

УДК 553.41(470.22)

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ПЯКЮЛЯ – НОВЫЙ ВЫСОКОПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДОКЕМБРИИ КАРЕЛИИ

© 2002 г. В. И. Ивашенко, А. М. Ручьев, О. Б. Лавров, Н. И. Кондрашова

Представлено академиком Д.В. Рундквистом 14.11.2001 г.

Поступило 21.02.2001 г.

В последнее время [1] Карелия стала рассматриваться как новая золоторудная провинция России, перспективы которой связываются преимущественно с архейскими зеленокаменными поясами [2, 3]. Потенциал протерозойских структур, в том числе и свекофеннского складчатого пояса в пределах Северного Приладожья, где было известно только небольшое число пунктов благороднометальной минерализации, представлялся гораздо менее значительным [1, 4 и др.].

Проведенными нами специализированными исследованиями свекофеннских комплексов Приладожья, в результате которых в 1999 г. было открыто благороднометальное проявление Пякюля, обосновывается высокая перспективность этого региона на промышленнозначимые золоторудные месторождения, аналогичные Кутемарви (Оривеси) [5], Осиконмяки [6], Лайвакангас и др. [7] на сопредельной территории Финляндии.

Комплексное благороднометальное проявление Пякюля расположено на площади Янисъярвинского участка (рис. 1) Северного Приладожья в пределах Раахе-Ладожской зоны сочленения Карельского кратона (AR_2) и свекофеннского складчатого пояса (PR_1). Восточнее в непосредственной близости к нему размещаются несколько пунктов золотой минерализации, выявленных при проведении геолого-съёмочных работ (Артамонова и др., 1989 г.) и объединённых в отчетных материалах под одним общим наименованием – “рудопроявление Алатту” золото-сульфидной формации в терригенных миогеосинклинальных комплексах.

Янисъярвинский участок (рис. 1) сложен дислоцированными и метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации (местами выше) метатурбидитами ладожской серии (углеродсодер-

жащие алевролиты, песчаники, кварциты, биотитовые, андалузитовые, кордиерит-андалузитовые и другие сланцы) со стратиформной сульфидной минерализацией (Au до 1.5 г/т). Они прорываются многочисленными слабозеродированными штоковидными и дайковыми телами протяженностью до 1.5 км, сложенными преимущественно порфировыми фациями пород, варьирующими по составу от габбро и диоритов до плагиогранитов и риолитов. Их геологические, геохимические и петрологические особенности свидетельствуют о принадлежности к свекофеннским синорогенным (возраст 1.88–1.89 млрд. лет) магматитам известково-щелочной серии, с которыми в Финляндии связаны многочисленные мелкие преимущественно полиметаллические (частью с Au, Ag, W, As, Mo и др.) и золоторудные месторождения [7, 8].

Особенности геологии района золоторудного проявления Пякюля (рис. 1) определяются наличием габброидного штока (диаметр 0.5–0.6 км) с возрастом 1884.8 ± 5.2 млн. лет [9] и несколько более поздних, судя по геологическим соотношениям, малоразмерных (0.3–200 × 10–1000 м) тел гранитоидов. Наиболее интенсивно рудогенез проявлен в пределах небольшой (прослеженная протяженность ~1 км, мощность ~200 м, $S \sim 0.15$ км²) северо-восточного простирания (20°–40°, угол падения 70°–80°СЗ) морфологически сложной штоковидной интрузии порфировых диорит-тоналит-гранодиорит-плагиогранитов (с доминированием тоналитов), расположенной западнее и в непосредственной близости от габброидного штока (рис. 2). Ее формирование происходило в условиях растяжения и сдвиговых деформаций и сопровождалось комагматичными дайками, рассекающими ладожские образования и габброидный шток, а также широким проявлением многократно импрегнированных эруптивных брекчий, а местами и их туффизитоподобных разновидностей, свидетельствующим о высокой эксплозивности и флюидонасыщенности магматического расплава. В

