

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 6 / 2021

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор:
А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян,
А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов,
Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачёв,
А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Содержание

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	
<i>Звездов В. С.</i> Структурно-петрофизические обстановки формирования медно-порфирировых штоков 3	<i>Низай Е. В.</i> Удурчуканская свита и аякитский комплекс: размещение, возраст, геохимия (Буреинский массив, Сихотэ-Алинь) ... 85
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ	ДИСКУССИИ
<i>Божко Н. А., Прусакова Н. А., Громцев К. В.</i> Особенности тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса и перспективы его коренной алмазоносности 45	<u>Лихачёв А. П.</u> Термогидравлический эффект как возможная причина образования природных алмазов и условия его проявления 100
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ
<i>Кузнецов В. В., Брель А. И., Кузнецова Т. П., Серавина Т. В., Мигачёв И. Ф., Донец А. И., Кудрявцева Н. Г., Богославец Н. Н., Елишина С. Л.</i> Особенности строения и минералогическая характеристика руд полиметаллического месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS) Нойон-Тологой 65	<i>Иванов А. И., Сидорова Е. В.</i> Комплексная работа ЦНИГРИ в Ленском золотоносном районе: от изучения россыпей до оценки потенциала Сухого Лога 112
	Памяти Александра Петровича Лихачёва 125
	Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2021 г. 126

Редакция: *Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова*
Компьютерная верстка: *А. Д. Юргина*

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации
№ 01217 от 03 июня 1992 г.

Подписано в печать 29.12.2021

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology

Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

Структурно-петрофизические обстановки формирования медно-порфировых штокверков

Рассмотрены структурно-петрофизические обстановки формирования медно-порфировых месторождений. Проанализировано влияние деформационной природы вмещающих сред на морфологию порфировых интрузивов и брекчиевых трубок, форму и строение сопряжённых с ними штокверков, содержания металлов в рудах. Показано, что одним из ведущих факторов образования крупных и сверхкрупных месторождений является присутствие над рудоносными интрузивами малопроницаемых пород – карбонатных толщ, пластично деформирующихся при высоких температурах и давлении, либо лавовых фаций вулканогенных, интрузивных основного и среднего составов и метаморфических пород с высокими упруго-прочностными свойствами. Наличие подобных структурно-петрофизических «экранов» приводило к появлению флюидных плюмов и рудонакоплению в значительных масштабах. Доломиты, известняки и богатые железом базитовые комплексы в составе таких толщ являлись также геохимическими барьерами для гидротермальных растворов, способствовавшими отложению высокосортных руд.

Ключевые слова: медно-порфировые месторождения, морфология, рудные тела, рудно-магматические системы, петрофизические параметры, порфировые интрузивы, штокверки.

ЗВЕЗДОВ ВАДИМ СТАНИСЛАВОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом, metallogeny@yandex.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Structural and petrophysical formation environments of porphyry copper stockworks

V. S. ZVEZDOV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow

Structural and petrophysical environments of porphyry copper deposit formation are discussed. The paper analyzes deformation host environment effect on porphyry intrusion and breccia pipe morphology, form and structure of associated stockworks and metal ore grades. It is shown that major and giant deposit formation primarily depends on poorly permeable rocks, carbonate sequences suffering plastic deformation at high temperatures and pressure, present above ore-bearing intrusive, or basic and intermediate volcanogenic and intrusive lava facies and highly resilient and strong metamorphic rocks. The presence of such structural and petrophysical “screens” resulted in fluid plume emergence and extensive ore accumulation. Dolomites, limestones and Fe-rich basite assemblages hosted by these sequences also acted as geochemical barriers for hydrothermal solutions facilitating high-grade ore deposition.

Key words: porphyry copper deposits, morphology, orebodies, ore magmatic systems, petrophysical parameters, porphyry intrusive, stockworks.

Обстановки формирования медно-порфировых месторождений. Главными факторами, повлиявшими на запасы медно-порфировых месторождений (МПМ), являлись геодинамические режимы образования вмещающих их рудно-магматических систем (РМС), от которых зависели размеры и флюидонасыщенность магматических очагов («материнских» плютонов) – источников необходимого тепла и металло-

носных флюидов, а также структурно-петрофизические условия «вскрытия» и разгрузки таких очагов.

Месторождения «мирового класса» (гигантские и супергигантские) формировались в специфических геодинамических обстановках развития отдельных сегментов окраинно-континентальных и островодужных вулканоплутонических поясов (ВПП), на начальных стадиях образования которых в результате

«пологой» субдукции океанических хребтов и плато под континентальные окраины и островные дуги господствовал режим *коллизии сжатия*. Такой режим способствовал утолщению земной коры (ЗК), выплавлению известково-щелочных магм при её взаимодействии с астеносферой, насыщению магм летучими веществами за счёт субдуцирующих океанических плит, мантийного слэба и дегидратации металлоносных осадков, что приводило к появлению окисленных расплавов с повышенными содержаниями Cu, Au, Ag. Давление препятствовало их подъёму в верхние части ЗК, то есть «подавляло» вулканизм, приводя к возникновению крупных магматических камер (промежуточных очагов) на глубинах от 5 до 15 км, в которых скапливались значительные объёмы отделившихся от кристаллизующихся расплавов металлоносных флюидов. Латеральное сжатие «ограничивало» количество апофиз в кровле магматической колонны, обеспечивая сосредоточение флюидной фазы в апикальной зоне единого крупного плутона, а не в нескольких мелких [29, 40, 41].

Состояние «неустойчивого равновесия» подобных систем с небольшим, варьирующим по интенсивности флюидным потоком, отражающим кинетически медленные процессы газоотделения и дренирования всё более глубинных частей остывающих и кристаллизующихся «материнских» гранитоидных батолитов, могло продолжаться до нескольких миллионов лет. В ядерной части плутонов по мере становления и дегазации фанеритовых фаз скапливался остаточный расплав, обогащённый летучими и металлами. На дневной поверхности магматические очаги проявлялись слабой вулканической и фумарольной активностью. Возможными триггерами, вызывавшими «вскрытие» магматических камер при орогенезе с катастрофичными по масштабам декомпрессией и выбросом флюидной фазы, могли быть надвиговые (взбросо-сдвиговые) деформации с разрядкой тектонических напряжений, сопровождаемые сильными землетрясениями, обрушение вулканических сооружений, а также эрозия земной коры, приводившая к превышению гидростатического давления над литостатическим.

Перечисленные процессы приводили как к масштабным взрывным вулканическим извержениям (с «распылением» рудного вещества) в случае взламывания вскрыши, так и к появлению рудогенерирующих медно-порфириновых систем (МПС), если имелись препятствия к достижению флюидным потоком дневной поверхности [39]. Во втором случае при «прорыве» металлоносного остаточного расплава из ядерной части «материнского» плутона в верхние части ЗК возникали порфириновые интрузивы, часто трубки взрывных брекчий, а также каркасы мелких

«взрывных» и контракционных трещин, по которым флюиды поднимались от источника – промежуточного магматического очага – к областям разгрузки (рудотложения). Медно-порфириновые месторождения формировались сравнительно быстро, по разным оценкам, от ≤ 100 тыс. лет до первых сотен тыс. лет [7, 17, 39, 41, 44 и др.], на небольших глубинах (2–5 км).

Значительные по запасам месторождения сопряжены с многофазными интрузивами, строение которых отражает дискретное поступление расплава из длительно функционировавших магматических очагов. Для таких объектов характерны несколько порфириновых фаз (штоков, даек, брекчиевых трубок), каждая из которых сопровождается «своей» минерализацией, хотя отложение основной массы руд обычно связано со становлением интрузивов одной, реже двух из них. Их морфология в основном и определяет форму рудных тел. Многостадийность рудотложения выражается в многочисленных рудообразующих минеральных ассоциациях, что нетипично для рядовых МПМ.

