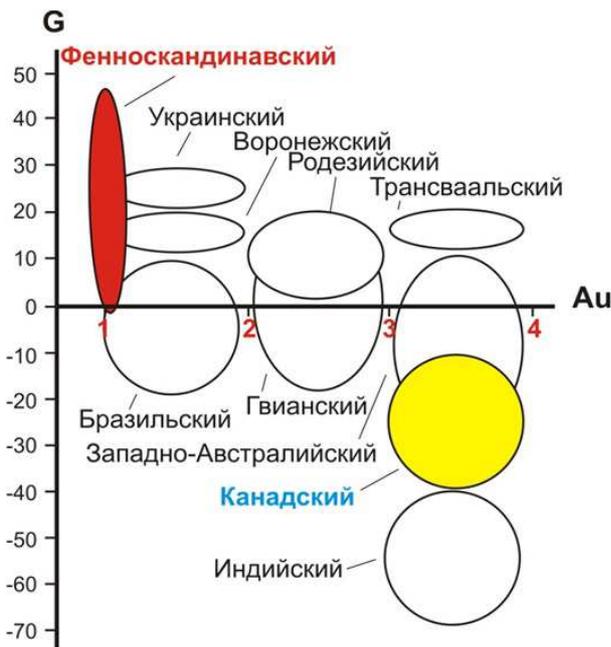
**Рис. 161.** Распределение значений гравитационного потенциала (**Gm**) в пределах докембрийских щитов, не подвергшихся существенной тектонической переработке в фанерозое (Рундквист и др., 2006)

**Fig. 161.** Distribution of gravity potential values (**Gm**) in Precambrian shields which have not been subjected to substantial tectonic reworking in Phanerozoic time (Ryndkvist et al., 2006)

Докембрийский щит	G, м				Fe, %			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %		V, км/сек			H, км			
	-60	-30	0	+30	10	11	12	0,1	0,2	0,3	14	14,6	6,3	6,4	6,5	36	40	44	48
Украинский, Воронежский																			
<b>Фенноскандинавский</b>																			
Трансваальский Родезийский																			
Австралийский																			
<b>Канадский</b>																			
Индийский																			

**Рис. 162.** Петрохимические и геофизические характеристики архейских зеленокаменных поясов, осредненные с учетом их площадной распространенности в пределах щитов (Абрамович, Клушин, 1978)

**Fig. 162.** Petrochemical and geophysical characteristics of Archaean greenstone belts averaged with regard for their areal distribution in the shields (Abramovich, Klushin, 1978)



**Рис. 163.** Соотношение масштабов докембрийских золоторудных месторождений (Au) со значениями гравитационного потенциала (G) в пределах докембрийских щитов (Рундквист и др., 2006): месторождения: 1 – мелкие, 2 – средние, 3 – крупные, 4 – суперкрупные

**Fig. 163.** Correlation between the sizes of Precambrian gold deposits (Au) and gravity potential values (G) in Precambrian shields (Ryndkvist et al., 2006):

deposits: 1 – small, 2 – medium-sized, 3 – large, 4 – very large

«индикаторные» петрогеохимические критерии надсубдукционного петрогенезиса адакитов, баяитов, бонинитов и др., рассматривающиеся как одни из главных признаков пологой и низкоскоростной субдукции, являются конвергентными и могут свидетельствовать об их связи с плюмами (Вревский, 2009).

Эволюция геодинамических режимов в процессе наращивания Карельского кратона протекала, по-видимому, от тессерообразования к микроплитному и плейт-тектоническому, который, вероятно, был доминирующим при формировании только самых поздних генераций (2,82–2,78; 2,74–2,69 млрд лет) архейских зеленокаменных поясов в его пределах. И, соответственно, только в этих поясах (Ялонвара-Иломантси-Тулос, Гимольско-Костомукшский, Тикшезерско-Парандовский?), к тому же и наименее эродированных по сравнению с другими, происходило формирование классических орогенных мезотермальных месторождений золота с относительно самыми крупными запасами (Пампало). Смена названных тектонических режимов происходила эволюционным путем при доминировании на определенных временных этапах одного из них. Но как в фанерозое плитная тектоника осложняется элементами плюмовой, так и в архее режим тессерообразования мог сочетаться с элементами плитного тектогенеза, проявляющегося через процессы сагдукции и торшешения тонкой базитовой литосферы в межплюмовом пространстве.

Необходимо также отметить, что коллизионные процессы играют двойственную роль в отношении генезиса золотого оруденения. С одной стороны, они приводят к трансформации более ранних золотосодержащих рудных формаций (главным образом колчеданного семейства), обуславливая разные металлогенические последствия для золота, а с другой – к новообразованию золотого оруденения в связи с коллизионными вещественными комплексами, контролируруемыми сложно построенными зонами разломов (Сазонов и др., 2003).

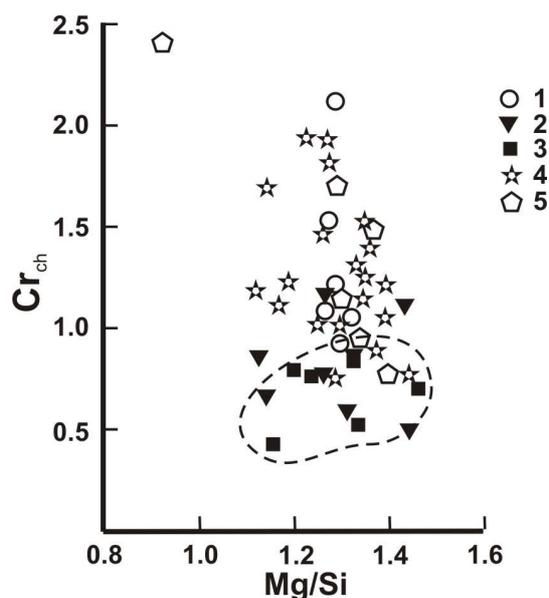
Термальный пик в архейской мантии Карельского кратона проявился на 300 млн лет раньше глобального пика на рубеже 2,7 млрд лет (Кожевников, 2000; Кожевников, Светов, 2001) и, соответственно, до глобальной неоархейской золотоносной эпохи – 2,8–2,5 млрд лет, что, по-видимому, выразилось в менее активной конвекции архейской мантии в этот период на Фенноскандинавском щите и формировании дискретностей и геохимических неоднородностей среди архейских кратонов.

Мантия Карельского кратона Фенноскандинавского щита по сравнению с хондритом и ПМ обеднена Cr, Ni, Co, тогда как мантия Арктической платформы, кратонов Слейв и Вайоминг Канадского щита обогащена этими элементами (рис. 164) (Глебовицкий и др., 2009). Вследствие этого в соответствии с известным геохимическим рядом мантийности элементов А.И. Перельмана (1989): (Te Ni>Cr>Mg>Co>Fe>Mn>Au>(O, Si, Ge, Se, Ag)... ) предполагается обедненность мантии Карельского кратона и золотом.

Геохимическая неоднородность архейской литосферы признается многими исследователями (Ранний докембрий..., 2005), более того, считается, что она определяет так называемую эмбриональную рудоносность мантии (Щеглов, 1987), являющуюся главным металлогеническим фактором при формировании «мантийных» месторождений (Cr, Pt, Ni, Co, U, W, Au, Ag) (Watson, 1980). Геохимическая неоднородность земной литосферы проистекает из ее петрохимической (вещественной) неоднородности, в свою очередь, предопределяемой неоднородным характером геодинамической эволюции отдельных регионов, в особенности на самых ранних этапах их геологического развития. Отсюда и неоднородный характер распределения месторождений на докембрийских щитах, наиболее ярко проявившийся для золота в сравнении архейских кратонов Канадского и Фенноскандинавского щитов (рис. 63).

Долевая площадь зеленокаменных поясов архейского Карельского кратона значительно меньше, чем в Абитибии, что свидетельствует, вероятно, о геодинамических различиях их развития и разной степени эрозии (Кожевников, 2000). Данная закономерность еще более усиливается при сопоставлении площадей распространения вулканоплутонических ассоциаций и осадков в этих докембрийских регионах. По соотношению осадки/магматиты Карельский кратон (~1/1) значительно уступает богатым золоторудными месторождениями кратонам – Сьюпириор (1/8), Слейв (1/20) (Goodwin, 1996). Такая же тенденция сохраняется и для Каапвальского, Йилгарн и др. кратонов. Архейские зеленокаменные пояса этих кратонов отличаются более низкой степенью метаморфизма (преимущественно зеленосланцевая фация) по сравнению с поясами в Карельском кратоне (эпидот-амфиболитовая).

В разрешении вопроса о низком золоторудном потенциале архея Фенноскандинавского щита в противовес тому, что это является следствием недостаточной изученности его территории, более вероятным



**Рис. 164.** Зависимость Mg/Si – содержания хрома, нормированного к хондриту, в перидотитовых ксенолитах из мантии, подстилающей архейские кратоны (Глебовицкий и др., 2009):

кратоны: 1 – Вайоминг, 2 – Восточно-Сибирская платформа, 3 – Карельский, 4 – Арктическая платформа, 5 – Слейв

**Fig. 164.** Dependence of the Mg/Si content of chondrite-normalized chrome in peridotitic xenoliths from the mantle underlying Archean cratons (Glebovitsky et al., 2009):

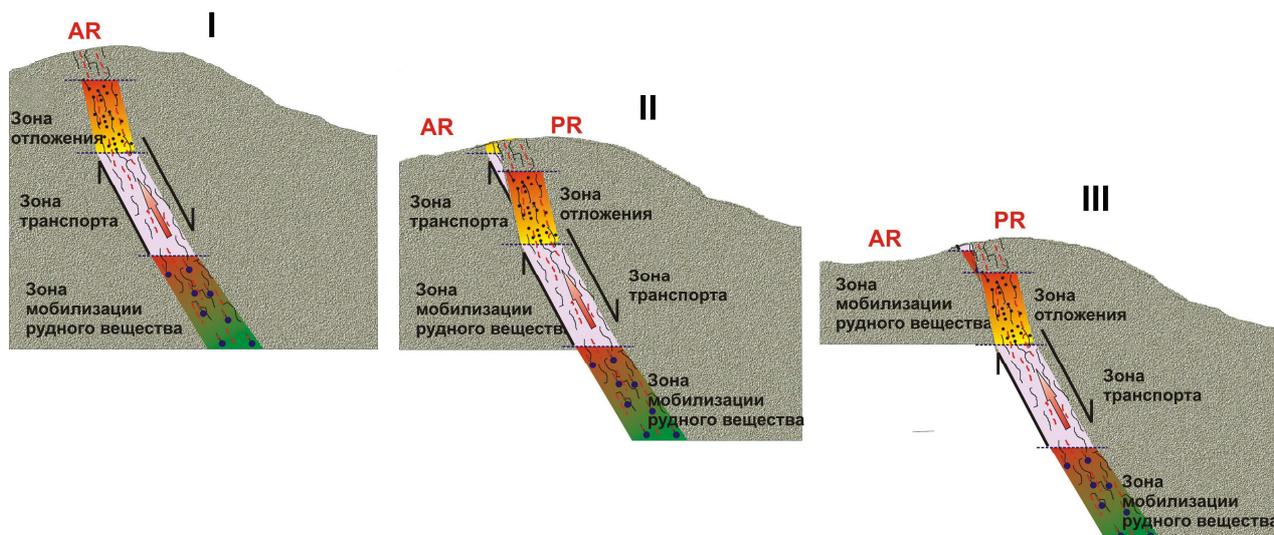
cratons: 1 – Wyoming, 2 – East European Platform, 3 – Karelian, 4 – Arctic Platform, 5 – Slave

представляется действительность его малой золотопродуктивности, объясняющаяся вышеприведенными его отличиями от других щитов, а также более глубокой эродированностью и массивированной тектоно-термальней и структурно-метаморфической проработкой его архейских доменов в свекофеннскую эпоху (Кожевников и др., 1998; Иващенко, 2006). Свекофеннская тектоно-термальней проработка архейских доменов Фенноскандинавского щита была, вероятно, крайне неблагоприятным фактором для сохранения ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах вследствие пространственного несовпадения зон мобилизации, транспортировки и отложения рудного вещества в имеющих унаследованный характер развития и функционировавших в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенных мезотермальных рудных системах неархейского и свекофеннского времени. Свекофеннские метаморфо-метасоматические процессы обуславливали перераспределение золоторудных концентраций и их вынос в горизонты, подвергшиеся впоследствии эрозии. При этом, согласно экспериментальным данным (Плюснина и др., 2009; Seward, 1984; Hayashi, Ohmoto, 1989), наиболее интенсивно растворение и вынос золота должны были происходить в присутствии сульфидов. Подтверждение этому – различия золотоносности архейских и протерозойских колчеданных месторождений Фенноскандинавского щита (Иващенко, Голубев, 2009).

Архейский Карельский кратон после своего формирования испытывал преимущественно воздымание и подвергался существенной эрозии. Следовательно, широкое распространение в настоящее время в пределах архейских зеленокаменных поясов метасоматитов свекофеннского возраста с РТ параметрами, благоприятными для локализации золотого оруденения, свидетельствует о том, что изофациальные архейские метасоматиты в них, вероятно, полностью эродированы или перекристаллизованы. При формировании свекофеннских метасоматитов по архейским породам (включая и метасоматически преобразованным) растворы проходили через деплетированные толщи, из которых еще в архейское время были экстрагированы рудные элементы, в т. ч. и золото, и, следовательно, не обогащались им и, соответственно, в благоприятных физико-химических условиях не могли даже в теоретическом аспекте приводить к образованию его значительных концентраций. Более того, свекофеннские эндогенные процессы приводили, по-видимому, в большинстве своем к «разубоживанию» ранее образованных архейских золоторудных концентраций, вследствие того что наиболее распространенным вариантом пространственного соотношения зон мобилизации, транспорта и отложения неархейских и свекофеннских рудных систем являлся, вероятно, вариант, когда свекофеннские зоны отложения совпадали с архейскими зонами мобилизации или транспорта, а архейские зоны отложения были в различной степени эродированы (Иващенко, 2006) (рис. 165). Этим, как представляется, видимо, и объясняется наличие в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита большого числа проявлений при крайне ограниченном распространении мелких месторождений и отсутствии крупных золоторудных объектов.

Вторая из проблем, связанная с изотопным определением возраста золоторудных объектов орогенического мезотермального типа (Ларионова, 2008), по совокупности геологических данных относящихся к неархейской металлогенической эпохе, проистекает из первой и обусловлена, вероятно, свекофеннскими гидротермально-метасоматическими процессами, накладывающимися на золотоносные метасоматиты архейского возраста. Для Фенноскандинавского щита доказанной и общепризнанной считается унаследованность формирования долгоживущих сдвиговых зон север-северо-восточного и северо-западного простираний с позднего архея до новейшего времени, локализующихся вдоль зеленокаменных поясов.

Изохронная модель Rb/Sr датирования, реализованная на ряде золоторудных объектов в пределах этих поясов (Ларионова, 2008), должна обеспечиваться серией одновременных минеральных парагенезисов, имеющих идентичный изотопный состав обычного стронция и варьирующие Rb/Sr отношения, создающие реальный наклон изохроны. Однако прямая на изохронной диаграмме может быть и результатом смешения компонентов (архейских и протерозойских) с различными Rb/Sr отношениями и изотопным составом стронция и являться в таком случае ложной изохроной (Андреичев, 2006), фиксирующей возраст, не имеющий реального геологического смысла.



**Рис. 165.** Модель соотношения архейской и свекофеннской орогенных золоторудных систем, приуроченных к одной и той же тектоно-сдвиговой структуре, в зависимости от степени эрозии последней в период между их зарождениями:

**I** – эрозия нулевая (время формирования архейской рудной системы), **II, III** – степень эродированности на момент зарождения свекофеннской рудной системы: **II** – средняя и значительная, **III** – сильная

**Fig. 165.** Model of relationship between Archaean and Svecofennian orogenic gold ore systems confined to the same tectonic-shear structure, depending on the degree of erosion of the latter in the period of time between their generation:

**I** – zero erosion (time of formation of an Archaean ore system), **II, III** – degree of erosion at the moment of generation of a Svecofennian ore system: **II** – medium and elevated, **III** – high

В пределах Карельского кратона K-Ar и Rb-Sr датирование метавулканитов, интрузивных пород и метасоматитов, в т. ч. и на некоторых золоторудных объектах (Ларионова, 2008), повсеместно дает свекофенские (и моложе) значения возрастов – 1,8–1,7 млрд лет, фиксируя время достижения температуры закрытия соответствующих изотопных систем минералов пород, подвергшихся свекофенскому (и более молодому?) тектоно-термальному воздействию, или время образования новых минеральных ассоциаций.

Для ряда золоторудных объектов (Таловейс, Педролампи и др.) это и отмечается. Вычисленный для них возраст ~1720–1750 млн лет (табл. 78) не коррелируется ни с каким реальным геологическим событием на Фенноскандинавском щите, а для рудопроявления Хатуоя в Ялонварской структуре представляется парадоксальным, т. к. по сути для одних и тех же штучных проб другим методом (Re/Os по молибдениту, ун-т шт. Колорадо, США) возраст определен как архейский – 2772±11–2773±11 млн лет.

Фактические данные, свидетельствующие о сопряженности свекофенских минеральных преобразований на архейских золоторудных месторождениях и проявлениях Фенноскандинавского щита с продуктивной минерализацией золота, отсутствуют, тем более, что в определении последовательности проявления рудоконтролирующих сдвиговых дислокаций на этих рудных объектах доминируют сугубо субъективные факторы и выводы, сделанные разными авторами, а в некоторых случаях и одними и теми же крайне противоречивы. Наиболее наглядно это демонстрируется на примере месторождения Педролампи (табл. 79).

В поясе Хатту в Финляндии на месторождении Пампало K-Ar и Rb-Sr методами также получены свекофенские датировки (рис. 166), объясняющиеся финскими геологами тектоно-термальным событием соответствующего времени, не сопровождавшимся образованием золоторудной минерализации (Geological development..., 1993). Интерпретируя Rb/Sr изотопные соотношения для турмалинов из золотоносных метасоматитов данного месторождения, они приходят к выводу не о первичном высокоррадиогенном изотопном составе стронция в них, а о его поздней модификации в свекофенское время синхронно массовому формированию орогенных мезотермальных золоторудных объектов в собственно палеопротерозойских доменах.

Таблица 78. Результаты Rb-Sr датирования метасоматитов золоторудных месторождений и проявлений Карельского кратона Фенноскандинавского щита (Ларионова, 2008)

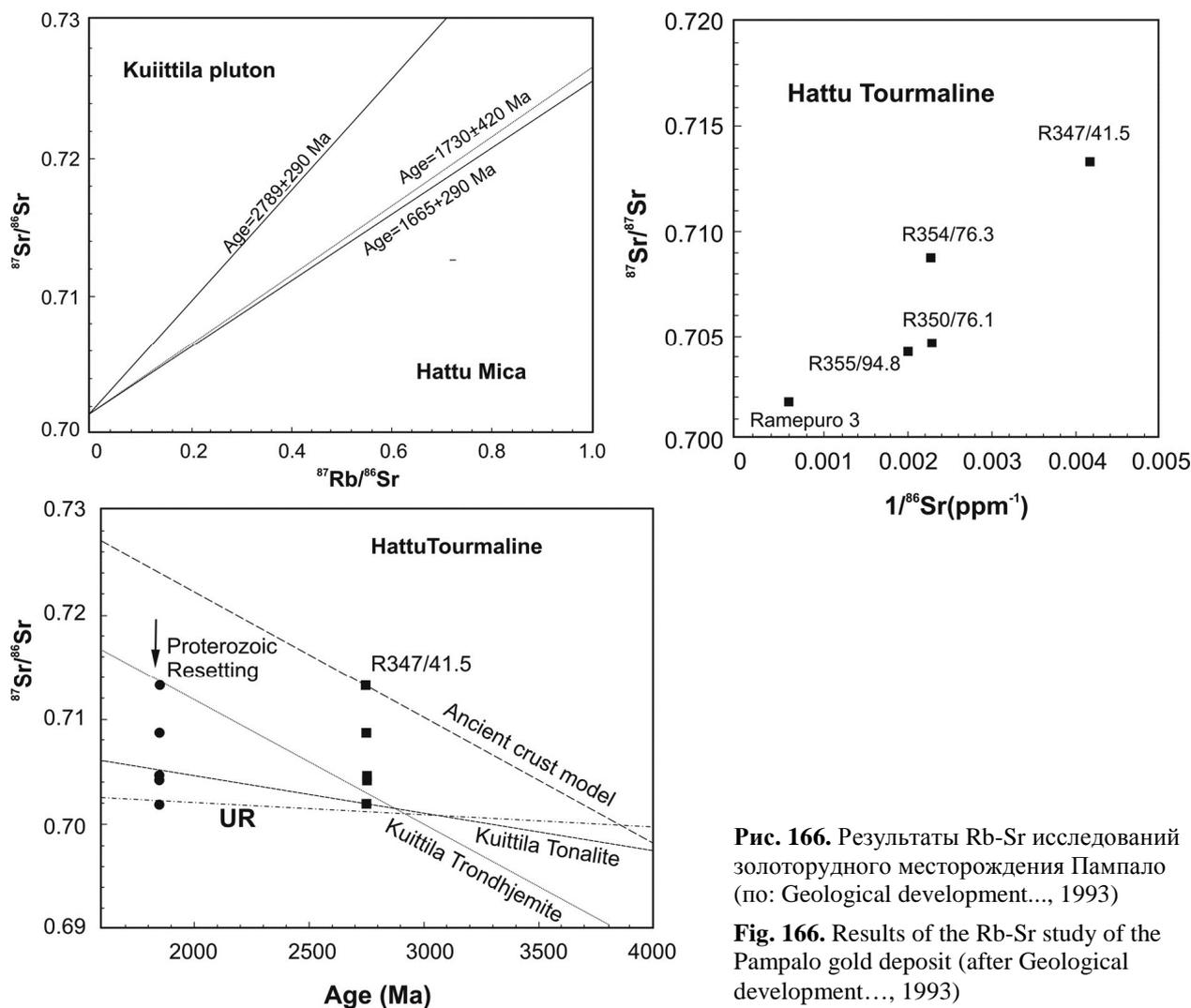
Table 78. Results of the Rb-Sr dating of metasomatic rocks from gold deposits and occurrences in the Karelian Craton of the Fennoscandian Shield (Larionova, 2008)

