
Л. В. Кулешевич, В. Н. Фурман, З. Н. Федюк

ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КАМЕННООЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Территория ЮВ Карелии в северном обрамлении Водлозерского блока включает лишь часть Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса – Каменноозерскую, Пулозеро-Пустозерскую и Нюхчеренскую структуры. Территория плохо обнажена, наиболее изученной, благодаря поискам никеля, является Каменноозерская структура (рис. 1). Тектоническую позицию зеленокаменного пояса можно представить как крупную пластину, надвинутую на Водлозерский блок и частично перекрытую образованиями протерозоя. Основными региональными элементами, контролирующими размещение низкотемпературных метасоматитов и пока еще незначительного количества выявленных здесь проявлений золота, являются северо-западные глубинные разломы Южный (часть его в Каменноозерской структуре называется Кумбуксинский) и Центральный, устанавливаемые по геофизическим данным (Земная кора..., 1983).

Геологическое строение и магматизм

В строении лопийского комплекса Каменноозерской структуры, как и всего зеленокаменного пояса, выделяют две свиты – нижнюю и верхнюю идельскую. Нижнюю часть разреза слагают метаморфизованные толеитовые базальты кочминской толщи; базальты, углеродсодержащие сланцы, хемогенные кварциты, карбонат-кварц-серицитовые сланцы по туфам и туффитам савинской толщи; лавы коматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов кумбуксинской толщи. Верхнюю часть разреза слагают серицит-кварцевые, карбонат-хлорит-серицит-кварцевые и углеродсодержащие сланцы по туфогенно-осадочным породам кислого и среднего состава и колчеданные горизонты каменноозерской толщи; базальты, андезито-базальты вожморской толщи и андезиты, туфы, туффиты, углеродсодержащие сланцы варозерской толщи. Большой объем разреза занимают породы основного и ультраосновного состава. Центральная синклинали часть структуры сложена миндалекаменными базальтами, андезибазальтами, агломератовыми туфами лумбасручейской толщи, в восточной – лопий перекрывается аркозами, гравелитами и базальтами киричской и полимиктовыми конгломератами калгачинской свит протерозойского возраста. Вероятно, в существующей стратиграфической схеме есть некоторое удвоение лопийского разреза (выделение савин-

ской толщи) за счет складчатости и смятия пород в зоне Кумбуксинского разлома на границе с Водлозерским блоком. Это могло произойти в результате коллажирования мафит-ультрамафитовых толщ и пород островодужной системы над зоной субдукции южного направления как в позднем архее, так и в результате коллизии и надвигов в протерозое, что особенно характерно для Кумбуксинской зоны.

По современным представлениям формирование зеленокаменного пояса происходило в разных режимах: проторифтогенном на ранних стадиях развития и орогенном на более поздних (Металлогения..., 1999). Выделяемые толщи сформировались в разных геодинамических обстановках, объединенных впоследствии в страто-тектонические ассоциации. По мнению И. С. Пухтеля (Puchtel et al., 1999), мафит-ультрамафитовая последовательность, слагающая нижнюю часть разреза Каменноозерской структуры (кочминская и кумбуксинская свиты), образовалась в океанических условиях и трактуется как мафическое плато с возрастом ~2,9 млрд. лет: коматииты 2916 ± 117 млн. лет (Sm-Nd возраст) и базальты – 2892 ± 130 (Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁷ возраст). Накопление углеродсодержащих сланцев, кварцитов, колчеданных руд, иногда переслаивающихся с коматиитами в их верхних частях последовательностей, наблюдаемых в Кумбуксинской зоне на участках Золотые Пороги, Лещевском, Савинском, Лекса, позволяют предполагать, что их отложение происходило на океаническом дне в задуговых бассейнах. Островодужный комплекс основных, средних и кислых пород каменноозерской толщи (BADR-серия) и адакиты вулcano-плутонической серии сформировались около 2875 ± 2 млн. лет и 2876 ± 6 млн. лет назад (Samsonov et al., 1999; Puchtel et al., 1999).

В строении Каменноозерской структуры обычно выделяют центральную часть, имеющую форму пологой V-образной синклинали и сложно складчатые приразломные зоны – Кумбуксинскую-Вожмореченскую и Каменноозерскую. Современное строение Каменноозерской структуры более всего зависит от складчатости, связанной с внедрением гранитоидов Хижозерского, Вожмореченского, Солотозерского и Лексинского массивов, и сдвиговых зон северо-западного, субширотного и север-северо-восточного простираний. В обрамлении гранитных массивов развиты рои даек риодацитов. В Кумбуксинской зоне

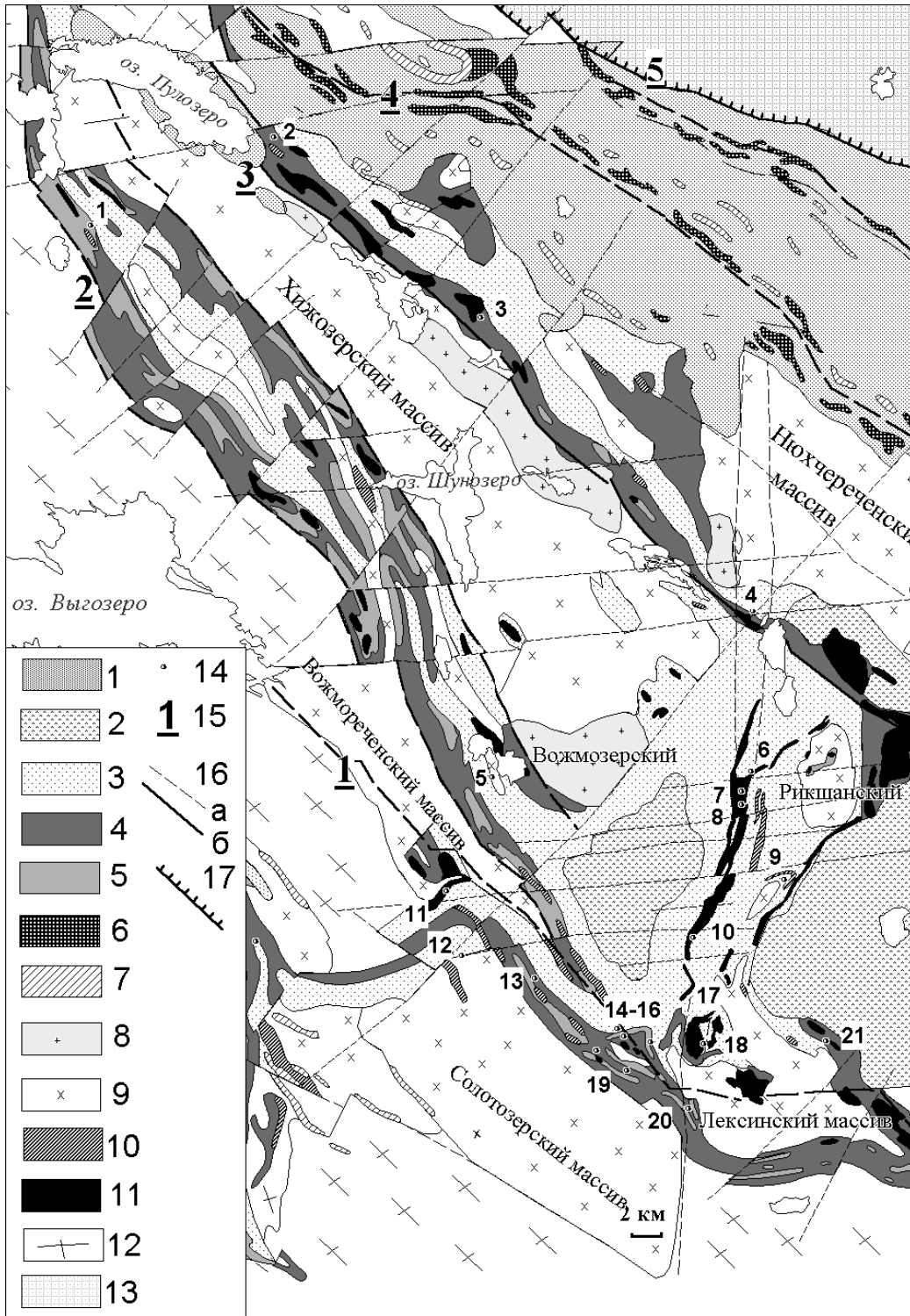


Рис. 1. Геологическая карта СЗ части Ветреного Пояса и Каменноозерской структуры (подготовлена на основе карты В. М. Тытыка, КГЭ):

1 – нерасчлененные протерозойские образования Ветреного Пояса; 2 – сумий, андезито-базальты; 3 – верхний лопий, вулканогенно-осадочная каменноозерская толща, базальты и андезито-базальты вожморезерской и варозерской толщ; 4 – нижний лопий, коматинито-базальтовая кумбуксинская и вулканогенно-осадочная савинская толщи; 5 – метакоматиниты. Интрузивные образования. Протерозой: 6 – ультрабазиты и 7 – габбро. Верхний архей: 8 – К-граниты, 9 – диориты, гранодиориты, тоналиты, плагιοграниты, 10 – габбро, 11 – ультрабазиты; 12 – нерасчлененные гранито-гнейсы; 13 – беломорский комплекс; 14 – золоторудные проявления (1 – Коросозерское, 2 – Пулозеро, 3 – Хижозеро, 4 – Половинно, 5 – 3.-Вожморезерское, 6 – С.-Вожминское, 7 – С-395, 8 – Вожминское, 9 – Верхне-Вожминское, 10 – Лебяжинское, 11 – Щучинское, 12 – Черногорское, 13 – Савинское, 14-15 – Золотые Пороги, 16 – В.-Золотопорожское, 17 – 3.-Светлоозерское (С-172), 18 – 3.-Светлоозерское (С-108), 19 – Геофизическое, 20 – Лещевское, 21 – Лексинское); 15 – номера зон разломов; 16 – тектонические нарушения (а – корового заложения, б – мантийного заложения); 17 – надвиговая зона

вмещающие толщи имеют северо-восточное и северное (в южной части) падение и сильно рассланцованы. В обрамлении Хижозерского массива они смяты и имеют юго-западное и юго-восточное падение. В зоне Каменноозерского разлома падение пород западное. Узкое, вытянутое с севера на юг на 20 км интрузивное тело ультрабазитов, содержащее медно-никелевые руды, разбито и смещено субмеридиональным и субширотными разломами и прорывается дайками фельзитов, габброидов и субщелочных пород. Лопийские толщи и ультрабазиты прорываются дайками габбро архейского и протерозойского возрастов. Характеристика пород лопийского комплекса, базит-гипербазитового магматизма и оруденения приводится в серии работ (Вулканизм архейских..., 1981; Земная кора..., 1983; Куликов и др., 1983; Куликова, 1988; Кулешевич, 1992) и производственных отчетов. Поэтому в данной статье дается лишь более подробное описание кислого интрузивного магматизма и зон метасоматических преобразований, с которыми ассоциирует золото.

Интрузивный гранитоидный комплекс Каменноозерской структуры представлен гранодиоритами и плагиогранитами Хижозерского, Вожемореченского, Солотозерского и Лексинского массивов, К-гранитами Вожемозерского массива, небольшими телами гранит-порфиоров, дайками дацитов, риодацитов, реже андезитов или риолитов в их обрамлении.

Наиболее крупный *Хижозерский массив* (рис. 1) на севере структуры имеет овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении. Он разделяет Каменноозерскую и Пустозерско-Пулозерскую структуры и прорывает вмещающие толщи вожемозерской и варозерской свит и секущие их тела габброидов. В краевых апикальных частях массива встречаются ксенолиты вмещающих пород и метакоматиитов. Падение вмещающих толщ относительно массива облекающее с углами 60–90°. Контактное воздействие гранитоидов на вмещающие толщи отвечает биотитовой субфации зеленосланцевой фации, а в непосредственной близости достигает эпидот-амфиболитовой фации. Коматииты оталькованы, карбонатизированы, в них и секущих их дайках фельзитов развит порфиробластический тремолит. Главная фаза Хижозерского массива представлена преимущественно гранодиоритами – плагиогранитами. Это серые, массивные, среднезернистые породы, которые содержат плагиоклаз – 60–65%, кварц – до 15–25%, микроклин – до 5–15%, биотит – 2–4%, мусковит – до 1–5%. Из аксессуарных минералов в них присутствуют апатит, циркон, ортит, сфен. Средние химические составы пород характеризуются содержанием SiO_2 64,00–72,51%, Al_2O_3 14,26–15,40%, Na_2O 4,40–4,58%, K_2O 1,85–1,95% (табл. 1). Плагиогранит-порфиры (вторая фаза этого комплекса) образуют небольшое субвулканическое тело – Западно-Вожемозерский массив, прорывающий базальты и андезибазальты западнее оз. Вожемозеро вблизи центра кислого вулканизма (рис. 2). Они содержат порфировые вкрапленники плагиоклаза (до 1 см), близки по составу к гранитам массива, но отличаются большей лейкократовостью, содержанием SiO_2 72,75%, суммой щелочей 6,58% и интенсивной березитизацией. На диаграммах (рис. 3) занимают поле гранитов нормальной щелочности. В южной части Хижозерский массив прорывается более поздними калиевыми гра-

нодиоритами и гранитами *Вожемозерского массива*. Увеличение калия в породах до 4,58–4,53% отчетливо коррелируется с увеличением содержания микроклина до 20%.