Крупные магматические очаги появлялись в областях сопряжения парных систем глубинных «внутридуговых» («бывших» синседиментационных литрических) разломов, параллельных зонам субдукции, и крутопадающих поперечных трансформных разломов. Такие участки в период третичной коллизии магматических дуг Тихоокеанского кольца «фокусировали» тектонические напряжения с аномально высоким давлением. Разрядка этих напряжений с вздыманием участков ЗК, взбросо-сдвиговыми деформациями и эрозией приводила к возникновению глубинных магмо- и (или) флюидовыводящих крутопадающих каналов («полостей») в местах пересечения разломов, перегибов, флексур), контролировавших размещение магматических очагов («материнских» плутонов), «питавших» гипабиссальные и субвулканические порфириновые интрузивы (штоки, рои даек, брекчиевые трубки), с которыми ассоциируют МПМ [32, 41 и др.]. Именно в таких областях сосредоточено большинство из четырёх десятков известных крупнейших Cu-Mo-, Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфириновых месторождений мира, среди которых: Чукикамата и Эль Теньенте с запасами Cu более 100 млн т каждое, Эль Абра, Рио Бланко–Лос Бронсес, Ла Эскондида, Лос Пеламбрес, Портреллило, Эль Сальвадор в Чили; Бингхэм, Моренси-Меткалф, Пибл, Рэй, Санта Рита и др. в США; Ла Гранья, Куахоне в Перу, Ла Каридад в Мексике; Грасберг, Уафи-Голпу в Индонезии; Фрида Ривер, Ок Теди в Папуа – Новая Гвинея.

Мелкие и средние по запасам Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфириновые месторождения третичных островных дуг (ВПД) Тихоокеанского кольца, Тетиса, Карпато-Балканской и других минерагенических провинций

сформировались в режиме слабого (до нейтрального) растяжения [29, 41]. Они локализованы во внутренних частях порфировых РМС со сравнительно небольшими магматическими очагами. В верхних периферийных зонах таких систем, в близповерхностной зоне интенсивных аргиллизитовых изменений, нередко присутствуют Au-Cu- и Au-Ag месторождения HS и IS типов со стратоидными и жильными рудами. Последние являются продуктами разгрузки металллоносных флюидов, отделившихся от тех же магматических очагов, что и высококонцентрированные гидротермальные растворы (рассолы), участвовавшие в отложении медно-порфировых руд. Примеры подобных систем: Лепанто, Баджио (Филиппины), Андаколло, Рефуждио (Чили), Янакоча (Перу), Речк (Венгрия), Бор (Сербия), Кёплер (Турция), Озерновская, Авачинско-Китхойская, Малетойвайская (Россия).

Специфическими геодинамическими обстановками, способствовавшими появлению мощных флюидонасыщенных магматических очагов, не исчерпываются условия, необходимые для рудоконцентрации в значительных масштабах. Не менее важны **структурно-петрофизические обстановки** их «вскрытия». В отсутствие «литолого-структурных ловушек» разгрузка восходящего из очага металллоносного флюидного потока могла привести к образованию обширных минерализованных ореолов с низкими содержаниями металлов (геохимических аномалий) либо мелких объектов [7, 29, 32]. Наиболее благоприятными для возникновения флюидных плюмов и рудонакопления были петрофизически неоднородные (гетерогенные) среды. Наличие малопроницаемых, пластично деформирующихся толщ либо «жестких» блоков над рудоносными интрузивами обуславливало анизотропию полей тектонических напряжений, отражалось в стилиях и интенсивности деформаций пород при их разрядке, приводило к появлению структур, в которых происходила разгрузка рудоносных растворов.

Анализ геолого-структурных условий локализации большинства МПМ «мирового класса» показал, что в их геологических разрезах в тех или иных масштабах присутствуют реликты перекрывающих толщ, в целом не склонных к хрупким деформациям – пластичных либо с высокими значениями порогов упругости и разрушения. По известным классификациям [4, 24], они могут быть отнесены соответственно к *упруго-пластичному* и *упруго-вязкому* типу сред структурообразования.

К *первому* из названных типов «компетентных» толщ в рудных районах с МПМ принадлежат карбонатные, терригенно-карбонатные, иногда флишидные отложения, широко развитые в фундаменте (субстрате) островодужных базальтоидных и неко-

торых периокеанических андезитоидных ВПП. При высоких температурах и давлении они подвержены пластичным деформациям. Ко *второму*, характерному для андезитоидных поясов с сиало-фемическим и сиалическим фундаментом можно отнести лавовые фации вулканитов среднего состава, габбродиориты и диориты ранних фанеритовых фаз рудоносных магматических комплексов, в редких случаях мафические (базальты, диабазы, габбро) и метаморфогенные (гранито-гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы) комплексы субстрата поясов. Они обладают повышенными упруго-прочностными свойствами (порогами прочности), но растрескиваются при приложении достаточных нагрузок. При существенных различиях в деформационной природе толщ обоих типов обладают низкими фильтрационными свойствами. Они малопроницаемы для гидротермальных растворов, являясь для них своеобразными «структурно-петрофизическими экранами».

К **толщам с упруго-пластичной деформационной природой** принадлежат третичные известняки Новогвинейской (Дарай/Менди) формации, перекрывающие мезозойские обломочные породы формаций Йеру и Чим [32] и участвующие в строении субстрата кайнозойского Новогвинейского ВПП, с плутоногенными формациями которого сопряжены Au-Cu-порфировые месторождения-гиганты Грасберг, Уафи-Голпу, Ок Теди и Фрида Ривер. Слагая верхние части геологического разреза, они в сочетании с режимом коллизионного сжатия способствовали возникновению магматических и флюидных плюмов, а затем при их вскрытии и разгрузке оказывали экранную роль на восходящий флюидный поток, приводя к рудонакоплению в значительных масштабах. Естественно, что в такой обстановке существенная часть запасов меди и золота сосредоточена в скарновых залежах в экзоконтактах рудоносных порфировых интрузивов.

Признаки влияния «экранирующих» карбонатных и терригенно-карбонатных толщ на рудогенез отмечаются не только в поясах Юго-Восточной Азии, но и в ВПП Северной Америки, Европы и Азии – на Au-Mo-Cu-порфировых месторождениях – сверхкрупных, таких как Бингхэм, Санта Рита, Пибл, Резолюион и др. (США), Алмалык (Узбекистан) и рядовых объектах – Речк (Венгрия), Кызата, Сары-Чеку, Нижнекаульдинское (Узбекистан), Цаган-Субурга, Хармагтай (Монголия), Златно (Чехия), Майданпек (Сербия), Кёплер (Турция) и др. В верхних частях рудовмещающих разрезов этих месторождений присутствуют ксенолиты различных (до гигантских) размеров мраморизованных известняков, доломитов, мергелей, алевролитов-глинистых пород.

К *упруго-вязкому типу сред* относятся миоценовые андезитовые лавы формации Фареллонес, перекрывающие олигоценовую толщу переслаивающихся песчаников, алевролитов и туфобрекчий формаций Абанико и Гойя Мачали фундамента андезитоидных ВПП с уникальными по запасам Cu-Mo-порфировыми месторождениями Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес, Лос Пеламбрес и др., в центральной части Чили. При коллизионном сжатии разрядка тектонических напряжений происходила в основном по подошве компетентной толщи с возникновением срывов надвигового типа, в то время как в более хрупких нижележащих туфогенно-осадочных отложениях происходило интенсивное складкообразование, возникали многочисленные трещины и разломы преимущественно сколового типа, по которым проникали рудоносные расплавы, поднимавшиеся до гипсометрических уровней андезитовой толщи формации Фареллонес [32]. В ряде случаев избыточное давление газов, отделявшихся от охлаждающихся и кристаллизующихся магматических тел, приводило к неоднократному прорыву флюидов сквозь эту толщу с взрывным растрескиванием окружающих пород и образованием эруптивных брекчий. Они встречаются на многих медно-порфировых месторождениях, в том числе перекрытых карбонатными отложениями, являясь следствием «вторичного вскипания» расплава (потери летучих) при кристаллизации, однако в рассматриваемой обстановке названные процессы приобретали катастрофические масштабы. В результате возникали многофазные, сложнопостроенные, крупные брекчиевые трубки, вмещающие значительные запасы руд как на вышеупомянутых Cu-Mo-порфировых объектах чилийского сегмента ВПП Андийской минерагенической провинции. В андезитоидных поясах с сиалическим и сиало-фемическим фундаментом «экранирующее» воздействие, способствующее концентрации металлов, могли оказать породы фундамента с высокими упруго-прочностными параметрами, такие как рифейско-раннекембрийские гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, в виде останцов присутствующие в провисах кровли рудоносного интрузива крупного Mo-Cu-порфирового месторождения Эрдэнтун-Обо (Монголия).