Месторождение, проявление	Вмещающие породы, возраст	Rb-Sr данные
Таловейс	Метавулканиты (~2,8 млрд лет); гранитоиды (2715±5 млн лет, U-Pb по циркону)	1717±27 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,7107±12 СКВО=1,1
Педролампи	Метавулканиты (2876±15 млн лет, U-Pb по циркону), метаосадки Pt	1717±9,6 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,709834±21 СКВО=0,22
Фаддейнкелья	К-Na граниты	1726±9 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,71185±37 СКВО=0,5
Ялонвара, Хатуноя	Метавулканиты (~2750 млн лет); гранитоиды (2748–2724 млн лет, U-Pb по циркону)	1745±15 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,71165±23 СКВО=0,51 1716±95 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,7171±37 СКВО=5,5
Хаутаваара (Центральное)	Гранитоиды (2743±8 млн лет, U-Pb по циркону)	1727±58 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,7283±23 СКВО=0,99
Пякюля	Тоналиты (1874±11 млн лет, U-Pb по циркону)	1857±34 млн лет ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub> =0,70288±27 СКВО=4,4

Таблица 79. Результаты структурно-тектонических исследований месторождения Педролампи

Table 79. Results of the structural-tectonic study of the Pedrolampi deposit

Литературные источники						
Минерально-сырьевая... 2005	Сизова, Ларионова, 2006	Ларионова и др., 2007	Ларионова, 2008	Кулешевич, Лавров, 2007	Алексеев и др., 2007	Самсонов и др., 2009
Рудоконтролирующая структура – <b>Субмеридиональная зона</b> расланцевания, проходящая вдоль контакта лопийских толщ с ятулийскими кварцитопесчаниками. Рудовмещающие – породы лопия: серицит-кварцевые кварц-карбонат-слюдистые, хлорит-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые сланцы и кварц-карбонат-турмалиновые метасоматиты	<b>Субмеридиональная</b> тектоническая зона (ТЗ-1) выделяется в метавулканитах Ag, в метаосадках Pt – нет. <b>Северо-западная</b> тектоническая зона (ТЗ-2) параллельна контакту Ag и Pt пород и захватывает все месторождение. Золотоносные метасоматиты сопряжены с формированием ТЗ-2	В сдвиговой зоне представлены две системы дислокаций: <b>более ранняя – Северо-западная</b> (336–338°) и <b>более поздняя – Субмеридиональная</b> (355–4°). <b>Северо-западная</b> система – доломит-анкерит-хлорит-серицит-турмалин-кварцевая ассоциация; <b>Субмеридиональная</b> – серицит-хлорит-кальцит-турмалин-кварцевая ассоциация с сульфидами (пирит, халькопирит), наложена на первую ассоциацию. Основные золоторудные концентрации – в метасоматитах второй ассоциации	Золоторудная минерализация приурочена к региональному сдвиговому нарушению <b>Северо-западного простирания</b> , наложенному как на архейский метавулканогенный, так и на палеопротерозойский (ятулийский) метаосадочный субстрат	В сдвиговой зоне две системы дислокаций: <b>более ранняя – Субмеридиональная</b> (350°), <b>более поздняя – Северо-западная</b> (330°). В лопийских метавулканитах на удалении от стратиграфического контакта наиболее отчетливо проявлена лишь <b>субмеридиональная</b> сланцеватость, а вблизи сдвиговой зоны – <b>северо-западная сланцеватость</b> , такая же, как в ятулийских толщах. Месторождение приурочено к узлу пересечения <b>субмеридиональной</b> (архейской) и <b>Северо-западной</b> (протерозойской) зон сдвиговых деформаций	Золоторудная минерализация локализована в <b>Субмеридиональной зоне расланцевания</b> на контакте лопийских метавулканитов с ятулийскими кварци-топесчаниками и конгломератами. Вмещающими основным золотое оруденение породами являются тектонически проработанные, расланцованные, окварцованные, карбонатизированные, пиритизированные и турмалинизированные породы лопия	В дюятулийское время – не менее 3 структурных локализованных сдвиговых дислокаций <b>северо-западного</b> простирания, контролирующих кварц-карбонат-турмалиновые золотоносные жилы и рассеянную золотоносную сульфидную микрочаппленность. В постятулийский период – структурные парагенезисы <b>Субмеридиональной</b> сдвиговой дислокации в лопийских метавулканитах и ятулийских метаосадках. Затем не менее десяти фаз сдвиговых деформаций, отвечающих наиболее поздним «сквозным» <b>субмеридиональным</b> дислокациям, контролирующим золотоносную сульфидную минерализацию и сингенетичные метасоматиты, возрастом 1700 млн лет



**Рис. 166.** Результаты Rb-Sr исследований золоторудного месторождения Пампало (по: Geological development..., 1993)

**Fig. 166.** Results of the Rb-Sr study of the Pampalo gold deposit (after Geological development..., 1993)

Следовательно, Rb-Sr определения возраста для ряда золоторудных объектов Карельского крата отражают время их ремобилизации. Это подтверждается другими методами датирования.

#### 5.4. ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

Большинство золоторудных объектов Карельского региона в генетическом, возрастном и металлогеническом (характер размещения, геодинамические обстановки) аспектах тождественны соответствующим месторождениям золота сопредельных территорий Фенноскандинавского щита, но уступают им по масштабам, что определяется как объективными отличиями геологических обстановок их нахождения, включая и более глубокий уровень эрозионного среза, так и недостаточной их изученностью.

Формирование и размещение золоторудных месторождений и проявлений Карелии обуславливались эволюционным развитием эндогенных рудных систем (Иващенко и др., 2004б; Иващенко, 2006) в различных структурах Фенноскандинавского щита и контролировались глобальными металлогеническими структурами – Раахе-Ладожской сутурой, Северонорвежско-Карельским рифтом (Онежско-Лапландский палеопротерозойский зеленокаменный пояс), архейскими зеленокаменными поясами в сочетании с совокупным множеством региональных и локальных структурно-тектонических, магматических, литологических, метаморфо-метасоматических и др. факторов.

Наиболее важными характеристическими признаками крупных докембрийских золоторудных месторождений и условий их нахождения (Константинов и др., 2000; Сафонов и др., 2005 и др.; Groves et al., 1998, 2003) являются:

1. Пространственно-временная и (пара)генетическая связь с крупными контрастно дифференцированными вулканотектоническими структурами (мульды, рифты, пояса, надсубдукционные зоны, континентальные окраины и др.) и ритмично расслоенными плутонами, формирование которых обуславливалось подъемом плюмов.

2. Тектонический контроль осевыми зонами (палео)рифтогенных структур и глубинными разломами, сопровождающимися дайковыми поясами и малыми интрузиями, являющимися корневыми частями денудированных древних вулканоплутонических поясов или надынтрузивными образованиями не вскрытых крупных плутонов.

3. Сложный комплексный состав оруденения; полиформационность, полистадийность и полигенно-полихронный характер образования.

4. Стратиформная и жильно-штокверковая рудная морфоструктура с наличием векторно-анизотропной и телескопированной вертикальной и латеральной рудной зональности.

5. Комплексная (структурно-тектоническая, геофизическая, геохимическая, морфоструктурная и др.) аномальность по отношению к региональному фону.

6. Чрезвычайно обильное видовое разнообразие благороднометалльной минерализации и доминирование минералов-спутников, характеризующихся низкими значениями удельной энергии кристаллической решетки (самородные металлы, теллуриды, селениды, висмутиды).

7. Минимальные значения (<3–4) средней удельной энергии кристаллической решетки для продуктивной минеральной ассоциации и максимальные (>12–14) для сопутствующей, свидетельствующие о полноте и эволюционной завершенности проявленного рудного процесса, а также об интенсивности и масштабности низкотемпературного минералообразования, с которым сопряжена массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников.

Согласно современным генетическим концепциям, образование промышленных золоторудных объектов, помимо других факторов, в значительной мере определяется также процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга, что особенно характерно для мезотермального орогенического типа золотого оруденения, являющегося ведущим генетическим типом месторождений золота в докембрии (Groves et al., 2003), включая Карелию и весь Фенноскандинавский щит (Иващенко, 2006; Eilu, 1999; Sundblad, 2003).

Главным в формировании мезотермальных орогенических месторождений золота, кроме факторов, определяющих эффективное функционирование любой эндогенной золоторудной системы (Константинов и др., 2002), является их приуроченность к соответствующей геодинамической обстановке с невысоким метаморфизмом и достаточно широко проявленным субвулканическим средне-кислым магматизмом, а также наличием вовлекаемых в рудогенный процесс базовых золоторудных формаций и сдвиговых зон между геохимически и физически контрастными комплексами. В геодинамическом аспекте зарождение и развитие золоторудных орогенических систем обусловлены эндогенными процессами коллизионной стадии конвергентного взаимодействия океанических и континентальных плит или внутриконтинентального плитного взаимодействия различной природы. Наиболее благоприятным при формировании мезотермальных золоторудных объектов представляется совокупное участие в рудообразующем процессе нескольких базовых золоторудных формаций. Масштабность сформированного при этом оруденения в значительной степени будет определяться металлогеническим потенциалом (Богданов, 2006) этих формаций (или одной из них) в пределах перспективной рудоносной площади (металлогеническая провинция, зона, область, район, узел и др.).

Исходя из этого и установленных закономерностей размещения и образования известных на Фенноскандинавском щите крупных золоторудных месторождений типа Суурикуусикко, в Карельском регионе наибольшие перспективы на выявление крупных золоторудных месторождений орогенного мезотермального типа имеют протерозойские домены, и в первую очередь рифтогенные структуры – Онежская и Ветреный Пояс.

В строении Онежской впадины участвуют структурно-вещественные ансамбли, являющиеся формационно-возрастными аналогами наиболее продуктивных на золото протерозойских комплексов Финляндии с одним из крупнейших в настоящее время на Фенноскандинавском щите золоторудным месторождением Суурикуусикко (~200 т Au, сод. 4,3 г/т). Определяющим для формирования месторождения такого ранга являются тектоническая проработанность Онежской структуры, зеленосланцевый метаморфизм, насыщенность контрастными по составу вулканитами, субвулкани-

ческими образованиями и уникальными углеродсодержащими комплексами с соответствующей металлогенической и геохимической специализацией, обусловливаемой сингенетичными накоплениями, метаморфогенным перераспределением и полигенно-полихронными эпигенетическими преобразованиями эндогенной природы. Кроме этого, черные сланцы выполняли также роль полифункциональных геохимических барьеров, особенно в зонах СРД.

Интегральная геохимическая и металлогеническая специализация конкретной черносланцевой формации зависит от полноты ее геологического развития. Наиболее продуктивны фации, изначально обогащенные углеродом и дисульфидами железа и являющиеся наиболее эффективными барьерами-осадителями.

Следовательно, наиболее перспективны на благороднометалльное оруденение черносланцевые толщи, многократно испытывавшие изофациальные полигенно-полихронные преобразования эндогенной природы, что и наблюдается в зонах СРД Онежской структуры. При этом важным обстоятельством здесь является также наличие локальных относительно кислых (кварциты, песчаники) барьеров на самородное золото, в которых дислокационные механизмы «захвата» со временем сменяются ростом золота на затравке. Дислокационно-метасоматические преобразования углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ приводят к перераспределению благородных металлов и созданию обогащенных участков. Пример тому – Сухоложское месторождение золота и платины.

Нахождение золоторудных месторождений, аналогичных Суурикуусикко, возможно на всем продолжении Лапландского зеленокаменного пояса (Куолаярвинская и Лехтинская структуры, Ветреный Пояс), а также в зоне сочленения Карельского кратона и свекофеннид, где отмечаются все необходимые для этого геологические предпосылки и уже выявлено («Карелприродресурс», ИГ КарНЦ РАН) высокоперспективное комплексное благороднометалльное проявление Райконкоски, характеризующееся высокими содержаниями золота, серебра, теллура и селена и богатейшим разнообразием соответствующих минералов. По активности теллура на завершающей стадии минералообразования и широкому распространению соответствующих минералов рудопроявление Райконкоски сходно с эпитермальным золоторудным месторождением Кутемаярви (Южная Финляндия), а по геологической обстановке нахождения – с орогеническими мезотермальными (мезозональными) месторождениями Пириля и Суурикуусикко.

В структуре Ветреный Пояс, характеризующейся относительно слабой эродированностью и широко проявленным коматиитовым вулканизмом, с учетом уже выявленных золоторудных проявлений Шапочка и Нименьгской площади, а также наличием мощных зон метасоматической проработки, контролируемых сдвиговой тектоникой, есть все предпосылки для открытия месторождения, подобного финскому Пахтаваара.

Кроме возможного открытия на территории Карелии крупных орогенных мезотермальных месторождений золота, имеются также определенные перспективы на выявление крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирирового типа, или перевод в такой ранг вслед за месторождением Лобаш-1 (Протокол заседания..., 2010) при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Ялонвара, Пяяваара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами, пригодные для открытой разработки. Золотосодержащие порфирировые месторождения Карелии, вероятно, могут представлять экономический интерес и как потенциальный источник редкого и чрезвычайно дорогостоящего (~200 000 дол./1 г) изотопа осмия –  $^{187}\text{Os}$ . В этом аспекте наиболее перспективным представляется Ялонварское месторождение, содержание  $^{187}\text{Os}$  в молибдените которого составляет 3,5–7,3 г/т и, соответственно, ресурсы этого изотопа по месторождению оцениваются в ~500 кг (100 млрд дол.).

Архейские террейны Карелии в соответствии с разрабатываемой нами моделью эволюции геодинамических режимов при формировании зеленокаменных поясов – от тессеров к микроплитному и плейт-тектоническому – имеют перспективы на промышленные орогенные мезотермальные месторождения, сопоставимые по масштабам с финским месторождением Пампало (8,1 т Au), в зеленокаменных поясах поздних генераций – Ялонвара-Иломантси-Тулосском, Гимольско-Костомукшском и Тикшезерско-Парандовском(?).

Часть известных золоторудных и комплексных благороднометалльных проявлений в протерозойских структурах (Куолаярвинской, Янгозерской, Онежской и др.), относимых нами к палеороссыпным ремобилизованным и орогенным мезотермальным, имеют также признаки железистоокисно-

го с медью и золотом (ЮСГ) типа оруденения и вследствие этого их золоторудный потенциал может быть более значительным, чем установлено в настоящее время. В этом аспекте могут представлять металлогенический интерес рудные месторождения и проявления скарнового типа Карелии, т. к. на ряде комплексных (Fe, Cu, Au) золоторудных месторождений ЮСГ-типа на территории Финляндии (Ханнукайнен, Раутуваара, Куэрвитикко и др.) и Швеции (Науттанен) рудоносными породами являются скарны (пироксен, гранат, скаполит, амфибол). С учетом установленных нами незначительно повышенных содержаний благородных металлов в рудных скарнах Питкярантской группы месторождений (табл. 80) и известных ранее (Au – до 0,2 г/т) на скарновых проявлениях в обрамлении Латвасюрского гнейсогранитного купола скарноворудные объекты Карелии, включая названные и установленные в других районах (Онежский рудный район, Ветренный Пояс), нуждаются в доизучении и оценке на Au и МПГ в рамках модели ЮСГ типа оруденения.

Таблица 80. Средние содержания, г/т, рудных элементов в продуктивных скарнах Питкярантской группы месторождений

Table 80. Average ore element content, g/t, of productive skarns from the Pitkäranta group of deposits

Элементы	Кителя	Люпикко	Клее VI	Герберц	Мышьяковая	Хопунваара
In	11	84	10	77	270	181
Ag,	47	88	49	1	447	22
Cu,	23603	52825	18580	173	34975	296
As,	66	311	39	1202	1609	22
Bi	3	55	50	14	628	355
Te	1	2	5	0,3	12	5
Sn	1040	346	595	825	648	83
Zn	20702	117625	51900	158320	169314	136800
Cd	102	846	259	731	852	2418
Au, ppb	54	63	193	2	115	15
Rh, ppb	12	5	1	1	5	1
Pd, ppb	168	20	74	16	58	42
Ir, ppb	4,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Pt, ppb	45	19	15	22	16	19

*Примечание.* По данным (Palmunen, 1939), содержания золота и серебра в питкярантских рудах, соответственно, равны, г/т: шахта Клее-5 (0,2, 20), Клее-6 (0,2, 36), Мария (0,4, 108). Число анализов: Кителя – 3, Люпикко – 4, Клее VI – 2, Герберц – 2, Мышьяковая – 7, Хопунваара – 3. Максимальные содержания серебра и индия в рудах шахты Мышьяковой достигают, соответственно, 0,2 и 0,3%.

*Note.* According to (Furman, 1828), the gold and silver content of Pitkäranta ore, g/t: Klee mine – 5 (0,2, 20), Klee-6 (0,2, 36), Maria (0,4, 108). Number of analyses: Kitelä – 3, Lypikko – 4, Klee VI – 2, Herbertz – 2, Myshyakovaya – 7, Hopunvaara – 3. The maximum silver and indium content of ore from Myshyakovaya mine is 0,2% and 0,3%, respectively.

Значительный вклад в благороднометалльный потенциал Карельского региона, несомненно, вносят также комплексные золотосодержащие месторождения, относящиеся к нескольким рудоформационным типам (табл. 72), наиболее важные из которых – платино-палладиевые с золотом малосульфидной, хромитовой и титаномагнетитовой с V рудных формаций, связанных с сумийскими мафит-ультрамафитами расслоенными комплексами (Бураковский плутон, Олангская группа интрузий) и людиковийскими трапповыми габбродолеритами (Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий интрузивы). Их суммарные прогнозные ресурсы золота составляют около 1000 т, что соответственно свидетельствует о вероятной гораздо большей экономической значимости и промышленных перспективах золотосодержащих месторождений региона по сравнению с собственно золоторудными.

Таким образом, по аналогии с Финляндией и Швецией, где преобладающая часть запасов золота сосредоточена в протерозойских структурах с известными крупными золоторудными месторождениями – Болиден, Айттик, Суурикуусикко, Фалун, более благоприятными представляются и перспективы территории Карелии на промышленное золото протерозойского возраста. Тем более, что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на ее территории.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогенический анализ Карельского региона на благородные металлы показал, что наиболее перспективной и продуктивной эпохой на крупные комплексные месторождения МПГ для него является раннепротерозойская. С ней связано заложение и развитие Беломорско-Лапландской трехлучевой рифтовой системы на границе кратона и Русской плиты, многократно подвергавшейся тектоно-магматической активизации в протерозое вплоть до фанерозоя, обуславливавшей соответствующую металлогеническую специализацию Карело-Кольского региона в целом и Карельской субпровинции в частности. Здесь уже открыты крупные комплексные благороднометалльные месторождения (Пудожгорское, Койкарско-Святнаволоцкое, Аганозерское) и прогнозируются новые.

В геодинамическом аспекте для Карельского кратона обоснованы выводы о том, что кроме сумийского этапа (2,45–2,50 млрд лет), с которым связано массовое (в инт. 17 млн лет) внедрение расслоенных платиноносных интрузивов, проявлен людиковийский этап (~2 млрд лет) активизации проторифта, сопровождающийся рудными процессами, не уступающими по масштабу сумийским. С людиковийским этапом в Карельском регионе начинается новый тектонический мегацикл развития – интенсивное наращивание мощности коры, проявление щелочного магматизма, накопление мощных карбонатных и углеродистых толщ, обусловивший существенное увеличение его благороднометалльного потенциала, главные характеристические параметры которого резюмируются в следующих выводах.

1. Территория Республики Карелия является новой платиноносной субпровинцией северо-запада России (суммарные прогнозные ресурсы ЭПГ ~2000–4400 т) с преобладанием ресурсов сопутствующих платинометалльных типов (>60%) – титаномагнетитового, хромитового и др.

2. Наиболее экономически значимым и перспективным рудно-формационным типом платинометалльного оруденения является малосульфидный, связанный с расслоенными интрузивами перидотит-габброноритовой магматической формации, главным образом с Бураковским плутоном. Однако имеются реальные предпосылки для выявления новых тождественных массивов, ориентированных вдоль Лапландской ветви рифта и в поперечных раздвиговых зонах, субпараллельных предполагаемой Онежской ветви.

3. Огромные ресурсы БЭ – ~900 т (Pt, Pd, Au) нового для России рудно-формационного типа, сконцентрированные в дифференцированных габбродолеритовых интрузивах пудожгорского комплекса в пределах контуров подсчета запасов двух забалансовых месторождений титаномагнетитовых руд – Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого, определяют вероятность выявления более глубоких магнезиальных фаций (гипабиссальных), не уступающих им по запасам БЭ, но с более богатым платиновым оруденением.

4. Au, Pt и Pd в габброидных расплавах различных благороднометалльно специализированных магматических формациях Карельского региона при процессах дифференциации накапливались синхронно. Они концентрируются в горизонтах (слоях), аккумулирующих большие объемы летучих, что в конечном итоге приводит к поздней, более низкотемпературной их кристаллизации.

5. Согласно разработанной новой модели глубинного строения Онежской структуры (Трофимов, Голубев, 2010), прогнозируется открытие в ее пределах сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд печенгско-норильского типа в связи с гипербазитами трапповой формации.

6. Благороднометалльный потенциал черносланцевой формации и перспективы платиноносности щелочно-ультраосновной с карбонатитами магматической формации Карельского региона нуждаются в дополнительной аргументации.

7. Наличие в обогащенных микрокомпонентами (Au, Ag, ЭПГ, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn и др.) гнейсах чупинской свиты карбидов, самородных элементов, висмутидов и теллуридов платины, палладия и золота, углеродистого вещества и положительной корреляционной зависимости его содержания и концентраций благородных металлов является дополнительным основанием для рассмотрения платиноидо-золоторудных проявлений в этих гнейсах в качестве новых специфических рудных объектов, наиболее близких к классу полигенных «крупнообъемных» месторождений с невысокими содержаниями, но большими запасами благородных металлов (Ручьев, 2002; Голубев и др., 2007; Шевченко и др., 2009).