Вожемореченский массив прослеживается вдоль р. Вожмы на северо-запад до Выгозера и на юго-восток вдоль р. Кумбуксы до широты участка Савинского. В южном выклинивании Вожемореченского массива развит сопровождающий его комплекс даек риодацитовых порфиоров. В районе уч. Щучинского Вожемореченский массив сближен с Ворожозерским массивом и к северо-западу практически соединяется с ним по р. Вожме. Массив содержит ксенолиты лопийских вулканогенно-осадочных пород и перекрыт небольшими мульдобразными структурами, выполненными ятулийскими осадками. По составу среди пород массива преобладают известково-щелочные граниты, в меньшей степени развиты гранодиориты, локально микроклинизированные (табл. 1). Массив находится в зоне Кумбуксинского разлома, поэтому он сильно рассланцован и милонитизирован, в нем фиксируются наложенные преобразования. Низкотемпературным изменениям (березитизации) подвергнуты гранитоиды, ксенолиты кислых вулканитов в них и останцы кварцитов из небольших ятулийских структур (р. Тянука), что свидетельствует о позднем наложенном характере этих метасоматических изменений, т. е. об их постятулийском (свекофеннском) возрасте преобразований.

Солотозерский гранодиоритовый массив является частью единого массива с Шелтозерским. В районе Саломозера и Солотозера он содержит ксенолиты вмещающих лопийских пород. Породы массива относятся к известково-щелочным гранодиоритам и плагиогранитам (табл. 1) и гнейсо-гранитам. В северо-западном обрамлении массива на участке Черногорском развиты апофизы плагиогранитов и порфиоровые дайки, заходящие в дислоцированную кумбуксинскую толщу коматиитов и базальтов. Широко развиты жилы эпидитов и альбититов, секущие базит-гипербазитовый интрузив и сопровождающиеся бедной сульфидной минерализацией. Плагиогранитные дайки участка Лещевского близки по составу к гранитам основного массива.

Лексинский массив представлен кварцевыми диоритами – гранодиоритами (табл. 1). Он находится в зоне Кумбуксинского разлома восточнее участков Золотые Пороги и Лещевский. Гранитоиды интенсивно деформированы, рассланцованы и милонитизированы, в своей северной части даже описываются как аркозы. Массив содержит многочисленные ксенолиты вмещающих пород и включает Лексинский интрузив серпентинизированных ультрабазитов.

На петрохимических диаграммах (рис. 3) гранитоиды охарактеризованных выше массивов попадают в область ТТГ комплексов, в поле нормальной щелочности, относятся к мета- и пералюминиевым группам и тяготеют к области до- и синколлизонных гранитоидов.

Дайковый комплекс пород кислого-среднего состава представлен дацитами, риодацитами и реже андезитами или риолитами. На участке Вожемозерском большое число сближенных даек дацитов и риодацитов прорывают толщу коматиитов и базальтов (рис. 2).

Таблица 1

Химические составы кислых магматических пород Каменноозерской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	64,00	72,51	64,70	71,60	72,75	65,00	71,73	75,02	66,28	69,58	64,07	64,59	68,42	71,33	66,00	58,41
TiO ₂	0,54	0,22	0,32	0,21	0,31	0,59	0,19	0,07	0,54	0,38	0,52	0,57	0,50	0,24	0,33	0,71
Al ₂ O ₃	15,40	14,26	16,70	14,24	14,49	15,65	14,12	13,54	16,34	14,63	14,44	14,81	14,35	14,13	14,10	15,06
Fe ₂ O ₃	2,73	1,16	2,78	1,31	1,83	2,69	0,78	1,01	2,11	1,61	3,06	2,59	2,09	2,61	1,04	3,34
FeO	2,27	1,03	1,10	1,01	1,15	2,66	1,08	0,35	1,67	1,10	1,60	3,30	1,44	0,96	2,28	2,89
MnO	0,08	0,06	0,05	0,05	0,08	0,09	0,05	0,021	0,15	0,06	0,15	0,17	0,12	0,03	0,05	0,09
MgO	2,42	0,72	2,92	0,70	0,73	2,19	0,73	0,30	1,21	0,89	1,79	3,09	1,60	1,50	2,32	4,17
CaO	3,36	2,07	0,88	1,32	1,83	4,91	2,07	0,84	1,24	1,92	3,61	1,97	2,44	2,17	3,36	5,65
Na ₂ O	4,40	4,58	1,90	3,80	4,92	3,76	4,79	3,39	3,63	4,20	4,12	3,50	3,80	4,62	3,73	4,02
K ₂ O	1,95	1,85	4,83	4,53	1,66	1,50	1,92	4,87	2,64	2,68	2,22	2,62	2,79	1,67	2,00	1,93
P ₂ O ₅	—	—	0,11	0,02	—	—	0,05	—	0,19	0,11	0,11	0,11	0,10	0,05	0,10	0,32
H ₂ O	—	0,10	0,14	0,04	—	0,14	0,03	0,10	—	—	—	—	—	—	0,12	0,15
ппп	2,21	1,12	3,58	1,03	—	1,65	2,39	0,67	2,72	2,27	4,22	2,86	2,04	1,56	4,28	3,28
Сумма	99,36	99,68	100	99,86	99,75	100,8	99,93	100,18	98,72	99,43	99,91	100,1	99,69	100,9	99,71	100,02
n	1	8	1	5	4	2	7	1	3	8	1	2	1	2	1	3
Na ₂ O + K ₂ O	6,35	6,43	6,73	8,33	6,58	5,26	6,71	8,26	6,27	6,88	6,34	6,12	6,59	6,29	5,73	5,95
Na ₂ O/K ₂ O	2,26	2,48	0,39	0,84	2,96	2,51	2,49	0,70	1,38	1,574	1,86	1,34	1,36	2,77	1,87	2,08
al	2,08	4,90	2,46	4,72	3,91	2,08	5,45	8,17	3,27	4,06	2,24	1,65	2,80	2,79	2,5	1,45
K	1,65	1,49	2,0	1,28	1,46	2,0	1,42	1,25	1,85	1,49	1,57	1,72	1,55	1,50	1,7	1,73
mg	0,45	0,38	0,59	0,37	0,32	0,44	0,42	0,30	0,38	0,39	0,43	0,50	0,46	0,45	0,56	0,56
A/CNK	1,75	1,86	2,20	1,54	1,93	1,70	1,79	1,53	2,34	1,80	1,59	1,97	1,71	1,86	1,70	1,43

Примечание. Прочерк – нет данных. 1–2 – Хижозерский массив; 3–4 – Вожмозерский массив; 5 – 3-Вожмозерский массив; 6–8 – Вожмореченский массив; 9–10 – район р. Тянукусы; 11 – уч. Щучинский; 12–13 – Солотозерский массив, уч. Черногорский; 14 – уч. Лещевский; 15–16 – Лексинский массив. 1, 6, 9, 11, 12, 15 – гранодиориты; 16 – кварцевые диориты; 2, 7, 10, 11, 14 – плагиограниты; 3 – калиевые гранодиориты; 4, 8 – калиевые граниты; 5 – березитизированные плагиогранит-порфиры. Использованы данные Карельской ГЭ и Л. В. Кулешевич.

Здесь, предположительно, находился субвулканический центр кислого магматизма. На участках Щучинском, Черногорском, Савинском, Лещевском дайки фельзитов (дацитов, риодацитов, риолитов) секут смятые коматииты и вулканогенно-осадочные толщи вблизи контакта в обрамлении гранитных плутонов. Их возраст, соответственно, более поздний, чем возраст гранитоидов, в ареале которых они находятся. Особой насыщенностью разнообразными дайковыми телами отличается зона Каменноозерского глубинного разлома. К ней приурочены Каменноозерский и Светлоозерский массивы ультрабазитов. Интрузивы содержат клинья вмещающих пород и прорываются дайками габбро-диабазов, кварц-плагиопорфиров, комплексом габбро-пироксенитов и субщелочных монцодиоритов.

Наиболее распространены дайки дацитов и риодацитов – светло-серые массивные или рассланцованные породы, иногда с флюидальными текстурами, преимущественно порфировые (количество вкрапленников в них 10–15%). В дацитах вкрапленники представлены плагиоклазом, в риодацитах – кварцем и плагиоклазом. Основная масса дацитов тонкозернистая кварц-плагиоклазовая с амфиболом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, в риодацитах – кварц-альбитовая с серицитом, эпидотом, карбонатом, хлоритом. Дайки риолитов более редкие, они секут ультрабазиты Каменноозерского массива, встречаются в обрамлении Хижозерского гранитного массива в районе Вожмозера и Каргозера. Породы тонкозернистые, имеют серовато-желтый цвет, афиновые или порфировые структуры. Во вкрапленниках преобладает кварц, в меньшем количестве – плагиоклаз. Дайки андезитов более редкие, встречены на участках Черногорском и Лещевском. Они содержат вкрапленники плагиоклаза в количестве до 20–40% и основную мелкозернистую массу, представленную плагиоклазом, цоизитом, ак-

тинолитом, хлоритом, кварцем, карбонатом, сфеном, ильменитом.

Дайки андезитов (табл. 2) содержат SiO₂ 60,3–62,70%, сумма щелочей 7,29–7,16%, дациты – 64,40–66,99% SiO₂, сумма щелочей 7,18–7,86% (участки Вожмозерский, Черногорский, Лещевский). Наиболее распространены риодациты с содержанием SiO₂ 73,1–70,94% и суммой щелочей 5,73–7,86% (участки Вожмозерский, Щучинский, Черногорский, обрамление Хижозерского гранитного массива, север Каменноозерской структуры, а также дайки, секущие ультрабазиты Каменноозерской интрузии). Для риолитов характерно содержание SiO₂ 75,7–76,35% и сумма щелочей 5,83–6,6% (район Каргозера, Вожминский ультрабазитовый массив). Во всех типах даек Na₂O преобладает над K₂O. Содержание K₂O иногда повышается за счет серицитизации пород.

Метаморфизм и метасоматоз в сдвиговых зонах.

Для Каменноозерской структуры, интродуцированной гранитоидными телами, характерна невысокая степень метаморфических преобразований, не превышающая эпидот-амфиболитовой фации в ореоле Хижозерского массива (в парагенезисах встречаются роговая обманка, эпидот, биотит, редко гранат), более широко развита биотитовая субфация зеленосланцевой фации (Кулешевич, 1992). С 3-Вожмозерским массивом связана березитизация непосредственно самих гранит-порфиров и лиственитизация вмещающих базальтов и коматиитов. В южной части площади развиты локальные зоны биотитизации, накладывающиеся на коматиит-базальтовую и вулканогенно-осадочную толщи. Метаморфические преобразования в ореоле гранитоидов Солотозерского массива достигают биотитовой субфации зеленосланцевой фации (биотит, тремолит, куммингтонит). В контакте порфировых даек развиты маломощные метасоматические изменения березит-лиственитовой формации, реже биотитизация.

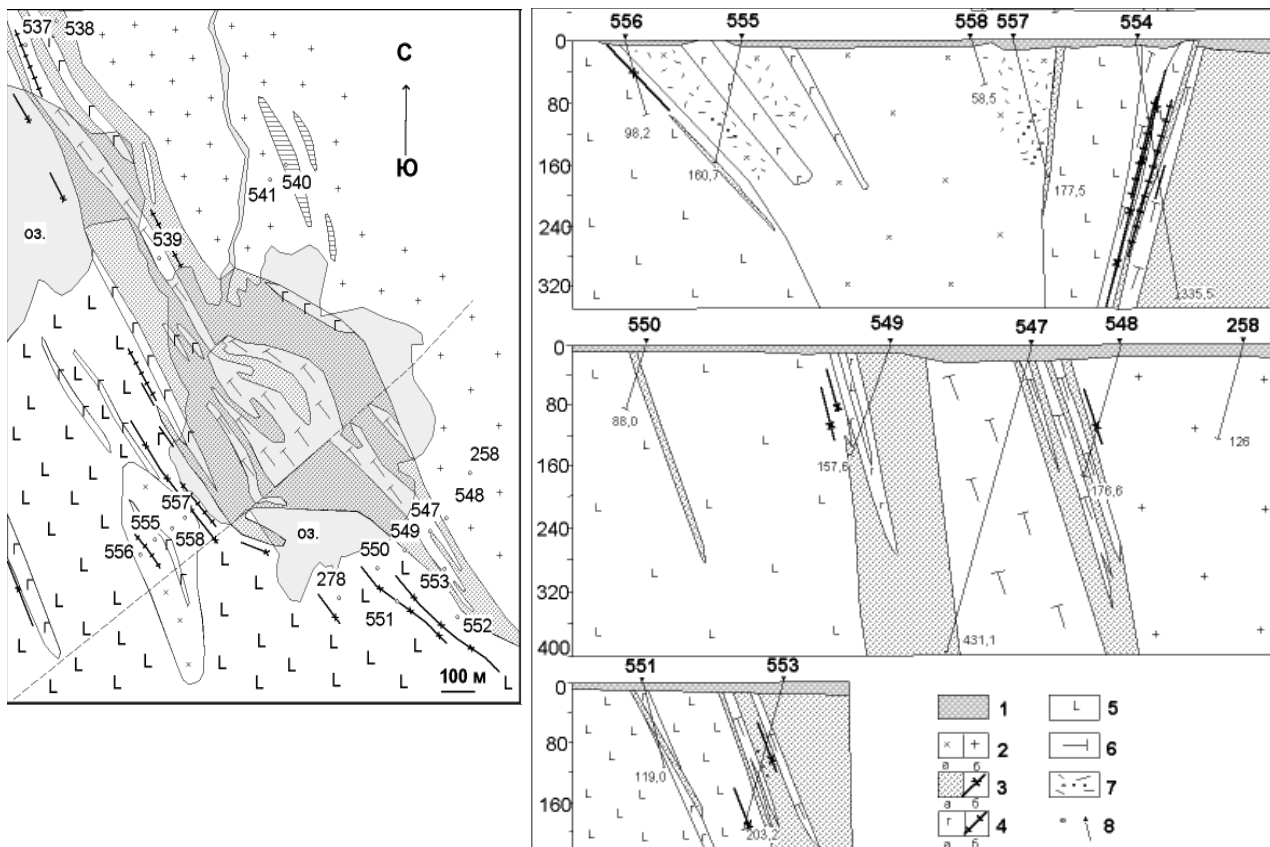


Рис. 2. Схема геологического строения участка Вожзеро и разрезы к ней (составлена на основе карты В. Н. Фурмана):

1 – четвертичные отложения; 2 – плагиограниты (а), граниты (б); 3 – кислые вулканиты, отчасти туфы (а), дайки кварц-плагиопорфиров (б); 4 – дайки габбро (а – крупные, б – маломощные); 5 – metabазальты; 6 – хлорит-талк-карбонатные сланцы; 7 – березитизация и сульфидная вкрапленность; 8 – скважины на карте и разрезах

Со сдвиговыми зонами деформаций, представленными как зоны расланцевания в пределах глубинных разломов, особенно с зонами северо-западного простирания, связаны метаморфогенно-метасоматические преобразования практически всех встречающихся в Каменноозерской структуре пород и самих гранитоидов. Порфиробластические ассоциации этих зон отвечают условиям низкотемпературной зеленосланцевой фации, реже достигают высокотемпературной субфации ($T \sim 490^\circ\text{C}$ по хлоритоиду; табл. 3). Углеродистое вещество встречается как в форме шунгита, так и в более упорядоченной структуре – графитоида и скрытокристаллического графита (Кулешевич, 2000).