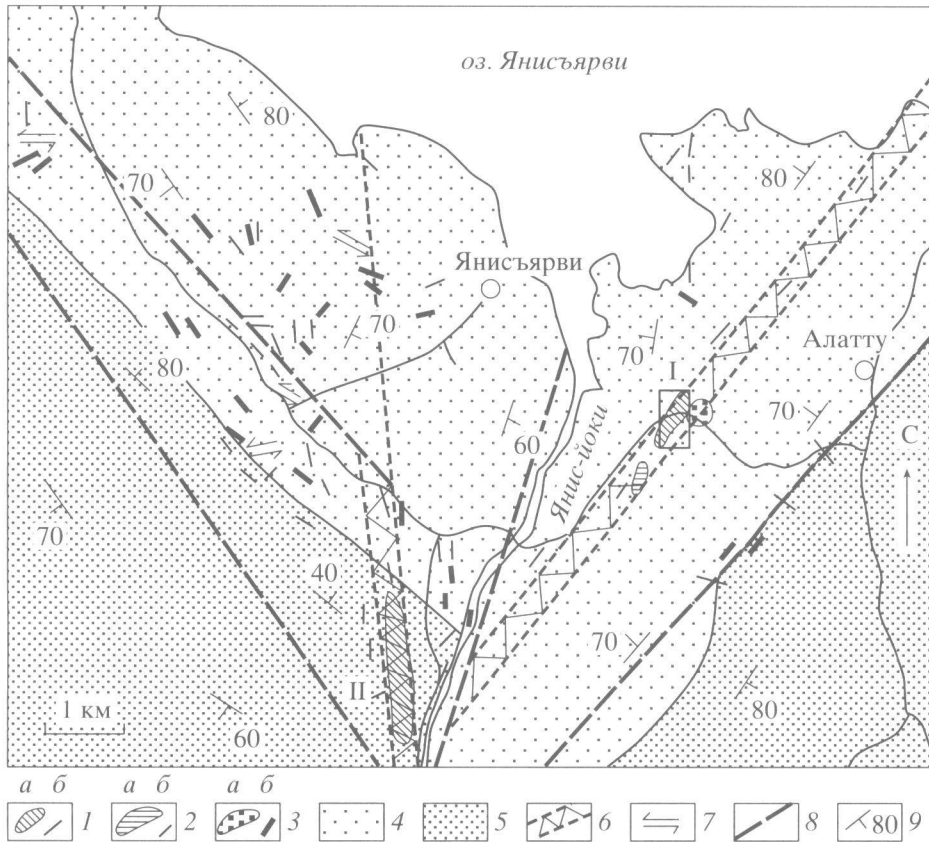


Рис. 1. Геологическая схема Янисъярвинского участка. 1–3 – свекофеннский синорогенный бимодальный магматический комплекс: 1 – кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, риодациты и др. (а – штоковидные тела, б – дайки); 2 – кварцевые порфиры, гранитпорфиры (а – штоковидные тела, б – дайки); 3 – диориты, габбро-диориты, габбро (а – штоковидные тела, б – дайки); 4, 5 – метатурбидиты ладожской серии: 4 – грубое и ритмичное переслаивание металевролитов (биотитовых сланцев), песчаников и кварцитов (свита наатселька), 5 – грубое переслаивание металевролитов (андалузитовых, кордиерит-андалузитовых и кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев) и песчаников (свита пъякярви); 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.

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 [10], 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 интра-теллурическую 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”.

Вследствие этого породы гранитоидной интрузии и габброидного штока в ранге единого бимодального магматического комплекса имеют широко варьирующий химический состав (табл. 1). По петрогеохимическим особенностям они относятся к известково-щелочной серии, размещаясь на мультикатионной диаграмме R_1-R_2 (рис. 3) в полях синорогенных, доколлизийных и постколлизийных гранитоидов. Риодацитовые кварцевые порфиры (табл. 1) при среднем содержании SiO_2 65.5% и магнезиальности (0.48), более высокой, чем у габбро (0.45), обогащены Cr_2O_3 (0.0147%), Ba и Sr (>0.1% каждого), K_2O (2.79%), Na_2O (3.39%), что сближает их с гранитоидами М-типа, или санукитоидами, выделенными недавно [11] в архее Карелии.

Повсеместно породы гранитоидной интрузии подверглись кварц-серицитовому метасоматозу и окварцеванию. Кварцевые прожилки, местами сгущающиеся в штокверки, 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 наблюдается система эшелонированных элементарных хрупко-вязких правосторонних сдвигов северо-восточного простирания $30^\circ-40^\circ$ с падением на северо-запад под углами $60^\circ-80^\circ$ и приуроченных к ним сингенетичных золотоносных метасоматитов березитового ряда, формирующихся позднее молибденитсодержащей штокверковой минерализации близко к времени внедрения риодацитовых порфиров. 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 (рис. 2). По имеющимся неполным пересечениям вкрест простирания сдвиговых зон суммарная мощность рудоносных мета-

соматически измененных пород в их условных границах составляет 20–25 м. Рудная минерализация в метасоматитах сдвиговых зон представлена перекристаллизованными минеральными ассоциациями более раннего штокверкового оруденения и новообразованными полигенерационными с игольчатым арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, марказитом, мельниковитом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой, гудмундитом, самородной сурьмой, ульманнитом, сурьмяными сульфосолями свинца (буланжеритом, джемсонитом, менегинитом, шульцитом, фалькманитом), электрумом и самородным высокопробным (940–980) золотом.