8. В Карельской благороднометалльной субпровинции имеется ряд крупных объектов, относящихся к ведущим (по запасам и потенциалу ресурсов МПГ) мировым рудно-формационным типам платинометалльного оруденения: малосульфидному в расслоенных интрузивах (Бураковский

массив, Олангская группа) и черносланцевому (Онежская и Пана-Куоляярвинская впадины, структура Ветренный Пояс), а также к новому перспективному типу – «пудожгорскому». По масштабности проявленных процессов благороднометалльно специализированного магматизма и соответствующего рудогенеза на первый план выдвигается Онежская структура, являющаяся в настоящее время наиболее изученной и вместе с обрамлением определяющаяся в металлогеническом аспекте как Онежский рудный район. Потенциал ресурсов МПГ рудного района оценивается в 1800–4000 т, что составляет >80% от общей оценки ресурсов территории Карелии.

9. Дальнейшее направление исследований в регионе по поискам крупных собственно благороднометалльных и комплексных благороднометалльных руд должно быть сосредоточено в пределах структур – Онежская, Ветренный Пояс, Пана-Куоляярвинская.

Приведенная характеристика проявлений золотого оруденения Карельского региона и аналитический обзор золоторудных месторождений сопредельных с ним территорий Фенноскандинавского щита показали, что они относятся к нескольким генетическим типам, ведущими среди которых являются орогенический мезотермальный (мезозональный), порфиновый (Intrusion-related), колчеданный (VMS) и эпитеpmальный. Главными металлогеническими эпохами золота на щите являлись – неоархейская (2,8–2,7 млрд лет), проявившаяся в лопийских зеленокаменных поясах, и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет) – в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе (ТІВ). Наибольшие перспективы на крупное промышленное золото в Карельском регионе связываются с протерозойским этапом его развития. Особенно это относится к палеопротерозойским рифтогенным зеленокаменным поясам и области конвергентного взаимодействия Свекофеннской океанической плиты и Карельского континента. По аналогии с известными на зарубежной части Фенноскандинавского щита крупными комплексными золоторудными месторождениями (Болиден, Айттик, Суурикуусикко) в Карельском регионе прогнозируется выявление адекватных золоторудных объектов в протерозойских структурах (Онежской, Куоляярвинской, Ветреного Пояса), входящих в состав Северо-Норвежско-Карельского (Лапландско-Карельского) палеопротерозойского зеленокаменного пояса, а также в Ладожском рудном районе. Перспективы архейских зеленокаменных поясов Карелии на крупные золоторудные орогенные месторождения, ввиду установленных существенных отличий (повышенный гравитационный потенциал, иные петрохимические параметры архейских вулканитов, меньшая долевая площадь архейских зеленокаменных поясов, обедненность подстилающей мантии Cr, Ni, Co, Au и др.) Фенноскандинавского щита от докембрийских регионов, изобилующих крупными месторождениями золота, представляются крайне незначительными. Запасы самого крупного из известных золоторудных месторождений в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита – месторождения Пампало в Финляндии – составляют всего 8,1 т золота.

Эта закономерность усиливается металлогеническими последствиями интенсивной тектоно-термальной проработки Карельского кратона в Свекофеннскую эпоху, о чем свидетельствуют многочисленные результаты K-Ag и Rb-Sr изотопного датирования метасоматитов золоторудных объектов в архейских зеленокаменных поясах Карелии и сопредельных с ней территорий. Свекофеннские метаморфо-метасоматические процессы обуславливали перераспределение золоторудных концентраций и их вынос в горизонты, подвергшиеся впоследствии эрозии, т. е. по существу они приводили к разубоживанию ранее сформированных золоторудных концентраций и даже, возможно, к их уничтожению. Потенциально промышленно золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенной эрозии и интенсивным свекофеннским метаморфо-метасоматическим преобразованиям, какими в первую очередь могут представляться только зеленокаменные пояса самых поздних генераций (2,82–2,78; 2,74–2,69 млрд лет) Ялонвара-Иломантси-Тулос, Гимольско-Костомукшский, Тикшезерско-Парандовский(?). В соответствии с проявленными при их формировании геодинамическими режимами именно в них создавались благоприятные обстановки для орогенных мезотермальных месторождений золота (Пампало, Валкеасуо, Ялонвара, Южно-Костомукшское и др.), неперенными условиями формирования которых являлось также наличие сдвиговой зоны между геохимически и физически контрастными породными комплексами; участие базовых Au формаций (черносланцевой, колчеданной, порфировой, джеспилитовой), невысокий метаморфизм, субвулканический средне-кислый магматизм.

Наибольшие металлогенические перспективы на промышленное золото и выявление крупных комплексных золотосодержащих месторождений на территории Карелии имеют (в иерархической

последовательности) Онежский и Костомукшский рудные районы, Лобашский рудный узел и Северо-Ладожский рудный район. По аналогии с Финляндией и Швецией, где преобладающая часть запасов золота сосредоточена в протерозойских структурах с известными крупными золоторудными месторождениями – Болиден, Айтик, Суурикуусикко, Фалун, более благоприятными представляются и перспективы территории Карелии на промышленное золото протерозойского возраста. Тем более, что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на ее территорию, а исследование одной из них осуществляется в настоящее время с участием ИГ КарНЦ РАН (В.И. Иващенко) при выполнении международного проекта FENGOT – Фенноскандинавский золотой трансект. На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии выявлен в последние годы ряд новых рудопроявлений, относящихся к высокоперспективному для докембрия мезотермальному орогеническому типу золоторудных месторождений.

В Северном Приладожье на продолжении Раахе-Ладожской металлогенической зоны с известными мезотермальными золото-арсенидными месторождениями обнаружено несколько перспективных аналогичных по генезису проявлений (Алатту, Пякюля, Янис), а также оруденение золото-теллуридного типа (пр. Райконкоски), характеризующееся парагенетической и пространственной ассоциированностью с крупной shear-зоной и мощной толщей черных сланцев, имеющих близкие к промышленно значимым содержания ряда рудных элементов (Mo, V, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Pt, Pd и др.). Здесь же помимо пр. Райконкоски известно еще несколько имеющих с ним некоторое геохимическое сходство комплексных золоторудных проявлений (Вуохенлампи, Койтонъярви, Сярка, Фаддейнкелья), что свидетельствует о высоковероятной перспективности на благороднометалльное оруденение области сочленения Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса в целом. Перечисленные золоторудные объекты в совокупности с Au-Ag-Pt-Pd мезотермальными проявлениями в интрузиях кааламского и велимякского типов (Араминлампи, Сури-суо, Центральное) характеризуют благороднометалльно-ресурсный потенциал Северного Приладожья как значительный (Au>100 т, Pt>50 т).

Новые типы золоторудных проявлений, установленные в последние годы в архее Карелии в пределах Костомукшского рудного района и Беломорского мобильного пояса, находятся в начальной стадии изучения, и вследствие этого их оценка на предмет вероятной промышленной значимости и возможности открытия на их базе крупных комплексных благороднометалльных месторождений носит сугубо предварительный характер и нуждается в более обоснованной аргументации. Для Костомукшского рудного района эти новые данные являются дополнительной аргументацией его вероятной высокой перспективности на открытие промышленных месторождений золота, возможно, даже и крупных по масштабам. В первую очередь это относится к золоторудным проявлениям, формирующимся в протяженных зонах сдвиговых дислокаций и метасоматических преобразований, приуроченных к толщам переслаивания контрастных по составу пород с широким распространением железистых кварцитов, метаультрамафитов и кислых субвулканических магматитов. В этом аспекте рудопроявление Луупеансуо (Южно-Костомукшское) заслуживает самого пристального внимания и детального изучения.

Прогнозные ресурсы МПГ (2000–4400 т) и золота (1200–1500 т) Карельской благороднометалльной субпровинции сопоставимы с таковыми для Кольского полуострова, где уже утверждены запасы платинометалльного оруденения по нескольким месторождениям. Однако Карельская субпровинция отличается от Кольской гораздо более благоприятными климатическими и географо-экономическими условиями. Освоение перспективных комплексных благороднометалльных месторождений Карельского региона, несомненно, будет важным экономическим вкладом в развитие горнопромышленного комплекса не только Республики Карелия, но и Северо-Западного округа России в целом.

Учитывая мировую конъюнктуру и состояние рентабельных запасов золота в России, можно констатировать: Карелия выдвигается в ряд наиболее перспективных регионов для промышленной добычи золота в ближайшем будущем.

Приведенные в монографии данные, их анализ и выводы будут, по мнению авторов, служить основой для выработки современной стратегии и тактики поисков и прогнозирования благороднометалльного оруденения в пределах Карелии. В большей степени это относится к золотому оруденению.

## CONCLUSION

Metallogenic analysis of the Karelian region for the occurrence of noble metals has shown that Early Proterozoic time is the most promising and productive epoch for big complex PGM deposits in the region. At that time the Belomorian-Lapland triradiate rift system was generated and continued to evolve at the Karelian Craton-Russian Plate boundary. It has suffered multiple tectono-magmatic activation which proceeded throughout Proterozoic up to Phenerozoic time, and was responsible for the corresponding metallogenic specialization of the Karelian-Kola region in general and the Karelian Subprovince in particular. Three large complex noble-metal deposits: Pudozhgorskoye, Koikary-Svyatnavolokskoye and Aganozerskoye have already been discovered there and more deposits are predicted.

Geodynamically, strong arguments provided for the Karelian Craton show that in addition to a Sumian stage (2,45–2,50 Ga), at which large-scale intrusion of layered platiniferous intrusives occurred in the interval of 17 Ma, there is evidence for a Ludicovian stage (~2 Ga) in protorift activation accompanied by ore-forming processes comparable in scope to their Sumian counterparts. The Ludicovian stage in the Karelian region marked the commencement of a new tectonic evolution megacycle: a rapid increase in crustal thickness, the manifestation of alkaline magmatism and the accumulation of thick carbonate and carbonaceous strata. All these events were responsible for a substantial increase in Karelia's noble-metal potential the basic characteristics of which are described below.

1. The Republic of Karelia is a new platiniferous subprovince in Northwest Russia (its total forecast PGE resources are estimated at ~2000–4400 t), where associated PGM (titanomagnetite, chromite, etc.) resources make up over 60%.

2. Economically, the most significant and promising ore-formation type of platiniferous mineralization is a low-sulphide type associated with the layered intrusives of peridotite-gabbro-norite igneous formation, dominantly with the Burakovian pluton. However, available evidence suggests that more identical massifs, oriented along the Lapland branch of the rift and in transverse extension fault zones subparallel to the assumed Onega branch, are likely to be discovered.

3. Tremendous noble-metal (Pt, Pd and Au) reserves (~900 t) of an ore-genetic type uncommon to Russia, concentrated in the differentiated gabbro-dolerite intrusives of the Pudozhgorsky complex within the reserves evaluation contours of the Pudozhgorskoye and Koikary-Svyatnavolok titanomagnetite ore deposits, suggest that deeper (hypabyssal) Mg-facies with equally large noble-element reserves and higher-grade platinum mineralization are likely to be revealed.

4. Au, Pt and Pd in gabbroid melts in gabbroid melts of various specialized noble-metal igneous formations of the Karelian region were accumulating simultaneously during differentiation processes. They are concentrated in horizons (beds) which accumulate large quantities of volatiles, resulting in their late lower-temperature crystallization.

5. According to a new model of the deep structure of the Onega structure (Trofimov, Golubev, 2010), Pechenga-Norilsk-type sulphide-type platinoid-copper-nickel ore, associated with trap-formation hyperbasic rocks, is expected to occur there.

6. More arguments in favour of the noble-metal potential of black shale formation and the platinum potential of alkaline-ultrabasic (with carbonatites) igneous formation in the Karelian region are needed.

7. The presence of carbides, native elements, platinum, palladium and gold bismuthides and tellurides and carbonaceous matter in the microcomponent (Au, Ag, PGE, Cr, V, Co, Ni, Zn, etc.) – enriched Chupa gneiss and a positive relationship between its content and noble-metal concentrations provide an additional argument for considering platinoid-gold occurrences in the gneiss as new distinctive ore prospects most similar to a class of large polygenic deposits with low noble-metal concentrations but large reserves (Ruchyov, 2002; Golubev et al., 2007; Shevchenko et al., 2009).

8. Some large prospects in the Karelian noble-metal subprovince are evaluated for PGM reserves and potential resources as the world leading ore-genetic types of PGM mineralization such as a low-sulphide type in layered intrusions (Burakovsky massif, Olanga Group), a black shale type (Onega and Pana-Kuolajärvi depressions, Vetreny Poyas structure), and a new promising Pudozhgorsky type. The Onega structure is most significant in terms of the scope of specialized noble-metal magmatism and corresponding ore genesis. It is the best-studied structure which, together with its margin, is described metallogenically as the Onega Ore Province. Its potential PGM resources are estimated at 1800–4000 t, making up over 80% of total Karelia's resources.

9. The prospecting of large noble-metal proper and complex noble-metal ore deposits in the region should continue in the Onega, Vetreny Poyas and Pana-Kuolajärvi structures.

The above description of gold mineralization in the Karelian region and analysis of gold deposits in the adjacent territories of the Fennoscandian Shield have shown that they represent several genetic types dominated by orogenic mesothermal (mesozonal), porphyry (intrusion-related), massive-sulphide (VMS) and epithermal types. The Neoproterozoic epoch (2,8–2,7 Ga), represented by Lopian greenstone belts, and the Proterozoic epoch (1,9–1,8 Ga), represented by Palaeoproterozoic greenstone belts, the Svecofennides and the Trans-Scandinavian igneous belt (TIB), were major gold metallogenic epochs in the Fennoscandian Shield. Large economic gold deposits in the Karelian region are assumed to have been formed at the Proterozoic stage of its evolution in Palaeoproterozoic riftogenic greenstone belts and in the zone of convergent interaction between the Svecofennian oceanic plate and the Karelian continent. By analogy with big complex gold deposits located in the non-Russian sector of the Fennoscandian Shield (Boliden, Aitik, Suurikuusikko), similar gold deposits are expected to occur in the Karelian region in the Proterozoic Onega, Kuolajärvi and Vetreny Poyas structures, which are part of the Palaeoproterozoic North Norwegian-Karelian (Lapland-Karelian) greenstone belt, and in the Ladoga Ore Province. Karelia's Archaean greenstone belts are not promising for big orogenic gold deposits because of the elevated gravity potential and petrochemical parameters of Archaean volcanics, a smaller area covered by Archaean greenstone belts and the depletion of the underlying mantle in Cr, Ni, Co, Au etc. in the Fennoscandian Shield in comparison with Precambrian regions, where big gold deposits are abundant. The gold reserves at Pampalo, Finland, the biggest gold deposit in the Archaean greenstone belts of the Fennoscandian Shield, are only estimated at 8,1 t.

This gold distribution pattern is strongly affected by the metallogenic consequences of the intense tectono-thermal reworking of the Karelian Craton during the Svecofennian epoch, as shown by the numerous results of K-Ar and Rb-Sr isotope dating of metasomatic rocks from gold prospects in the Archaean greenstone belts of Karelia and adjacent territories. Svecofennian metamorphism and metasomatism are responsible for the redistribution and removal of gold concentrations to the horizons which were subsequently eroded. These processes virtually impoverished and even possibly destroyed the gold concentrations formed earlier. Gold can only be hosted by Archaean greenstone structures which have suffered considerable erosion and intense Svecofennian metamorphic and metasomatic alterations such as late-generation 2,82–2,78; 2,74–2,69 Ga Jalonvaara-Ilomantsi-Tuulos, Gimoly-Kostomuksha and Tikshozero-Parandovo(?) greenstone belts. They were formed in the geodynamic regimes which provided favourable settings for orogenic mesothermal gold deposits, such as Pampalo, Valkeasuo, Jalonvaara, Yuzhno-Kostomukshskoye, etc., which could only have been formed provided: a) there was a shear zone between geochemically and physically contrasting rock complexes; b) basic Au (black shale, massive sulphide, porphyry and jaspilite) formations were involved; c) low-grade metamorphism occurred; and d) subvolcanic intermediate to felsic magmatism persisted.

Economic gold and big complex auriferous deposits in Karelia are most likely to be discovered (in hierarchical order) in the Onega and Kostomuksha Ore Provinces, the Lobash Ore Zone and the North Ladoga Ore Province. By analogy with Finland and Sweden, where the bulk of gold reserves are concentrated in Proterozoic structures with well-known big gold deposits such as Boliden, Aitik, Suurikuusikko and Falun, economic gold in Karelia is more likely to be discovered in rocks of Proterozoic age, considering that some Proterozoic gold-controlling structures in the non-Russian sector of the Fennoscandian Shield (Raahe-Ladoga, Lapland greenstone belt, etc.) extend to Russian Karelia, and one of them is now being studied by the Institute of Geology, KarRC, RAS, (V.I. Ivashchenko) under the International Project FENGOT – Fennoscandian Gold Transect. More ore occurrences of mesothermal orogenic type of gold deposits, most promising for Precambrian structures, have been discovered in the past few years at the Karelian extension of the Lapland greenstone belt.

Several promising genetically similar occurrences (Alattu, Päkylä, Janis) and a gold-telluride-type occurrence (Raikonkoski), associated paragenetically and spatially with a large shear-zone and a thick black shale unit, which host near-economic ore element (Mo, V, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Pt, Pd, etc.) concentrations, were discovered in the northern Lake Ladoga area at the extension of the Raahe-Ladoga metallogenic zone with well-known mesothermal gold-arsenide deposits. In addition to the Raikonkoski occurrence, several geochemically similar complex gold occurrences (Vuohenlampi, Koitonjärvi, Särka

and Faddenkelja) are located there, suggesting that the contact zone between the Karelian Craton and the Svecofennian foldbelt is highly promising for noble-metal mineralization. The above gold prospects, together with mesoathermal Au-Ag-Pt-Pd occurrences in Kaalamo- and Velimäki-type intrusions (Araminlampi, Suuri-sup and Tsentralnoye), show that the northern Lake Ladoga area (Priladozhye) has a considerable noble-metal potential ( $> 100$  t Au,  $>50$  t Pt).

As study of the new types of gold occurrences, discovered in the past few years in Karelia's Archaean rocks in the Kostomuksha Ore Province and in the Belomorian mobile belt, is at the initial stage, their economic evaluation is preliminary, and stronger arguments are needed to declare that big complex noble-metal deposits can be discovered in these areas. For the Kostomuksha Ore Province new data provide additional arguments in favour of the occurrence of big economic gold deposits, primarily gold occurrences forming in extensive shear and metasomatic alteration zones confined to units of alternating compositionally contrasting rocks such as iron formation, metaultramafics and felsic subvolcanic igneous rocks. Therefore, the Luupeansuo (Yuzhno-Kostomukshskoye) ore occurrence should be studied closely in detail.

The predicted PGM (2000–4400 t) and gold (1200–1500 t) resources of the Karelian noble-metal subprovince are comparable with those of the Kola Peninsula, where the PGM reserves of several deposits have already been approved. However, the Karelian subprovince has much more favourable climatic, geographic and economic conditions than the Kola Peninsula. The mining of prospective complex noble-metal deposits in the Karelian region will undoubtedly be a significant economic contribution to the development of the mining industry not only in Karelia but also in Northwest Russia.

Considering the state of the world market and Russia's profitable gold reserves, Karelia is likely to become one of the most promising regions for economic gold mining in the near future.

The authors hope that the data presented in the monograph, as well as their analysis and conclusions, will provide the basis for the modern strategy and tactics of the prospecting and forecasting of noble-metal, particularly gold, mineralization in Karelia.

## ЛИТЕРАТУРА

*Абрамович И.И., Вревский А.Б., Хильтова В.Я.* Геодинамические режимы при формировании крупных и суперкрупных рудных месторождений докембрийских кратонов // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1. М.: ИГЕМ РАН, 2006. С. 253–274.

*Абрамович И.И., Клушин И.Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.

*Аверин А.А.* Отчет о геолого-исследовательских работах по золоту в Сегежском и Медвежьегорском районах Карельской АССР в 1934–1935 гг. // СЗТГФ. Л., 1935.

*Азам Х.* Активизационные радиально-кольцевые структуры Ладожско-Онежской площади и ее перспективы на золотое, медно-никелевое оруденение и алмазы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2002. 20 с.

*Алексеев В.Ю., Волков А.В., Прокофьев В.Ю.* Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педролампи (Карелия, Россия): Материалы Всерос. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация Северо-Запада России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 12–15.

*Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Волков А.В.* Физико-химические параметры и генезис золоторудной минерализации Карелии (Россия): Материалы годичн. собр. РМО. СПб., 2008. С. 177–180.

*Алексеев И.А.* Геология и рудоносность массива Вялимяки (Северное Приладожье): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2008. 184 с.

*Алексеев И.А., Котова И.К., Петров С.В.* Рудопоявление золота в массиве Вялимяки (Северное Приладожье) // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2005. Вып. 3. С. 107–110.

*Алексеева Р.А.* Отчет о результатах комплексных геофизических работ Елетьозерской и Северо-Елетьозерской партий в Лоухском районе КАССР за 1974–75 гг. // СЗТГФ. Л., 1976.

*Андреичев В.Л.* Графические методы в Rb-Sr геохронологии // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 315–328.

*Антонов А.Ю.* Обзор представлений по главным геодинамическим направлениям современной геологической науки в контексте данных Российского реферативного журнала за 2006–2007 гг. (часть вторая) // Вестн. КРАУНЦ РАН. Науки о Земле. 2009. Вып. 13. № 1. С. 187–197.

*Антоновская Л.И.* Отчет о геолого-съёмочных работах Уксунлахтинской партии в Питкярантском и Сортавальском районах КФССР в 1945 г. // ТГФ РК. Петрозаводск, 1946.

*Арестова Н.А., Артеменко Г.В.* Сравнение базитов архейских зеленокаменных поясов Балтийского и Украинского щитов с современными базальтами: источники и геодинамика (на основе анализа геохимических данных) // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги: Материалы научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 12–14.

*Артамонова Н.А., Духовский А.А., Торицын А.Н. и др.* Отчет о результатах поисков редких металлов в Северном Приладожье (участок Маткаселька) за 1981–85 гг. // СЗТГФ. Л., 1985.

*Артамонова Н.А., Духовский А.А., Степанов К.И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 1989.

*Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Воинов А.С., Проскурин Г.Ю.* Прогнозная оценка золотоносности зон сочленения архейских гранит-зеленокаменных областей и подвижных поясов Карело-Кольского региона: Материалы Всерос. конф. Самородное золото. Т. 1. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 47–49.

*Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Даин А.Д., Каменев Е.А.* Минерально-сырьевая база Мурманской области // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1997. № 4. С. 12–17.

*Афанасьев М.С.* Месторождения цветных металлов Карелии. Отчет о работе тематической партии № 219 // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1939.