Метасоматические изменения, сопровождающие преобразования, происходили в режиме высокого химического потенциала углекислоты и проявились в развитии низкотемпературных ($T \sim 240\text{--}300^\circ\text{C}$) метасоматитов березит-лиственитовой формации (Шемякина, 1983; Кулешевич, 1984, 1992). Конечный минеральный парагенезис березитов – серицит, карбонат, кварц, лиственитов по базитам – хлорит, серицит (фуксит), кварц, карбонат, ультрабазитов – талк, кварц, карбонат, фуксит. На отдельных участках развиты карбонат-кварцевые тела и жилы. Метасоматические изменения сопровождаются миграцией рудогенных элементов. В горизонтах измененных коматиитов и вблизи них происходит переотложение халькопирит-миллерит-пиритового оруденения

($T \sim 282^\circ\text{C}$). Березиты, листвениты и фукситсодержащие сланцы, зоны брекчирования и цементации кварц-карбонатным материалом содержат Sb-As минерализацию, пирит и золото. Оценка температурного режима преобразований пород и образование рудной минерализации в Каменноозерской структуре приведена в табл. 3.

Оруденение. В Каменноозерской структуре выявлены сульфидные медно-никелевые, колчеданные, хромитовые и золото-колчеданно-полиметаллические руды, золото-сурьмяно-мышьяковая и золото-сульфидная минерализация.

Исходя из имеющегося на настоящий момент ограниченного объема данных опробования на золото, полученных золотоспектральным (ЗСА) или пробирным (ПА) методом анализа, изучения минералогии руд и окорудных метасоматитов, можно выделить следующие основные типы рудной минерализации, с которой установлены или связаны перспективы обнаружения более крупных проявлений золота в Каменноозерской структуре: 1 – золото-колчеданно-полиметаллические руды (p-е Северо-Вожминское); 2 – золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая вкрапленно-прожилковая минерализация в зонах расланцевания и низкотемпературного метасоматоза в пределах СЗ шир-зон (в зонах Кумбуксинского и Центрального разломов, участки Золотые Пороги, Половнино и др.); 3 – золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация

Таблица 2
Химические составы порфировых даек Каменнозерской структуры

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	72,93	75,70	64,40	72,31	62,70	65,94	73,10	66,99	60,30	70,94	76,35	72,51
TiO ₂	0,27	0,33	0,22	0,21	0,55	0,52	0,08	0,28	0,47	0,45	0,30	0,45
Al ₂ O ₃	13,13	12,28	13,90	13,96	15,41	15,83	14,07	15,67	15,10	14,54	12,03	13,22
Fe ₂ O ₃	0,94	0,73	0,66	1,12	1,48	1,66	0,64	2,59	5,21	0,37	0,55	0,98
FeO	1,69	1,32	1,44	0,73	1,98	1,95	0,43	1,66	3,33	2,55	1,82	2,18
MnO	0,04	—	0,05	0,06	0,07	0,05	0,07	0,03	0,05	0,03	0,05	0,06
MgO	0,95	1,26	0,81	1,08	5,11	2,12	1,34	2,01	5,87	1,01	1,26	0,88
CaO	2,53	1,19	6,31	0,59	2,10	2,82	0,46	2,40	2,28	1,02	1,68	1,67
Na ₂ O	4,98	5,28	6,86	7,39	5,82	6,82	6,40	7,69	6,25	7,49	6,10	4,19
K ₂ O	0,75	0,55	0,32	0,10	1,47	1,02	1,01	0,17	0,91	0,32	0,50	1,72
P ₂ O ₅	0,11	—	0,06	0,06	0,23	0,19	0,02	0,05	0,30	0,08	0,08	—
H ₂ O	0,10	0,01	—	—	—	—	—	0,19	0,16	0,02	0,05	0,01
ппп	1,52	1,15	4,36	0,89	2,28	1,10	0,89	0,84	3,41	0,98	3,01	2,05
Сумма	99,94	99,80	99,39	98,5	99,20	100,02	98,51	100,57	103,64	99,8	103,78	99,92
n	6	2	1	3	1	1	6	1	2	2	2	2
Na ₂ O + K ₂ O	5,73	5,83	7,18	7,49	7,29	7,84	7,41	7,86	7,16	7,81	6,6	5,91
Na ₂ O/K ₂ O	6,64	9,6	21,45	73,9	3,96	6,69	6,34	45,2	6,87	23,41	12,2	2,44
al	3,67	3,71	4,78	4,76	1,80	2,76	5,84	2,5	1,05	3,7	3,31	3,27
K	1,46	1,32	1,19	1,14	1,38	1,28	1,21	1,22	1,34	1,148	1,14	1,51
mg	0,40	0,53	0,42	0,53	0,74	0,53	0,71	0,48	0,57	0,39	0,49	0,34
A/CNK	1,81	2,04	1,18	2,08	1,86	1,70	2,08	1,80	1,84	1,96	1,70	1,93

Примечание. Прочерк – нет данных. 1–3 – обрамление Хижозерского массива, 4 – уч. Щучинский, 5–7 – уч. Черногорский, 8–9 – уч. Лещевский, 10–11 – зона Каменнозерского разлома, 12 – уч. Светлоозерский; 1, 4, 7, 8, 10, 12 – риодациты, 2, 11 – риолиты, 3, 6 – дациты, 5, 9 – андезиты. Использованы химанализы КГЭ и Л. В. Кулешевич.

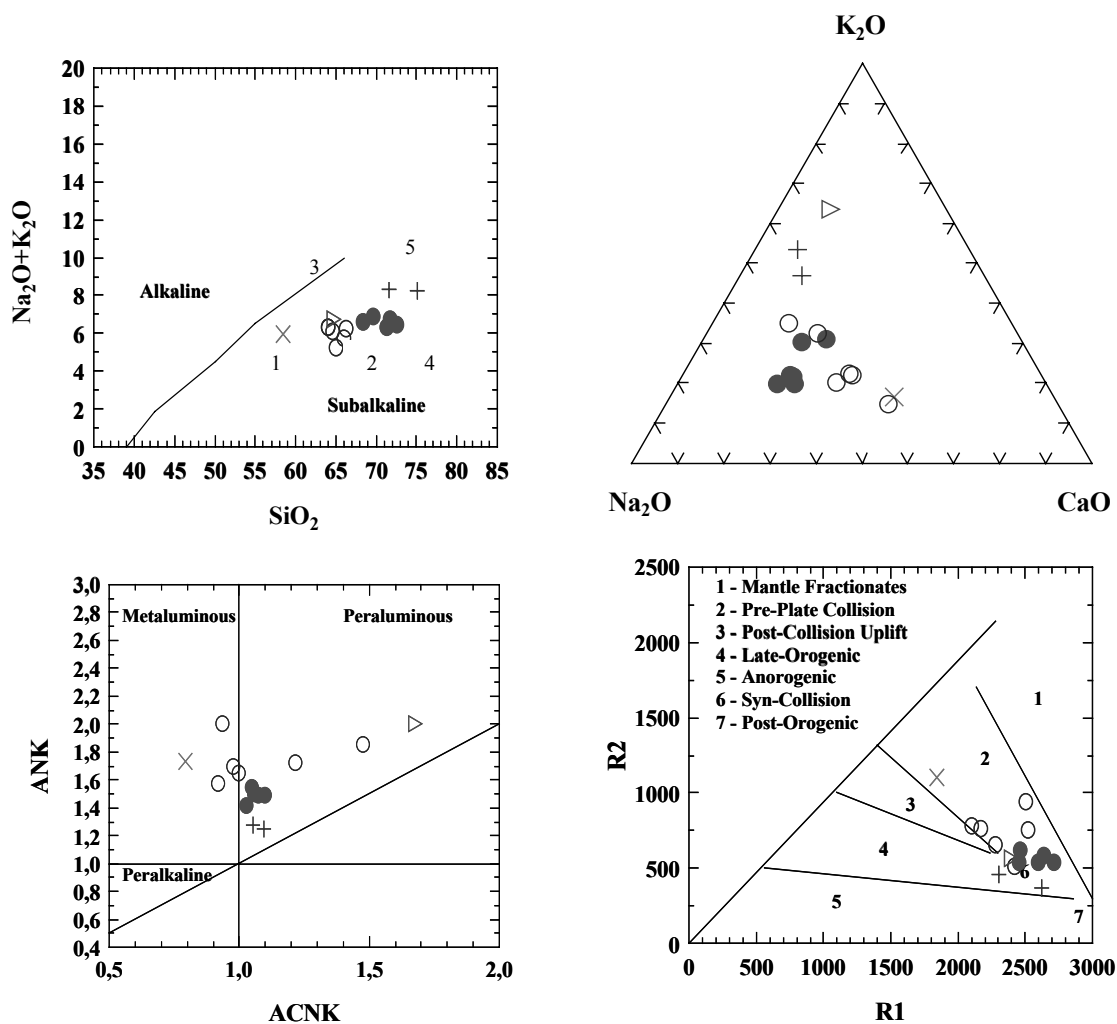


Рис. 3. Петрохимические диаграммы: SiO₂ – (Na₂O + K₂O); Na₂O – K₂O – CaO; A/CNK – A/NK (A = Al₂O₃, C = CaO, N = Na₂O, K = K₂O); R1 – R2, где R1 = 4Si – 11(Na + K) – 2(Fe + Ti), R2 = 6Ca + 2Mg + Al:

1 – диориты, 2 – гранодиориты, 3 – К-гранодиориты, 4 – плагиограниты, 5 – К-граниты

Таблица 3

Условия метаморфогенно-метасоматических преобразований и рудообразования в Каменноозерской структуре

Геотермометр	Температура (Т °С) или фация метаморфизма	Автор (литературный источник)
Лекса		
Парагенезис метаморфических минералов (хлоритоид, биотит, шунгит)	Высокотемпературная зеленосланцевая фация	Кулешевич, 1992
По К тэдс пирита колчеданных руд	360–385	Кулешевич, Белашев, 1998
Золотые Пороги		
Парагенезис метаморфических минералов (хлоритоид, биотит, шунгит), глиноземистость амфиболов	Низко-, высокотемпературная зеленосланцевая фация	Кулешевич, 1992
Гомогенизация газово-жидких включений в карбонатах березитов – листовитов	300–200	Шемякина, 1983
По К тэдс пирита колчеданных руд (1) и березитов – листовитов (2)	340–385 (1) и 345–370 (2)	Кулешевич, Белашев, 1998
По содержанию As в пирите	455–400	Материалы автора, расчет по: Скотт, 1984 Материалы автора, расчет по: Скотт, 1984 Барто и др., 1970
По содержанию FeS (мол. %) в сфалерите	260	
Система бертьерит = пирротин + Sb + расплав; бертьерит = пирротин + антимонит	563–300	Барто и др., 1970
Система полидимит + миллерит = Ni _{1-x} S	282	Барто и др., 1970
Геофизический		
Парагенезис метаморфических минералов (амфибол, биотит, шунгит, графитоид, скрытокристаллический графит)	Высокотемпературная зеленосланцевая и эпидот-амфиболовая фация	Кулешевич, 2000
Каменноозерская структура (1), Центрально- (2) и Северо-Вожминский (3) участки		
Парагенезис метаморфических минералов, шунгит	Зеленосланцевая фация	Кулешевич, 2000
По К тэдс пирита колчеданных (1, 2) и золото-колчеданно-полиметаллических руд (3)	315–385 (1), 375–390 (2), 330–390 (3)	Кулешевич, 1992
По содержанию FeS (мол. %) в сфалерите (3)	260	Материалы автора, расчет по: Скотт, 1984

реализация, ассоциирующая с порфиоровыми дайками или небольшими внутроструктурными гранитными телами (зоны Кумбуксинского и Каменноозерского разломов, участок Вожмозеро). Помимо этих типов руд повышенный фон и отдельные более высокие концентрации золота установлены в стратифицированных вкрапленных и вкрапленно-полосчатых колчеданных рудах в углеродистых сланцах, кварцитах, карбонатсодержащих туфогенно-осадочных толщах и в сульфидно-медно-никелевых рудах.