Золото установлено во всех проанализированных рудных пробах (148 ан.), но наиболее высокие его содержания, до 17 г/т (табл. 2), 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. Это, вероятно, связано с увеличением удельной поверхности потенциального осадителя золота и с особыми физико-химическими эффектами, возникающими при деформации минерального субстрата. Кроме самородного золота, главными золотосодержащими минеральными фазами являются арсенопирит, гудмундит (Au 0.01%), самородная сурьма (Au 0.25%). Размерность выделений золота варьирует от <1 мкм до 0.2 мм (рис. 4). В связи с этим его содержания, по результатам пробирного анализа, могут быть существенно заниженными [12]. В рудах также содержатся: Ag до 0.22% (0.12% – среднее по 6 анализам); 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%; В до 0.1%; Sn до 0.0015%.

В габброидном штоке и вмещающих гранитоидную интрузию метасоматических породах ладожской серии зоны сдвиговых дислокаций трассируются главным образом по развитию кливажа, сопровождающегося формированием березитов по песчаникам и пропилитов по габбро, диоритам, амфиболовым сланцам и линзам скарноидов с тождественной, но более бедной, чем в гранитоидах, золотосодержащей рудной минерализацией.

Приведенные данные свидетельствуют о формировании благороднометального оруденения Пякюля в несколько этапов. Этап I – отложение бедной стратиформной пирит-пирротиновой минерализации (изредка золотосодержащей) в ладожских сланцах. Этап II – образование слабо золотоносного (<0.1 г/т) Mo–Cu–As–Pb–Zn-оруденения порфирового типа в штоковидной гранитоидной интрузии и частично во вмещающих метаалевролитах. Этап III – формирование главного на Янисъярвинском участке золоторудоконтролиру-

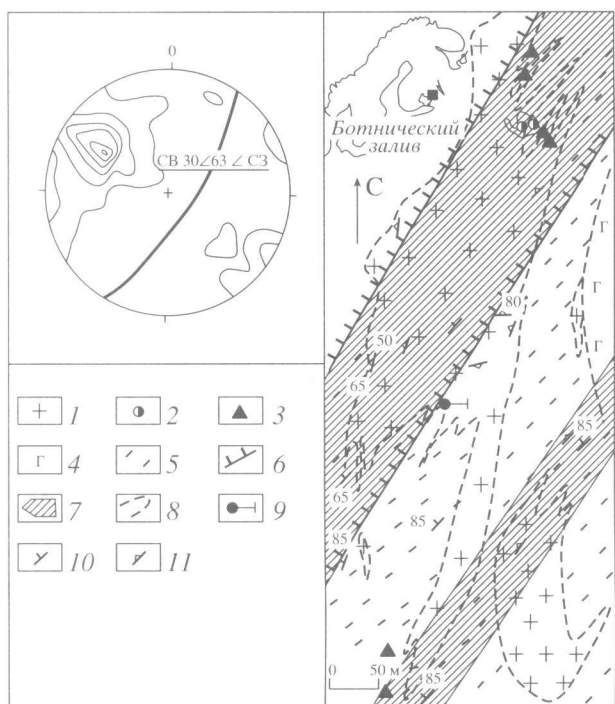


Рис. 2. Схема геологического строения золоторудного проявления Пякюля. 1 – тоналиты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты; 2 – риодацитовые кварцевые порфиры; 3 – эруптивные и эксплозивные брекчи, туффизитоподобные породы; 4 – габбро-диориты, габбро; 5 – метатерригенные породы ладожской серии (углеродсодержащие алевролиты, кварцитопесчаники, кварциты); 6 – предполагаемые границы сдвиговой зоны; 7 – область наиболее интенсивного развития сдвиговых дислокаций, контролирующих метасоматоз и золотонесущее оруденение; 8 – предполагаемые границы распространения пород; 9 – скважина П-67 (Артамонова, Духовский, 1989 г.); 10, 11 – элементы залегания плоскостей анизотропии пород; 10 – в метатерригенных породах ладожской серии, 11 – в гранитоидах.