*Афанасьева Е.Н.* Отчет по геологическому заданию «Проведение поисков месторождений золота в пределах Лежевской площади Республики Карелия» // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 1997.

*Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Савицкий А.В. и др.* Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 с врезками масштаба 1 : 200 000 – 1:50 000. Отчет // ТГФ РК. СПб., 1998.

*Афанасьева Е.Н. и др.* Отчет по теме № 14 «Составление прогнозно-металлогенической карты на благороднометалльное оруденение Пана-Куоляярвинского прогиба м-ба 1 : 200 000» // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 2004.

*Ахмедов А.М.* Бассейны черносланцевой седиментации раннего протерозоя Балтийского щита (этапы развития, режимы седиментации, металлоносность): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 1997. 39 с.

*Ахмедов А.М., Гуцин В.С.* Сравнительный анализ рудовмещающих вулканогенно-осадочных формаций нижнего протерозоя Балтийского щита с целью стратиграфической корреляции и прогноза полезных ископаемых. Окончательный отчет по т. 73 за 1983–1986 гг. // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 1986.

*Ахмедов А.М., Воинова О.А., Калабашкин С.П. и др.* Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона масштаба 1 : 1 000 000: Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001а. № 13–14. С. 84–104.

*Ахмедов А.М., Голубев А.И.* Фоновые аномалии редких и благородных металлов как источники возникновения месторождений комплексных руд в черных сланцах Балтийского щита: Тез. докл. регион. симп. «Благородные металлы и алмазы Севера европейской части России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 16–18.

*Ахмедов А.М., Голубев А.И., Шурыгин В.Н.* Геохимические аномалии благородных металлов в черных сланцах Салла-Куолаярвинского прогиба (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001б. С. 26–32.

*Ахмедов А.М., Сулова С.Н., Воинова О.А. и др.* Формационный анализ руководящих отложений нижнего протерозоя Карело-Кольского региона для целей детального стратиграфического расчленения и прогнозирования полезных ископаемых. Окончательный отчет по т. 417 // Фонды ВСЕГЕИ. Л., 1983.

*Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Симонов О.Н. и др.* Новые типы проявлений благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея. СПб.: «Центр информационной культуры», 2005. С. 34–38.

*Байи Л., Оже Е., Кошери А. и др.* Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 202–206.

*Бакшеев И.А., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Кудрявцева О.Е.* Ранняя турмалин-пирит-арсенопирит-кварцевая минерализация Дарасунского золоторудного месторождения, Восточное Забайкалье // Минералогия во всем пространстве сего слова. СПб.: СПбГИ, 2004. С. 116.

*Балабонин Н.Л., Субботин В.В., Скиба В.И. и др.* Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии (Кольский полуостров) // Обогащение руд. 1998. № 6. С. 24–30.

*Балаганский В.В., Беляев О.А.* Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита: Материалы Межд. (X Всерос.) петрографич. совещ. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 37–38.

*Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбУ, 2000. 197 с.

*Барканов И.В., Анищенкова О.Н., Перевозчикова В.А. и др.* Металлогенетическая и прогнозная карты на никель восточной (советской) части Балтийского кристаллического щита // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1963.

*Барканов И.В., Глебова-Кульбах Г.О.* Доклад на Техническом совете Министерства геологии и охраны недр «Состояние изученности молибденового оруденения на территории КФССР и Мурманской области и направление поисковых работ» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1954.

*Барков А.Ю., Ганнибал Л.Ф., Рюнгенен Г.И., Балашов Ю.А.* Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия // Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. Звенигород, 1991. С. 21–23.

*Барков А.Ю., Леднев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М.* Минералы серии лаурит-эрликманит из хромитовых горизонтов расслоенных интрузий Карело-Кольского региона // ДАН СССР. 1991. Т. 319. № 4. С. 962–965.

*Бартон П.Б., Скиннер Б.Д.* Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1979. С. 211–285.

*Батузов и др.* О результатах поисков золота в пределах Пяозерско-Тикшеозерской площади в 1995–2003 гг. Республика Карелия, Лоухский район. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2003.

*Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2002. 46 с.

*Безруков В.И.* Отчет о результатах общих поисковых работ на золото в центральной и восточной частях Куолаярвинского синклиория в 1984–1989 гг. // Фонды ЦКЭ. Апатиты, 1989.

*Беляцкий Б.В., Богачев В.А., Голубев А.И. и др.* Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии: Материалы III Всерос. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты. КНЦ РАН, 2002. С. 42–44.

*Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Лазарев Ю.И. и др.* U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // ДАН СССР. 1990. Т. 310. № 1. С. 189–191.

*Билибин Ю.А.* Общие принципы металлогенетических исследований // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1947. № 5. С. 95–112.

*Билибина Т.В., Сидоренко А.В., Попов В.Е. и др.* Металлогенетическая карта восточной части Балтийского щита. М-б 1 : 500 000 // Фонды ТФГИ. Л., 1983.

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

*Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П., Инина К.А.* Геология и петрология Еletzозерского массива габброидных пород Карелии. Л.: АН СССР, 1963. 160 с.

*Богачев А.И., Попов М.Г., Макарова Г.В. и др.* Базитовые комплексы Приладожья // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. С. 117–127.

Богачев А.И., Сафронова Г.П., Хазов Р.А. и др. Металлогения докембрийских щелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Карело-Кольского региона // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 120–127.

Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. Геол. и географ. 1999а. Вып. 3 (№ 21). С. 23–33.

Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладужской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200» // Фонды СЗРГЦ, СПб., 1999б.

Богачев В.А., Петров С.В., Пишеничникова Е.П., Филиппов Н.Б. Осмий и рений в молибденитах гранит-порфировых проявлений Карелии // Минерал. 1999. № 1. С. 13–15.

Богачев В.А., Салтыкова Т.Е., Буслович А.Л., Путинцева Е.В. Легенда Балтийской серии листов государственной геологической карты РФ м-ба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Отчет // Фонды СЗРГЦ, СПб., 2004.

Богданов Л.А. Отчет по х/д № 477 «Разработка геофизических критериев прогноза и поисков крупных и средних месторождений золота разных формационных типов в архейских зеленокаменных поясах Карелии // Фонды ВСЕГЕИ. СПб., 1998.

Богданов Л.А., Серова Н.Н. Отчет о комплексных геохимических и геофизических поисках в северо-западной части Ветреного Пояса (Результаты работ по Шумозерскому объекту) за 1978–1979 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1979.

Богданов Ю.В. Металлогенический потенциал и/или металлогенические ресурсы // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 70–73.

Борисов П.А. Керамические пегматиты Карело-Финской ССР. Петрозаводск: Гос. изд. КФСССР, 1948. 270 с.

Борисов П.А. Каменные строительные материалы Карелии. Петрозаводск, 1963. 366 с.

Бреслер С.М., Морозов С.А. Отчет о разведочных и поисковых работах в районе Хаутаваарского и Шуйского серноколчеданных месторождений // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1956.

Бурцева З.А., Молоткова Е.П. Отчет о поисково-съёмочных работах, проведенных в Суоярвском и Сортавальском районах КФСССР за 1951 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1952.

Былинский Р.В., Яхнин Э.Я., Ефимов Б.А. и др. Отчет о результатах проверочных буровых работ в Восточно-Карельской и Ладужской структурных зонах, проведенных объединенной проверочной партией за 1978 г. // Фонды КГЭ. Л., 1979.

Бычкова Я.В., Бондаренко С.В., Андреева О.А., Закревская О.Ю. Закономерности пространственного распределения малосульфидной платинометалльной минерализации в Киваккском интрузиве (Северная Карелия) // Геохимия. 2009. № 1. С. 45–62.

Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. Ритмическая расслоенность Киваккского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12. С. 281–302.

Бычкова Я.В., Телюкина К.С. Пространственная и геохимическая структура распределения малосульфидной минерализации в Киваккском базит-гипербазитовом массиве (Северная Карелия): Материалы Всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 64–68.

Верхозин С.С. Старатели приносят миллион евро в казну муниципалитета округа Инари (Финляндия) // Золотодобыча. 2010. № 143 (октябрь).

Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 265 с.

Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита // Геохимия. 1959. № 7. С. 571–607.

Власов Е.А., Бакшеев И.А. Новые данные о минералогии и условиях формирования золоторудного месторождения Таловейс: Материалы научн.-практич. конф. «Minex Forum Северо-Запад 2007». Петрозаводск, 2007.

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А., Савченко Е.Э. Золото рудопроявления Кайралы: первые результаты // Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 8–10.

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Волошин А.В. и др. Новые проявления золота на Кольском полуострове: Тез. годичн. собран. ВМО. СПб., 2009. С. 25–27.

Войтеховский Ю.Л., Шпаченко А.К., Басалаев А.А. Дисперсное золото Кольского региона: новые объекты: Тез. годичн. собр. ВМО. СПб., 2007. С. 17–19.

Войтович В.С., Волдова В.П. Промежуточный отчет № 1. «Строение и золотоносность Койкарской линейной зоны (р-н Святнаволок – Койкары)» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1967.

*Войтович В.С.* Отчет по теме: 91-2/7 «Изучение золотоносности докембрийских конгломератов Карельской АССР и Мурманской области» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1971.

*Войтович В.С.* Отчет по дополнению к программе по теме: 91-2/46/7. «Обобщение данных по золотоносности Русской платформы» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1973.

*Волков А.В., Новиков И.А.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудн. месторожд. 2002. № 5. С. 412–424.

*Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С.* К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контоксской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. Вып. 5. С. 15–26.

*Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э.* Минералы системы  $\text{Bi-Te-S}$  Панареченского эпитермального  $\text{Au-Ag}$  месторождения: Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 14–18.

*Вольфсон А.А.* Геолого-генетические особенности золото-кварцевого месторождения «Майское» (Северная Карелия): Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 28 с.

*Вревский А.Б.* Архейские зеленокаменные пояса – геологические и изотопно-геохимические факты – и геодинамические спекуляции: Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги: Материалы научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 42–44.

*Гавриленко Б.В.* Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Апатиты, 2003. 399 с.

*Гавриленко Б.В., Скиба В.И., Кулаков А.Н., Мамонтов В.П.* Благородные металлы в хромитовых рудах докембрийских интрузивных комплексов Кольского региона: Тез. докл. Межд. совещ. Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия, корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С. 33–34.

*Галдобина Л.П.* Металлогения шунгитсодержащих и шунгитовых пород Онежской мульды: Материалы по металлогении Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1987. С. 100–103.

*Галдобина Л.П., Голубев А.И.* Углеродистые (шунгитсодержащие) породы Онежской мульды и их металлогеническая специализация // Металлогения Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1982. С. 133–143.

*Галкин Н.Н.* Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла, Кольский полуостров: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: КНЦ РАН, 2006. 175 с.

*Ганин В.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о ГТС м-ба 1 : 50 000, среднемасштабном ГТК и общих поисках никеля в пределах Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления на площади 2000 кв. км в Пудожгорском районе КАССР // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1991.

*Ганин В.А., Бондарев А.П.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении м-ба 1 : 50 000 в южной части Западно-Карельской синклинойной зоны в Суоярвском р-не КАССР (листы Р-36-51, 52, 53, 62, 63, 64, 65 {А, Б} за 1974–78 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1978.

*Ганин В.А., Бондарев А.П., Гриневиц Н.Г. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Елмозерского синклинория и его обрамления в Муезерском, Медвежьегорском и Сегежском районах КАССР, проведенных в 1978–83 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.

*Ганин В.А., Логинов В.Н., Гриневиц Н.Г. и др.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса, глубинного среднемасштабного геологического картирования второго яруса и общих поисков никеля в пределах Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления на площади 2000 км<sup>2</sup> в Пудожском районе КАССР за 1984–1989 гг. // ФГУ «ТФИ по Республике Карелия». Петрозаводск, 1989.

*Ганин В.А., Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Филимонова А.А.* Закономерности изменений ассоциаций сульфидных  $\text{Cu-Ni}$  минералов в процессе формирования Бураковской интрузии // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. С. 86–97.

*Ганин В.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах глубинного геологического картирования м-ба 1 : 50 000 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромитовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии и ее обрамления на площади 430 км<sup>2</sup> (лист Р-37 – 61-Б-б,г; 62-А-а, в; 62-В-а) в Пудожгорском р-не Республики Карелия за 1990–1995 гг. // ФГУ «ТФИ по Республике Карелия». Петрозаводск, 1995.

*Ганин В.А., Дегтярев Н.К.* Отчет о прогнозно-поисковых работах в пределах Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления на площади 1260 км<sup>2</sup> в Пудожском районе Республики Карелия // ФГУ «ТФИ по Республике Карелия». Петрозаводск, 2005.

*Гарбар Д.И., Сахновская Т.П., Чечель Э.К.* Геологическое строение и рудоносность Бураковско-Аганозерского массива (Восточное Прионежье) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1977. № 8. С. 100–112.

- Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 230 с.
- Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971. 140 с.
- Гинсбург И.И.* Полезные ископаемые побережья Кандалакшского залива Белого моря // Петроград. Тр. Северной научно-промысловой экспедиции. 1921. Вып. 7. 64 с.
- Глебова-Кульбах Г.О.* Типы нижнепротерозойских гипабиссальных гранитоидов Южной Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1960. Вып. 11. С. 93–110.
- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б. и др.* Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии // Геохимия. 2009. № 9. С. 910–936.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Недра, 1959. 67 с.
- Голованов Ю.Б., Власов Г.В.* Отчет о специализированных валунных поисках, проведенных на территории Центральной и Западной Карелии (Карельский валунный отряд). 1982–1985 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1985.
- Голованов Ю.Б. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления. Отчет о результатах ГГС-50 и ГГК-200 в пределах северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления на площади 1300 кв. км за 1988–1995 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.
- Головина Т.А.* Благородные металлы в породах Костомукшского железорудного месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: СПб.: СПбГУ, 2007. 18 с.
- Голубев А.И.* Комплексные платинометалльные месторождения Карелии и перспективы их освоения // Тр. КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. Вып. 9. С. 36–49.
- Голубев А.И., Ахмедов А.М., Галдобина Л.П.* Геохимия черносланцевых комплексов нижнего протерозоя Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1984. 193 с.
- Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н., Ручьев А.М.* Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 91–116.
- Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н.* Рудноформационные типы и перспективы золотосодержащего оруденения Карельского региона: Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 19–30.
- Голубев А.И., Кулешевич Л.В.* Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып. 3. С. 15–25.
- Голубев А.И., Светов А.П.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1983. 191 с.
- Голубев А.И., Светов А.П., Свириденко Л.П.* Субвулканические образования плагиогранитной серии Северного Приладожья // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. Петрозаводск: Кар. фил. АН СССР, 1983. С. 7–11.
- Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Петров С.В., Филиппов Н.Б.* Благороднометалльная минерализация титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения: технологическая характеристика, минералогия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып. 4. С. 48–53.
- Горошко А.Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в центральной части Повенчанского зеленокаменного прогиба, проведенных Кондопожской ГРП в 1978–80 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1980.
- Горошко А.Ф., Ганин В.А.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на Аганозерском месторождении никеленосных серпентинитов // ФГУ «ТФИ по Республике Карелия». Петрозаводск, 1997.
- Горошко А.Ф., Смирнов А.А., Ефимов В.А. и др.* Отчет о результатах поисково-картировочных работ на золото в центральной и южной частях Хаутавааро-Ведлюзерской зеленокаменной структуры, проведенных в 1990–1995 гг. // Фонды ПГО «Севзапгеология». СПб., 1998. 319 с.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района / Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В. Рундквиста. М., 2004. С. 95–109.
- Горьковец В.Я., Раевская М.Б.* Рудопоявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 48–59.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000, листы Q-36-XXVII, Q-36-XXVIII. 1960.
- Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.
- Грендаль Г.* Питкяранта (краткое описание Питкярантского месторождения, рудников, заводов). СПб., 1896. 50 с.
- Григорьева Л.В.* Докембрийская тектоно-магматическая активизация. Л.: Наука, 1986. 224 с.

*Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В., Попов В.Е.* Тектоническое районирование и магматизм Ладожской области, протоактивации // Вопросы магматизма и метаморфизма. Л.: ЛГУ, 1980. Вып. VI. С. 35–47.

*Гриневиц Н.Г.* Отчет по теме: «Разработка петрологической модели расслоенного Бураковско-Аганозерского массива ультраосновных-основных пород на основе обобщения материалов ГГК-200, ГГК-50» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 2000.

*Гродницкий Л.Л., Байбусинов Ш.Ш.* Перспектива научно-исследовательских и поисково-разведочных работ на благородные, редкие и цветные металлы в Карелии. Петрозаводск, 1995. 123 с.

*Громова З.Т.* Отчет Южно-Карельской экспедиции о поисково-разведочных работах по выявлению природы Велимякской аномалии // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1951.

*Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Клюнин С.Ф. и др.* Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология рудн. месторожд. 1992. Т. 34. № 2. С. 32–51.

*Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Ганин В.А., Гриневиц Н.Г.* Проявление ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия) // Геология рудн. месторожд. 2005. Т. 47. № 4. С. 315–341.

*Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В.* Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудн. месторожд. 2009. Т. 51. № 6. С. 520–539.

*Гуменный Ю.К., Ховила Э.Л.* Отчет о поисково-ревизионных работах на золото в Карелии, проведенных в 1970–1972 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1973.

*Гурская Л.И.* Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Наука, 2000. 208 с.

*Даин А.Д.* Отчет о результатах комплексных геолого-поисковых работ на медно-никелевые руды, проведенных Куоляярвинской партией в Кандалакшском районе Мурманской области в 1970–1973 гг. // ТГФ. СПб., 1973.

*Дегтярев Н.К., Трофимов Н.Н.* Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Вып. 11. С. 189–203.

*Дерюгин Ю.Н.* Отчет по теме: «Оценить перспективы золотоносности раннедокембрийских зеленокаменных поясов СССР и разработать направления ГРР» // Фонды ЦНИГРИ. М., 1989.

*Дистлер В.В., Лапутина И.П.* Необычная ассоциация минералов платиновых металлов из расслоенного габронорит-лерцолитового массива на Кольском полуострове // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 2. С. 103–116.

*Дистлер В.В., Филимонова А.А., Гроховская Т.Л., Лапутина И.Н.* Платиновые минералы в медно-никелевых рудах Печенгского района // Геология рудн. месторожд. 1989. № 6. С. 3–17.

*Додин Д.А., Оганесян Л.В., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века. М., 1998а. 121 с.

*Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.* Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

*Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. и др.* Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века // Платина России. Т. 3. М.: Геоинформмарк, 1998б. С. 9–21.

*Докучаева В.С.* Дуниты из интрузивов перидотит-габроноритового формационного типа в Мончегорском районе // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского п-ова. Апатиты: КНЦ РАН, 1978. С. 109–132.

*Егорушков А.Н.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на железные руды на Контокском участке Костомукшского месторождения за 1985–1988 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1988.

*Елисеева В.А., Головина Т.А.* Минералого-геохимические особенности золоторудного месторождения Таловейс (Костомукша, Карелия): Материалы годичн. собр. Рос. минералог. общества. СПб., 2006. С. 20–21.

*Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е.* Эпохи вулканогенного колчеданного рудообразования в истории Земли // Геология рудн. месторожд. 2002. Т. 44. № 4. С. 259–275.

*Еселев Я.Х., Солодкая Р.И., Егорова Н.А.* Отчет о геолого-разведочных работах на Пудожгорском месторождении титаномагнетитов и геолого-поисковых работах на восточном побережье Онежского озера в Медвежьегорском и Пудожском районах Карело-Финской ССР за 1950–1951 гг. // Фонды КПСЭ. Петрозаводск, 1952.

*Желубовский Ю.С.* Отчет Туломозерской поисково-съёмочной партии // СЗТГФ. Л., 1931.

*Зак С.И.* Отчет о поисково-разведочных работах в районе Елетьозерского титанового месторождения в 1954–1956 гг. // ТГФ. Л., 1957.

Зеленокаменные пояса древних щитов / Отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1982. 168 с.

Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1983. С. 303.

*Иваников В.В.* Архейские сиениты и монзониты Карелии // Вестн. СПбГУ. 1997. Сер. 7. Вып. 1. С. 11–21.

*Иваников В.В., Богачев В.А., Левченков О.А.* Архейский U-Pb цирконовый возраст рудоносной гранитной интрузии на молибденовом месторождении Лобаш (Карелия) // Вестн. СПбГУ. 2000. Сер. 7. Вып. 3 (№ 23). С. 60–64.

*Иваников В.В., Конопелько Д.Л., Пушкарев Ю.Д. и др.* Апатитоносные калиевые ультрамафит-мафиты Приладожья – рифейские рифтогенные или раннепротерозойские посторогенные образования? // Вестн. СПбГУ. 1996. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 76–81.

*Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Богачев В.А., Путинцева Е.В.* Перспективы платиноносности щелочных комплексов Карело-Кольского региона // Платина России. Т. II. Кн. 2. М., 1995. С. 50–54.

*Иванов Н.М.* Отчет по теме: Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.

*Иванов Н.М., Корсакова М.А., Саморуков Н.М. и др.* Отчет по теме: «ГДП-200 листов Q-36-XXVII, XXVIII (Шомбозерско-Лехтинская площадь)» // ТГФ. СПб., 2010.

*Иванченко В.И., Давыдов П.С.* Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Сборник материалов проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. Вып. II. С. 70–78.

*Иващенко В.И.* Скарновое оруденение олова и вольфрама Южной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 240 с.

*Иващенко В.И.* Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2006. Вып. 9. С. 84–111.

*Иващенко В.И.* Проблемы и перспективы золотоносности Фенноскандинавского щита // Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 36–46.

*Иващенко В.И., Валкама М., Сундبلاد К. и др.* Новые данные по минералогии и металлогении Питкярантского скарноворудного района: Материалы XI съезда РМО «Современная минералогия: от теории к практике». СПб., 2010. С. 335–337.

*Иващенко В.И., Голубев А.И.* Новые типы золоторудных проявлений Карельского региона и их металлогенические перспективы // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Вып. 11. С. 177–187.

*Иващенко В.И., Голубев А.И.* Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 5–11.