Локализация и характеристика золоторудной минерализации

Золоторудная минерализация, ассоциирующая с сульфидно-медно-никелевыми рудами. Каменноозерская структура в связи с широким развитием интрузивных ультрабазитов (массивы Вожминский, Кумбуксинский, Светлоозерский) обладает запасами сульфидно-медно-никелевых руд различных генетических и минеральных типов. Для этих руд характерно присутствие примеси МПГ и золота, что подчеркивает связь последних с мантийным источником, однако никелевые руды не относятся к собственно золоторудным формациям. При низких фоновых значениях золота в серпентинитах, тальк-карбонатных сланцах и метапироксенитах (около 0,001% Au для 80–86% проб по данным ЗСА) среди них установлено 12–15% проб с содержаниями 0,01–<1 г/т. Попутное опробование сульфидно-медно-никелевых руд на золото, проведенное КГЭ (С. А. Морозовым, А. В. Федюком, В. М. Тытыком), позволило выявить следующие его концентрации. В сульфидно-медно-никелевых (халькопирит-пентландит-пирротинных) рудах

участка Лебяжинского в отдельных пробах установлено 0,02–9,2 г/т (С-123), 0,56–4,8 г/т (С-137), 0,055–1,8 г/т (С-478), участка В.-Вожминского – 1,75–22,6 г/т (С-374, 372, 378), участка З.-Светлоозерского – 2 г/т (С-108) (ЗСА и ПА). Оказались неопробованными зоны рассланцевания с небогатой халькопирит-пирротин-магнетитовой вкрапленностью, ассоциирующие с асбестовыми прожилками, с родингитами, участки хизлевудитовой минерализации, более поздние зоны оталькования и листовитизации. Эти типы руд могут представлять интерес в связи с тем, что содержат переотложенную минерализацию и связаны с зонами дислокаций и метаморфогенно-метасоматических преобразований в ультрабазитах. Так, например, с зонами магнетит-асбестовых прожилков и родингитов на Урале известны небольшие золоторудные месторождения с запасами в несколько тонн (Сазонов и др., 2001).

Золотоносность вулканогенных и вулканогенно-осадочных сульфидных руд. Вулканогенные типы сульфидных руд в Каменноозерской структуре представлены двумя типами: 1 – массивными и вкрапленно-полосчатыми колчеданными рудами каменноозерской толщи, сформировавшимися в задуговом бассейне; 2 – золотосодержащими массивными, брекчиевидными и прожилковыми колчеданно-полиметаллическими рудами, образование которых связано с гидротермальной деятельностью более позднего андезитового вулканизма, протекавшего в островодужной обстановке.

Колчеданное оруденение Каменноозерской структуры наиболее представительно, широко развито и прослеживается в разных частях структуры буровыми профилями (Кулешевич, Белашев, 1998). Массивные,

прожилковые, полосчатые и вкрапленные руды приурочены к контакту каменноозерской и кумбуксинской свит и локализуются в зонах Кумбуксинского и Каменноозерского глубинных разломов – областей древних палеодепрессий, образуют серию стратифицированных горизонтов и пластов. Центральное-Вожминское рудопроявление приурочено к линзе вмещающих пород, зажатой между западной и восточной частями Вожминского ультрабазитового массива. Оруденение здесь представлено богатыми матовыми, полосчатыми и вкрапленными рудами преимущественно пиритового минерального состава с примесью пирротина, незначительно халькопирита и сфалерита в углеродсодержащих и альбит-кварц-серицит-хлоритовых сланцах с серицит-хлоритовыми окolorудными изменениями. Для руд характерен слабый метаморфизм, сохранность первичных слоистых текстур, оолитовых структур и первичных фрамбоидальных и глобулярных выделений пирита, присутствие углерода в форме шунгита (Кулешевич, 2000), в целом низкий метаморфизм и низкий уровень золота (0,01 г/т). Рудопроявление северной части структуры – Северное (С-85,45) представлено богатой колчеданной залежью пиритовых и пирротин-пиритовых руд (сульфидов 60%) мощностью до 30 м в альбит-серицит-кварц-хлоритовых сланцах по туфам кислых эффузивов. Руды содержат примеси Cu 0,02%, Zn 0,02–0,13%, Ni 0,02–0,03%, Co 0,005%, Pb 0,02–0,04%, S до 6,0–42,7%.

В восточном борту Вожминского и Кумбуксинского массивов прослеживается горизонт вкрапленно-полосчатых колчеданных руд Нялозерского и Параллельного рудопроявлений. Они содержат невысокие концентрации примесей полиметаллов и золота на уровне фоновых значений (Zn 0,03–0,24%; Au 0,003–0,06 г/т, Ag до 0,02–4 г/т). Протяженность Нялозерского проявления 1800 м, мощность 5–12 м. Руды вкрапленные, густо-вкрапленные, полосчатые с содержанием сульфидов от 5–10% до 60–70%, представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, реже сфалеритом. В пирротин-пиритовых рудах содержание Zn достигает 1,13% (ср. 0,2%).

Особая ситуация наблюдается на контакте сульфидных горизонтов с ультрабазитами Кумбуксинского массива. В северной части участка Лебяжинского в ответвленном теле сульфидных медных руд, выходящих во вмещающие породы, установлено золото в количестве 0,02–9,2 г/т (С-123), 0,56–4,8 г/т (С-137), 0,055–1,8 г/т (С-478) (Федюк, 1981).

На участке Светлоозерском колчеданные руды представлены пиритом, пирротинном, в незначительном количестве – сфалеритом, халькопиритом и единичными выделениями арсенопирита. Фоновые содержания золота в них около 0,01–0,03 г/т, элементами-спутниками являются As, Sb. Концентрации золота в бедных колчеданных рудах, расположенных севернее массива ультрабазитов и содержащих 5–10% сульфидов, достигают 2 г/т (С-172/200 м). На контакте З.-Светлоозерского ультрабазитового массива с вмещающими сланцами в пирит-пирротин-халькопиритовых рудах, в которых присутствует, в том числе, пентландит и единичные выделения сфалерита, концентрация золота достигает 2 г/т, Cu 6,9%, Co 0,1%, Ni 0,36% (С-108). Вкрапленно-полосчатые руды прослеживаются в С-152 (южнее массива) и на участке Лексинском.

На участке Савинском опробование колчеданных горизонтов, содержащих пирит до 30–90%, туфов и углеродсодержащих сланцев с бедной сульфидной вкрапленностью (до 5–10%) показывает повышение концентраций золота относительно фоновых до 0,1–0,6 г/т (С-1041, 1043, 1047, 1049). В пределах Золотопорожского рудного поля на участке Геофизическом содержание золота в густо-вкрапленных пирит-пирротинных рудах составляет 0,2%. Колчеданные руды Золотых Порогов обогащены As и Sb (рассматриваются подробнее ниже).

Золото-колчеданно-полиметаллическое рудопроявление Северо-Вожминское. В северной части Каменноозерской приразломной зоны расположено рудопроявление золото-колчеданно-полиметаллических руд Северо-Вожминское (рис. 4). Оно приурочено к северо-восточной зоне, секущей андезиты и вулканогенно-осадочную толщу, горизонты маломощных колчеданных руд и дайку габбро-диабазов. Серия аналогичных трещин, содержащих кварц, карбонат, хлорит, турмалин, сечет Вожозерский ультрабазитовый массив. Аналогичные зоны прослежены северо-восточнее на расстояние 800 м, где были подсечены скважинами 45, 46, 85, 95. Рудное тело выполняет трещину, его форма линзовидно-пластовая, расщепленная на два в нижних горизонтах. Длина залежи 400 м, мощность колеблется от 5 до 30 м, по падению прослежена на 500 м. Оруденение представлено пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пирротинном, в единичных зернах были отмечены арсенопирит, блеклые руды, ковеллин. Околорудные изменения низкотемпературные, представлены парагенезисом кварца, альбита, серицита, хлорита и турмалина. Руды зональные, имеют брекчиевидный, массивный и прожилковый густо-вкрапленный облик. Центральная и более близкая к поверхности часть залежи сложена пирротинном, в нижней части, разветвляющейся и выклинивающейся, преобладает пирит. К верхним уровням залежи тяготеет халькопирит, к краевым и нижним – сфалерит, галенит.

Пирит отличается высоким содержанием Co 0,18%, в нем присутствуют примеси Cu, Ag. По трещинкам он цементируется сфалеритом, пирротинном, галенитом. Темно-коричневый сфалерит имеет железистость 11%. Халькопирит образует аллотриоморфные зерна, цементирующие сфалерит и пирротин. К участкам максимального обогащения халькопиритом висячем боку залежи приурочены повышенные концентрации золота. Среднее содержание Cu в богатых рудах составляет 4,7% (колеблется от 0,5 до 14%, ср. 0,51%), Zn 2,5% (до 9,2%, ср. 3,71%), Co 0,07% (0,01–0,18%) с запасами руды 3,7 млн. т. Отмечаются высокие концентрации Pb (1,8%) и Ag 25 г/т. Содержание Au достигает 1,8–2,8 г/т (ЗСА) при ср. 0,9 г/т. Прогнозные ресурсы категории P₁, по данным В. М. Тытыка, для золота составляют 0,6 т (до 2 т), для меди – 20 тыс. т, цинка – 110 тыс. т, кобальта – 300 тыс. т.

По результатам измерения термоэда пирита (Кулешевич, Белашев, 1998), температура образования руд не превышала 315–335 °С, по сфалериту – 260 °С. Руды не метаморфизованы и имеют высокие положительные значения термоэда, что отличает их от стратиформных, в различной степени метаморфизованных колчеданов. Относительно генетической связи и

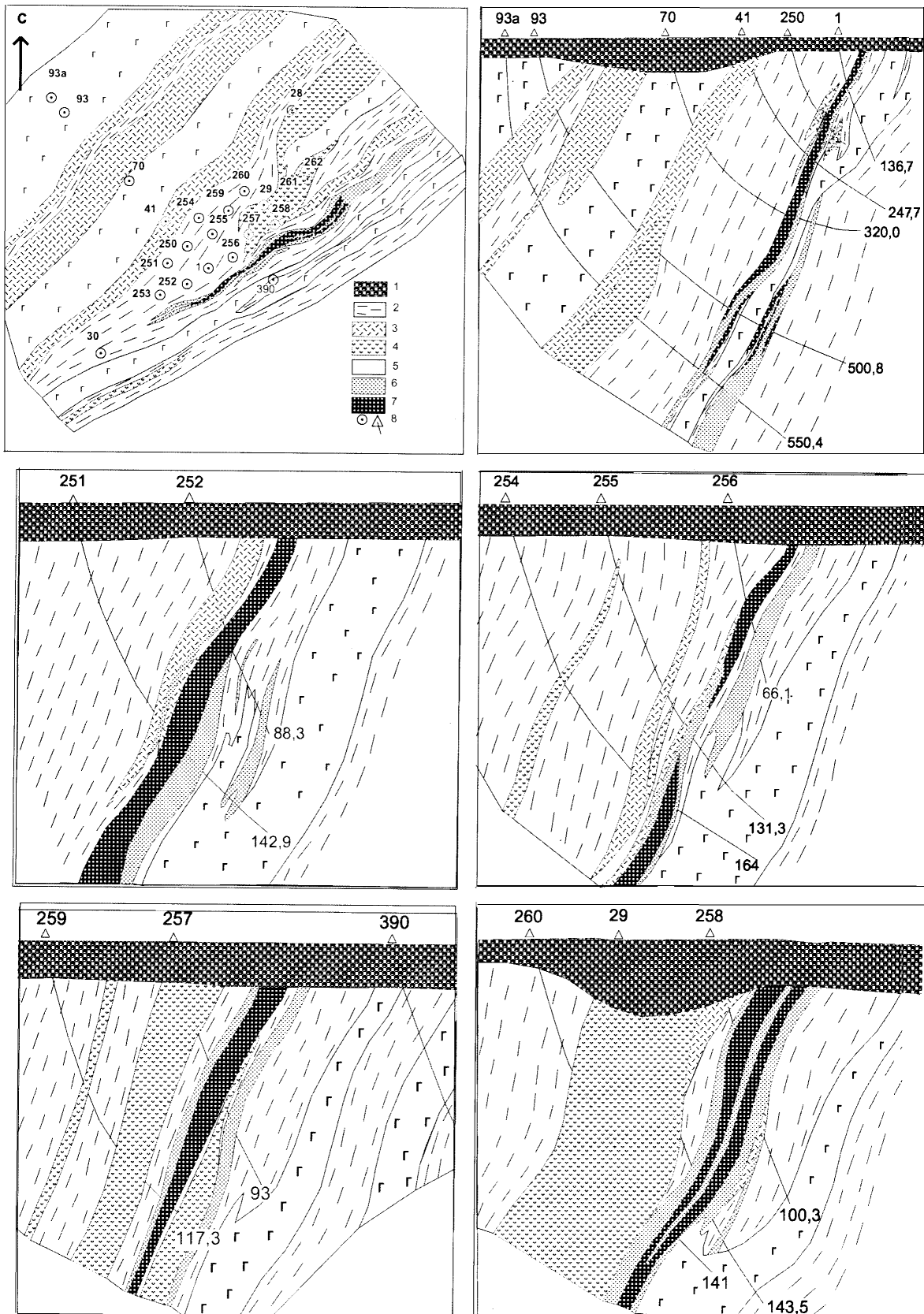


Рис. 4. Схема геологического строения Северо-Вожминского рудопоявления и разрезы к ней (С-262, С-260–258, С-259–390, С- 93а–1, С-251–252, С-253):

1 – четвертичные отложения; 2 – метавулканыты и туфы кислого-среднего состава (карбонат-хлорит-серцит-кварц-альбитового состава); 3 – дациты; 4 – андезитбазальты; 5 – габбро. Колчеданно-полиметаллические руды: 6 – вкрапленные и полосчатые, 7 – богатые сплошные, массивные; 8 – скважины на схеме и в разрезе

возраста колчеданно-полиметаллического оруденения нет единого мнения (Земная кора., 1983). Вероятно, оруденение связано со средним-кислым вулканизмом этого участка. Образование субширотных – северо-восточных сдвиговых зон, секущих смятую вмещающую толщу, габбро и ультрабазиты, позволяет предполагать их послескладчатое образование, что подтверждается и данными термоэкс. Возраст галенита (обр. С-14) одной из подобных зон гидротермальной переработки южнее главного рудопоявления оказался равен 2000 млн. лет ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ метод, ИГХМ, г. Киев).