щего структурно-вещественного комплекса, представленного системой сдвиговых дислокаций (рис. 1, 2) и приуроченных к ним сингенетичных метасоматитов, отвечающих изофаціальным процессам березитизации в гранитоидах и метасоматитов ладожской серии, а также пропилитизации в габброидах, амфиболовых сланцах и скарноидах. Происходила перекристаллизация рудных ассоциаций стратиформного и порфирирового типов, а также новообразование As–Cu–Pb–Zn- и Sb–Pb–Zn-минеральных ассоциаций с благороднометалльным (Au до 17 г/т, Ag до 0.22%) оруденением преимущественным образом в пределах гранитоидной интрузии.

По опубликованным данным [6, 7, 13, 14] полных аналогов характеризуемому золоторудному проявлению на сопредельной территории Финляндии нет. По общности геологической обстановки, тесной пространственной ассоциации (а

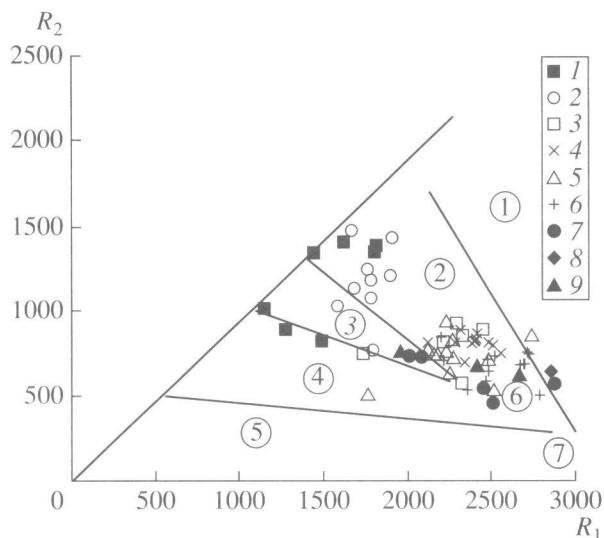


Рис. 3. Распределение основных петрографических разновидностей пород бимодальной магматической диаграммы Пякюля на мультикационной диаграмме R_1-R_2 . $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. 1 – габбро; 2 – габбро-диориты, диориты; 3 – диориты, кварцевые диориты; 4 – тоналиты; 5 – гранодиориты; 6 – плагиограниты; 7 – риодациты, риолиты; 8 – гранит-аплиты; 9 – риодацитовые кварцевые порфиры. Поля на диаграмме (цифры в кружках): 1 – мантийные дифференциаты, 2 – доколлизийные, 3 – постколлизийные, 4 – позднерогенные, 5 – анорогенные, 6 – синколлизийные, 7 – посторогенные.

возможно и генетической связи) со свекофенскими синорогенными малоглубинными магматитами известково-щелочной серии, ведущей рудогенной роли сдвиговых дислокаций и гидротермально-метасоматических процессов в них, по содержанию золота и масштабам оруденения наиболее близки ему месторождения Осиконмяки, Пирила, Лайвакангас Раахе-Ладожской зоны. В то же время обогащенность руд Пякюля серебром, наличие в них самородной сурьмы и разнообразных сурьмяных сульфосолей свинца является, вероятно, свидетельством менее глубокого эрозионного среза.

Приведенные данные по благороднометалльному проявлению Пякюля, с учетом изотопных датировок по другим золоторудным объектам Раахе-Ладожской зоны [6], указывают на его весьма длительное (не менее нескольких десятков миллионов лет) полигенно-полихронное формирование в несколько этапов при неразрывной связи процессов тектоно- и магмогенеза, что в глобальном аспекте характерно для многих месторождений [15].

Сочетание продуктивного магматизма и более поздних метасоматических наложений, контролируемых сдвиговыми дислокациями, образующее установленный золотонесущий структурно-