*Иващенко В.И., Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. и др.* Эндогенные золоторудные системы докембрия Карелии. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2005а. 62 с.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б.* Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1994. 127 с.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б.* Комплексное порфиоровое месторождение Ялонвара в архее Карелии (Россия) // Геология рудн. месторожд. 1996. № 5. С. 412–423.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б.* благороднометалльное оруденение Юго-Западной Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 44–51.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.* Рудная минерализация малых интрузий Кааламского типа СЗ Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. Вып. 1. С. 51–57.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.* Перспективы рудоносности (Ni, Cu, Pt, Pd, Au) Кааламского и Велимякского массивов Сев. Приладожья: Материалы Всерос. конф. Проблемы рудогенеза докембрийских щитов. Апатиты: КНЦ РАН, 2008а. С. 98–101.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Ручьев А.М.* Рудно-магматические системы гранитоидного магматизма докембрия Карелии. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2002а. 215 с.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Ручьев А.М.* Металлогения южной части архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Костомукша Фенноскандинавского щита // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005б. С. 139–144.

*Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И., Соколов С.Я.* Комплексное благороднометалльное оруденение уч. Хатуноя архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 117–139.

*Иващенко В.И., Ручьев А.М., Кондрашова Н.И. и др.* Отчет по теме: «Геолого-экономическое обоснование постановки оценочных работ на золото в пределах участка Хатуноя в Суоярвском районе» // ТГФ РК. Петрозаводск, 2004б. 194 с.

*Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.* Петрогенетические особенности золоторудного проявления Алатту (Карелия): Проблемы магматической и метаморфической петрологии: Тез. докл. X науч. чтений пам. проф. И.Ф. Трусовой. М.: МГРИ, 2000. С. 12–13.

*Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.* Золоторудное проявление Пякюля – новый перспективный тип благороднометального оруденения в Приладожье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып. 3. С. 40–53.

*Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Докл. РАН. 2002б. Т. 384. № 2. С. 232–237.

*Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б. и др.* Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004а. Вып. 7. С. 127–146.

*Иващенко В.И., Сундблад К., Торицын А.Н. и др.* Золоторудное проявление Райконкоски – новый высокоперспективный тип комплексного благороднометального оруденения в протерозое Карелии // Докл. РАН, 2008б. Т. 422. № 5. С. 645–651.

*Иностранцев А.А.* Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений // Материалы для геологии России. 1877. Т. VII. 21 с.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. / Отв. ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1976. 165 с.

*Иосса Г.* Известие о нахождении олова и меди в Питкяранте, в Финляндии // Горный журнал. СПб., 1834. Ч. 4. Кн. 10. С. 157–161.

*Исокангас П.* Финляндия // Минеральные месторождения Европы. Т. 1. Северо-Западная Европа. М.: Мир, 1982. С. 74–155.

*Калинин А.А., Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н.* Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст // Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2010. С. 51–60.

*Карлос А.Ш.* Геохимические поисковые признаки золоторудной минерализации Восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2002. 20 с.

*Кириллов А.И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на апатит в пределах Еletzозерского и Тикшеозерского массивов за 1977–1991 гг. // ТГФ. Л., 1981.

*Кичигин Л.Н., Есинов А.В., Яновский В.М.* Российское золото: геология и добыча. Калуга, 2009. 425 с.

*Кнауф В., Соколов П., Табунс Э.* Минералы платиновой группы в офиолитовом комплексе Оутокумпу (Финляндия) // [http://www.natires.com/trpgm\\_ouito.htm](http://www.natires.com/trpgm_ouito.htm)

*Климов Н.И., Кузнецов Ю.А.* Отчет о геолого-разведочных работах на Шуерецком месторождении гранатов, проведенных в 1961–1970 гг. в Беломорском районе Карельской АССР (подсчет запасов по состоянию на 1.01.1970 г.) // ТГФ. Л., 1970.

*Климов Н.И., Сухолетова Г.Н., Руссу И.А. и др.* Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных Нолмозерской партией в Калевальском и Кемском районах КАССР в 1968–1969 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1969.

*Клюнин С.Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на благородные металлы с попутными поисками алмазов и других полезных ископаемых в пределах Олангской группы массивов, проведенных в 1987–1993 гг. // ТГФ. Мончегорск, 1994.

*Клюнин С.Ф., Паничев В.Ф.* Отчет о результатах групповой геологической съёмки и геологического доизучения площади м-ба 1 : 50 000 и общих поисков м-ба 1 : 10 000–1 : 25 000 апатитовых руд (Северо-Карельский объект), проведенных в 1981–1987 гг. // ТГФ. Мончегорск, 1987.

*Коваленкер В.А.* Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Материалы Всерос. симп. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 158–161.

*Коваленко А.В.* Граниты окраины древнего Водлозерского блока: геология, геохимия, петрология (на примере района оз. Остер – оз. Хижозеро): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2000. 24 с.

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

*Кожевников В.Н.* Архейские золоторудные системы: аргументы, модели, альтернативы: Материалы Всерос. конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 164–168.

*Кожевников В.Н.* Термальные условия в архейской мантии и алмазность кратонов: Материалы Всерос. конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 168–170.

*Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И.* О факторах контроля золотометалльного оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 8–17.

Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 55–64.

Кожевников В.Н., Светов С.А. Мантийные и коровые термальные аномалии в архее и раннем протерозое: региональный анализ, глобальные корреляции, металлогенические следствия // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып. 4. С. 3–17.

Колесова Н.А., Сулова Е.В., Бояринцев Л.В. и др. Отчет по теме: «Составление металлогенической и прогнозной карт Сев. Приладожья м-ба 1 : 100 000» // Фонды СЗТГУ. Л., 1978.

Колодяжный С.Ю. Анализ кинематики Карельского массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2003. № 3. С. 22–41.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 185 с.

Конопелько Д.Л., Степанов К.И., Петров С.В., Пупков О.М. // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1999. Вып. 4 (№ 28). С. 21–31.

Константинов М.М., Косовец Т.Н., Кряжев С.Г. и др. Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. М.: ЦНИГРИ, 2002. 192 с.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.

Коптев-Дворников Е.В., Николаев Г.С., Ганин В.А. и др. Вертикальное строение Аганозерско-Бураковского расслоенного интрузива (юго-восток Балтийского щита): Тез. докл. VII Межд. платин. симп. М.: Недра, 1994. С. 48.

Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Лучинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, порообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. Т. 9. № 1. С. 3–27.

Корнилов М.Ф. Закономерности концентрации и распределения молибдена на докембрийском месторождении молибден-порфирирового типа Лобаш (Восточная Карелия) // Зап. ВМО. 1993. № 3. С. 25–32.

Коробейников А.Ф., Грабежов А.И., Молошаг В.П. Поведение Pt, Pd и Au при формировании золото-медно-порфирировой системы (Томинско-Мичуринский рудный узел, Южный Урал) // Докл. РАН. 2002. Т. 383. № 5. С. 668–671.

Коровкин В.А., Турылева Л.В. Карта прогнозных ресурсов Карело-Кольского региона масштаба 1 : 500 000 и объяснительная записка к ней // Фонды СЗ РГЦ. СПб., 1994.

Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недрa Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.

Корпечков Д.И. Климовское корундовое проявление, Северная Карелия: некоторые петрографические особенности: Материалы XX Рос. конф. мол. уч., посв. пам. чл.-кор. АН СССР К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 94–97.

Корчагин А.У., Субботин В.В., Митрофанов Ф.П., Минеев С.Д. Платинометалльное месторождение Киевей в Западно-Панском расслоенном массиве: геологическое строение и состав оруденения // Сб. мат. проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. 2009. Вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 12–32.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16. 209 с.

Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. и др. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. 232 с.

Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Зиннатуллин М.З. Долгосрочные тенденции использования и развития мировой минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов и их влияние на инвестиционную привлекательность отечественных месторождений // Отечественная геология. 2002. № 2. С. 12–32.

Кронгауз В.А. Отчет о результатах поисковых работ на железные руды в восточной части Костомукшского железорудного района за 1976–1982 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1982.

Кронгауз В.А. Отчет о результатах поисковых работ на железные руды в пределах Койвасозерского участка за 1978–1983 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.

Кругловский М.М. Горнопромышленность Олонцкого края, Кемского и Кольского уездов. Петроград, 1923. 219 с.

Крупнейшее месторождение хрома в России. Инвестиционная возможность. ЗАО «Норит». 2009. 17 с.

Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада России. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.

- Кузин А.А. История открытий рудных месторождений в России. М.: АН СССР, 1961. 358 с.
- Кузьмин Д.В., Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Редкие элементы в породах Елетьозерской интрузии: Тез. Всерос. сем. Геохимия магматических пород. Школа «Щелочной магматизм Земли». М., 2008. С. 145.
- Кулешевич Л.В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 267 с.
- Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. Вып. 9. С. 81–99.
- Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б. «Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карельского кратона» // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 376–380.
- Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Зап. РМО. 2007. № 6. С. 49–64.
- Кулешевич Л.В., Земцов В.А. Минералогия благороднометалльных ильменит-титаномagnetитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // Зап. РМО. 2009. № 5. С. 51–62.
- Кулешевич Л.В., Костин В.А. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. Вып. 6. С. 127–130.
- Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 140–158.
- Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Рудник Воицкий – Au-Cu-S-кварцевое месторождение в Северо-Выгозерской палеопротерозойской структуре Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. Вып. 113. С. 116–130.
- Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Новые данные по минералогии золоторудных объектов Карелии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 149–160.
- Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д. Золотоносность Восточно-Карельской подвижной зоны // Проблемы золотоносности и алмазности севера Европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 32–42.
- Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д., Лавров М.М. Благороднометалльная минерализация Хаутавааро-Ведлозерской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 12–25.
- Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Кортаева Н.Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 111–126.
- Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской зеленокаменной докембрийской структуре (Карелия) // Геология рудн. месторожд. 2009. Т. 51. № 1. С. 58–76.
- Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Федюк З.Н. Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 50–67.
- Куликов А.А., Миронов А.Г., Жмодик С.М. и др. Минералого-геохимическая оценка золотоносности черных сланцев (Саяно-Байкальская область) // Геохимия. 1998. № 11. С. 1123–1132.
- Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
- Куликова В.В., Куликов В.С., Ефремова С.В. и др. Петрохимические серии магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 115 с.
- Кунаев А.М., Калинин С.К., Файн Э.Е. Радиогенный осмий – новый сырьевой источник металла. Химия, технология, анализ, перспективы применения осмия и его соединений. Алма-Ата, 1979. С. 23–35.
- Кунаев А.М., Калинин С.К., Ли И.Е. и др. Распределение изотопа <sup>187</sup>Os в продуктах Джезказганского и Балхашского медеплавильных заводов. Химия и технология осмия. Алма-Ата, 1985. С. 47–59.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Богдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л.: ЛГУ, 1969. 184 с.
- Кухаренко А.А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита: Тр. Ленингр. общ-ва естествоиспытателей. 1971. Т. 72. № 2. 277 с.
- Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
- Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Новые хромитоносные формации Карелии // Результаты полевых исследований 1984 г. Операт.-информ. материалы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1985. С. 24–27.
- Лавров М.М., Трофимов Н.Н. Строение Главного хромитового горизонта Бураковской интрузии // Геология докембрия Центральной и Южной Карелии. Операт.-информ. материалы за 1985 г. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1986. С. 35–40.

*Лавров М.М., Трофимов Н.Н.* Промежуточный отчет по теме: № 95 «Хромитоносность Бураковской расслоенной интрузии. Аганозерский блок» // Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1988.

*Лавров М.М., Трофимов Н.Н.* Заключительный отчет по теме: № 95, раздел 2: «Геология, петрология и рудоносность Бураковской расслоенной интрузии» // Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1990.

*Лавров О.Б.* Продуктивные и сопутствующие минеральные ассоциации в рудопроявлении Пякюля (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. Вып. 12. С. 60–64.

*Лавров О.Б., Кулешевич Л.В.* Минералогия золотосодержащих медно-молибден-порфиновых руд в архейских зеленокаменных поясах Карелии: Материалы Всерос. конф. «Самородное золото». Т. 1. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 313–315.

*Ладнер А.И.* Отчет о геолого-поисковых работах на никель, апатит и другие полезные ископаемые Карелии в 1977–1984 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1984.

*Ларин А.М.* Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.

*Ларионова Ю.О.* Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2008. 20 с.

*Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Шатагин К.Н.* Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: ИГГД РАН, 2005. С. 220–226.

*Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Сизова Е.В.* Масштабный палеопротерозойский этап золотого рудогенеза в Карелии – ключ к пониманию проблем поисков крупных золоторудных объектов в регионе: Материалы научно-практич. конф. «Minex Forum Северо-Запад 2007». Петрозаводск, 2007.

*Левченков О.А., Богданов Ю.Б.* Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии: Материалы III Всерос. совещ. «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2000. С. 94–95.

*Леденева Н.В., Пакульнис Г.В.* Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудн. месторожд. 1997. Т. 39. С. 258–268.

*Леонов М.Г.* Горизонтальные протрузии в структуре литосферы Земли // Геотектоника. 2008. № 5. С. 3–36.

*Леонтьев А.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Янгозерской структуры. Отчет Янгозерской партии о результатах геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенного в 1985–1989 гг. в Центральной Карелии // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.

*Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б., Дегтярева Т.А.* Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1 : 500 000. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2003.

*Леонтьев А.Г., Дегтярева Т.А., Бурьянов А.В. и др.* Составление шлихогеохимической карты золотоносности территории Карелии масштаба 1 : 500 000 // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1999.

*Леонтьев А.Г., Юдин С.М., Дегтярева Т.А.* Отчет по теме: «Составление регистрационной карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических аномалий (участков), перспективных на золото» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1997.

*Летников Ф.А.* К проблеме создания флюидной модели формирования континентальной литосферы // Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири. Иркутск, 1987. С. 25–34.

*Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудн. месторожд. 2000. Т. 43. № 4. С. 291–307.

*Лобанов И.Н.* Дайки гранодиоритов и порфиритов Северного Приладожья // Изв. вузов. Геол. и развед. 1966. № 9. С. 55–59.

*Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В. и др.* Золотоносность пород южного крыла Печенгской структуры: Материалы Всерос. симп. Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 183–185.

*Лобач-Жученко С.Б.* ТТГ архейских кратонов: длительность формирования, источники, геодинамика: Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги: Материалы научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 107–109.

*Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Байкова В.С. и др.* Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 263 с.

*Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др.* Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

*Логинов В.Н.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на хромитовые руды в пределах Главного хромитового горизонта Аганозерского блока в Пудожском р-не Карелии, проведенных в 1990–1994 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.

- Логинов В.Н.* Информационный отчет о результатах прогнозно-поисковых работ в западной части Бураковского массива (объект Авдеевская площадь) за 2006 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 2006.
- Логинов В.Н., Гриневиц Н.Г., Дегтярев Н.К. и др.* Оценка рудного потенциала Бураковской расслоенной интрузии и ее обрамления: Тез. симп. «Міпех». Петрозаводск, 2007.
- Лютько В.А., Амосов Ю.Н., Козырев С.М. и др.* Состояние рудной базы цветных и благородных металлов в Норильском районе и направление первоочередных геолого-разведочных работ // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 66–82.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1995. 254 с.
- Майер Г.* Воицкий рудник // Горный журнал. 1907. Т. 1. С. 277–281.
- Макарова Г.В.* Отчет о геолого-съёмочных работах м-ба 1 : 50 000, проведенных Сортавальской партией в Сортавальском районе КАССР в 1964–1965 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1967.
- Макарова Г.В.* Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайковской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–1970 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1971.
- Макарова Г.В.* Сводная геологическая карта Северного Приладожья м-ба 1 : 100 000 // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1977.
- Макарова Ю.В.* Вторичные литохимические ореолы и потоки рассеяния на полузакрытых и закрытых территориях и их использование при поисках рудных месторождений (на примере участков Карело-Кольского региона и Дальнего Востока): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2008. 20 с.
- Малич К.Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
- Мальшева В.П.* Отчет по теме: «Составление прогнозно-металлогенических карт на железные руды Карело-Кольского региона» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1985.
- Маракушев А.А.* Проблемы генезиса расслоенных интрузий / Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979. С. 5–29.
- Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Наука, 1988. 293 с.
- Медведев Л.В.* Разведка и добыча золота и металлов платиновой группы на Нименьгской площади: инвест. проект. Архангельск, 2003.
- Медно-никелевые месторождения Балтийского щита / Отв. ред. Г.И. Горбунов, Х. Папунен. Л.: Наука, 1985. 330 с.
- Медно-никелевые месторождения Печенги / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.
- Мельников Е.К., Петров Ю.В., Савицкий А.В.* Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15–19.
- Мельников Е.К., Петров Ю.В., Рябухин В.Т. и др.* Онежский рудный район с уран-золото-платино-металльно-ванадиевыми месторождениями // Разведка и охрана недр. 1993. № 8. С. 31–34.
- Мельников Е.К., Шумилин М.В.* О возможной модели образования уран-ванадиевых месторождений с благородными металлами в Онежском районе (Карелия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1995. № 6. С. 31–37.
- Металлогеническая эволюция архейских зеленокаменных поясов Карелии. СПб., 1993. 197 с.
- Металлогения Карелии: Сб. ст. / Под ред. А.И. Богачева. Петрозаводск, 1981. 201 с.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. / Под ред. В.П. Михайлова и В.Н. Аминова. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
- Миндлина А.А., Потрубович Л.Н.* Отчет Велимякской геолого-съёмочной партии (Карельская железорудная экспедиция) 1945–1946 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1946.
- Минеральное сырье: Справочник / Под ред. В.П. Орлова. М.: ЗАО Геоинформмарк, 1999. 302 с.
- Минеральные месторождения Европы. М.: Мир, 1982. Т. 1. 583 с.
- Миңц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.
- Митрофанов Ф.П.* Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // Вестн. МГТУ. 2009. Т. 12. № 4. С. 567–570.
- Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б. и др.* Кольская платинометалльная провинция: новые данные // Платина России. Кн. 1. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 43–52.
- Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л. и др.* Кольский регион – новая платинометалльная провинция // Геология и генезис платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 65–79.
- Михайлова Д.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Туломозерской структуры и Салминского массива. Отчет о результатах ГГС-50 и ГДП-50 с общими поисками на Центрально-Салминской площади, проведенных в 1989–1995 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.

Монтин А.С. Влияние метаморфических процессов на технологические качества руд месторождения Луккулайсваара: Материалы Рос. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной Году Планеты Земля. М.: МГУ, 2009. Т. 3. С. 28–33.

Морозов С.А., Никольский А.А. Отчет Южно-Карельской партии о геолого-съёмочных работах на медь и никель, проведенных в Суоярвском районе КАССР в 1967–1971 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1971.

Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

Мошков Е.И. Отчет о результатах детальной разведки Корпангского месторождения железных руд за 1977–1981 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.82 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1981.

Мурадымов Г.Ш. Отчет по теме: «Анализ перспектив территории Карелии на медно-никелевые руды и выделение объектов для постановки поисковых работ» // КТФГИ. СПб., 2000.

Нахимсон Г.М. Вороновоборское меднорудное месторождение (результаты разведочных работ) // СЗТФГИ. СПб., 1913.

Негруца В.З., Бабченков Г.В., Авилова В.А. Отчет по теме: «Ревизионно-опробовательские работы на золото в пределах Янгозерской структуры» // ТГФ. СПб., 1979.

Негруца В.З., Бабченков Г.В., Авилова В.А. Отчет по теме: «Ревизионно-опробовательские работы на золото в пределах Западно-Карельской зоны» // ТГФ. СПб., 1982.

Ненахов В.М. Геодинамические особенности раннего архея // Геотектоника. 2001. № 1. С. 3–15.

Никольская Ж.Д., Гордиенко Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М.: Недра, 1977. 152 с.

Новиков Ю.Н., Курилко Д.В., Тихонов В.Б. и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золото в Центральной Карелии на Эльмусской площади в 1992–1994 гг. с подсчетом запасов золота месторождения Педролампи по категории С2 // Фонды ТФГИ. СПб., 1997.

О воспроизводстве минерально-сырьевой базы Российской Федерации в 2004 г. и планах на 2005 г.: Докл. Министерства природных ресурсов РФ. ИАЦ «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2005.

О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2009 г.: Гос. докл. Министерства природных ресурсов РФ / Гл. ред. С.Е. Донской. ИАЦ «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2010.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.

Озерецковский Н.Я. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. СПб., 1792. 335 с.

Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.

Остащенко Б., Шумилов И. Проблемы обогащения тонкого золота // Вестн. ИГ КомиНЦ РАН. 1999. № 4. С. 6–7.

Папазов И.П., Макарова Л.И. Отчет по теме: «Анализ, обобщение и определение перспектив объектов, разрабатывавшихся в Карело-Кольском регионе в XVIII–XIX вв.» // Фонды КГЭ. Л., 1982.

Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 546 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1989. 423 с.

Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. М., 1987. Вып. 14. С. 39–64.

Петров О.В., Шевченко С.С., Ахмедов А.М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита: Материалы Всерос. конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России. Петрозаводск, 2007. С. 292–296.

Петров Ю.В., Кузнецов А.Н. Отчет Центрально-Карельской партии № 32 о результатах поисковых работ м-ба 1 : 50 000, проведенных в 1986–1989 гг. в пределах юго-восточной части Янгозерского прогиба // Фонды ГПП «Невскгеология». СПб., 1989.

Петров Ю.В., Полеховский Ю.С., Андерсен Е.Б. и др. Отчет партии № 32 о результатах поисковых работ м-ба 1 : 10 000, проведенных в 1985–1987 гг. в пределах Тамбицкой, Кузарандовской, Нулицкой и Пигмозерской зон СРД по заданию 32–15 // Фонды НПГО. Л., 1988.

Петров Ю.В., Смирняков И.В., Григорьева Л.В. и др. Отчет о результатах прогнозно-геологических работ м-ба 1 : 50 000 по оценке перспектив ураноносности Заонежской площади Онежского прогиба // Фонды НПГО. Л., 1982.

Петров Ю.В. Отчет Центрально-Карельской партии № 32 и ОМЭ № 8 ВСЕГЕИ о результатах прогнозно-геологических работ рудоносности Кумозерско-Остерозерской, Кумсинской, Комлевской и Челмужской площадей по геологическим заданиям 32-16 и 311 за 1986–1990 гг. // Фонды ГПП «Невскгеология». Л., 1990а.

Петров Ю.В. Отчет Центрально-Карельской партии № 32 о результатах поисковых (масштаба 1 : 10 000) и поисково-оценочных работ, проведенных на Заонежской и Уницкой площадях по геологическому заданию 32-19 за 1988–1990 гг. // Фонды ГПП «Невскгеология». Л., 1990б.

*Петров Ю.В.* Дополнение к проекту по геологическому заданию 32-25 на проведение в 1993–1995 гг. поисковых и поисково-оценочных работ на золото в западном обрамлении Онежского прогиба (Эльмусская площадь) // Фонды ГП «Невскгеология». СПб., 1993.