При громадных запасах практически все гигантские и супергигантские Cu-Mo-, Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфировые месторождения ВПП Тихоокеанского кольца (Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес, Ла Эскондида в Чили; Бингхэм, Пибл, Резолюцион и др. в США; Ла Гранья, Куахоне в Перу, Грасберг в Индонезии, Фрида Ривер, Ок Теди, Уафи-Голпу в Папуа – Новая Гвинея и др.) отличаются высокими (для МПМ) концентрациями металлов в рудах (среднее

содержание Cu обычно не менее 1,0 %), что является следствием наложения продуктов многостадийного рудогенеза из-за «экранирующего» воздействия пород вскрыши. Не исключено, что и самое крупное в мире Cu-Mo-порфировое месторождение Чукикамата (Чили) принадлежит к их числу, о чём свидетельствуют локализация рудного тела в апикальной части штока гранодиорит-порфиров Чуки, его пластообразная форма в продольном разрезе и клиноподобная в поперечном, совмещение в пространстве разновозрастных метасоматических и рудообразующих минеральных ассоциаций и, как следствие, высокие содержания Cu и Mo, отмеченные во многих публикациях [36, 43 и др.]. Для Au-Cu-порфировых объектов островодужных поясов Юго-Восточной Азии с фемическим фундаментом содержания Au в рудах иногда достигают аномально высоких (для МПМ) значений, причём существенная часть запасов золота часто сосредоточена в скарновых залежах, сформировавшихся в экзоконтактах рудоносных интрузивов, как на крупном месторождении Ок Теди (Cu – 5 млн т, среднее содержание 0,76 %, Au – 490 т, 1,1 г/т).

Специализированные исследования медно-порфировых штокверков. Вышеупомянутые факторы возникновения крупных и сверхкрупных МПМ проанализированы в недавних работах [7, 11]. В настоящей статье более детально рассмотрены структурно-петрофизические условия рудообразования. В её основу положены материалы специализированных исследований автора на ряде месторождений Узбекистана и Казахстана, значительная часть которых до настоящего времени не была опубликована.

Главной целью исследований являлась оценка влияния петрофизических характеристик рудовмещающих сред на морфологию, строение и параметры медно-порфировых штокверков, включая содержания металлов.

В качестве **объектов изучения** были выбраны Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Алмалыкского (Кальмакыр, Дальнее, Северо-Западный Балыкты) и Саукбулакского (Кызата) рудных полей в Узбекистане, Mo-Cu-порфировые месторождения Актогайского (Актогай, Айдарлы) и Коксайского (Коксай) рудных полей в Казахстане. Названные объекты, принадлежащие двум рудно-формационным типам медно-порфирового семейства, различаются составом рудоносных плутоногенных формаций (Na-K для среднеазиатских месторождений и K-Na для казахстанских) и соответственно рудно-метасоматической зональностью и минералого-геохимическими особенностями руд, что отражено в многочисленных публикациях [15, 18, 20 и др.]. Кроме того, они различаются составом пород интрузивной

рамы, формами порфировых штоков и сопряжённых с ними рудоносных штокверков, что послужило основанием для отнесения к разным типам морфологической классификации рудных тел МПМ [11, 17 и др.].

Методика исследований включала:

- детальную минералого-петрографическую документацию керна разведочных скважин по профилям вкрест простирания основных рудоконтролирующих структур МПМ с оценкой характера и степени гидротермально-метасоматических изменений пород и минерального состава руд (с отбором образцов для лабораторно-аналитического изучения);
- оценку прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций в объёме вмещающих пород (в %), для чего по десятиметровым интервалам керна скважин проводился учёт количества и мощности встреченных прожилков и жил различного минерального выполнения;
- геологическое картирование стенок Кальмакырского карьера с массовыми замерами ориентировки прожилков и жил рудообразующих минеральных ассоциаций;
- микроскопическое изучение пород и руд;
- определение физико-механических свойств пород (плотности, фильтрационных и упруго-прочностных параметров, твёрдости и др.) с использованием аппаратуры кафедры полезных ископаемых МГУ по методике В.И. Старостина [2] по образцам керна скважин, отобранным с интервалом 40–50 м и менее (до 5–1 м по рудным интервалам).

По результатам выполненных работ, с учётом данных опробования, были отстроены геологические планы и разрезы месторождений масштаба 1:5 000–1:2 000, отражающие метасоматическую зональность, морфологию рудных тел и распределение прожилковой массы рудных и пострудных минеральных ассоциаций в объёме штокверков; составлены таблицы физико-механических свойств пород; по опорным профилям построены разрезы в изолиниях значений наиболее информативных петрофизических показателей (эффективной пористости ($P_{эф}$), условно-мгновенного насыщения (А), постоянной насыщения (В), модуля Юнга (Е), твёрдости по Бринеллю (НВ) и рассчитанного по ним комплексного петрофизического (Кпк) и аномального рудопетрофизического (Кап) коэффициентов¹); проанализированы зависимости перечисленных параметров от характера и степени метасоматических преобразований; по опор-

ным скважинам сопоставлены гистограммы изменений Кпк, Кап и содержаний меди в рудах.

Полученные данные, изложенные в [8, 9, 12, 17], позволили расшифровать строение рудоносных штокверков, установить тенденции их развития во времени и пространстве, определить направленность и масштабы изменения физико-механических свойств вмещающих пород в зависимости от наложенных преобразований, оценить возможность использования применённых методик детального картирования штокверков и петрофизического анализа для локального прогноза минерализованных зон. В настоящей статье основной акцент сделан на оценке влияния петрофизических параметров вмещающей среды на форму рудных тел и содержания металлов в рудах и в конечном итоге запасы месторождений. Хотя физико-механические свойства разнотипных пород изучены в обычных («комнатных») условиях, установленные отличия в параметрах с учётом экспериментальных данных позволяют прогнозировать их деформационное поведение в ходе формирования МПС. В целом на качественном уровне различие в деформационной реакции разнотипных сред на нагрузке сохраняется.

Из серии работ [3, 22, 26] известно, что глинистые, глинисто-карбонатные и солевые породы при высоких температурах и давлении отличаются повышенной способностью к пластическим деформациям. Учитывая, что внедрявшаяся магма превышала температуру вмещающей среды на сотни градусов и при этом создавала значительное избыточное давление, можно предположить, что названные породы испытывали преимущественно пластические деформации с частичным расплавлением (диссоциацией) термически «неустойчивых» мергелей, ангидритов, доломитов, в меньшей степени известняков и перекристаллизацией их в роговики и мраморы. При этом в интервале температур «жидкого» и «полужидкого» (суспензия) состояния гранитоидного расплава (от 900 до 650 °С) за счёт разложения наименее «устойчивых» доломитов могли высвободиться до 20–25 % первоначального их объёма. Значительная часть карбонатных толщ была ассимилирована магмой с образованием таких пород, как сиенито-диориты на Алмалыке [5] и «гибридные» монцититы на месторождении Бингхэм [38].

При высоких температурах и приложении скоротечных динамических нагрузок достаточной интенсивности доломиты, известняки, мергели, ангидриты, арриллиты склонны к хрупкому разрушению, но при относительно продолжительных, а МПМ образуются в течение десятков–сотен тыс. лет, подвержены пластическому течению. Породы с «упругой» деформационной природой в таких условиях,

¹ Физический смысл отдельных петрофизических показателей и методика расчёта значений Кпк и Кап, используемых для их интерпретации, рассмотрены в [2, 9, 24 и др.].

особенно в присутствии флюидной фазы, испытывают интенсивное растрескивание; предел прочности «упруго-вязких» пород также существенно снижается. Отмеченные особенности деформационного поведения разнотипных сред были учтены при интерпретации данных проведённых исследований.