Другие небольшие проявления этого же формационного типа также характеризуются более высокими концентрациями золота. На рудопоявлении Верхне-Вожминском, расположенном в верхнем течении р. Вожмы, золото установлено в халькопирит-пирротин-пиритовых вкрапленно-прожилковых рудах, содержащих до 10–20% сульфидов с незначительной примесью сфалерита и секущих метабазальты. Содержание золота в них доходит до 20 г/т, Cu 3,2% (С-182/166,5). Околорудные изменения представлены серицитом, хлоритом, альбитом, карбонатом. Вкрапленная колчеданная минерализация в вулканогенно-осадочной толще (ниже по разрезу скважины) содержит 0,2–0,3 г/т Au. Во вмещающей вулканогенно-осадочной толще (С-380, 386) в горизонте халькопирит-сфалерит-пиритовых руд с содержанием сульфидов 5–35% содержание золота достигает 2 г/т (Морозов и др., 1979).

Метасоматические изменения и золоторудная минерализация в ореоле гранит-порфиров и даек кварц-плагиопорфиров. Гидротермальные изменения, сопровождающие тела гранит-порфиров и дайки дацитов – риодацитов, относятся к березит-лиственитовому типу. Ширина их проявления обычно не превышает 1/3 мощности интрузивного тела. В ореоле массивных даек она составляет 0,1–0,3 м. Выделение этих ранних ассоциаций бывает затруднительно в связи с более поздними регионально развитыми процессами метаморфогенно-метасоматических преобразований. Метасоматические изменения в контакте даек сопровождаются бедной сульфидной вкрапленностью с повышенными содержаниями золота.

В северо-восточном контакте Солотозерского массива, погружающемся под углом около 50° и более круто, на участках Савинском, Геофизическом и Лещевском развита серия даек гранит-порфиров и кварц-плагиопорфиров, прорывающих савинскую и кумбуксинскую толщ (рис. 5). Мощность их составляет 0,1–3 м, иногда достигая 20 м. На участке Савинском дайки риодацитов образуют сближенный куст и сопровождаются кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами и прожилками с сульфидной и арсенипиритовой минерализацией. Вмещающие комагититы и базальты на контакте с ними интенсивно лиственизированы или биотитизированы. Лиственинты по базальтам и хлорит-талк-карбонатным сланцам представлены хлоритом, кварцем, карбонатом или кварцем и карбонатом, иногда с фукситом, серицитом. Изменения сопровождаются пиритом, халькопиритом (до 5%), арсенипиритом (0,5%), магнетитом (в количестве 2%), турмалином (до 1%). В контактах карбонат-кварцевых жил, мощность которых составляет 0,1–0,3 см,

развиты хлорит, карбонат, альбит, серицит, турмалин, пирит (до 1%). Содержание золота в них составляет 0,3–1,12 г/т (С-626/170–173 м, Фурман и др., 1983, 1989). В метакомагититах встречаются миллерит, халькопирит, герсдорфит.

Участок Лещевский находится юго-восточнее Золотых Порогов. Он полностью перекрыт четвертичными отложениями и представляет собой узкую линейную структуру шириной 0,5–1,5 км, сложенную сланцами по основным и ультраосновным породам и вулканогенно-осадочными образованиями кислого-среднего состава с маломощными прослоями колчеданных руд и переотложенными сульфидными прожилками. В западном борту структуры вмещающие толщ секутся дайкой кварц-плагиопорфиров, во внешних контактах которой появляется пиритовая вкрапленность (~3% на мощность 0,2–5 м) с содержанием Au до 0,1–2 г/т в С-593 и до 1 г/т в С-1000. Во вмещающих толщах, где встречаются пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, геохимический фон золота отчетливо повышен, и в С-584–585, 1005, 1033–1036, 1038 его концентрации составляют 0,1–0,2 г/т.

На участке Черногорском зафиксированы аномальные содержания Mo 0,05–0,015%, Pb до 0,1%, Bi, Ag, Cu, Zn и повышенный фон золота. Скважиной 567 было вскрыто маломощное линзовидное прожилковое сульфидное рудное тело (длиной 100 м при мощности 5 м) на контакте дайки дацитовых порфиров и габбро. Рудная минерализация представлена пиритом (5–10%), халькопиритом (1–3%), сфалеритом (1–2%), единичными зернами молибденита и галенита. Содержание Cu в рудах – 0,065–0,89% (ср. 0,33%), Zn 0,14–0,55%, Pb 0,03–0,22%, Ag до 3,3–50 г/т (Фурман и др., 1983).

На участке Щучинском дайки кварц-плагиопорфиров и биотит-кварц-плагиоклазовые жилы секут комагититы и комагитито-базальты. Их мощность 0,1–3 м. В контактах даек и на их продолжении развита биотитизация и сульфидная вкрапленность, представленная пиритом (1–3%) и халькопиритом. В метакомагититах встречаются пирит (1–5%), халькопирит (0,5–1%), магнетит (1–15%). Результаты опробования вмещающих сланцев в ореоле даек показали повышенные содержания Au до 0,1–0,2 г/т и значения, достигающие 2 г/т непосредственно в гранит-порфирах (С-574/36,5).

Каменноозерский ультрабазитовый массив прорван разнообразными дайками – габбро, риодацитами, лампрофирами. В их контактах по зонам рассланцевания у оз. Каменного в скважинах профиля 374–373 и 381–378 развита сульфидная вкрапленность и маломощные сульфидсодержащие кварцевые с турмалином жилы, содержащие до 1–22,6 г/т золота, концентрации Cu – до 0,7–2,7% (Федюк и др., 1981, 1984).

На участке Вожозерском золоторудная минерализация ассоциирует с плагиогранит-порфирами Западно-Вожозерского массива (рис. 2), повышенный фон установлен в контакте с кислыми дайками. Выявленные содержания Au составляют 0,5 г/т, Bi 0,03%, Mo 0,015% (С-555, 557) и 0,1–6 г/т (ЗСА) (С-534, 552, 559).

Золоторудная минерализация Кумбуксинской и Центральной зоны сдвиговых деформаций. Наибольший интерес в отношении золота представляет Кумбуксинская сдвиговая зона – *Золотопорожское*

а

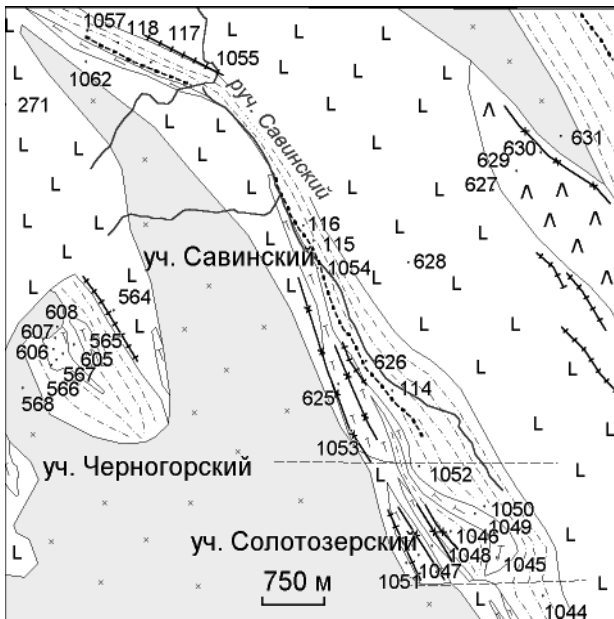


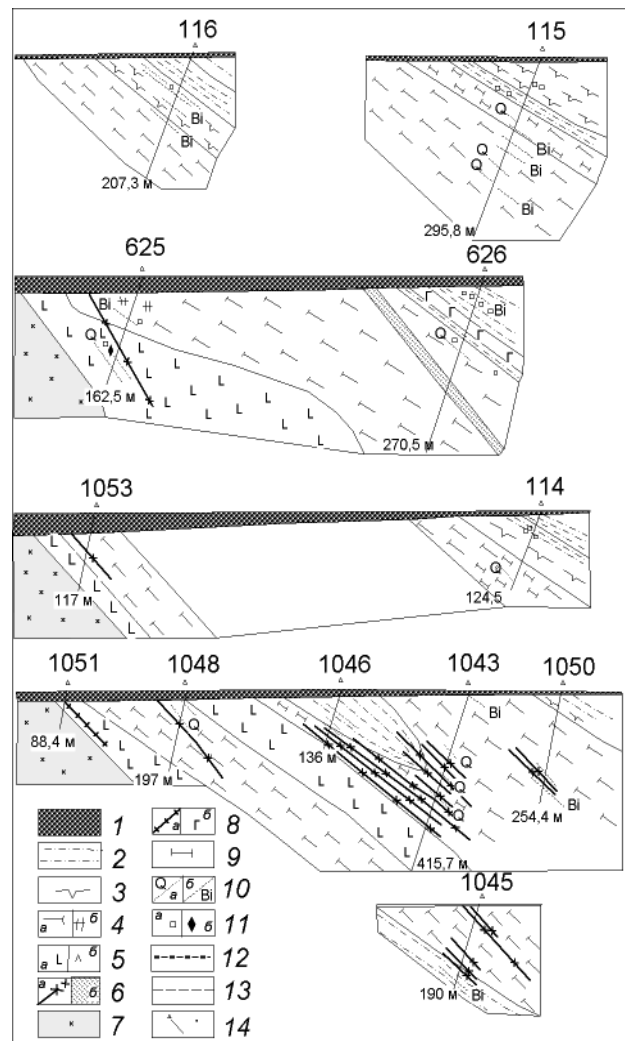
Рис. 5. Схема геологического строения западной части Кумбуксинской зоны (а) и разрезы к ней (б):

1 – четвертичные отложения; 2 – карбонат-хлорит-серицит-кварц-альбитовые и 3 – карбонат-альбит-кварц-хлоритовые сланцы по туфам кислого-среднего состава; 4 – хлорит-талек-карбонатные сланцы (а) и серпентиниты (б); 5 – метабазальты (а), метаандезито-базальты (б); 6 – дайки кварц-плагипорфиров; 7 – гранодиориты, плагииграниты; 8 – дайки габбро (а – маломощные, б – крупные); 9 – листвениты, березиты; 10 – окварцевание (а) и биотитизация (б); 11 – пирит (а), арсенопирит (б); 12 – колчеданные руды; 13 – тектонические нарушения; 14 – скважины (в разрезе и на схеме)

рудное поле, где выявлены прямые и косвенные признаки золотонности (повышенные его концентрации, находки в шлихах, золото-сульфидная и золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация в прожилках и вкрапленности в метасоматитах березит-лиственитового типа в зонах северо-западного расслаивания).

Рудопроявление Золотые Пороги – комплексный объект колчеданных, сульфидных медно-никелевых руд, золото-сульфидной и золото-сурьмяно-мышьяковой минерализации, расположенный в среднем течении р. Кумбуксы. Золото на участке Золотые Пороги было известно еще по работам Аверина с 1934 г., определившего содержания до 28 г/т в измененных и сульфидизированных породах. В четвертичных отложениях в долине среднего течения р. Кумбуксы Н. Н. Трофимовым в шлихе было обнаружено самородное золото. При изучении монофракций из шлихов (табл. 4) были выявлены высокие содержания As, Sb в пиритах из зон изменения в северной части участка. Они составляют: As 1870–5880 г/т, Sb 54–1231 г/т, Ag 32–149 г/т, Au 0,05–0,13 г/т. В пиритах из лиственитов Au до 6,53 г/т, при содержании As до 6230 г/т. В березитах Au до 0,21 г/т, As – 1760 г/т, тогда как в зеленых сланцах содержание Au колеблется от 0,01 до 0,12 г/т

б



и сопровождается невысокими концентрациями элементов-спутников. Опробование (ЗСА), проведенное В. Н. Фурманом (1983, 1989), показало повышенный геохимический фон золота в колчеданах, зонах сульфидной минерализации в кварцитах (0,1–0,6 г/т) и его содержания до 1–2 г/т в зонах сульфидной и сурьмяно-мышьяковой минерализации в лиственитах, березитах и в брекчированных породах, что определило перспективы участка Золотые Пороги.