Таблица 1. Средний химический состав пород, бимодального магматического комплекса Алатту–Пякюля, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50.67	55.89	63.1	65.27	65.59	65.45	69.11	69.07	71.06	65.70
TiO ₂	0.98	0.78	0.47	0.38	0.35	0.48	0.28	0.27	0.29	0.60
Al ₂ O ₃	15.77	16.07	16.95	16.47	16.83	16.18	15.79	15.88	14.93	15.90
Fe ₂ O ₃	4.43	1.59	1.29	0.97	0.72	1.14	0.91	0.68	1.19	
FeO	8.13	6.88	4.16	3.41	3.51	3.93	2.34	2.33	1.87	3.90
MnO	0.16	0.14	0.1	0.08	0.08	0.08	0.05	0.05	0.10	0.10
MgO	5.30	4.41	2.19	1.76	1.49	2.5	1.2	1.28	1.13	1.80
CaO	6.68	6.05	3.65	3.25	3.85	2.42	2.7	2.3	2.86	3.50
Na ₂ O	3.11	3.77	3.52	3.31	4.11	3.39	3.68	4.81	4.30	4.50
K ₂ O	1.72	1.61	2.53	2.95	1.67	2.79	2.23	1.77	1.11	2.30
P ₂ O ₅	0.31	0.29	0.22	0.19	0.19	0.11	0.13	0.13	0.12	0.20
H ₂ O ⁻	0.48	0.2	0.16	0.11	0.12	0.12	0.15	0.11	0.16	0.70
П.п.п.	2.90	2.02	1.69	1.42	1.09	1.11	1.25	1.01	0.92	–
CoO	0.0053	0.0036	0.0022	0.0017	0.0018	0.0023	0.0009	0.0014	0.0010	–
NiO	0.0068	0.0049	0.0053	0.004	0.004	0.008	0.0027	0.004	0.0030	–
CuO	0.0387	0.0075	0.0118	0.0116	0.0127	0.0013	0.0074	0.0214	0.0030	0.0033
Cr ₂ O ₃	0.0134	0.0118	0.0085	0.0042	0.0067	0.0147	0.0058	0.0081	0.0050	–
V ₂ O ₅	0.0377	0.0241	0.0127	0.0054	0.0057	0.014	0.0046	0.007	0.0090	0.0160
ZnO	0.0150	0.0116	0.0113	0.0138	0.0096	0.0087	0.0104	0.0058	0.0070	0.0067
Li ₂ O	0.0046	0.0046	0.0049	0.0047	0.0046	0.0065	0.0041	0.0048	0.0020	–
Rb ₂ O	0.0051	0.005	0.0088	0.0102	0.0058	0.0112	0.0075	0.0053	0.0042	0.0087
Cs ₂ O	0.0001	0.0003	0.0003	0.0003	0.0002	0.0002	0.0002	0.0003	0.0003	–
S	0.38	0.19	0.41	0.18	0.09	0.01	0.13	0.48	–	0.034
Сумма	99.88	99.96	100.29	99.81	99.75	99.78	99.92	100.23	100.08	99.20
K_{Mg}	0.45	0.47	0.43	0.43	0.39	0.48	0.41	0.44	0.41	0.45
<i>n</i>	8	9	7	11	12	3	15	5	1	36

Примечание. Магматические породы: 1 – габбро; 2 – габбро-диорит; 3 – диорит; 4 – гранодиорит; 5 – тоналит; 6 – риодацитовый порфир; 7 – плагиогранит; 8 – риодацит; 9 – риолит; 10 – гранитоиды интрузии Осинкомья (Kontoniemi, 1998); $K_{Mg} = MgO/(MgO + Fe_2O_3 + FeO)$, мол. кол.; *n* – число анализов, по которым рассчитаны средние значения.

Таблица 2. Средние содержания золота и серебра в породах благороднометалльного проявления Пякюля, г/т

Породы	Au	Ag
Слабо окварцованные и серицитизированные тоналиты, диориты, плагиограниты (35 ан.)	$\frac{0.04-0.10}{0.043}$	$\frac{0.10-21.20}{5.72}$
Сильно окварцованные и серицитизированные тоналиты, диориты, плагиограниты (38 ан.)	$\frac{0.04-0.61}{0.17}$	$\frac{1.00-32.00}{8.79}$
Березиты, серицитолиты (преимущественно по тоналитам) (32 ан.)	$\frac{0.04-15.00}{1.92}$	$\frac{1.00-100.00}{21.73}$
Серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты (преимущественно по тоналитам) (26 ан.)	$\frac{<0.04-16.70}{1.39}$	$\frac{1.00-48.00}{10.56}$
Пропилиты (альбит–кальцит–эпидот–хлорит–амфибол–кварц) по метаалевролитам (4 ан.)	$\frac{0.04-2.50}{0.65}$	$\frac{0.10-10.00}{5.11}$
Пропилитизированные метаалевролиты и серицитизированные кварцитопесчаники (13 ан.)	$\frac{<0.04-1.10}{0.18}$	$\frac{0.10-11.00}{3.62}$

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 штупным пробам массой 0.5–1.5 кг (135 ан.). Остальные (13 ан.) – спектральный анализ, ИГ КНЦ РАН. В 6 пробах березитов определены ураганные содержания серебра – 0.15–0.22%, которые при расчете среднего не использовались. Числа над чертой – пределы содержания, под чертой – среднее содержание.