Геолого-структурные условия локализации месторождений, строение рудоносных штокверков, физико-механические свойства вмещающих пород. Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Узбекистана, в разведке которых участвовали С. Т. Бадалов, Е. Р. Бутъева, В. Ф. Викторов, В. Г. Гарьковец, И. М. Голованов, В. Ю. Деды, Б. А. Дё, Р. А. Мусин, А. Т. Рахубенков, В. В. Чупров и другие советские геологи, сосредоточены в *Алмалыкском рудном районе (РР)* Кураминской металлогенической зоны (МЗ) и генетически связаны с габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовой формацией (алмалыкским комплексом, C_2) раннего этапа формирования Бельтау-Кураминского ВПП. В рудном районе, эквивалентном крупной рудно-магматической системе (РМС) с комплексной металлогенией (кроме медно-порфировых в её пределах присутствуют жильные золото-кварцевые, золото-полисульфидные и стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения), выделены три рудных поля (РП): *Алмалыкское* с месторождениями Кальмакыр, Карабулак, Дальнее (Ёшлик), Северо-Западный Балыкты, являющиеся участками гигантского объекта, часто называемого «Большим Алмалыком» с запасами Cu > 23 млн т (при среднем содержании 0,39%), Mo – 140 тыс. т (0,002%), Au – 2250 т (0,37 г/т), Ag – 13,4 тыс. т (2,20 г/т) [42], *Каульдинское* с Нижнекаульдинским рудопроявлением и *Саукбулакское* с рядовыми по запасам месторождениями Кызата (2 млн т (0,85%)) и Сары-Чеку (0,5 млн т Cu (0,49%)). Все перечисленные объекты сопряжены со штоками гранодиорит-порфиров – монцонит-порфиров завершающей фазы продуктивной плутоногенной формации (рис. 1). Вытянутые в плане и преимущественно крутопадающие в разрезе порфировые штоки представляют собой выступы-апофизы гигантского, по-видимому, единого на глубине, полихронного (C_1-C_3) плутона, сложенного фанеритовыми габброидами и гранитоидами Na-K профиля. Он сформировался на восточном фланге обширного выступа фундамента, испытывавшего длительное (с силура до перми) воздымание с сокращением мощностей перекрывающих стратифицированных комплексов, «подавлением» вулканизма и интенсивным проявлением интрузивного магматизма в обстановке коллизионного сжатия.

Месторождения характеризуются однотипной метасоматической зональностью, которая в целом соответствует «монцонитовой» модели, разработанной Дж. Лоуэллом и Дж. Джильбертом [34], и близкими

структурно-текстурными и минералого-геохимическими особенностями руд, что позволяет предположить для них единый «материнский» магматический очаг. Вместе с тем, локальные геолого-структурные условия рудообразования на названных РП существенно различаются, что отразилось на морфологии и строении рудоносных штокверков и в конечном итоге на запасах руд и содержаниях металлов.

Алмалыкское РП расположено в пределах одноимённого массива габбро-диоритов – диоритов – сиенито-диоритов, вскрытого эрозией в северо-западной части Алмалыкского РР и занимающего не менее половины его площади в 850 км². Этот массив, слагающий ядро магматогенного поднятия, может рассматриваться в качестве неглубоко залегающего «материнского» плутона (промежуточного очага), к выступу-апофизе которого – крупному интрузиву гранодиорит-порфиров – кварцевых монцонит-порфиров приурочено крупнейшее Алмалыкское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение. Кальмакырским и Карабулакским разломами рудное поле разбито на три тектонических блока: Северный, Центральный и Южный, а месторождение – на несколько участков, традиционно упоминаемых как отдельные объекты. Рудоносные штокверки охватывают эндоэзоконтактные зоны порфировых штоков, которые являются «ветвями» упомянутого, сложного по форме интрузива, контролирующимися древними разломами СЗ (Кальмакыр, Северо-Западный Балыкты), В-СВ (Дальнее) и субширотного (Карабулак) простираения. Пострудные взбросово-сдвиговые перемещения по ним обусловили различный уровень эрозии месторождений: умеренный на Кальмакыре и Северо-Западном Балыкты, малый на Карабулаке и Дальнем [25].

Основные запасы руд месторождений сосредоточены в гидротермально изменённых сиенито-диоритах, в меньших объёмах в гранодиорит-порфирах, монцонит-порфирах, диоритах и риодацитах (рис. 2). Метасоматическая зональность отвечает ряду зон, сменяющих друг друга в направлении от порфировых интрузивов во вмещающие породы: кварцевая, биотит-калишпатовая, филлизитовая (наложена на предшествующую, сохранившуюся фрагментарно) и пропилитовая (рис. 3), которые по количественным соотношениям основных новообразованных минералов могут быть разделены на подзоны. Рудные тела (РТ), конформные апикальным частям порфировых штоков, геометрически описываются сочетанием разновысоких эллиптических параблоидов, вложенных друг в друга, и отнесены ко *второму морфологическому типу*, однако в продольных разрезах они имеют уплощённые верхние ограничения, которые отражают «экранирующее» влияние перекрывающей известково-доломитовой толщи, в значительной

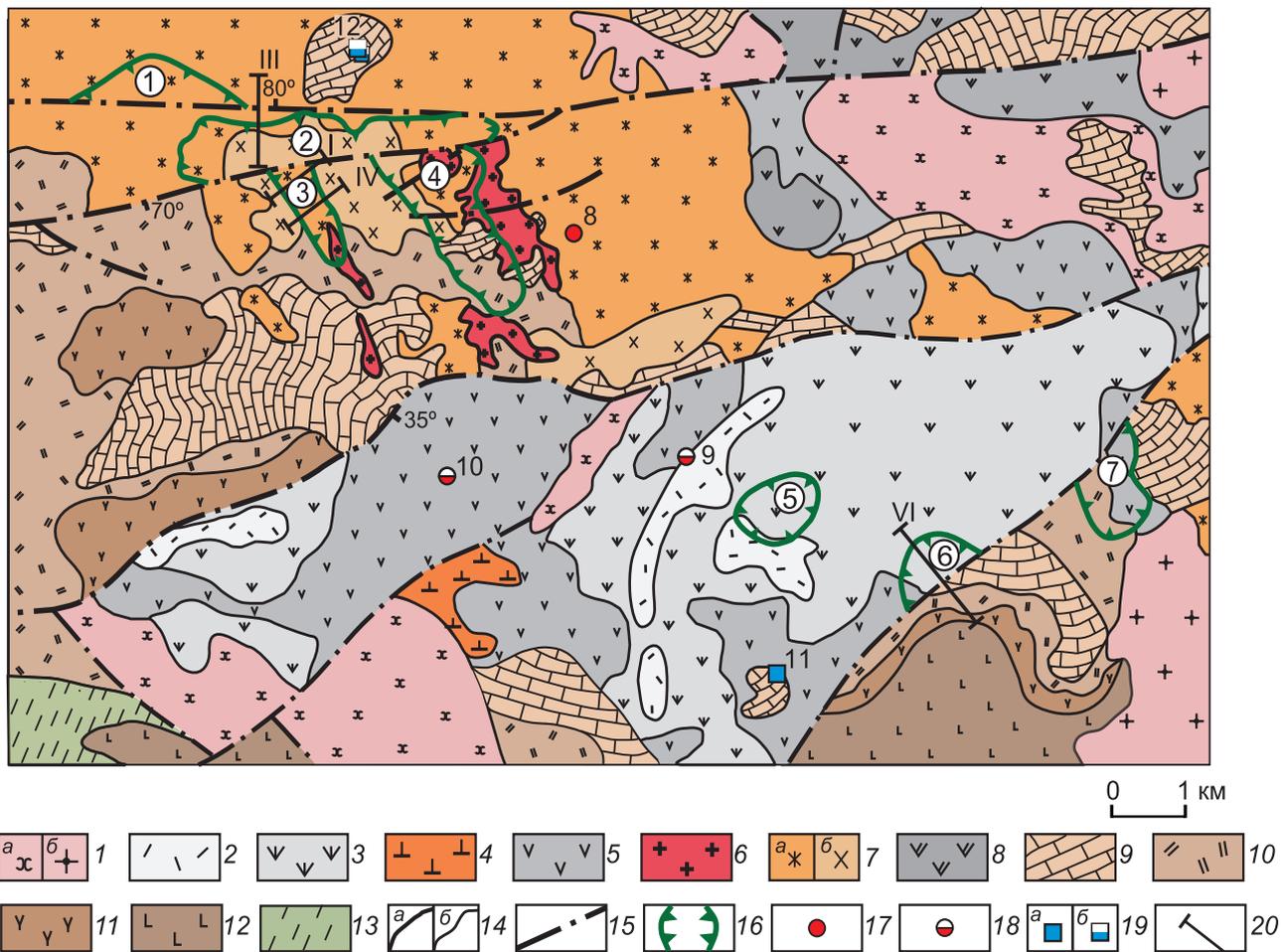


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Алмалыкского рудного района. Составлена с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ и САИГИМС [11]:

формации Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (ВПП): 1 – позднего этапа (C_3-P_1): а – габбро-монцодиорит-монцонитовая, б – гранодиорит-адамеллитовая; 2–7 – раннего этапа ($C_2m_1-C_3$): 2–5 – андезит-дацитовая, продуктивная на золото-гидрослюдисто-кварцевое оруденение: 2 – надакский андезидацит-дацитовый лавово-пирокластический комплекс, 3–5 – акчинский андезит-андезидацитовый экструзивно-лавово-субвулканический комплекс: 3 – надрудная андезидацитовая толща нерасчленённая, 4 – экструзивные купола андезидацитов ранней генерации, 5 – подрудная андезитовая толща, 6–7 – габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовая формация (алмалыкский комплекс, C_2), продуктивная на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение: б – рудоносные гранодиорит-порфиры и кварцевые монцонит-порфиры, 7 – породы фанеритовых фаз: а – сиенито-диориты, б – диориты; 8–13 – фундамент ВПП: 8 – минбулакский трахибазальт-трахиандезит-дацит-риолитовый комплекс (C_2b), 9 – доломиты и известняки с прослоями мергелей, песчаников, гравелитов, конгломератов (D_3-C_1), 10–12 – андезибазальт-андезит-риодацитовая формация (D_1): 10 – риодациты (кварцевые порфиры), 11 – андезиты, 12 – андезибазальты, 13 – дислоцированные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения (O-S); 14 – геологические границы: а – рудоносных порфировых интрузивов, б – вмещающих и более поздних пород; 15 – основные разрывные нарушения; 16 – горизонтальные проекции (на дневную поверхность) штокерковых рудных тел Au-Mo-Cu-порфировых месторождений, их номера: Карабулак (1), Дальнее (2), Северо-Западный Балыкты (3), Кальмакыр (4), Нижнекаульдинское (5), Кызата (6), Сары-Чеку (7); месторождения и проявления иных рудно-формационных типов, их номера: 17 – золото-кварцевые жильные: Актурпак (8), 18 – золото-гидрослюдисто-кварцевые: Каульдинское (9), Бичанзор (10); 19 – стратиформные колчеданно-полиметаллические в карбонатной толще: а – необразованное Кульчулак (11), б – частично регенерированное Кургашикан (12); 20 – линии опорных профилей, по которым проведены специализированные исследования

степени ассимилированной диоритами главной фазы массива (с образованием сиенито-диоритов). Реликты (ксенолиты) этой толщи отмечаются на верхних горизонтах карьера и устьях разведочных скважин Кальмакырского месторождения [11].

Молибденово-медные с золотом руды образованы вкрапленностью и гнездами сульфидов, сульфидно-кварцевыми прожилками и более редкими жилами. Ориентировка рудных прожилков и жил, в большинстве своём обладающих средними и крутыми

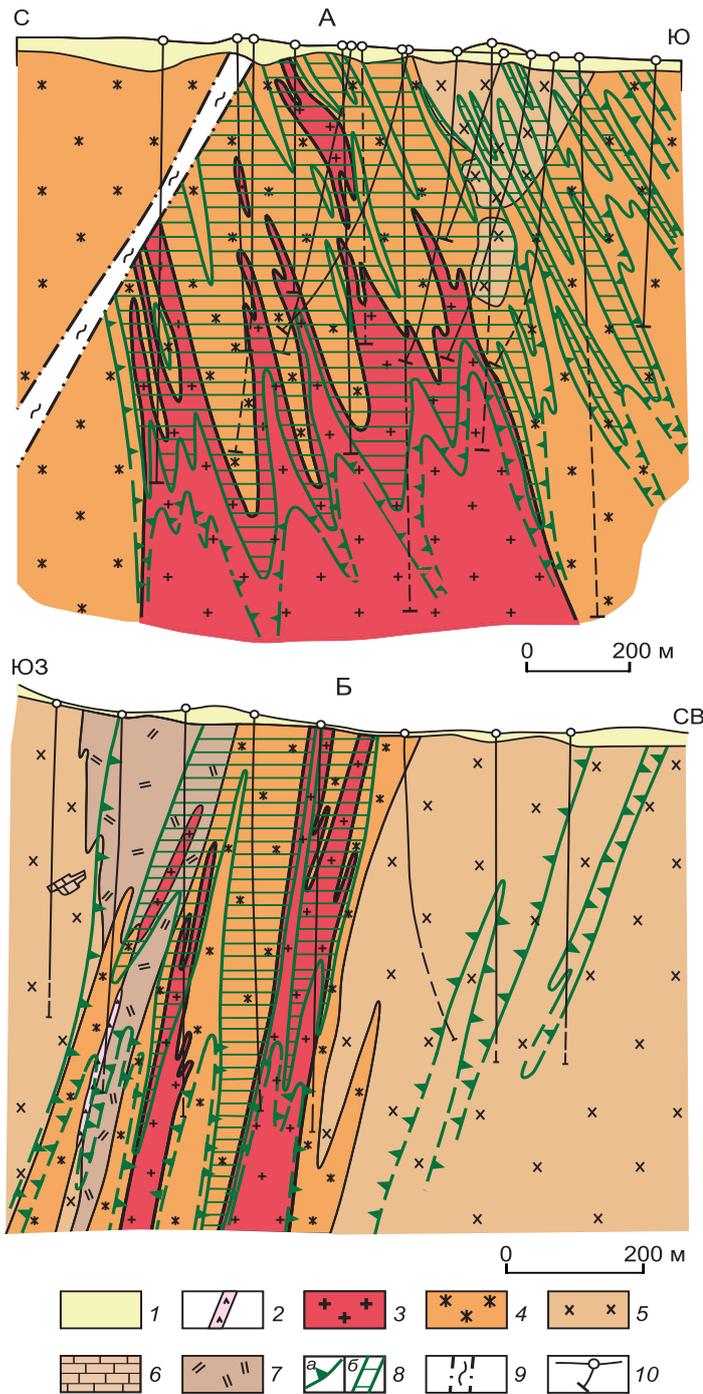


Рис. 2. Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Алмалыкского рудного поля: А – Дальнее, Б – Северо-Западный Балыкты. Геологические разрезы по профилям III и IV. Составлены с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ:

1 – рыхлые отложения (Q); 2 – дайка диоритовых порфиров (C₃?); 3–5 – рудоносный алмалыкский интрузивный комплекс (C₂): 3 – гранодиорит-порфиры, монцонит-порфиры, 4 – сиенито-диориты, 5 – диориты; 6–7 – породы интрузивной рамы: 6 – мраморы (D₃-C₁), 7 – риодациты (D₁); 8 – рудное тело, оконтурированное по бортовому содержанию меди 0,4 % (а) и 0,7 % (б); 9 – зона Карабулакского глубинного разлома; 10 – разведочные скважины

углами падения, определяется морфологией кровли порфировых интрузивов, что свидетельствует о едином плане деформаций в период становления рудоносных магматических тел и возникновения рудовмещающих трещин преимущественно сколового типа. В соответствии с пространственной ориентировкой древних тектонических структур, контролирующих порфировые интрузивы, на Дальнем и Карабулаке преобладают прожилки и жилы субмеридионального и субширотного простираний, на Кальмакыре и Северо-Западном Балыкты – субширотного и северо-западного. Пострудные трещины, выполненные барит-ангидритовой и цеолит-карбонатной минеральными ассоциациями, контролируются крупными и оперяющими их разломами и в определённой степени наследуют рудовмещающую трещиноватость.