В геологическом строении участка (рис. 6, А) выделяют нижнюю толщу, сложенную базальтами, коматититами, их туфами, хлоритовыми и хлорит-талек-карбонатными сланцами по ним, средней толщу, сложенную вулканогенно-осадочными породами кислого-среднего состава, углеродсодержащими сланцами, кварцитами, колчеданными рудами, и верхнюю толщу, сложенную андезит-базальтами, базальтами, их туфами и сланцами по ним. Прорывают вмещающие толщи интрузивные породы: габбро-диабазы – нижнюю и среднюю вулканогенно-осадочную толщу, дайки протерозойских габбро-долеритов – весь разрез.

Структурный план участка напоминает S-образную складку с падением шарнира на север-северо-восток под углом 40–50°, осложненную северо-восточны-

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в пиритах шлихов, г/т

№ образца	Характеристика	Au	As	Ag	Sb
440/5-5	Пирит в отложениях северной части участка ПР-0-1, ПК-130	0,16	5290	60	54
440/5-9	—	0,13	1870	47	1231
440/5-8	—	0,1	2170	149	893
422/3	—	0,05	5880	32	254
123-3	Пирит из отложений на участке лиственитизированных пород ПР-6, ПК-90	6,53	6230	77	66,6
124-4	—	0,12	122	80	28
3-1	Пирит из отложений в поле метабазалтов	0,03	1300	5	8,2
50-1	—	0,02	628	10	3,4
319-1	—	0,21	615	22	3,7
319-4	—	0,02	625	29	5,0
255-1	—	0,06	250	15	8,6
2/39-2	Пирит из отложений в зоне березитизации ПР-13, ПК-75	0,01	1760	5	11,9

Примечание. Данные Н. Н. Трофимова (ИГ КарНЦ РАН), АА анализ выполнен в ИГ КарНЦ РАН.

ми, северо-западными и субширотными смещениями. Общее северо-западное простирание пород зоны Кумбуксинского разлома на месторождении сменяется на субширотное с падением пород на север-северо-восток под углом 25–50°. Выделяются два главных этапа деформаций, определивших строение участка (Кожевников и др., 1983; Кулешевич, 1992): 1 – ранний этап пластических деформаций в условиях зеленосланцевой фации (позднеархейский) и 2 – поздний (свекофеннский), сформировавший зоны северо-восточных и северо-западных приразломных сдвиговых дислокаций, характеризующийся развитием наложенных порфиробластических ассоциаций минералов и метасоматитов березито-лиственитовой формации. Даек риодацитов или гранит-порфиров на участке не выявлено. В разрезе вулканогенно-осадочных пород кислого-среднего состава преобладают туфы, туффиты, кварциты, углеродсодержащие сланцы, колчеданные руды. В результате наложения более поздних метаморфогенно-метасоматических преобразований по вулканогенно-осадочным толщам развиваются березиты, обычно серицит- или фукситсодержащие, часто с метакристаллическим развитием карбоната (доломита или анкерита). В замковых частях структуры сланцы по дацитам и их туфам содержат хлоритоид. Очень широко представлены разнообразные метасоматиты (Кулешевич, 1984, 1992) – карбонат-кварцевые и карбонат-кварц-серицитовые или фукситовые листвениты и березиты (с турмалином, рутилом), сопровождающиеся золото-арсенипирит-пирротин-пиритовой минерализацией.

Сингенетическое накопление золота на участке Золотые Пороги, по-видимому, было связано с поствулканическим гидротермальным процессом. Золото тяготеет к полосчатой железистой формации, представленной колчеданными рудами, бедным вкрапленным сульфидным стратифицированным горизонтам в кварцитах, туфах и углеродистых сланцах и к зонам вкрапленной арсенипирит-пирротин-пиритовой минерализации. Эти зоны характеризуются повышенным геохимическим фоном и высокими концентрациями Sb (0,01–0,6%) и As (до 0,1–1%). Кроме того, для накопления более высоких концентраций золота (пока установлено до 1–2 г/т) оказались благоприятны наложенные зоны брекчирования и цементации доломитом, анкеритом, метасоматиты березито-лиственитового типа и участки тонких карбонат-кварцевых прожилков, сопровождающиеся золото-пиритовой и золото-бертьерит-арсенипиритовой минерализацией.

Обогащение Sb и As наблюдается, в том числе, и перетолженных (метаморфогенно-метасоматических) сульфидных медно-никелевых руд этого участка.

1. Золотая минерализация в колчеданных горизонтах. Колчеданные руды приурочены к контакту нижней и средней вулканогенно-осадочной толщ, локализуются преимущественно в породах кислого и среднего состава, углеродсодержащих сланцах и кварцитах. Они образуют два основных стратифицированных горизонта. Мощность наиболее богатых залежей северного крыла участка составляет 5–40 м, южного – до 10 м, восточного – до 50 м. Содержание сульфидов достигает 10–80%, в зонах вкрапленности – 5–10%. Рудная залежь прорывается телом габбро-диабазов и смята в складку в общей структуре участка. Залежь северного крыла складки прослеживается в ее северо-восточном замке.

Для колчеданных руд характерны полосчатые, вкрапленно-полосчатые, вкрапленно-прожилковые и массивные текстуры, мелко- и среднезернистые слоистые, сплошные и прожилковые структуры. Морфологические формы выделения пирита разнообразны. Пирит первой генерации образует глобулярные агрегаты и оолитовые стяжения из тонкопластинчатых кристаллов. Пирит второй генерации имеет кубический габитус, осложнен дополнительными гранями и обычно сопровождается пирротинном (до 5%). Он характеризуется температурами образования 355–370 °С (Кулешевич, Белашев, 1998). Минеральный состав руд чрезвычайно прост: 80–100% пирита, до 5% пирротина, в южной и восточной частях участка до 7–10%. Количество сфалерита и халькопирита составляет 2–3%, в зонах обогащения Sb и As присутствуют арсенипирит (до 3–5%) и тетраэдрит. Средние содержания элементов-примесей в колчеданных рудах составляют (%): Co – 0,0044, Ni – 0,015, Cu – 0,017, Zn – 0,033, и достигают Cu 0,1–0,5%, Zn 0,06–0,5%, Ag 2 г/т. В зонах совмещения с сурьмяно-мышьяковой минерализацией присутствуют примеси As до 0,4% и Sb до 0,08%. Содержание Au достигает 0,1–1 г/т в северной части участка (С-184, 187, 188, 509), 0,6–1 г/т в сульфидизированных кварцитах в скважинах 598, 595, 594, 1018 в восточной части и до 0,2 г/т (С-514, 515) в южной части участка. В целом для колчеданных руд и вкрапленных сульфидных горизонтов отмечается геохимический фон золота 0,01 г/т и ореол – 0,1–0,2 г/т, что является благоприятным поисковым признаком.

В пиритах из колчеданных руд (табл. 5, № 1) среди элементов-примесей преобладают Co 0,038% и Ni

0,017%. Содержание золота невысокое – сотые доли процента. Его количество повышается до 0,53 г/т (С-187/58,5) в пиритах из зоны обогащения Sb и As.

Распределение золота в колчеданных рудах достаточно выяснено. В северном колчеданном теле его концентрации (0,05–1 г/т) совпадают с третьим и четвертым сульфидным рудным горизонтом (С-184/97–105, С-187/56,2–58,9, С-188/115–127) и с участками брекчиевидных руд. В восточном рудном теле золото (0,1–1 г/т) обнаружено в интервале 62–92 м С-598, в интервале 150–160 м и 164–170 м С-595, интервале 56–76 м, 78–94 м, 98–106 м С-594. Мощность интервалов не превышает 0,5–3 м.

2. Зоны золото-сурьмяно-мышьяковой (бертьерит-арсенопиритовой) минерализации (рис. 6, Б, В) характеризуются присутствием повышенного фона золота и его концентрациями до 0,2–2 г/т (детально на золото опробованы не были). Сурьмяно-мышьяковая вкрапленная минерализация (с содержанием сульфидов 5–15%) приурочена к стратифицированным горизонтам, совмещена с колчеданными и перетолженными сульфидно-медно-никелевыми (пирит-миллеритовыми) рудами, частично накладывается на них. В миллерит-пиритовых рудах содержание As составляет 0,22%, Ag до 13 г/т, Sb до 2,5 г/т (н/а анализ). В северной части участка прожилковое оруденение приурочено к зонам брекчирования и цемен-

тации кварц-карбонатным материалом туфов и колчеданных руд в местах флексуобразных перегибов их литологических горизонтов. Мощность рудных тел с содержанием рудных минералов до 10% составляет 1–2 м, рудных зон – 5–15 м. Общая мощность геохимического ореола в северной части участка достигает 100–150 м. Количество арсенопирита составляет 3–7%, концентрация As в наиболее богатых участках достигает 0,4 и >1%, Sb 0,1–0,8%. Устанавливается прямая значимая корреляция As и Sb. Содержания золота в рудных зонах по единичным пробам определены пока невысокие – 0,1–0,3 г/т. В С-187 (гл. 56,2–58,9 м) в зоне, совмещенной с колчеданами, установлено 2 г/т. Мощность рудных прожилков не превышает 0,5–1 см. Карбонат в прожилках и зонах брекчирования представлен доломитом (Кулешевич, 1992).

Минералогия вкрапленно-прожилковых золото-сурьмяно-мышьяковых руд представлена бертьеритом, джемсонитом, антимонитом, самородной сурьмой, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, реже пирротином, сфалеритом (табл. 6; Кулешевич и др., 1998). В колчеданах доминируют арсенопирит, тетраэдрит, джемсонит. При наложении Sb-As минерализации на метакоматииты появляются, как это уже отмечалось, герсдорфит, ульманнит, самородное серебро (размером 5–7 мкм) в парагенезисе с пиритом, миллеритом, полидимитом, халькопиритом.

Таблица 5
Содержание микропримесей в пиритах участка Золотые Пороги, г/т

№	№ образца	Описание минерала	As	Co	Ni	Cu	Ag	Au*	Sb	Вид анализа
1	С-421/204	Мелкозернистый кубический пирит из массивных, вкрапленных и полосчатых колчеданных руд	42	72	120	Не опр.	1,1	0,054	120	н/а
	С-187/58,5		450	63	170	–	2,6	0,53	120	–
	7204/9		1460	520	390	–	2,6	0,015	4,5	–
	7204/10		1040	700	Не обн.	–	3,3	0,02	39	–
	С-424/141,5		400	460	340	–	2,7	0,12	27	–
	Среднее (n = 30)		632	371	150	70	0,7	Не опр.	2,2	сп/а
2	С-424/300	Пирит, ассоциирующий с арсенопиритом в зонах сурьмяно-мышьяковой минерализации	1600	2130	300	Не опр.	4,3	0,16	2,2	н/а
	С-421/173		4480	570	840	–	4,4	0,018	4,1	–
	С-601/86,6		2100	600	Не опр.	–	Не опр.	Не опр.	Не опр.	мз/а
	С-505/141,5		Не опр.	700	500	900	–	–	–	–
	С-505/205,5		100	Не обн.	Не обн.	500	–	–	–	–
	С-505/202,5		19300	–	–	200	–	–	–	–
	С-187/51,4		500	–	4900	Не опр.	–	–	–	–
Среднее (n = 3)	4869	1063	254	49	–	–	–	сп/а		
3	С-187/71	Крупнозернистый пентагондодекаэдрический пирит из зеленых лиственитов	1870	2450	1320	Не опр.	3	0,17	2,2	н/а
	С-187/141,8		2240	2320	390	–	3	0,15	2,3	–
	7200		7510	3660	2570	–	6,9	0,056	18	–
	7200/1		370	940	150	–	88	0,093	55	–
	Среднее (n = 6)		1087	1883	1107	478	0,5	Не опр.	Не опр.	сп/а
4	С-414/17,3	Уплотненный пентагондодекаэдрический пирит из хлорит-талк-карбонатных сланцев	190	150	180	Не опр.	2,2	0,12	5,9	н/а
	С-419/172		200	1720	4210	–	4,1	0,029	12	–
	С-419/171		240	1450	500	–	3,7	0,02	16	–
	7203/8		2450	3140	1310	–	5,7	0,048	86	–
	С-419/159		1010	10900	860	–	10	0,04	27	–
	Среднее (n = 6)		767	1390	798	523	1,1	Не опр.	Не опр.	сп/а
5	Р-10	Пентагондодекаэдрический пирит из миллерит-пиритовых руд	Не опр.	2000	1300	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	мз/а
	Р-10		–	7700	1200	–	–	–	–	–
6	С-184/189	Кубический пирит из зеленых сланцев	260	230	510	–	2,8	0,044	1,7	н/а
	С-419/94,2		2860	910	100	–	3	0,02	1,5	–
	Среднее (n = 12)		808	596	119	519	261	Не опр.	Не опр.	сп/а
7	7203	Пирит из кварцевой жилы в серых лиственитах	25	4890	1040	Не опр.	4	0,033	1,3	н/а
8	7203/8	Пирит из серых лиственитов	2450	3140	1310	–	557	0,048	86	н/а
9	7208/9	Пирит из прожилков в березитах	2200	130	890	–	108	0,69	55	–

Примечание. * – золото определялось атомно-абсорбционным методом, сп/а – спектральный (дано среднее значение по n – количеству проб), н/а – нейтронно-активационный, мз/а – микрозондовый анализы.