*Пилацкий В.Э., Богачев В.А., Пироженко Г.Н.* Отчет. Выделение перспективных на редкие металлы и молибден районов Карело-Кольского региона и оценка их прогнозных ресурсов // ТГФ. Л., 1991.

*Пироженко Г.Н., Тытык В.М., Акулова Т.А. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на медно-молибденовое, полиметаллическое и золотое оруденение на участке Лобаш-1 в пределах западного крыла Лехтинской структуры, проведенных Беломорской ГРП в 1982–1985 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1985.

Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в.: Сб. научн. тр. Т. 3. Кн. 1 и 2. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 352 с.

Платинометалльное месторождение Луккулайсваара: экспертное заключение и рекомендации. Zarubezhzsetmet Austrasia PTY LTD. 2009. 35 с.

*Плиев В.Н.* Информационная записка о золотоносности Карелии и направлении дальнейших работ. Кадастры проявлений золота по Карельской АССР, составленные на 01.01.1066 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1966.

*Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А.* Растворимость золота в водно-хлоридных растворах, взаимодействующих с эпидотовыми пропилитами и эпидот-геденбергитовыми скарнами // Геохимия. 2009. № 9. С. 988–995.

*Пожиленко В.И.* Позднеархейский расслоенный диорит-базит-гипербазитовый массив Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров) // Сб. материалов проекта Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. Вып. II. С. 89–96.

*Покалов В.Т.* Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., 1992. 288 с.

*Покалов В.Т., Семенова Н.В.* Лобаш – первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудн. месторожд. 1993. № 3. С. 262–270.

*Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Петров С.В. и др.* благороднометалльная минерализация месторождения Педролампи в Карелии // Науки о Земле и образование. СПб., 2002а. С. 101–102.

*Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Петров С.В. и др.* Новые данные о минералогии месторождения золота Педролампи (Центральная Карелия) // Минералы и парагенезисы минералов. 2002б. С. 48–49.

*Поликарпов В.И.* Отчет Центральной экспедиции № 2 о результатах специализированного геологического картирования м-ба 1 : 50 000, проведенного по геологическому заданию 2-44 на Гирвасской площади в 1988–1991 гг. // Фонды ГП «Невскгеология». Л., 1991.

*Поморцева Л.* Воицкий рудник // Доверие. № 84, 86, 88 (7595, 7597, 7599) октябрь – ноябрь 2000.

*Попов В.Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 295 с.

*Попов В.Е.* Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Наука, 1991. 287 с.

*Попов В.Е.* Аналогии рудоносных интрузий медно-никелевого пояса Коталахти в Северном Приладожье: Тез. докл. 1-й Междунар. конф. Геологическая корреляция Фенноскандии. СПб., 1996. С. 58.

*Попов В.Е., Робонен В.И., Стромов В.А., Торицын А.Н.* Золотоносность южной части зеленокаменного пояса Иломанси // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 41–44.

*Попов В.Е., Торицын А.Н.* Благородные металлы (Au, Ag, МПГ) в стратиформных редкометалльно-полиметаллических рудах Северного Приладожья: Тез. докл. регион. симп. «Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России». Петрозаводск, 1995. С. 135–137.

*Попов В.Е., Шурупова Р.И.* Отчет по теме: «Рудоносность и критерии прогнозной оценки перспективных площадей Карело-Кольского региона (железо, титан, никель, медь, цинк, редкие металлы, золото, фосфор)» // Фонды КГЭ. Л., 1982а.

*Попов В.Е., Шурупова Р.И.* Объяснительная записка к металлогенической карте Карело-Кольского региона (восточной части Балтийского щита и прилегающей докембрийской части фундамента Русской платформы). Отчет по т. 460 // Фонды ВСЕГЕИ. Л., 1982б.

*Попов В.Е.* Пакет геологической информации по Янисъярвинской площади // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1994.

*Потрубович Л.Н.* Отчет о геолого-разведочных работах на Ялонварском м-нии серного колчедана в Сортавальском р-не КФССР // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1949.

*Потрубович Л.Н., Анищенкова О.Н.* Отчет Янис-ярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском районе КФССР в 1953–1955 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1956.

*Потрубович А.А., Паутова Т.И., Кудрев А.Ф.* Отчет о геолого-разведочных работах на Ялонварском м-нии серного колчедана в Сортавальском р-не КФССР за 1948–1949 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1950.

Проблемы золотоносности и алмазоносности севера европейской части России. / Отв. ред. А.И. Голубев, С.И. Рыбаков. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 136 с.

- Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1989. 159 с.
- Протокол заседания государственной комиссии по запасам полезных ископаемых Роснедра РФ № 2129 от 17.02.2010 г.
- Путинцева Е.В.* Оценка перспектив благороднометалльной минерализации щелочных и базитовых интрузивных комплексов Кольского региона // ТГФ. Апатиты – СПб., 1999.
- Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы и эволюция системы кора – мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.
- Пчелинцева Н.Ф., Коптев-Дворников Е.В.* Поведение Cu, Ag, Pt, Pd и Au в процессе кристаллизации расслоенного Кивакского интрузива (Северная Карелия) // Геохимия. 1992. Т. 323. № 5. С. 935–938.
- Рабинович Ю.И., Корсакова М.А., Коровкин В.А. и др.* Отчет по теме: «Составление металлогенической и прогнозной карты масштаба 1 : 500 000 Карело-Кольского региона на медь, полиметаллы, золото, колчедан, кианиты» // Фонды КГЭ. Л., 1974.
- Рабинович Ю.И., Попов В.Е.* Отчет по проблеме «Металлогения Карело-Кольского региона» // Фонды ГПП «Севзапгеология». Л., 1975.
- Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб., Наука, 2005. 711 с.
- Рогозов В.А., Голубев Н.Н., Акусок Е.Н. и др.* Отчет о результатах доразведки флангов Костомукшского железорудного месторождения в Калевальском районе Карельской АССР за 1980–1982 гг. с подсчетом запасов на 01.10.82 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1982.
- Рогозов В.А.* Отчет о результатах предварительной разведки Южно-Корпанского участка за 1980–1983 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.83 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.
- Рогозов В.А., Кудряшова Л.Н., Акусок Е.Н. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на подкарьерных горизонтах Костомукшского месторождения и прилегающей территории за 1983–1987 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1987.
- Рудашевский Н.С., Яковлева О.А., Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В.* К модели формирования Pt-Pd руд малосульфидного типа в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах (на примере руд массива Луккулайсваара, Северная Карелия) // Докл. РАН. 1991. Т. 319. № 2. С. 479–482.
- Рудич К.Н.* Малоглубинный магматизм. М.: Наука, 1978. 143 с.
- Рудообразующие процессы и системы. М.: Наука, 1989. 224 с.
- Рундквист Д.В.* Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудн. месторожд. 1993. № 6. С. 467–480.
- Рундквист Д.В., Попов В.Е.* Металлогеническая зональность Балтийского щита / Анализ рудоносности перспективных площадей Балтийского щита. Л.: Недра, 1986. С. 7–36.
- Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1. Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 390 с.
- Рундквист И.Н.* Отчет о проведении ревизии и опробования на золото месторождений серного колчедана, сульфидоносных черных сланцев Заонежья и кварцевых конгломератов района Конжозера в 1974–1975 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1975.
- Рундквист И.Н. и др.* Отчет по теме: «Ревизионно-опробовательские работы в полосе развития зеленокаменных образований лопия» // Фонды КГЭ. Л., 1982.
- Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Ганжа Л.М. и др.* Разработка геолого-поисковых моделей основных типов золоторудных месторождений зеленокаменных поясов Карелии и методических рекомендаций по их поискам и оценке // Фонды ЦНИГРИ. М., 1998. 102 с.
- Ручьев А.М.* Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия: Материалы Межд. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 70–78.
- Ручьев А.М.* Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. Вып. 5. С. 47–58.
- Ручьев А.М.* Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс): Геология и геодинамика архея. Материалы I Рос. конф. по пробл. геол. и геодин. докембрия. СПб.: «Центр информационной культуры», 2005. С. 324–329.
- Ручьев А.М.* Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон рассланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии): Материалы Всерос. конф. Проблемы рудогенеза докембрийских щитов. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. С. 137–141.
- Ручьев А.М.* Платиноиды парагнейсов чупинской свиты и проблема архейских офиолитов беломорского комплекса Балтийского щита: Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Материалы Межд. научн. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 305–308.
- Рыбаков С.И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 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: КарНЦ РАН, 1994. С. 77–105.

*Рыбаков С.И., Голубев А.И., Лавров М.М. и др.* Металлогения Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

*Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др.* Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.

*Рябухин В.Е., Демин Г.П.* Подсчет запасов хромовых руд Аганозерского месторождения по результатам геолого-разведочных работ, выполненных в 1990–1997 гг. ОАО «Карелмет». ФГУ «ТФИ по Республике Карелия». Петрозаводск, 2002.

*Савина А.М.* Отчет о результатах ревизионно-опробовательских работ, проведенных на Пудожгорском титаномагнетитовом месторождении в Пудожском районе КАССР в 1963–1965 гг. Фонды КПСЭ. Л., 1966.

*Савичева О.А.* Геохимические индикаторы золоторудных проявлений и потенциально золотоносных участков Янисъярвинской и Чупино-Лоухской площадей Карелии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2007. 20 с.

*Савицкий А.В.* Отчет по теме № 318: Оценить перспективы промышленной платиноносности углеродистых формаций Прионежского района // Кар. ТФГИ. СПб., 1996.

*Савицкий А.В., Былинская Л.В., Зайцев В.С. и др.* Стратиформное комплексное оруденение в черных сланцах Онежского рудного района – новый перспективный нетрадиционный источник благородных металлов // Платина России. Т. III. 1999. С. 241–259.

*Савицкий А.В., Лапшин С.Г.* О необходимости переоценки перспектив Онежского рудного района на комплексное оруденение в связи с обнаружением высоких концентраций платиноидов в метасоматитах месторождения Падма // Фонды ГП «Невскеология». Л., 1988.

*Савицкий А.В., Лапшин С.Г., Афанасьева Е.Н. и др.* Отчет по геолзаданию 737: «Оценка Онежского рудного района на выявление крупных месторождений комплексных руд на основе прогнозно-металлогенических исследований и составления комплекта прогнозных карт м-ба 1 : 200 000 на площадь 20 000 кв. км // Фонды ВСЕГЕИ, НПИГО. Л., 1991.

*Савицкий А.В., Петров Ю.В., Зайцев В.С. и др.* Оценка перспектив северо-западной части Онежского прогиба и его обрамления на выявление крупных месторождений комплексных руд. Отчет по геолзаданию 311 // Фонды ВСЕГЕИ, ГП «Невскеология». Л., 1990.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др.* Благороднометалльное оруденение в черных сланцах Карелии: Материалы Межд. симп. «Благородные металлы в черных сланцах Карелии». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. С. 15–20.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др.* Платиноносность докембрийских черносланцевых толщ Карелии // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 1994а. С. 55–65.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др.* Новые данные о платинометалльном оруденении в черных сланцах Онежской впадины (Южная Карелия) // Докл. РАН. 1994б. Т. 336. № 6. С. 799–802.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Афанасьева Е.Н. и др.* Новые типы благороднометалльного оруденения в докембрийских черносланцевых толщах Карелии // КНТС. 1994в. № 138. С. 35–43.

*Савицкий А.В., Титов В.К., Купряков С.В., Шариков П.И.* Типы и критерии прогноза платиноидно-полиметалльных месторождений в докембрийских черносланцевых толщах Балтийского щита: Тез. докл. регион. симп. «Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 91–92.

*Сазонов А.М., Кременецкий А.А.* Геохимия золота в метаморфическом комплексе Северного Приладожья // Геохимия. 1994. № 10. С. 1451–1464.

*Сазонов В.И.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.

*Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А.* Минерагения шовных зон Урала. Ч. 2. Екатеринбург, 2003. 68 с.

*Самойленко Ю.А.* Отчет о результатах предварительной разведки м-ния Средняя Падма с подсчетом запасов пентоксида ванадия и попутных компонентов по категориям С1 и С2 (Геол. задание 32-21/5) // ТГФ. Петрозаводск, 1994.

*Саморуков Н.М.* Отчет по теме: «Определение перспектив золото-сульфидной формации в фальбандах юго-западного побережья Кандалакшского залива на примере района мыса Карташ» // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.

*Саморуков Н.М., Рундквист И.Н.* Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилко-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Отчет // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1985.

- Самсонов А.В.* Эволюция магматизма гранит-зеленокаменных областей Восточно-Европейского кратона: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2005.
- Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О. и др.* Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
- Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ручьев А.М., Носова А.А.* Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока: Материалы Всерос. конф. Минералогия докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 235–239.
- Саранчина Г.М.* Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // *Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР*. 1948. № 2. С. 32–42.
- Саранчина Г.М.* Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // *Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР*. 1949. № 2. С. 57–80.
- Саранчина Г.М.* Посткладожские интрузии основных пород юго-западной Карелии // *Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР*. 1949. № 2. С. 50–57.
- Саранчина Г.М.* Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л., 1968.
- Сафонов Ю.Г.* Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // *Геология рудн. месторожд.* 1997. № 1. С. 25–40.
- Сафонов Ю.Г.* Пространственно-генетические соотношения собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений: геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Материалы Всерос. симп. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 78–80.
- Сафонов Ю.Г., Волков В.А., Вольфсон А.А. и др.* Геолого-генетические особенности месторождения золота Майское (Северная Карелия) // *Геология рудн. месторожд.* 2001. № 1. С. 25–40.
- Сафонов Ю.Г., Генкин А.Д., Романов В.П. и др.* Самородное золото, минералы платиновой группы и самородное железо в моренных отложениях Центральной России (Ивановская область) // *Геология рудн. месторожд.* 1997. Т. 39. № 3. С. 289–299.
- Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В. и др.* Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // *Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования*. М., 2005. С. 15–46.
- Сафронова Г.П., Богачев А.И.* Щелочные комплексы Карелии, их рудоносность и локальное прогнозирование (Северная Карелия, Приладожье). Промежуточный отчет // Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1988.
- Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1990. 320 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П.* Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 152 с.
- Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
- Светова А.И.* Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1988. 148 с.
- Свириденко Л.П., Семенов А.С., Никольская Л.Д.* Кааламский массив габброидов и плагиогранитов // *Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии*. Л.: Наука, 1976. С. 127–140.
- Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л.: Наука, 1980. 216 с.
- Семенов В.С., Беляцкий Б.В., Кольцов А.Б. и др.* Метасоматиты расслоенного комплекса Луккулайсваара и связанная с ними платинометалльная минерализация (Олангская группа интрузий, Северная Карелия) // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 2. С. 137–159.
- Семенов С.В., Глебовицкий В.А., Кольцов Л.Б. и др.* Метасоматические процессы в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, формирование малосульфидной платинометалльной минерализации (Россия) // *Геология рудн. месторожд.* 2008. Т. 50. № 4. С. 283–310.
- Семенова Т.Л.* Отчет о результатах опережающих гравиметрических работ м-ба 1 : 50 000 и геохимической съемки м-ба 1 : 200 000 в пределах центральной части Западно-Карельской синклинирной зоны и ее обрамления (Ледозерская площадь) за 1990–1995 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.
- Сергеев С.П.* Отчет о работах по договору № 29-00п/03-08/2000 с «Росгеофизикой». СПб., 2002.
- Сергеева Н.Е., Еремин Н.И., Дергачев А.Л.* Ванадиевая минерализация в рудах колчеданного месторождения Виханты (Финляндия): Ломоносовские чтения–2010. Секция «Геология». Москва. 2010. С. 167–169.
- Серова М.М.* Отчет о результатах комплексных геохимических поисков масштаба 1 : 100 000 в юго-восточной части Восточно-Карельской структурной зоны за 1979–1981 гг. (Северо-Выгозерский объект) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1981.

*Сиваев В.В., Горошко А.Ф., Горбатюк Л.В. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. (Центральная Карелия) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1982.

*Сиваев В.В., Горошко А.Ф.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 северо-западного крыла Онежской мульды и ее обрамления, проведенных в 1978–1982 гг. (Центральная Карелия) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.

*Сиваев В.В., Горошко А.Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые Улялежского массива гранитов рапакиви и его обрамления. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и средне-масштабного глубинного геологического картирования, проведенных Ведлозерской партией в 1983–1988 гг. в Южной Карелии // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1988.

*Сидоров А.А.* О ксенотермальных месторождениях благородных металлов // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 6. С. 795–798.

*Сидоров А.А., Волков А.В.* О связи крупных золото-сульфидных месторождений с ртутной и сурьмяной минерализацией // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 6. С. 802–806.

*Сизова Е.В., Ларионова Ю.О.* Генетическая и возрастная характеристика золоторудной минерализации месторождения Педролампи, Центральная Карелия: Материалы конф. Геология, полезные ископаемые и геоэкология СЗ России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 54–57.

*Сипарова Ю.В., Науменков Л.П.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 и геохимических поисков в пределах Улялежского массива и его обрамления за 1982–1983 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.

*Сипарова Ю.В.* Отчет о результатах гравиметрических и геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на Пулозерской площади и общих поисков в Рыбозерской зоне за 1984–1988 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1988.

*Слабунов А.И.* Типы архейских гранит-зеленокаменных систем Фенноскандинавского щита и геодинамика архея // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 150–152.

*Слюсарев В.Д.* Состав акцессорных хромшпинелидов в ультрабазитах Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 98–105.

*Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С.* Металлогенетические особенности района озера Кереть – Верхнее Кумозеро // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. С. 38–42.

*Смирнова Т.А.* Месторождения хрома. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 2. М.: ВИЭМС, 1988. С. 115–135.

*Смолькин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

*Солдатенко В.Е., Колбин В.А., Пуминов Я.А., Бойко Н.Г.* Регистрационная карта полезных ископаемых Республики Карелия по результатам работ ГП «Невскгеология». Отчет // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 1999. 216 с.

*Соловьев В.Л., Плисов А.А.* Отчет о результатах комплексных геохимических и геофизических поисков в Северной части Онежской мульды (Онежский объект) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1979.

*Соловьев В.Л.* Отчет о результатах комплексных геохимических и геофизических поисков масштаба 1 : 25 000 на цветные металлы на Падмозере – 1983 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.

*Соловьев В.Л., Яхнин Э.Л.* Отчет о результатах геохимических поисков по потокам рассеяния масштаба 1 : 100 000 на площади Чирка – Кемской группы геохимических аномалий (Лексозерский объект) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1984.

*Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базитового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов / Под ред. Л.П. Зоненштайна. М.: Мир, 1987. 462 с.

*Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Козлова Н.Е., Мартынов Е.В.* Позднеархейские коматииты и глобальные особенности их рудоносности // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 237–239.

*Старицкая М.Е.* Кадастр месторождений и проявлений молибдена на территории КАССР по состоянию на 01.06.1967 г. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1967.

*Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

*Степанов В.С., Карпова А.К.* Рудные особенности участка губы Травяной // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1991. С. 38–42.

*Степанов В.С.* Благороднометальное рудопроявление Травяная губа и возможная генетическая связь его с комплексом габроанортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып. 4. С. 54–62.

*Степанов К.И., Путинцева Е.В., Мурадымов Г.Ш. и др.* Отчет по теме: «Производство поисковых работ в пределах Сортавальской площади (поиски медно-никелевых, полиметаллических и золоторудных месторождений)» // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2004.

- Стуккей Г.А.* Информационный отчет по х/д 111/76. Разработка геохимических методов поисков золоторудных месторождений в районе Лехтинской структуры (Северная Карелия) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1978.
- Субботин В.В., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л. и др.* Минеральный состав новых проявлений платино-металльного оруденения в восточной части массива Панских тундр // Вестн. МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 225–234.
- Судовиков Н.Г.* Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации: Тр. лабор. докембрия АН СССР. 1954. Вып. 4. 198 с.
- Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д.* Геохимические поля рудно-геохимических систем. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
- Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Механизм образования некоторых древних структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 46–54.
- Тимофеев В.М.* Петрография Карелии. М.; Л., 1935. 256 с.
- Тимофеев Т.В., Филимонов А.Н., Лавров Б.С. и др.* Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 в Восточно-Карельской структурной зоне и ее обрамления в 1974–1983 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.
- Ткач И.Ф.* Отчет о результатах поисково-картировочных работ для поисков молибдена и других полезных ископаемых в пределах Лехтинской структуры и смежных территорий за 1988–1993 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1993.
- Ткач И.Ф.* Проект на выполнение опережающих гравиметрических работ м-ба 1 : 50 000 и геохимических поисков м-ба 1 : 100 000 в пределах Гайкольско-Шомбозерского синклиория (Шомбозерский объект) в 1984–1994 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1994.
- Торицын А.Н.* Отчет о результатах поисковых работ на золото, колчеданные руды и полиметаллы, проведенных Соанваарским отрядом в Северном Приладожье в 1978–1980 гг. // Фонды ПГО «Севзапгеология». Л., 1980. 302 с.
- Торицын В.А.* Отчет о результатах опережающих геофизических и геохимических работ м-ба 1 : 50 000 в северо-западном Приладожье (Сортавальский объект) в 1987–1990 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1990.
- Трофимов Н.Н.* Тернаволоцкий силл – условия образования и петрохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. Вып. 13. С. 107–115.
- Трофимов Н.Н.* Золото в связи с титаномагнетитовой рудной формацией Онежской впадины и ее обрамления: Тр. Всерос. конф. «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 172–197.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Пудожгорское благороднометалльное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008а. 120 с.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Структурно-тектоническая позиция расслоенных интрузивов протерозоя Карелии: V Всерос. Ферсман. научн. сессия, посв. 90-летию со дня рожд. Е.К. Козлова «Петрология и минералогия Кольского региона». Апатиты: КНЦ РАН, 2008б. С. 205–208.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Особенности формирования и перспективы никеленосности Онежской интракратонной впадины // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. Вып. 13. С. 88–106.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Путинцева Е.В. и др.* Оценка перспектив новых источников элементов платиновой группы в Республике Карелия. Отчет // ТГФ РК. Петрозаводск, 2002.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Смирнова Н.К.* Специфичность исходного расплава и состав железо-титановых окисных минералов Пудожгорской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. Вып. 1. С. 35–42.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Травина Е.В., Смирнова Н.К.* Особенности состава и металлогении Чинозерской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. Вып. 2. С. 72–74.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Филиппов Н.Б.* Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии // Платина России. Т. III. 1999. С. 200–211.
- Трофимов Н.Н., Логинов В.Н.* Эвапориты или флюидизатно-эксплозивные образования восточного Прионежья? // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 75–81.
- Турченко С.И.* Металлогения рудоносных тектонических структур раннего протерозоя: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2003. 47 с.
- Турченко С.И.* Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб.: Наука, 2007. 175 с.