Преобладающие во внутренних частях метасоматических колонок убогие вкрапленные руды по вертикали и латерали сменяются вкрапленно-прожилковыми, а затем прожилково-вкрапленными, существенно пиритовыми («пиритовый» ореол), на фоне которых встречаются отдельные мощные жилы с Au-Ag-полиметаллической минерализацией. В том же направлении, как показала детальная документация штокверков Дальнего и Северо-Западного Балыкты, ранние кварц-калишпатовая с молибденитом, кварц-магнетитовая и кварц-молибденит-пиритовая минеральные ассоциации сменяются главными продуктивными кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой и кварц-пирит-халькопирит-борнитовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом и далее на фланги МПС поздними кварц-полисульфидной (с Au и Ag) и кварц-энаргит-блэклюдной. Завершающие (кварц)-халькопирит-пиритовая и (кварц)-пиритовая ассоциации («сухие» прожилки практически без жильного сопровождения) тяготеют к осевой зоне штокверка (рисунки 4, 5). Объёмы прожилковой массы в оруденелых породах составляют от десятых долей-первых % для ранних и поздних ассоциаций до 8–10 % (в среднем от 3 до 4–5 %) для главной продуктивной.

Рудовмещающие породы по фильтрационным и упруго-прочностным параметрам могут быть отнесены к упругому типу сред, то есть склонны к хрупким деформациям (растрескиванию). Для изменённых в средней и интенсивной степени диоритов, сиенито-диоритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых монцонит-порфиров и риодацитов характерны сравнительно высокие ёмкостные показатели ($\Pi_{эф}$, А, В) и пониженные значения модулей упругости (Е, G, $K_{сж}$) и твёрдости (НВ); значения коэффициента Пуассона (μ) до 0,28 и лишь в единичных случаях (при сильной

степени серицитизации, окварцевании или пропилитизации) – до 0,30–0,31. Значения комплексного петрофизического коэффициента (Кпк) для них варьируют в широком диапазоне, но, как правило, выше –0,80. Более низкие его значения (от –0,90 до –1,34) установлены для наименее изменённых, а также нацело окварцованных гранитоидов, ёмкостные и упруго-прочностные параметры которых приближаются к показателям упруго-вязких сред (табл. 1).

Для мраморов, слагающих провисы кровли Алмалыкского интрузивного массива и многочисленные ксенолиты в нём, определены аномально низкие значения фильтрационных параметров и твёрдости, средние значения модулей упругости, повышенные коэффициента Пуассона (μ) до 0,32, резко отрицательные Кпк до 1,33, что отражает малую проницаемость и способность к пластическим деформациям.

Таким образом, останцы практически полностью ассимилированной малопроницаемой карбонатной толщи в кровле рудоносного массива и в меньшей степени породы его фанеритовых фаз (диориты, сиенито-диориты) могли играть роль «флюидоупоров» для металлоносных растворов, способствуя рудонакоплению. Раннее высокотемпературное К-кремниевое изменение и более позднее кислотное выщелачивание гранитоидных пород привели к значительному росту их фильтрационных характеристик, снижению упругости и твёрдости. Способность к хрупкому разрушению и проницаемость для гидротермальных растворов существенно возрастают. Рудовмещающие фации метасоматитов могут быть выделены по значениям $K_{пк} > -0,5$ и $K_{ап} > 2,0$ (см. рис. 6, табл. 1), что может быть использовано в качестве дополнительного петрофизического критерия при оконтуривании минерализованных зон.

Установленное для месторождений Алмалыкского РП строение рудоносных штоков свидетельствует о центробежной тенденции их эволюции от ранней к поздней стадии формирования, сменяющейся центростремительной на завершающей стадии (см. рисунки 4, 5). Штоки, сформированные в рассмотренной структурно-петрофизической обстановке, обладают значительными размерами и вертикальным размахом (до 1 км и более), отчётливой концентрической зональностью, сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах, широкомасштабными надрудными геохимическими ореолами. При этом основные запасы руд сосредоточены в надинтрузивных зонах.

Принципиально иные геолого-структурные условия локализации Au-Mo-Cu-порфировых объектов *Каульдинского и Саукбулакского РП* в центре и на

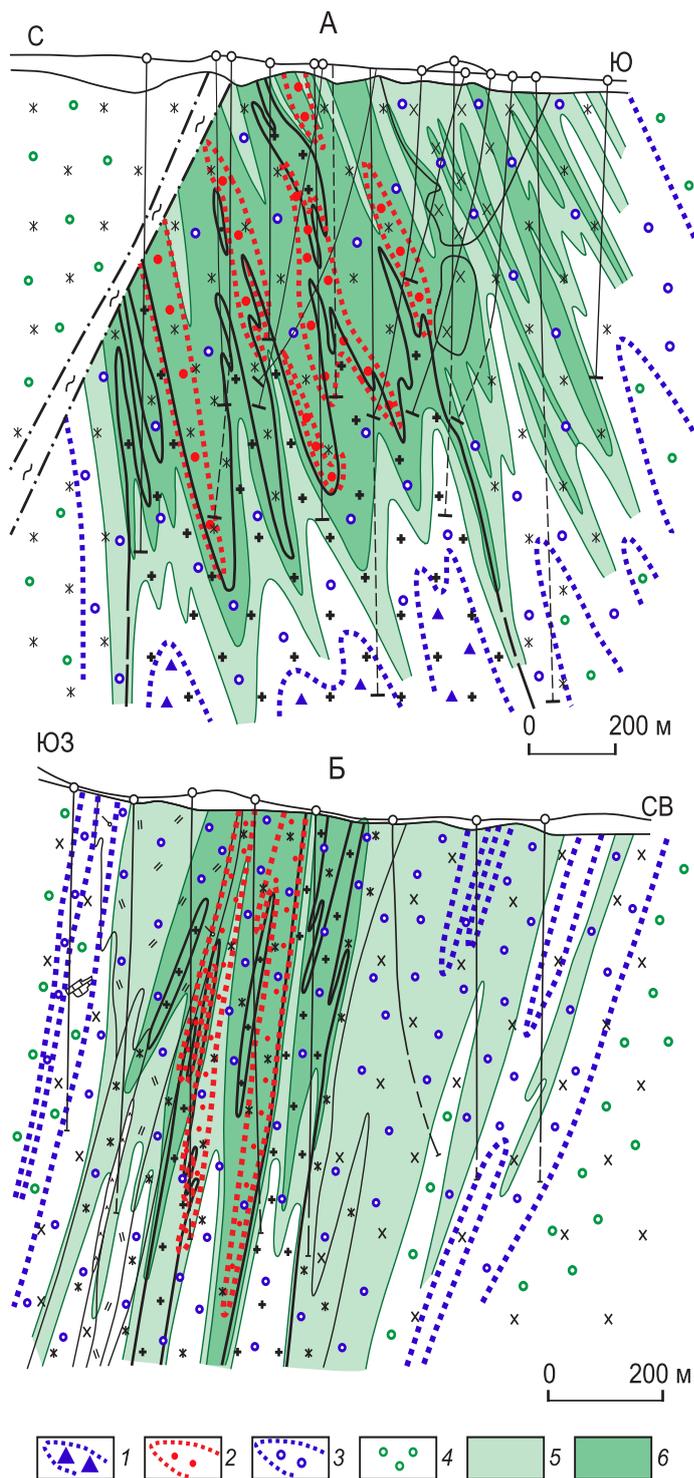


Рис. 3. Au-Mo-Cu-порфировые месторождения Алмалыкского рудного поля: А – Дальнее, Б – Северо-Западный Балыкты. Метасоматическая зональность и меднорудное тело в разрезах по профилям III и IV:

1–4 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: 1 – кварцевая, 2 – биотит-калцикатовая, 3 – филлизитовая, 4 – пропилитовая; 5–6 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 5 – 0,4 и 6 – 0,7 %; см. условн. обозн. к рис. 2