Таблица 6

Минералогия сурьмяно-мышьякового золотосодержащего оруденения

№	Минерал	Fe	Cu	S	Ni	Co	As	Sb	Zn	Pb	Примеси	Сумма
1	Пирит	46,50	Не обн.	52,80	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	99,30
2	–	45,72	–	55,58	–	–	–	–	–	0,21	–	101,51
3	–	46,65	–	55,00	–	–	–	Не обн.	–	0,13	–	101,78
4	–	53,3	–	46,7	0,04	0,02	Не обн.	–	–	Не опр.	–	100,06
5	–	46,65	–	53,30	Не обн.	Не обн.	0,05	–	–	–	–	100,0
6	–	46,41	–	53,21	–	0,06	0,21	–	–	–	–	99,89
7	–	46,08	0,09	53,37	0,05	0,07	Не обн.	–	–	–	–	99,66
8	–	45,93	0,05	54,10	Не обн.	Не обн.	0,01	–	–	–	–	100,09
9	–	46,09	0,02	51,26	0,49	–	1,93	–	–	–	–	99,79
10	Пирротин	59,6	Не обн.	40,5	Не обн.	–	Не обн.	–	–	–	–	100,1
11	–	59,1	–	41,5	–	–	–	0,10	–	–	–	100,7
12	–	60,0	–	39,7	–	–	–	Не обн.	–	–	–	99,7
13	–	59,10	–	40,30	0,60	–	–	–	–	–	–	100,0
14	Халькопирит	30,74	34,36	34,11	Не обн.	–	–	–	–	–	–	99,21
15	–	30,53	37,70	34,71	0,05	–	–	–	–	–	–	99,99
16	–	29,52	34,69	34,79	0,02	–	–	–	–	–	–	99,92
17	–	30,40	34,60	34,90	Не обн.	–	–	–	–	–	–	100,20
18	Сфалерит	3,90	0,85	32,8	0,02	–	–	–	62,8	–	Cd-0,22	100,59
19	–	5,88	Не обн.	32,61	Не обн.	–	–	–	60,51	–	Cd-0,11	100,16
20	Герсдорфит	2,44	–	20,13	19,00	13,59	44,23	0,55	Не опр.	–	Не обн.	99,94
21	–	15,01	–	20,63	20,27	Не обн.	44,08	0,01	–	–	–	100,00
22	–	17,38	–	20,01	18,76	–	43,83	Не обн.	–	–	–	99,98
23	–	6,56	–	21,20	11,90	15,90	45,50	–	–	–	–	101,06
24	Арсенопирит	33,2	–	21,1	0,77	0,22	44,2	–	–	–	–	99,49
25	–	31,4	–	21,2	2,10	0,49	43,0	–	–	–	–	98,19
26	–	33,72	0,04	21,06	0,02	Не обн.	44,87	–	–	–	–	99,71
27	–	33,96	0,03	20,81	0,04	–	45,22	–	–	–	–	100,06
28	–	33,39	Не обн.	21,59	0,11	0,19	43,95	0,01	–	–	–	99,24
29	–	32,48	–	20,40	0,90	0,53	44,19	0,04	–	–	–	98,54
30	–	33,33	0,01	20,47	0,29	0,03	44,82	0,05	–	–	–	99,00
31	–	32,60	0,02	20,20	0,46	1,90	45,05	Не обн.	–	–	–	100,23
32	–	32,07	0,02	20,97	2,33	Не обн.	43,82	–	–	–	–	99,21
33	Бертьерит	12,3	Не обн.	28,8	Не обн.	–	0,12	59,8	–	–	–	101,02
34	–	12,2	–	28,7	–	–	0,20	60,1	–	–	–	101,20
35	–	11,2	–	29,4	–	–	Не обн.	60,1	–	–	–	100,7
36	–	11,8	–	29,0	–	–	0,20	59,4	–	–	–	100,2
37	–	11,99	0,04	31,11	–	–	0,09	58,01	–	–	–	99,66
38	–	12,26	Не обн.	30,71	–	–	0,13	57,11	–	–	–	100,21
39	–	11,89	–	30,20	–	–	–	56,30	–	0,62	–	99,02
40	–	11,81	–	29,80	–	–	–	55,43	–	0,40	–	97,45
41	–	11,84	–	30,79	–	–	–	57,01	–	0,45	–	100,06
42	–	12,12	–	29,44	–	–	–	55,78	–	0,55	–	97,89
43	–	11,86	–	30,05	–	–	–	56,61	–	0,54	–	99,06
44	Тетраэдрит	3,93	38,0	25,40	–	–	–	29,4	2,70	Не обн.	Ag-0,13	99,56
45	–	3,97	38,2	25,0	–	–	0,13	29,0	2,79	–	Ag-0,40 Bi-0,20	99,49
46	Джемсонит	2,32	Не обн.	22,57	–	–	Не обн.	34,98	Не опр.	38,57	Не обн.	98,44
47	–	2,41	–	22,68	–	–	–	34,34	–	37,68	–	97,10
48	–	2,48	–	22,37	–	–	–	35,23	–	38,91	–	99,00
49	–	2,49	–	22,24	–	–	–	35,64	–	39,01	–	99,39
50	Цинкениит	2,10	–	21,2	–	–	–	39,3	–	39,1	–	101,7
51	Ульманнит	0,09	–	15,0	26,6	0,06	1,20	59,6	–	Не обн.	–	102,55
52	–	0,12	–	14,5	27,6	Не обн.	1,71	56,6	–	–	–	100,53
53	–	Не обн.	0,01	–	26,7	–	0,64	57,0	–	–	–	98,85
54	–	–	0,02	–	27,0	–	2,42	54,8	–	–	–	97,64
55	–	–	Не обн.	15,69	27,94	0,17	6,92	49,27	–	–	–	99,99
56	Антимонит	–	–	28,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.	71,06	–	–	–	99,06
57	–	0,02	–	28,73	–	–	–	69,66	–	0,25	–	98,66
58	–	0,04	–	28,64	–	–	–	69,95	–	0,09	–	98,72
59	–	0,03	–	28,46	–	–	–	71,97	–	0,01	–	100,47
60	–	Не обн.	–	28,72	–	–	–	72,37	–	0,27	–	101,35
61	–	0,31	–	29,95	–	–	–	70,41	–	0,09	–	99,77
62	–	0,15	–	29,33	–	–	–	70,25	–	0,08	–	99,81
63	Самородная сурьма	Не обн.	–	Не обн.	–	–	–	100	–	Не обн.	–	100
64	–	0,12	–	–	–	–	–	98,4	–	–	–	98,52
65	–	Не обн.	–	–	–	–	–	100,7	–	–	–	100,7

Примечание. № 1 – образец P-14; № 2–3, 39–43, 46–49, 56–63 – образец C-421/251,8; № 4, 12, 17–18, 33–34, 44, 53–54 – C-505/141,4; № 7, 14, 30, 37–38 – C-505/141,5; № 24–25, 45, 47 – C-505/146,4; № 11, 35, 50–51 – C-505/151,8; № 10, 36, 64 – C-505/152,1; № 5, 26, 27 – C-187/51,4; № 6, 19, 28–29 – C-601/86,6; № 20, 55 – образец 7203/7; 23 – C-662/32. В образцах C-601/86,6 и C-505/205,5 установлены мельчайшие выделения самородного серебра.

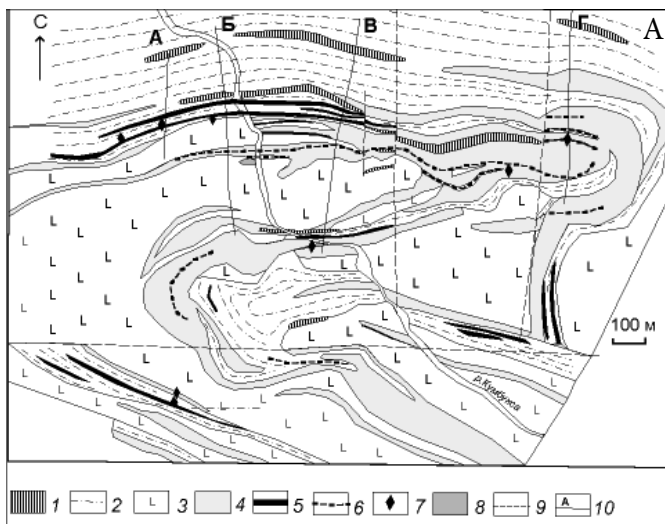


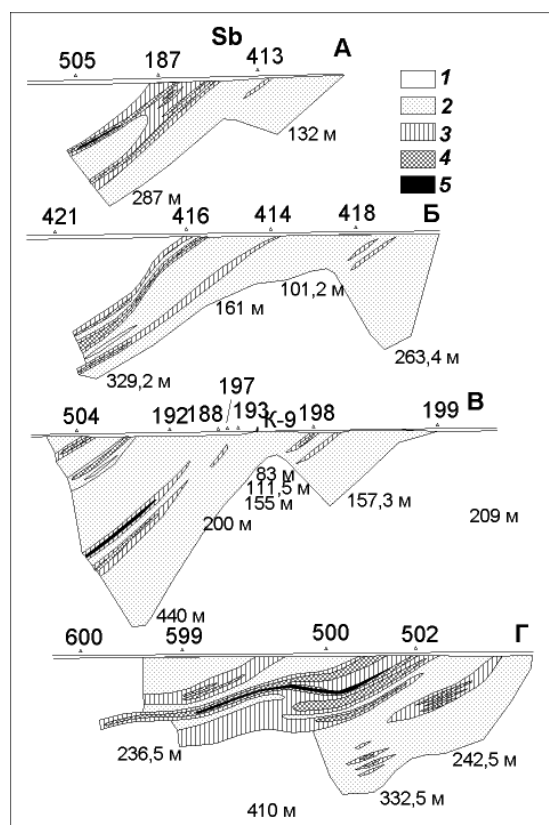
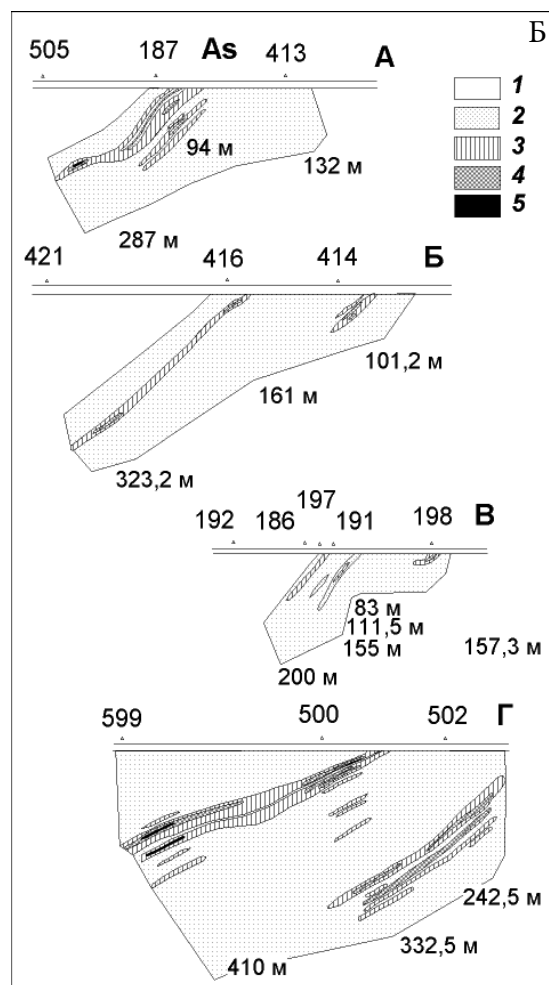
Рис. 6. Схема геологического строения участка Золотые Пороги (А) и геохимические ореолы As (Б) и Sb (В):

А. 1 – метаморфизованные габбро; 2 – вулканогенно-осадочная толща; 3 – базальты; 4 – коматиты; 5 – колчеданы; 6 – сульфидно-медно-никелевые руды; 7 – проявления Au-Sb-As минерализации; 8 – арсенопириты; 9 – сдвиговые деформации; 10 – геохимические профили. Б-В. Геохимические ореолы As (Б) и Sb (В): 1 – нет данных; 2 – 0,001–0,01%; 3 – 0,01–0,1%; 4 – 0,1–1%; 5 – более 1%

Арсенопирит образует белые короткопризматические кристаллы (до 0,1–0,2 см) и выделяется первым при $T = 455\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$. В арсенопирите присутствуют примеси Ni 0,02–2,33%, Co 0,03–1,90%, Sb 0,01–0,05%, Cu до 0,01–0,04%. Пирит встречается в двух генерациях: ранней – кубический пирит колчеданов и поздней – пирит пентагондодекаэдрического облика, ассоциирующий с арсенопиритом и обогащенный As от 0,1 до 1,93% (табл. 5, № 2). Отдельные определения Au в нем показали значения 0,018–0,16 г/т. Он характеризуется высокими положительными значениями термоэДС в отличие от пиритов колчеданных руд (Кулешевич, Белашев, 1998).

Пирротин, халькопирит, сфалерит образуют аллотриоморфные зерна и выделяются после пирита. В северной части участка эти минералы более редкие, чем в южной залежи. Сфалерит содержит Fe 3,90–5,80% и обогащен Cd до 0,11–0,22%, его температура образования оценивается в 260 °С.

Сурьмяная минерализация появляется в завершающую стадию рудообразования. Первыми из Sb-содержащих растворов выделялась самородная сурьма и антимонит, затем бертьерит, джемсонит, в колчеданах – тетраэдрит. Самородная сурьма встречается в малосульфидных участках. Бертьерит – наиболее распространенный Sb-минерал. Кристаллизуется он в виде аллотриоморфных зерен вокруг арсенопирита и сопровождается редкими иглочками антимонита. Бертьерит встречается во вкрапленности, прожилках, в зоне брекчирования, реже на участках, совмещенных с колчеданными залежами, в ассоциации с джемсонитом и тетраэдритом. В нем содержится примесь Pb 0,4–0,62%. Джемсонит относится к Fe-Pb-сульфосолям. Антимонит содержит в незначительном количестве примесь Pb и Fe. На участке Золотые Пороги, при отсутствии собственного минерала Pb – галенита, наблюдается корреляция Sb и Pb.