*Турченко С.И., Буйко А.К., Семенов В.С. и др.* Рифтогенная природа раннепротерозойского Северокарельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Т. 1. Л., 1991. С. 92–99.

*Турченко С.И., Вревский А.Б., Вострокнутов Е.П., Брусничкина Н.А.* Тектоническая локализация и условия формирования месторождений платиноидов в докембрийских структурах России // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 160–174.

*Турченко С.И., Мочалов А.Г., Ларин А.М. и др.* Отчет НИР по теме: «Металлогения благородных и редких металлов интракратонных тектонических структур докембрия Евразии» (2007–2009 гг.) // Архив ИГД РАН. СПб., 2009.

*Тытык В.М.* Отчет Беломорской партии о результатах предварительной разведки месторождения Лобаш, проведенной в 1988–1991 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1991.

*Тытык В.М.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ первого этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжинском, Светлозерском, Восточно-Вожминском Cu-Ni и Северо-Вожминском Cu-Zn месторождениях в Сегежском и Медвежьегорском районах Республики Карелия в 1990–1994 гг. по договору с Текобанком (объект Кивиярви) // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1997.

*Тытык В.М.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золоторудном месторождении Лобаш-1, проведенных в 1992–1997 гг. // Росгеолфонд. КТФГИ. Петрозаводск, 1998. 222 с.

*Уэйджер Л.П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1979. 552 с.

*Ушков В.В.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в Янгозерской структуре, в зоне стыка Койкарской и Кумсинской структур и в зоне сочленения карелид и беломорид, в районе оз. Выгозера за 1975–1978 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1978.

*Ушков В.В.* Отчет о результатах поисковых работ на золото в юго-восточной части Янгозерской структуры за 1977–1979 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1979.

*Ушков В.В.* Отчет по теме: «Перспективы золотопромышленного оруденения Костомукшской структуры» (в сводном отчете Иванова Н.М. и др. «Типизация зеленокаменных поясов Карело-Кольского региона и оценка перспектив их рудоносности») // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.

*Ушков В.В.* Комплексирование работ по прогнозу и поискам золоторудных месторождений в Карело-Кольском регионе. Рукопись // Фонды ГПП «Севзапгеология». Петрозаводск, 1991.

*Ушков В.В.* Типизация золотопромышленного оруденения докембрийских зеленокаменных поясов // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 23–32.

*Ушков В.В., Леонтьев А.Г., Аксентьева Л.А. и др.* Отчет о поисково-ревизионных работах по изучению рудоносности кварцевых конгломератов Карелии за 1980–1984 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1984.

*Ушков В.В., Шибко В.С.* Отчет о результатах ревизионных работ по оценке перспектив золотоносности зеленокаменных толщ протерозоя Карелии за 1980–1982 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1982.

*Фадеев Г.В.* Отчет о результатах поисковых работ в пределах Ялонварского рудного поля и Соанварского рудопроявления золота за 1976–1977 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1977.

*Федюк А.В., Морозов С.А., Фурман В.И.* Отчет о результатах поисковых работ на никель в пределах центральной части Вожминского массива ультрамафитов и прилегающих площадей за 1978–1979 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1979.

*Федюк А.В., Морозов С.А., Федюк З.Н. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-никелевые руды в пределах Лебяжинского участка Каменноозерской зоны Ветреного Пояса за 1978–1981 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1981.

*Федюк А.В., Морозов С.А., Фурман В.И. и др.* Отчет о детальных поисках медно-никелевых руд в зоне лежащего контакта Вожозерского и Кумбуксинского никеленосных массивов (объект Восточная рудоконтролирующая зона) за 1982–1984 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1984.

*Федюк З.Н.* Отчет о результатах поисков дополнительных ресурсов медно-никелевых и медно-цинковых руд и других полезных ископаемых на участке «Кивиярви» (Вожминский объект) 1995–1997 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1998.

*Ферсман А.Е.* Пегматиты. М.; Л.: АН СССР, 1940. 695 с.

*Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др.* Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 49–68.

*Фурман В.И.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд в западной части Каменноозерской структуры Ветреного Пояса за 1980–1983 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1983.

*Фурман В.И.* Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1998–2001 гг. // ТГФ РК. Петрозаводск, 2001.

- Фурман В.Н., Вогнистая В.Н., Бобылева С.Н. и др.* Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд, связанных с коматитами в Каменноозерской структуре, за 1985–1989 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.
- Фурман Г.* Минералогическое описание некоторой части Старой и Новой Финляндии // Горный журнал. 1828. Кн. II. С. 3–39.
- Хазов Р.А.* Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: Наука, 1973. 87 с.
- Хазов Р.А.* Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. 190 с.
- Холодилов Н.Р.* Отчет о результатах поисковых работ на апатит и другие полезные ископаемые в пределах Тикшеозерской группы массивов Северной Карелии за 1985–1988 гг. Лист Q-36-XIV // ТГФ. Л., 1988.
- Чащин В.В., Галкин А.С., Озерянский В.В., Дедюхин А.Н.* Сопчеозерское месторождение хромитов и его платиноносность, Мончегорский плутон (Кольский п-ов) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 6. С. 507–515.
- Чекулаев В.П.* Архейские «санукитоиды» на Балтийском щите // Докл. РАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 676–678.
- Черников А.А.* Глубинный гипергенез, минерало- и рудообразование. М.: Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, 2001. 99 с.
- Чернов В.М., Горьковец В.Я., Инина К.А., Раевская М.Б.* Основные геолого-структурные элементы и закономерности развития докембрия восточной части Балтийского щита. Отчет // Архив КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1972.
- Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э.* Минералы золота в вулканогенных комплексах докембрия (Кольский п-ов и Северная Карелия) // Материалы научн. сес., посвящ. Дню российской науки. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2010. С. 98–106.
- Чистяков А.В.* Одна из крупнейших в восточной части Балтийского щита Авдеевская габброноритовая дайка как составная часть раннепротерозойского Бураковского комплекса Карелии: геолого-геохимическая характеристика: Материалы III Всерос. симп. «Вулканизм и геодинамика». Улан-Удэ, 2005. Т. 2. С. 395–399.
- Шариков П.И., Богданов Л.А., Полеховский Ю.С. и др.* Геохимические поиски золота на перспективных площадях Карелии. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по Тиллевому объекту за 1999–2002 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 2002.
- Шарков Е.В., Богатииков О.А., Пчелинцева Н.Ф. и др.* Перспективы платиноносности раннепротерозойского Бураковского расслоенного интрузива в южной Карелии // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 2. Кн. 2. С. 10–19.
- Шарков Е.В., Евсеева К.А., Красивская И.С., Чистяков А.В.* Магматические системы раннепалеопротерозойской Балтийской крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 968–980.
- Шаткевич Ю.Г., Серова Н.Н., Вербицкий Р.И. и др.* Отчет о результатах опережающих геофизических и геохимических работ масштаба 1 : 50 000 на Центрально-Салминском объекте за 1986–1989 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1989.
- Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Свешникова К.Ю.* Благороднометалльные метасоматиты позднего архея Чупино-Лоухского фрагмента Беломорской подвижной зоны // Регион. геолог. и металлогения. 2009. № 37. С. 106–120.
- Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А. и др.* Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветреный Пояс: Материалы Всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 439–443.
- Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В., Григорьева Л.В. и др.* Отчет о результатах работ по обследованию гранитных массивов юго-западной части КАССР с целью изучения их вещественного состава и металлогенической специализации // ТГФ. Л., 1978.
- Шолохнев В.В. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды и другие полезные ископаемые в Мончегорском районе // Фонды ЦКЭ. 2003.
- Шумская Н.И., Ляхницкая В.Д., Рахманова Н.В.* Генетическая минераграфия. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 104 с.
- Шуркин К.А.* Геологический очерк Питкярантского поля керамических пегматитов. М.; Л.: АН СССР, 1958. 89 с.
- Шустов Б.Н.* Отчет Кварцитово́й партии № 22 о поисковых и тематических работах, проведенных на территории Лехтинской структуры Карелии в 1963 г. // Фонды ГП «Невскгеология». Л., 1964.
- Шустов Б.Н., Негруца Т.Ф., Мирлобова З.П.* Отчет по теме: «Закономерности распределения золота в протерозойских осадочно-метаморфических образованиях Карелии» // Фонды ГП «Невскгеология». Л., 1965.
- Щеглов А.Д.* Основные проблемы современной металлогении. Л.: Недра, 1987. 231 с.
- Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др.* Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Юдин С.Н. О результатах поисков месторождений золота на Приграничной площади в пределах гранит-зеленокаменной области Ялонвара-Иломанси за 2003 г. Информационный отчет // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2003.

Юдин С.Н., Власов Г.В., Папулов В.Ф. и др. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенного Южно-Выгозерской партией в 1986–1991 гг. в Восточной Карелии // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1991.

Юдин С.Н., Леонтьев А.Г., Щукин О.Н. и др. Отчет о групповой геологической съемке, геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 и оценке перспектив золотоносности Лехтинской структуры и ее обрамления в Беломорском и Кемском районах КАССР, проведенных Лехтинским отрядом в 1975–1980 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1980.

Юдин С.Н., Папулов В.Ф., Магницкая Т.Э. и др. Поисковые работы на золото на Соанлахтинской перспективной площади (Республика Карелия). Отчет // Фонды ТГФ РК. Петрозаводск, 2007.

Юдин С.Н., Щукин О.Н. Отчет по оценке перспектив золотоносности Лехтинской структуры и ее обрамления, проведенной Лехтинским отрядом в 1975–1981 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1981.

Юдин С.Н., Щукин О.Н., Ярцев В.М. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Парандово-Надвоицкого синклинория и его обрамления, проведенной Надвоицким отрядом в Беломорском и Сегежском районах КАССР в 1982–1985 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1985.

Яковлев Ю.А., Пахомовский Я.А. Минералы благородных металлов в медно-никелевых рудах Аллареченского района // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского п-ова. Апатиты: КИЦ РАН, 1982. С. 64–75.

Яцкевич Б.А., Глухоедов Н.В., Филько А.С. и др. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России // Платина России. М., 1994. Т. 2. С. 227–248.

Aberg A., Fallick A.E. A fluid inclusion and light element stable isotope study of the gold-bearing quartz vein system, Falun, Sweden // Mineralium Deposita. 1993. V. 28. P. 324–333.

Afifi M.A., Kelli W.C., Essene E.J. Phase Relations among Tellurides, Sulfides, and Oxides: I. Thermochemical Data and Calculated Equilibria // Economic Geology. 1988. V. 83. N 2. P. 377–394.

Alapieti T.T. Classification of the Fennoscandian early Palaeoproterozoic (2,5–2,4 Ga) layered intrusion and related PGE deposits / Kola-Karelia GIS. Mineral Deposits of the Eastern Part of the Fennoscandian Shield. NavigaSIG CD-ROM v. 1.0, July 2008, Russian-French Metallogenic Laboratory, Moscow.

Allen R.L., Weihed P., Svenson S-A. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden // Economic geology. 1996. V. 91. P. 1022–1053.

Alm E., Broman C., Billstrom K. et al. Fluid characteristics and genesis of the late Proterozoic, orogenic gold quartz veins in the Kama's area, southwestern Sweden // Economic geology. 2003. V. 98. P. 1311–1328.

Alm E., Sundblad K. Sveconorwegian polymetallic quartz veins in Sweden // Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte. 1994. V. 1. P. 1–22.

Amelin Y.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 124. P. 255–272.

Balabonin N.L., Korchagin A.U., Latypov R., Subbotin V.V. Fedorovo-Pansky Intrusion. Kola Belt of layered intrusions // 7th International Platinum Symposium. Guide to the pre-symposium field trip. Apatity: KSC RAS, 1994. P. 9–41.

Barkov A.Ya., Lednev A.I. Rhenium-Molybdenum-Copper Sulfide from the Lukkulaivaara Layered Intrusion, Northern Karelia, Russia // Eur. J. Mineral. 1993. N 5. P. 1227–1233.

Bergman T. Structural geology of Grundfors, a quartz vein related gold deposit in the Skellefte district, northern Sweden // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. 1992. V. 114. P. 227–234.

Bergman T., Sundblad K. Boviksgruvan, Au-Bi-bearing sulphide deposit in the Bergslagen province, south central Sweden // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. 1991. V. 113. P. 327–333.

Bergman T., Weihed J., Bergstrom U. et al. Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, northern Sweden // Economic geology. 1996. V. 91. P. 1073–1097.

Billstrom K., Weihed P. Age and provenance of host rocks and ores in the Palaeoproterozoic Skellefte district, northern Sweden // Economic geology. 1996. V. 91. P. 1054–1072.

Bjorlykke A., Hagen R., Soderholm K. Bidjovagge copper-gold deposit in Finnmark, northern Norway // Economic geology. 1987. V. 82. P. 2059–2075.

Bjorlykke A., Gunning G.L., Krstic D. New isotopic data from davidites and sulfides in the Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, northern Norway // Mineralogy and Petrology. 1990. V. 43. P. 1–21.

Blomqvist M., Leijd M. Vargbacken-a quartz vein hosted gold deposit in the westernmost Skellefte district, northern Sweden, in Cook, N.J., and Sundblad, K., eds., Gold 99 Trondheim: Precambrian gold in the Fennoscandian

and Ukrainian Shields and related areas // Geological Survey of Norway. Gold 99. Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 30–31.

*Broman C., Billstrom K., Gustavsson K., Fallick A.E.* Fluid inclusions, stable isotopes, and gold deposition at Bjorkdal in northern Sweden // Mineralium Deposita. 1994. V. 29. P. 139–149.

*Carlson L.* The Pahtohavare copper-gold prospect // New ore types in northern Fennoscandia. FFF. 1991. 113. P. 45–46.

*Chernet T., Kojonen K., Pakkanen L.* Applied mineralogical study on the near-surface Suurikuusikko refractory gold ore, Kittilä, Western Finnish Lapland (Phase 1). 1999. Geological Survey of Finland Report c/ma9/2743/2000/10.

*Ciobanu C.L., Cook N.L., Sundblad K.* Genetic insights from exotic trace mineral associations at Orijarvi and Iijjarvi, SW Finland [abs.] // 4th GEODE-supported workshop in the Fennoscandian (and Ukrainian) Shields, Metallogeny of Precambrian Shields. Kiev. Ukraine. September 18–20, 2002. Abstract volume. P. 41–45.

*Claesson S., Lundqvist T.* Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden: Isotopic and geochemical constraints // Lithos. 1995. V. 36. P. 115–140.

*Cook N.J.* Telluride minerals in the Proterozoic Bidjovagge Au-Gu deposit, Finnmark, Norway, and their formation conditions [abs.], in Cook N.J., and Sundblad K. eds., Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas // Geological Survey of Norway. Gold 99. Trondheim, May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 60–62.

*Cook N.J., Cionabu C.L., Danushevsky L.* La-ICP-MS determination of gold in Bi-chalcogenides from four deposits in the Fennoscandian Shield // Geological Survey of Finland. 2007. Guide 53. P. 23–30.

*Coveney R.M., Chen N.* Ni-Mo-PGM-Au rich ores in Chinese black shales and speculation on possible analogues on the United States // Mineral Deposita. 1991. V. 26. N 2. P. 83–88.

*Coveney R.M., Murowchick J.B., Drauch R.I. et al.* Gold and platinum in shales with evidence against extraterrestrial sources of metals // Chemical Geology. 1992. V. 99. P. 101–114.

*Cumming G.L., Krstic D., Bjorlykke A., Aasen H.* Further analysis of radiogenic minerals from the Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, northern Norway // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 49. P. 63–70.

*Danielsson S.* Nautanen geologi och resultat av 1985-ars diamantborring // Geological Survey of Sweden. PRAP 85090. 1985. 15 p.

*Eilu P.* Fingold – a public database on gold deposits in Finland // Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.

*Eilu P., Pankka H., Keinänen V. et al.* Characteristics of gold mineralisation in the greenstone belts of northern Finland // Geological Survey of Finland. 2007. Special Paper 44. P. 57–106.

*Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T.* A review of gold mineralization styles in Finland // Economic geology. 2003. V. 98. P. 1329–1353.

*Ekberg M., Sotka P.* Production mineralogy and selective mining at Bidjovagge mine, northern Norway, in Haughton L.F., and Markgraaff J., eds., International Conference on Applied Mineralogy, Pretoria // Mineralogical Association of South Africa. 1991. V. 1. P. 15.

*Ettner D.C., Bjorlykke A., Andersen X.* Fluid evolution and Au-Cu genesis along a shear zone: A regional fluid inclusion study of shear zone hosted alteration and gold and copper mineralization in the Kautokeino greenstone belt, Finnmark, Norway // Journal of Geochemical Exploration. 1993. V. 49. P. 233–267.

*Ettner D.C., Bjorlykke A., Andersen X.* A fluid inclusion and stable isotope study of the Proterozoic Bidjovagge Au-Cu deposit, Finnmark, northern Norway // Mineralium Deposita. 1994. V. 29. P. 16–29.

Fennoscandian Ore Deposit Database / <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.htm>

*Filen B.* Swedish layered intrusions anomalous in PGE-Au // In Weiher P. (ed.). Economic geology research. Vol. 1. 1999–2000. Uppsala. Sveriges geologiska undersokning. 2001. C 833. P. 33–45.

FINGOLD database / <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html> [http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/gtk\\_gold\\_map.html](http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/gtk_gold_map.html)

*Frietch R., Tuisku P., Martinson O. et al.* Early proterozoic Cu-Au and Na-Cl metasomatism in Northern Fennoscandia // Ore geology reviews. 1997. Vol. 12. N 1. P. 1–34.

*Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 15–52.

*Gaal G., Isohanni M.* Characteristics of igneous intrusions and various wall rocks in some Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland // Economic geology. 1979. V. 74. P. 1198–1210.

*Gaal G., Parkkinen J.* Early Proterozoic ophiolite-hosted copper-zinc-cobalt deposits of the Outokumpu type // Geological Association of Canada. 1993. Special Paper 40. P. 335–341.

*Gaal G., Sundblad K.* Metallogeny of gold in the Fennoscandian Shield // Mineralium Deposita. 1990. V. 25. P. S104–S114.

*Gabri L.J., Szymanski J.T., Stewart J.M.* On the transformation of cubanite // Can. Miner. 1973. N 12. P. 33–38.

- Gavelin S.* Genesis of the Falun sulphide ores, central Sweden // GFF. 1989. 111. P. 213–227.
- Gavrilenko B.V., Kazakhov N.V., Kalinin A.A. Rezhnova.* Native gold in primary and placer deposits of Kola Region (Russia) [abs.], in Cook N.J., Sundblad K., eds., Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas // Geological Survey of Norway, Gold 99. Trondheim. May 4–6. 1999. Abstract volume. P. 75–77.
- Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland // Espoo. Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 1993. 17. 386 p.
- Geological setting and characteristics of the tonalite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland // Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 1998. 25. 119 p.
- Gervilla F., Papunen H., Kojonen K.* Mineralogy of Pt-, Pd-, and Au-bearing arsenide ores of the Kylmakoski Ni-Cu deposit, Vammala nickel belt SW Finland // Mineral Deposits. Papunen(ed.). 1997. Balkema Rotterdam. P. 419–422.
- Glebovitsky V.A., Semenov V.S., Belyatsky B.V. et al.* The structure of the Lukkulaivaara intrusion, Oulanka Group, Northern Karelia: petrological implications // Can. Miner. 2001. V. 39. P. 607–637.
- Glenmore Highlands Inc. Glenmore Highlands Inc. announces major progress at Haveri. Press release. 08.08.1997.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al.* A new Geologic Time Scale, with special reference in Precambrian and Neogen // Episodes. 2004. V. 27. N 2. P. 83–100.
- Grokhovskaya T.L.* PGE and PGM in the Monchegorsk-Monchetundra paleoproterozoic layered magmatic complex, the Baltic shield, Russia // Abstracts. Svekalapko. Repino. Russia. 1998. P. 24–25.
- Gronholm P.* The Jokisivu gold deposit, southwest Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. Special Issue. 2006. 1. P. 42.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R.* Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 1–29.
- Goodwin A.M.* Principles of Precambrian Geology. 1996. Academic Press. London. 327 p.
- Hakman V.* Sortavalan seudun kivilajikartta // Geologisen toimikunnan julkaisema. 1929.
- Hakman V.* Suomen geologinen Yleyskartta. Lehti D 2, Savonlinna. Kivilajikartan selitus. Helsinki. 1933. 175 p.
- Halkoaho T.A.* Platinum-group minerals in the lower part of megacyclic unit IV of the Penikat layered intrusion, northern Finland // GFF. 1991. V. 113. P. 49–51.
- Hallberg A., Fallick A.E.* The Enasen gold deposit, central Sweden: 2. Light element stable isotope evidence of premetamorphic hydrothermal activity // Mineralium Deposita. 1994. V. 29. P. 163–169.
- Härkönen I.* Gold in the Proterozoic conglomerates of Finnish Lapland // Terra Cognita. 1986. 6. P. 538.
- Hart I., Marsh S., Laurent L.* Svartliden – a new style of mineralisation in the Skellefte district [abs.], in Cook N.J., Sundblad K. eds., Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas // Geological Survey of Norway. Gold 99. Trondheim, May 4–6. 1999. Abstract volume. P. 87–88.
- Hayashi K.J., Ohmoto H.* Solubility of gold in NaCl and H<sub>2</sub>S-bearing aqueous solutions at 250–350 °C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 269–278.
- Hiltunen A.* The Precambrian geology and skarn iron ores of the Rautuvaara area, northern Finland // Geological Survey of Finland. Bulletin. 1982. V. 318. 133 p.
- Hölttä P., Väisänen M., Väänänen J., Manninen T.* Paleoproterozoic metamorphism and deformation in Central Lapland, Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper 44, 2007. P. 7–56.
- Ihlen P.M.* Late Proterozoic gold deposits of the Eidsvoll-Odalen district, southeast Norway // Terra Cognita. 1986. V. 6. P. 538.
- Ihlen P.M.* Geology and gold deposits in the Eidsvoll-Odalen region, Norway // Gronlands Geologiske Undersogelse. Open File Series. 1995. V. 95/10. P. 134–147.
- Ihlen P.M.* Gold deposits in Norway – a review [abs.], in Cook N.J., Sundblad K., eds., Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas: Geological Survey of Norway, Gold 99, Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 96–98.
- Ilijina M.* Platinum-group element database of Finland // Project publication An Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland – Base for the Sustainable Development of the North., V. II. Apatity: KSC RAS. 2009. P. 6–11.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–547.
- Isokangas P.* Finland // S.H.U. Bowie, A. Kvalheim, H.W. Haslam (eds) Mineral Deposits of Europe, Vol. I: Northwest Europe. Dorking: Institute of Mining and Metallurgy, Mineralogical Society. 1978. P. 39–92.