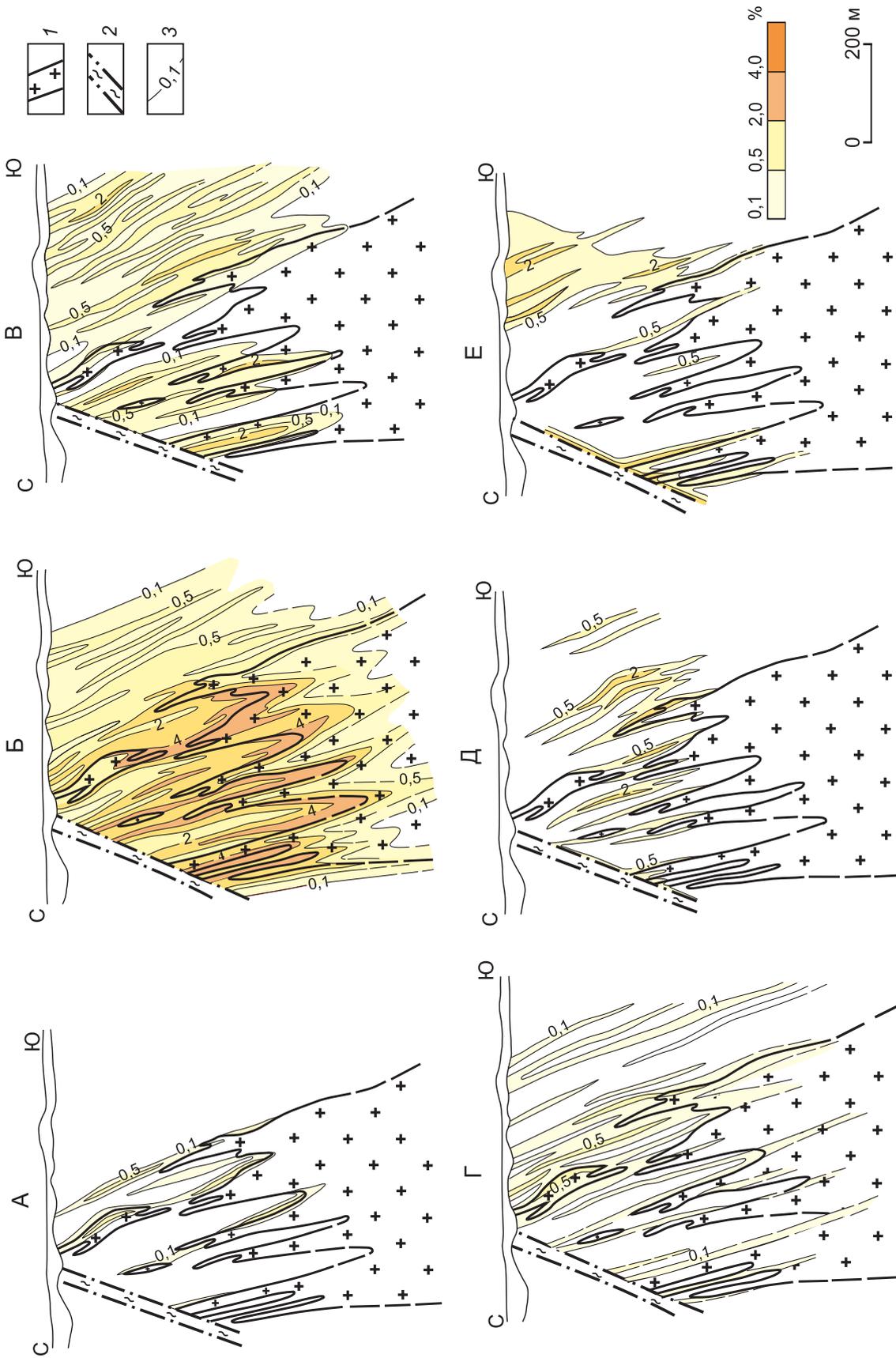


Рис. 4. Строение штокерка месторождения Дальнее в разрезе по профилю III:

распределение объёмов прожилковой массы разновозрастных минеральных ассоциаций: А – кварц-калишпат-молибденитовой, кварц-магнетитовой, кварц-молибденит-пиритовой, Б – кварц-молибденит-пирит-халькопиритовой и кварц-пирит-халькопирит-борнитовой с самородным золотом и реликтовым магнетитом, В – кварц-полисульфидной с золотом и серебром и кварц-энаргит-блэкклорудной, Г – (кварц)-халькопирит-пиритовой и (кварц)-пиритовой, Д – барит-ангидритовой, Е – цеолит-карбонатной; 1 – рудоносный порфировый шток; 2 – зона Карабулакского разлома; 3 – изолинии объёма, занимаемого прожилками и жилами в минерализованных породах, в %

юго-западном фланге Алмалыкского РР. Находящиеся здесь, в основании и прибортовых частях Центрально-Алмалыкского вулcano-тектонического грабена, рудопроявление Нижне-Каульдинское и месторождения Кызата и Сары-Чеку приурочены к лакколитоподобным штокам гранодиорит-порфиров – кварцевых монцонит-порфиров. В отличие от МПМ Алмалыкского РР они локализованы во внутриинтрузивных зонах, обладают эллипсоидной формой рудных тел в плане и линзообразной в разрезах, что послужило основанием отнесения к *четвёртому морфологическому типу*. Первые два из названных объектов локализованы под толщей (D_3-C_1) мраморизованных известняков и доломитов (с прослоями мергелей, песчаников и гравелитов) и залегающих на них более поздних вулканитов андезит-дацитовой формации (C_2m-C_3), выполняющих грабен. Третье, выведенное эрозией на дневную поверхность месторождение Сары-Чеку расположено в приподнятом юго-восточном тектоническом блоке. Оно является частью некогда единого с Кызатой объекта, «разорванного» взбросо-сдвигом по зоне Мисханского глубинного разлома с амплитудой вертикального перемещения в 500–700 м, горизонтального – в 2,0–2,5 км [1, 5] (см. рис. 1).

Перекрывающая карбонатная толща при внедрении фанеритовых и завершающей порфировой фазы плутона на рассматриваемых объектах была ассимилирована лишь частично и полностью не прорвана. На *месторождении Кызата* её мощность до 450–500 м (рис. 7). Причиной являлось, вероятно, недостаточное магматическое давление в периферийной области «материнского» плутона, в результате чего рудоносные порфировые тела «расплылись» под толщей доломитов и известняков, приобретя грибообразную форму.

Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, эруптивные брекчии, фанеритовые сиенитодiorиты алмалыкского комплекса, а также аляскиты ($D-S$), андезиты (D), гравелиты и конгломераты (C_1) субстрата ВПП обладают упруго-хрупкой деформационной природой (упругий тип сред), о чём свидетельствуют их фильтрационные и упруго-прочностные свойства (табл. 2). Ёмкостные параметры, модули упругости, твёрдость, значения μ и Кпк рудовмещающих гранитоидов близки к установленным на МПМ Алмалыкского РР (см. табл. 1). Лишь наименее изменённые их разности имеют параметры, приближающиеся к упруго-вязким средам.

Перекрывающие мраморизованные доломиты и известняки (D_3) характеризуются аномально низкими фильтрационными свойствами, средними значениями модулей упругости, высокими – температуры Дебая (θ) и малой твёрдостью. Значения μ – 0,30–0,36,

Кпк от –1,35 до –0,57, в среднем –0,90. Они могут быть отнесены к упруго-пластичному типу сред. Примерно такими же параметрами обладают известковистые песчаники и ангидриты, слагающие прослойки в карбонатной толще. По экспериментальным данным [3, 22, 26], подобные карбонатные и солевые породы при высоких температурах и давлении подвержены пластическому течению.