При наложении Sb-As минерализации на метакоматииты и совмещении ее с никелевыми рудами образуются герсдорфит и ульманнит. Среди герсдорфитов выявлены Co и Fe разновидности. В ульманните содержание As достигает 0,64–6,92%. В ассоциации с ними установлены микроскопические выделения самородного Ag. Температура образования руд в этом случае опускается до ~150 °С.

В аншлифе скважины 505 отмечено тонкодисперсное самородное золото. Несомненно, что недостаточное опробование не позволяет нам сейчас говорить о более высоких концентрациях золота, а только о перспективах участка. Процессы лиственитизации и образование золото-сурьмяно-мышьяковой минерализации Золотых Порогов могут сравниваться с подобными на месторождениях Южной Африки (м-е Монарх, з/к пояс Мурчисон, Pearton, 1978; Muff, Saager, 1976; Viljoen, 1976).

3. Золото в лиственитах и березитах. Повышенные концентрации золота установлены в зонах березитизации, лиственитизации и карбонат-кварцевых прожилков, сопровождающихся золото-пиритовой вкрапленностью или сурьмяно-мышьяковой минерализацией. Образование этих низкотемпературных метасоматитов связано с расщеплением и интенсивным углекислотным метасоматозом в зоне Кумбуксинского разлома. В зонах дислокаций, приуроченных к центральной части участка вдоль р. Кумбуксы, широко развиты линзовидные тела серицит-(фуксит)-карбонат-кварцевых березитов, фуксит- или хлоритсодержащих зеленых или кварц-карбонатных серых лиственитов по метакоматиитам и metabазальтам, гофрированные тектуры и карбонат-кварцевые жилы, секущие вмещающие толщи (Кулешевич, 1984, 1992).

Метакоматииты будинированы и оталькованы, их изменение сопровождается переотложением сульфидных медно-никелевых руд с образованием халькопирит-миллерит-пиритовых руд, в которых обычными минералами являются полидимит, ульманнит, герсдорфит и магнетитовая вкрапленность. Руды обогащены As и Sb, что также подчеркивает наложенный характер сурьмяно-мышьяковой минерализации.

Пирит из хлорит-талк-карбонатных сланцев и миллерит-пиритовых руд имеет уплощенный пентагондодекаэдрический габитус. Он обогащается As до 190–2450 г/т, Sb до 86 г/т (табл. 5, № 4, 5) и содержит Au 0,02–0,12 г/т. Горизонты переотложенных никелевых руд в целом не золотосны.

Однако в зеленых (фуксит-кварц-карбонатных лиственитах) встречается вкрапленность пирита или маломощные (до 1 м) прослои пиритовой вкрапленной минерализации (от 3–5 до 20–40%) с небольшим количеством халькопирита, отличающиеся повышенными концентрациями Co и Au. Карбонат в лиственитах представлен доломитом или анкеритом, слюда – Sr-содержащим фенгитом, встречается хлорит, турмалин, рутил. Пирит образует изометричные пентагондодекаэдрические кристаллы. Содержание As в нем 370–7510 г/т, Co 940–3660 г/т, концентрации Ni достигают 150–2570 г/т, Sb до 55 г/т, присутствует Ag до 88 г/т, Au от 0,056–0,17 г/т до 6,53 г/т (табл. 5, № 3). Однако, по данным золотоспектрального анализа, в

пиритсодержащих лиственитах из центральной части участка содержание золота невысокое – 0,1–0,3 г/т.

В серых кварц-карбонатных лиственитах карбонат представлен доломитом, тонкая рудная вкрапленность – герсдорфитом и ульманнитом. Встречается самородное серебро, содержание Au достигает 0,1–0,2 г/т. На контакте лиственитовых линз развита пиритовая вкрапленность (от 5 до 15%) и карбонат-кварцевые жилы, содержащие пирит и пирротин. Пирит обогащен As, Co, Ni, Ag, Sb (табл. 5, № 7–8), содержание Au в нем до 0,033–0,048 г/т. В пиритах из серых лиственитов и зеленых сланцев по базальтам установлены повышенные концентрации Ag до 261–557 г/т.

Березиты – карбонат-серицит-кварцевые, фуксит-карбонат-кварцевые или более слюдистые метасоматиты образуются по кислым-средним вулканогенно-осадочным породам и углеродистым сланцам. Содержание сульфидов в них колеблется в пределах 5–10%, характерен повышенный геохимический фон золота, но в целом они опробованы недостаточно. Березиты сопровождаются пиритовой вкрапленностью с высоким содержанием As 2200 г/т, Ag 108 г/т и Au до 0,69 г/т (табл. 5, № 9).

В центральной части участка, в районе порогов, вмещающие толщи и зоны их изменений (листвениты и березиты) пронизаны кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами различной формы. Именно здесь, в пойме р. Кумбуксы, было обнаружено самородное шлиховое золото, участок является перспективным на выявление золото-кварцевого жильного оруденения.

Возраст руд и метасоматитов. Вопрос о возрасте руд и околорудных метасоматитов остается открытым. Можно предполагать, что первичное сингенетичное рудоотложение произошло в позднем архее, однако возраст метасоматитов, определенный K/Ar методом по фукситам, равен 1900–1870 млн. лет (ИГЕМ). Следует отметить также, что подобные изменения в зоне Кумбуксинского разлома накладываются на все породы, в том числе ятулийские.

В пределах Золотопорожского рудного поля южнее участка Золотые Пороги расположен **участок Геофизический** (рис. 1). На этом участке разрез представлен metabазальтами, их туфами, хлорит-талк-карбонатными и хлорит-талк-серпентиновыми сланцами по коматиитам, туфогенно-осадочной толщей, углеродсодержащими сланцами, колчеданами и кварцитами с вкрапленностью магнетита и сульфидов. Вкрапленная сульфидная минерализация участка характеризуется повышенными содержаниями Cu, Zn, Pb, а в скважине 105 (табл. 7) установлены галенит и Bi-Te-минералы, такие как алтаит, теллуровисмутид, гессит, являющиеся спутниками золота.

В зоне Центрального разлома находится **рудное проявление Половинно**, расположенное севернее Каменноозерской структуры у оз. Пустого. На этом проявлении золоторудная минерализация приурочена к двум телам мощностью 0,7–2 м и 1 м, погружающимся под углом 40° на ЮЗ, в лиственитах по базальтам (С-9/172–173,9 м, С-2/178,5–179,2 м и С-9/267,6–268,6 м). Рудная минерализация (5–12%) представлена вкрапленностью пирита, пирротина, халькопирита, галенита, тонкодисперсного золота, электрума, пентландита, сфалерита, магнетита, ильменита, халькозина и окисленных минералов. Содержание Au в рудных телах

Таблица 7
Редкие минералы участка Геофизического

Минерал	Pb	Bi	Sb	S	Te	Ag	Сумма
Галенит	49,866	Не обн.	Не обн.	50,133	Не обн.	Не обн.	99,92
Алтант	47,725	0,282	–	Не обн.	51,992	–	98,47
Теллуровисмутид	3,835	46,277	–	–	49,887	–	100,0
Гессит	0,825	5,449	–	–	48,889	44,835	100,0

Примечание. Микронзондовый анализ выполнен в Кольском НЦ на микронзондовом анализаторе «Сатеса», образец С-105/144,3.

колеблется от 0,1 до 20 г/т (ср. 1,18–5,56 г/т – в верхнем и 2,92 г/т – в нижнем, Бонбенков и др., 1979).

Заключение по Сумозерско-Кенозерскому поясу. Общий анализ обстановок нахождения золота в Каменноозерской структуре показывает, что золото связано с зонами сульфидной или сурьмяно-мышьяковой сингенетической и эпигенетической вкрапленно-прожилковой минерализации в березитах, листовенитах (Золотые Пороги, зона Кумбуксинского и Центрального разломов) либо приурочено к контактам порфировых даек и небольших гранитных тел (Щучинский, Савинский, Лещевский). Незначительное повышение концентраций золота относительно фона отмечается в горизонтах колчеданов и кварцитах, однако в целом они содержат низкий уровень всех примесей, что характерно для залежей простых по составу колчеданных руд островодужных систем и шельфовых обстановок, формирующихся на симатической коре. Их нельзя считать золотоносными, но и не следует сбрасывать «со счета», учитывая как базовую формацию. В семействе колчеданных рудных формаций к золоторудной можно отнести лишь одно золото-по-

лисульфидное Северо-Вожминское рудопоявление, связанное с более поздним развитием островной дуги.

Таким образом, учитывая геодинамическое развитие территории, можно сказать, что с ранней аккреционной историей связано накопление колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд и золото-сульфидной вкрапленной сингенетической минерализации, сопряженных с вулканизмом и гидротермальными процессами. На коллизионной стадии происходит смятие вмещающих комплексов вблизи внедрившихся гранитов, формирование золото-сульфидной минерализации в зонах гидротермального изменения на контактах даек риодацитов и в березитизированных внутрискрутурных гранитных телах. В зоне Кумбуксинского и Центрального разломов происходит чешуирование толщ, образование СЗ сдвиговых зон, вероятно, двух возрастных уровней (в позднем архее и на свекофеннском этапе в палеопротерозое), образование миллерит-пиритовых руд, золото-сульфидной и золото-сурьмяно-мышьяковой рудной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Барто, Скиннер П. Б., Скиннер Б. Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970. С. 211–285.
- Бонбенков В. Н., Розенцвит Е. А., Богданов Л. А. Отчет о проведении поисковых работ на Половинском рудопоявлении золота. 1979. ВГФ. № 0375462.
- Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л., 1981. 152 с.
- Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 304 с.
- Кожневиков В. Н., Кулешевич Л. В., Фурман В. Н. Структурный анализ архейских образований участка Золотые Пороги (Восточная Карелия) // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1983. С. 47–51.
- Кулешевич Л. В. Листвениты в зеленокаменных поясах Восточной Карелии // Геология рудных месторождений. 1984. Т. 26, № 3. С. 112–116.
- Кулешевич Л. В. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 1992. 266 с.
- Кулешевич Л. В. Металлогения верхнеархейских углеродистых формаций Восточной Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории: Тр. междунар. симпоз. (2–7 июня 1998 г., Петрозаводск). Петрозаводск, 2000. С. 221–227.
- Кулешевич Л. В., Белашев Б. З. Колчеданное орудование Восточной Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 57–72.
- Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Кортаева Н. Н. Редкая сурьмяная минерализация докембрийского рудопоявления Золотые Пороги в Восточной Карелии // Записки ВМО. 1998. № 6. С. 89–98.
- Куликов В. С., Куликова В. В., Федюк А. В., Сухолетова Г. Н. К стратиграфии лоция Каменноозерской структуры Ветреного Пояса // Операт.-информ. материалы. Петрозаводск, 1982. С. 27–30.
- Куликова В. В. Сумозерский зеленокаменный пояс // Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. С. 89–114.
- Морозов С. А., Федюк А. В. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на медно-никелевые руды в пределах Каменноозерской зоны Ветреного Пояса за 1976–1979 гг. Фонды КГЭ. Инв. № 0390794. Петрозаводск, 1979.
- Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.
- Федюк А. В. 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. Инв. № 1491. 1981.
- Федюк А. В. и др. Отчет о детальном поисках медно-никелевых руд в зонах лежачего контакта Вожминского и Кумбуксинского массивов (объект Восточная рудоконтролирующая зона) за 1982–1984 гг. Фонды КГЭ. Инв. № 1591. 1984.
- Фурман В. Н. и др. Отчет о результатах поиска меди, никеля и других руд в западной части Каменноозерской структуры Ветреного Пояса за 1980–1983 гг. Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1983. Инв. № 1569.
- Фурман В. Н. и др. Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд, связанных с коматиитами в Каменноозерской структуре за 1985–1989 гг. Фонды КГЭ. Петрозаводск. 1989. Инв. № 1702.
- Сазонов В. Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 2001. 621 с.

Скотт С. Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активности серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, 1984. С. 41–49.

Шемякина Н. М. Геохимия региональных низкотемпературных метасоматитов восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1983. 23 с.

Muff R., Saager R. Metallogenic interpretations from a mineralogical and geostatistical study of antimony ores of the Murchison greenstone belt, South Africa // A Symposium on mineral deposits and the transportation and deposition on metals. 1976. P. 167–179.

Pearton T. N. The geology and geochemistry of the Monarch ore body and Environs, Murchison range, north-eastern Transvaal // Mineralization in metamorphic terranes. 1978. P. 77–86.

Puchtel I. S., Hofmann A. W., Amelin Yu. V. et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochimica et Cosmochimica acta*. 1999. Vol. 63, N 21. P. 3579–3595.

Samsonov A. V., Puchtel I. S., Shchipansky A. A. et al. 2,88 Ga island-arc magmatism of the Kamennoozero greenstone belt, eastern Karelia, Russia // Abstracts of International conference «Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust». Moscow, Russia, 1999. P. 150–152.

Viljoen M. J. The geology and geochemistry of the «Antimony line» in the united Jack Complex, Murchison range // A Symposium on mineral deposits and the transportation and deposition on metals. 1976. P. 133–158.