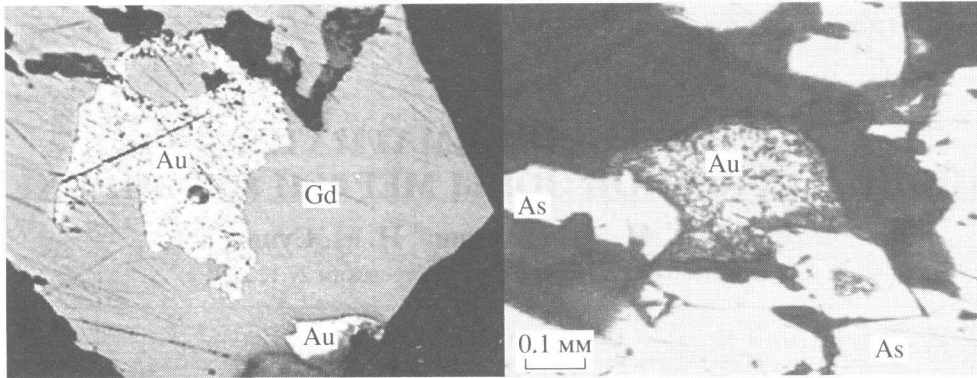


Рис. 4. Характерные морфотипы самородного золота в рудах Пякюля. Отраженный свет. Au – самородное золото; As – арсеницит; Gd – гудмундит.

вещественный комплекс, отчетливо проявлено в зоне северо-восточного простирания – Улмалакти, Алатту, Пякюля, Янис-оки, Хемякоски, Лоухиваара (рис. 1). Здесь фиксируется повышенное содержание золота: 0.3–0.4 г/т – в измененных плагиогранитах крупной дайки западнее р. Янис-йоки [10]; 0.1–0.2 г/т – в минерализованных порфировых гранитоидах правобережья р. Янис-йоки и поселка Хемякоски; 0.1 г/т – в сульфидизированных окварцованных породах ладожской серии юго-западнее и северо-восточнее рудопроявления Пякюля, а также в шеелитоносных (содержания вольфрама более 10%) зонах окварцевания габбро-амфиболитов бимодального комплекса, выявленных западнее поселка Хемякоски.

Масштабность проявления процессов рудогенеза, во многом аналогичных установленным на промышленных золоторудных объектах Финляндии, тип рудоконтролирующих структур, позволяющий предполагать их выдержанное продолжение как по падению, так и по простиранию за пределы закартированного участка, высокий уровень концентрации золота (табл. 2) являются признаками, указывающими на возможность открытия на базе рудопроявления Пякюля комплексного благороднометалльного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 136 с.

2. Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1998. В. 1. С. 5–23.
3. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные образования. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 222 с.
4. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др. Металлогения Карелии. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 340 с.
5. Luukkonen A. // Geol. Surv. Finland. 1994. № 377. 153 p.
6. Kontoniemi O. // Geol. Surv. Finland. Spec. Pap. 1998. V. 25. P. 19–37.
7. Eilu P. // Geol. Surv. Finland. Rept Investigation. 1999. V. 146. 224 p.
8. Nurmi P.A., Front K., Lampio E., Nironen M. // Geol. Surv. Finland. Rept Investigation. 1984. V. 67. 88 p.
9. Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В. и др. // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. 1999. В. 3 (№ 21). С. 23–31.
10. Конопелько Д.Л., Степанов К.И., Петров С.В., Пупков О.М. // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология и география. 1999. В. 4 (№ 28). С. 21–31.
11. Чекулаев В.П. // ДАН. 1999. Т. 368. № 5. С. 676–678.
12. Остащенко Б., Шумилов И. // Вестн. ИГ КомиНЦ РАН. 1999. № 4. С. 6.
13. Sorjonen-Ward P., Nurmi P.A. Mineral Deposits. Rotterdam: Balkema, 1997. P. 309–312.
14. Makkonen H., Ekdahl E. // Bull. Geol. Soc. Finland. 1988. № 60. P. 55–66.
15. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Кандинов М.Н., Ряховский В.М. Тез. докл. Междунар. симп. Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов в XXI веке. М., 1998. С. 29–31.