*Ivashchenko V., Lavrov O.* Ore deposits and occurrences in the North Ladoga region, Southwest Karelia // Field Trip Guidebook. Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century 12th Quadrennial IAGOD Symposium 2006. Moscow. P. 41–64.

*Ivashchenko V.I., Lavrov O.B., Sundblad K., Toritsin A.N.* Au-Ag-Bi-Te-Se vein mineralization at Roikonkoski, Karelia, northern Lake Ladoga region // Geological Survey of Finland. 2007. Sp. pap. Guide 53. P. 51–56.

*Kahma A.* The main metallogenetic features of Finland // Geological Survey of Finland Bulletin. 1973. V. 265. 28 p.

*Karvinen A.* Pahtavaaran kultatutkimukset Sodankylässä vuosina 1987–1989 // Geological Survey of Finland, Report M19/3714/-90/1/10. 1990. 19 p. (in Finnish)

*Karup-Moller S.* Weibullite, laitakarite, and bismuthinite from Falun, Sweden // Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar. 1970. V. 92. P. 181–187.

*Kilpeläinen T., Korikovskiy S., Korsman K., Nironen M.* Tectono-metamorphic evolution in the Tampere – Vammala area // Geological Survey of Finland. 1994. Guide 37. P. 27–34.

*Kähkönen Y., Nironen M.* Supracrustal rocks around the Paleoproterozoic Haveri Au-Cu deposit, southern Finland: evolution from a spreading center to a volcanic arc environment // Geological Survey of Finland, Special Paper 19. 1994. P. 141–159.

*Kirkham R.V., Pilote P., Robert F. et al.* Chibougamau mining district, Quebec, Canada: Vein Cu-Au and porphyry Cu(Mo) deposits related to a composite Archean tonalitic batholith // Mineral Deposits, Papunen (ed.), 1997, Balkema, Rotterdam. P. 647–649.

*Kittila Mine Geology / Agnico-Eagle Finland.* 2008. 4 p.

*Koark H.J., Kresten P., Laufeld S., Sandval J.* Falu gruvor geology // SGU. 1986. 28 p.

*Kojonen K., Sorjonen-Ward P., Saarnio H., Himmi M.* The Early Proterozoic Kutema gold deposit, southern Finland. In: C.J. Stanley et al. (eds) Mineral Deposits: Processes to Processing. Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and 10. IAGOD Quadrennial Symposium, London, 22–25.9.1999. P. 177–180.

*Kontinen A.* An Early Proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultra-mafic complex, northeastern Finland // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 313–341.

*Kontoniemi O.* Geology of the Paleoproterozoic synkinematic Osikonmaki granitoid intrusion at Rantasalmi, southeastern Finland // Geological Survey of Finland, Special Paper, 1998. N 25. P. 19–38.

*Koptev-Dvornikov E.V.* Usage of the convective-cumulative model simulation of the layered intrusions crystallization. – Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Field Conference and Symp. 1995. IGCP Projret 336). Duluth, 1995. P. 85–86.

*Korkalo T.* Gold and copper deposits in Central Lapland, Northern Finland, with special reference to their exploration and exploitation // Academic Dissertation to be presented with the assent of the Faculty of Science, University of Oulu, for public discussion in Auditorium GO101, Linnanmaa, on May 26th, 2006.

*Korvuo E.* The Saattopora gold ore and the Pahtavuoma Cu-Zn-U occurrences in the Kittilä region, northern Finland. In: E. Korkiakoski, P. Sorjonen-Ward (eds). Ore deposits of Lapland in northern Finland and Sweden // Geological Survey of Finland, Guide 43. 1997. P. 21–25.

*Kumpulainen R., Mansfeld J., Sundblad K. et al.* Stratigraphy, age, and Sm-Nd isotope systematics of the country rocks to Zn-Pb sulfide deposits, Ammeberg district, Sweden // Economic geology. 1996. V. 91. P. 1009–1021.

*Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structure // Bulletin Volk. 1968. V. 32. P. 141–176.

*Larin A., Amelin Yu., Neymark L. et al.* The origin of Salmi and Uljalegi anorthosite-rapakivi granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Pb-Sr-Nd isotopic data // The Seventh Intern. Sympos. on Rapakivi granites and Related Pocks. Abstr. Helsinki, 1996. P. 47.

*Larionova Yu., Nosova A., Samsonov A., Shatagin K.* Relationship of mesothermal gold deposits and orogenic granitoids of the Karelian and Svecofennian terrains: Geochronological and isotopic data // Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue 1. 2006. P. 87.

*Latypov R., Alapieti T., Chistykh S.* PGE Reefs as an in situ crystallisation phenomenon. Part 1: Case study of the Nadezhda gabbro-norite body, Lakkulaisvaara layered intrusion, Baltic shield, Russia // J. Petrol. 2008. V. 1–2. P. 165–209.

*Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. N 79. P. 107–128.

*Lukonin D.* Archean and proterozoic gold deposits of the Fennoscandian Shields / Master's thesis. 2008. Lulea University. 50 p.

*Lundmark C., Broman C., Boyce A., Weihed P.* Vaikijaur Cu-Au-(Mo) deposit, northern Sweden: Preliminary results from fluid inclusion and (O, H) isotope studies // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2006. Special Issue 1. P. 95.

*Lundqvist T.* Early Svecofennian stratigraphy of southern and central Norrland, Sweden, and possible existence of an Archaean basement west of the Svecofennides // Precambrian Research. 1987. V. 35. P. 343–352.

*Lundqvist T., Vaasjoki M., Persson P.-O.* U-Pb ages of plutonic and volcanic rocks in the Svecofennian Bothnian basin, central Sweden, and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the basin // GFF. 1998. V. 120. P. 357–363.

*Luukkonen A.* Main geological features, metallogeny, and hydrothermal alteration phenomena of certain gold and gold-tin-tungsten prospects in southern Finland // Geological Survey of Finland. Bulletin. 1994. V. 377. 153 p.

*Makela K.* Geochemistry and origin of Haveri and Kiipu, Proterozoic strata-bound volcanogenic gold-copper and zinc mineralizations from southwestern Finland // Geological Survey of Finland. Bulletin. 1980. V. 310. 79 p.

*Mäkelä M., Sandberg E.* Raahen Laivakankaan kultaesiintymä. The gold occurrence at Laivakangas, Raahen. Geologi. 1985. 37. P. 5–8.

*Mäkelä M., Sandberg E., Rantala O.* Proterozoic, gold-bearing vein occurrences associated with the granitoids in western Finland. In: A. D. T. Goode et al. (comp.) Bicentennial Gold 88, Melbourne, Victoria, May 16–20, 1988: Extended abstracts. Poster programme. 1. Geological Society of Australia. Abstracts Series 23. P. 153–155.

*Makkonen H.V.* 1.9 tholeiitic magmatism and related Ni-Cu deposition in the juva area, SE Finland // Geological Survey of Finland. Bulletin 386. 1996.

*Mänttari I.* Lead isotope characteristics of epigenetic gold mineralization in the Palaeoproterozoic Lapland greenstone belt, northern Finland // Geological Survey of Finland. 1995. Bulletin 381. 70 p.

*Mänttari I., Luukkonen A., Grönholm P.* Isotopic studies on the Kutemajärvi gold deposit, Orivesi, southern Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper 23. 1997. P. 55–58.

*Marker M.* Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure on the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis. Norges Geologiske Undersøkelse. 1985. Bulletin 403. P. 55–74.

*Martinsson O.* Geological and geochemical evidence for the genesis of the Viscaria Cu-deposit, northern Sweden // GFF. 1991. 113. P. 58–59.

*Martinsson O., Wanhainen C.* Excursion guide, GEODE workshop, August 20 to September 1, 2000. In: Weihed P., Martinsson O., (eds) Abstract volume & fieldtrip guidebook, 2nd annual GEODE-Fennoscandian shield field workshop on Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield, 28 August to 1 September, 2000, Gällivare-Kiruna, Sweden. Luleå University of Technology, Research Report 2000, 6:63–76.

*Martinsson O., Wanhainen C.* Character of Cu-Au mineralisation and related hydrothermal alteration along the Nautanen deformation zone, Gällivare area, northern Sweden. Society of Economic Geologists Guidebook Series 33. 2004. P. 149–160.

*Mitrofanov P.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al.* Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shielde). Apatity, 1995. P. 145.

*Motuza G., Motuza V., Beliatsky B., Sawa E.* Volcanic rocks of the Ringvassoya greenstone belt (North Norway): Implication for the stratigraphy and tectonic setting // Journal of Conference Abstracts. 2001. V. 6. P. 577–578.

*Mullen E.D.* MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62.

*Nilsen K.S., Bjorlykke A.* Geological setting of the Bidjovagge gold-copper deposit, Finnmark, northern Norway // GFF. 1991. V. 113. P. 60–61.

*Nilsson C.A.* Wall rock alteration at the Boliden deposit, Sweden: Economic Geology. 1968. V. 63. P. 472–494.

*Niiranen T., Eilu P.* Stop 2 Hannukainen, Kolari / Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Field trip guidebook // Geological Survey of Finland. 2007. Guide 54. P. 64–69.

*Nironen M.* Structural control and (re)mobilization of the extinct Haveri Au-Cu deposit, southern Finland // Bull. Geol. Soc. Finland. 1994. N 66. P. 39–44.

*Nironen M.* The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. V. 86. P. 21–44.

*Nurmi P.A., Front K., Lampio E., Nironen M.* Svecofennian porphyry-type molybdenum and copper occurrences, southern Finland: Their granitoid host rocks and litho-geochemical exploration // Geological Survey of Finland. Rep. Invest. V. 67. Helsinki, 1984. 88 p.

*Nurmi P.A., Lestinen P., Niskavaara H.* Geochemical characteristics of mesothermal gold deposits in the Fennoscandian Shield, and a comparison with selected Canadian and Australian deposits // Geological Survey of Finland. 1991. Bulletin 351. 101 p.

*Nurmi P.A., Ward P.* Geology and gold mineralization in the Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Current Research 1988 // Geological Survey of Finland. Spec. Paper 10. 1989. P. 45–48.

*Nyström J.-O., Henriquez F.* Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry // Economic geology. 1994. V. 89. P. 820–839.

*Oen I.S., Kieft C.* Paragenetic relations of Bi-, Ag-, Au-, and other tellurides in bornite veins at Glava, Varmland, Sweden // Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen. 1984. V. 149. P. 245–266.

*Ohlander B., Markkula H.* Alteration associated with the gold-bearing quartz veins at Middagsberget, northern Sweden // Mineralium Deposita. 1994. V. 29. P. 120–127.

- Ojala V.J.* (ed). Gold in the Central Lapland Greenstone Belt // Geological Survey of Finland. Special Paper 44. 2007. 267 p.
- Ojala V.J., Weihed P., Eilu P., Iljina M.* (eds). Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Field trip guidebook // Geological Survey of Finland. Guide 54. 2007. 98 p.
- Pankka H.* Geology and mineralogy of Au-Co-U deposits in the Proterozoic Kuusamo volcanosedimentary belt, northeastern Finland. A dissertation. Geology. Michigan Technological University. 1992. 233 p.
- Pankka H.S., Vanhanen E.J.* Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geological Survey of Finland. Current Research. 1988. Espoo. 1989. P. 91–94.
- Pankka H.S., Vanhanen E.J.* Proterozoic Au-Co-U mineralization in the Kuusamo district, northeastern Finland // Precambrian Research. 1992. V. 58. P. 387–400.
- Parkkinen J.* Ilomantsin Wardin kultaesintymän mineraalivarantoarvio. English summary: The Ward gold deposit, Ilomantsi; mineral resource estimate. 1994 // Geological Survey of Finland. Report. 105 p.
- Patison N.L.* Structural controls on gold mineralisation in the Central Lapland Greenstone Belt // Geological Survey of Finland, Special Paper 44, 2007. P. 107–124.
- Pearce J.A.* Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Hawkesworth C.J., Hurry M.J. (eds.) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publ., Nantwick. 1983. P. 230–249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.Y.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journ. Petrol. 1984. V. 25. N 4. P. 956–983.
- Petersen J.S., Jensen S.M.* Bleka gold fields in Telemark, south Norway // Gronlands Geologiske Undersogelse, Open File Series. 1995. V. 95/10. P. 62–64.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstone. N. Y.: Springer-Verlag. 1972. 618 p.
- Poutiainen M., Grönholm P.* Hydrothermal fluid evolution of the Paleoproterozoic Kutemajarvi gold telluride deposit, southwest Finland // Economic geology. 1996. V. 91. P. 1335–1353.
- Poutiainen M., Ristolainen J., Grönholm P., Luukkonen E.* Retrograde metamorphic H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>+N<sub>2</sub> fluid inclusions in orogenic lode-gold deposits of the Paleoproterozoic volcanic-sedimentary Tampere Schist Belt (TSB), southern Finland. In: N.J. Cook and K. Sundblad (eds) Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas. Gold 99. Trondheim. Norway. 4–6 May 1999 // Geological Survey of Norway. Trondheim. P. 129–130.
- Ramsay J.G.* Shear zone geometry: a review // Journal of Structural Geology. 1980. V. 1. N 2. P. 83–99.
- Richards J.P., Kerrich R.* // Economic Geology. 1993. V. 88. P. 1017–1052.
- Rickard D.T., Zweifel H.* Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte district, Sweden // Economic geology. 1975. V. 70. P. 255–274.
- Ripa M.* A review of the Fe oxide deposits of Bergslagen, Sweden and their connection to Au mineralization // Sveriges geologiska undersokning. 2001. N 833. P. 132–136.
- Roberts H., Palmer M.R., Waller L.* Sm-Nd and REE Characteristics of Tourmaline and Scheelite from the Björkdal Gold Deposit, Northern Sweden: Evidence of an Intrusion-Related Gold Deposit? // Economic Geology. 2006. V. 101. P. 1415–1425.
- Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, UK. 1993. 352 p. [Co-published by J. Wiley & Sons. Inc. in the USA].
- Rouhunkoski P., Isokangas P.* The copper-gold ven deposit of Kivimaa at Tervola, N-Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 1974. V. 46. P. 29–35.
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U.* Basal Platinum-group elements mineralization in the Fedorov Pansky layered mafic intrusion, Kola peninsula, Russia // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 1657–1677.
- Seward T.M.* The transport and deposition of gold in hydrothermal systems // In Gold 82: The geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits (ed. R.P. Foster). 1984. P. 165–181.
- Sillitoe R.H.* Gold deposits and intrusive rocks // Mineral Deposits. Papunen (ed.) 1997. P. 23–26.
- Skyseth T., Reitan P.* Geology and genesis of Gautelisfjell gold deposit, Rombak Window, northern Norway: A link between retrograde Caledonian metamorphism and saline fluids // Gronlands Geologiske Undersogelse. Open File Series. 1995. V. 95/10. P. 94–98.
- Soderhielm J., Sundblad K.* The Solstad Cu-Co-Au mineralization and its relation to post-Svecofennian regional shear zones in south eastern Sweden // GFF. 1996. V. 118. P. 47.
- Sorjonen-Ward P., Zhang Y., Kontinen A. et al.* Structural framework of the Outokumpu ore deposits – geological and numerical modelling constraints // Bulletin of the Geological Society of Finland. Special Issue 1. 2006. P. 154.
- Stein H.J., Morgan J.W., Markey R.J., Hannah J.L.* The status of the Re-Os chronometer for dating sulfides and oxides, in Stanley et al., eds. Mineral deposits: Processes to processing: Rotterdam, Balkema, 1999. P. 1291–1294.
- Sundblad K.* A genetic reinterpretation of the Falun and Ämmeberg ore types, Bergslagen, Sweden // Min. Dep. 1994. P. 170–179.
- Sundblad K.* Metallogeny of gold in the precambrian of Northern Europe // Economic geology. 2003. V. 98. P. 1271–1290.

- Sundblad K., Weihed P., Markkula H. et al.* Source of metals and age constraints for epigenetic gold deposits in the Skellefte and Pohjanmaa districts, central part of the Fennoscandian Shield // *Min. Dep.* 1993. V. 28. P. 181–190.
- Sundblad K., BJORLYKKE A., Alm E.* Sources of lead in the Mjosa-Vanern gold quartz veins, Southwest Scandinavian domain // *GFF.* 1996. V. 118. P. A47–48.
- Sundblad K., Mansfeld J., Sarkinen M.* Palaeoproterozoic rifting and formation of sulphide deposits along the southwestern margin of the Svecofennian domain, southern Sweden // *Precambrian Research.* 1997. V. 82. P. 1–12.
- Sundblad K., Krstic D., Bergman T., Lindblom S.* 1999. Geology and origin of the Proterozoic gold quartz veins at Adelfors, southeastern Sweden [abs.], in Cook N.J., Sundblad K., eds. *Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas* // Geological Survey of Norway. Gold 99. Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 159–162.
- Tkachev A., Cassard D., Cherkasov S. et al.* Kola-Karelia GIS. Mineral Deposits of the Eastern Part of the Fennoscandian Shield. NavigaSIG CD-ROM. V. 1.0. Moscow. Russian-French Metallogenic Laboratory. 2008.
- Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Ju.V. et al.* The Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and associated Cu-Ni, PGE, and Au mineralizations // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar.* 1991. V. 113. P. 70–72.
- Vaasjoki M., Huhma H.* Lead isotopic results from metabasalts of the Haveri Formation, southern Finland: an indication of early Proterozoic mantle derivation // *Terra Cognita.* 1987. 7. P. 159.
- Vaasjoki M., Huhma H.* Lead and neodymium isotopic results from metabasalts of the Haveri Formation, southern Finland: evidence for Palaeoproterozoic enriched mantle // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1999. 71. P. 143–153.
- Vanhanen E.* Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo schist belt, northeastern Finland // *Geological Survey of Finland. Bulletin.* 2001. V. 399. 229 p.
- Vaughan D.J., Craig J.R.* Mineral chemistry of metal sulfides. 1978. Cambridge Univ. Press. 493 p.
- Vesanto J.* Mineral Exploration Report on the Work carried out on Claims Peura 1–7, Kiannanniemi Area, Suomussalmi // POLAR MINING OY. 2004. 5 p.
- Vorma A.* Laitakarite a new Bi-Se-mineral // *Geological Survey of Finland. Bulletin.* 1960. V. 188. P. 1–10.
- Wallece A.B.* Possible signatures of buried porphyry copper deposits in Middle to Late Tertiary volcanic rocks of Western Nevada // *Programs and Abstracts, 5 Symposium, Snowbird, Alta, Utah, USA.* 1978. P. 198.
- Wanhainen C.* On the Origin and Evolution of the Palaeoproterozoic Aitik Cu-Au-Ag Deposit, Northern Sweden // *Doctoral thesis. Luleå.* 2005.
- Wanhainen C., Billstrom K., Martinsson O.* Age, petrology and geochemistry of the porphyritic Aitik intrusion, and its relation to the disseminated Aitik Cu-Au-Ag deposit, northern Sweden // *GFF* (submitted).
- Wanhainen C.A., Broman C.A., Martinsson O.A.* The Aitik Cu-Au-Ag deposit in northern Sweden: a product of high salinity fluids // *Min. Dep.* 2003. V. 38. N 6. P. 715–726.
- Wanhainen C., Martinsson O., Kontturi M.* The Aitik Cu-Au deposit, Gellivare region, northern Sweden [abs.], in Cook, N.J., and Sundblad, K., eds., *Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas* // Geological Survey of Norway. Gold 99. Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 163–165.
- Watson J.V.* Metallogenesis in relation to mantle heterogeneity // *Geol. Trans. Royal Soc. London.* 1980. N 1430. P. 347–352.
- Weihed P.* A review of Paleoproterozoic intrusive hosted Cu-Au-Fe-oxide deposits in northern Sweden // *Sveriges geologiska undersokning.* 2001. N 833. P. 4–32.
- Weihed P., Bergman Weihed J., Sorjonen-Ward P., Matsson B.* Post-deformation, sulphide-quartz vein hosted gold ore in the footwall alteration zone of the Palaeoproterozoic Langdal VHMS deposit, Skellefte district, northern Sweden // *GFF.* 2002. V. 124. P. 201–210.
- Weihed P., Bergman Weihed J., Sorjonen-Ward P.* Structural evolution of the Bjorkdal gold deposit, Skellefte district, northern Sweden: Early Proterozoic mesothermal gold in the late stage of the Svecofennian orogen // *Economic geology.* 2003. V. 98. P. 1291–1309.
- Weihed P., Maki T.* Volcanic hosted massive sulphide and gold deposits in the Skellefte district, Sweden and western Finland // *Geological Survey of Finland. Guide.* 1997. V. 41. 81 p.
- Wikstrom T., Sundblad K.* Ore petrology of the Bjorkdal deposit, Skellefte district, northern Sweden [abs.], in Cook, N.J., and Sundblad K., eds., *Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas* // Geological Survey of Norway. Gold 99. Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 166–168.
- Zweifel H.* Aitik: Geological documentation of a disseminated copper deposit – a preliminary investigation // *Sveriges Geologiska Undersokning.* 1976. V. C720. 80 p.
- Yang G., Stein H., Hannan J. et al.* Re-Os systematics of sulfides in overmature and altered shale, Bidjovagge Cu-Au deposit, Northern Norway (Finnmark) // *Goldschmidt Conference Abstracts.* 2009. P. A1473.

Научное издание

В.И. ИВАЩЕНКО, А.И. ГОЛУБЕВ

**ЗОЛОТО И ПЛАТИНА КАРЕЛИИ:  
ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ**

*Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии КарНЦ РАН*

Редактор Е.В. Азоркина  
Оригинал-макет Г.А. Тимонен

Подписано в печать 01.12.2011. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 39,3. Усл. печ. л. 42,9.  
Тираж 300 экз. Изд. № 215.

Отпечатано в «Копистар Оптима»