Скарны, развитые по доломитам и известнякам в экзоконтактах интрузива, выделяются повышенными ёмкостными и пониженными упруго-прочностными параметрами. Значения Кпк от –0,58 до –0,11, в среднем –0,39. Близкими к ним показателями пористости, упругости, твёрдости обладают вышележащие умеренно изменённые (синвулканическими гидротермальными процессами) андезиты и андезидациты акчинской толщи (C_2m_1); Кпк от –0,52 до –0,19, в среднем –0,40, для интенсивно преобразованных разностей – 0–0,14 (0,07). На их «фоне» выделяются андезидациты субвулканического тела со сравнительно низкими ёмкостными параметрами и повышенными показателями упругости. Кпк от –0,99 до –0,60, в среднем –0,80 (для малоизменённых разностей).

Петрофизическая гетерогенность геологических разрезов Каульдинского и Саукбулакского РР (МПС), а именно наличие малопроницаемой, способной к пластическим деформациям, терригенно-карбонатной толщи над порфировыми штоками и вмещающих фанеритовых гранитоидов, склонных к хрупкому разрушению, привела к уплощённым формам апикальных частей рудоносных интрузивов, сопряжённых с ними метасоматических и минерализованных зон, а также совмещению в пространстве разновозрастных минеральных ассоциаций, как это можно видеть на примере *месторождения Кызата* (рисунки 8, 9). Реликты ранней биотит-калишпатовой зоны сохранились здесь лишь в прикорневой части порфирового штока, контролируемой зоной Мисханского глубинного разлома. Наложённая филлизитовая зона полностью охватывает интрузив, окружающие сиенито-диориты, аляскитовые граниты и имеет линзовидную морфологию. Причём наивысшая степень кислотного выщелачивания (внутренняя подзона) отмечается в апикальных частях порфирового штока, на контактах с которыми перекрывающие доломиты и известняки скарнированы (на первые метры). Полого залегающее меднорудное тело с вертикальной мощностью до 150 м (при оконтуривании по бортовому содержанию Cu 0,5 %) и до 300 м (при 0,2 %) при простой морфологии нижнего ограничения имеет ряд ответвлений в висячем боку, полностью конформных апофизам рудовмещающего порфирового штока.

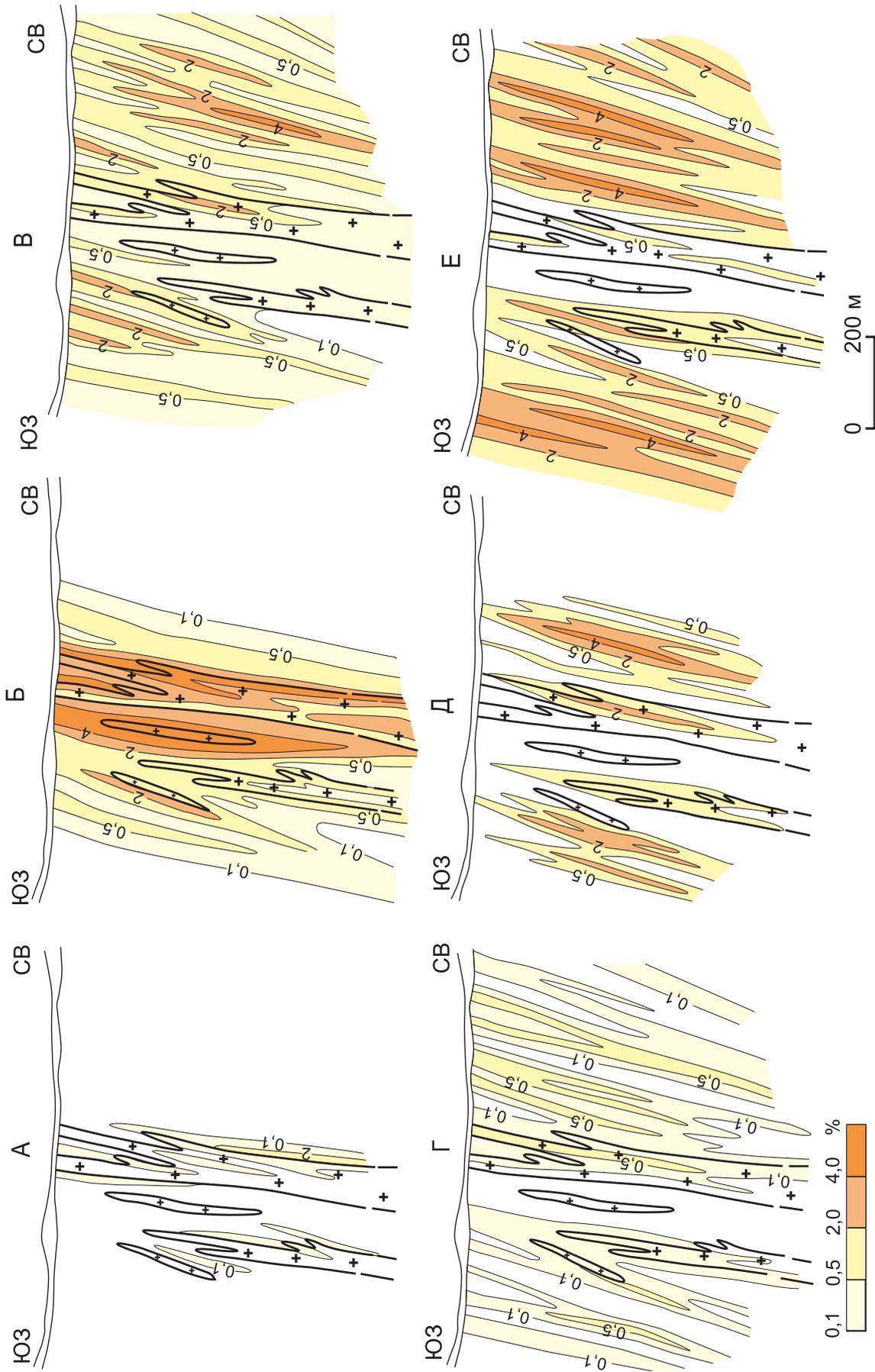


Рис. 5. Строение штокерка месторождения Северо-Западный Балыкты в разрезе по профилю IV: см. услов. обозн. к рис. 4

1. Физико-механические свойства пород Au-Мо-Си-порфировых месторождений Алмалыкского рудного поля

Исходные породы	Метасоматические зоны и подзоны МПС		Новообразованные минеральные ассоциации	Интенсивность изменения	n	ρ	P _{эф}	A	B	μ	E	G	K _{сж}	НВ	K _{пк}	K _{ап}		
	Зона	Подзона																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17		
Гранодиорит-порфиры (C ₂)	Филлизитовая	ХМС	Хл-Сер	I	14	2,64	0,41	0,18	0,029	0,26	7,10	2,81	5,01	245	-0,94	1,00		
				II	12	2,63	0,89	0,34	0,084	0,27	6,46	2,53	4,75	194	-0,40	2,21		
				III	4	2,57	3,58	1,21	0,144	0,23	4,37	1,78	2,77	83	0,52	5,05		
		КХС	Хл-Му-Сер	III	4	2,63	1,96	0,54	0,069	0,27	5,10	1,99	3,84	95	0,07	4,52		
				Хл-Сер/Кар	III	2	2,59	1,52	0,68	0,192	0,30	5,11	1,96	4,30	227	0,47	3,39	
					III	2	2,65	1,36	0,27	0,044	0,26	5,79	2,29	4,08	142	-0,42	2,07	
		КС	Му-Сер	III	2	2,64	2,58	0,73	0,103	0,27	3,99	1,56	2,99	72	0,36	5,73		
				Кв-Хл-Сер	II	2	2,60	2,09	0,28	0,027	0,28	3,90	1,52	3,00	56	-0,26	3,19	
					III	2	2,56	5,32	1,48	0,143	0,21	3,65	1,50	2,14	92	0,91	8,84	
					III	3	2,55	5,90	2,44	0,080	0,18	3,22	1,36	1,77	60	0,88	2,56	
		Монокварцевая	Кв	III	2	2,58	1,51	0,38	0,028	0,28	4,99	1,94	3,78	94	-0,49	2,78		
				IV	2	2,71	0,82	0,41	0,063	0,24	(5,54)	2,21	3,69	166	-0,49	1,76		
IV	2			2,64	0,63	0,31	0,204	0,18	7,41	3,12	3,92	268	-0,04	3,46				
Сиенито-диориты (C ₂)	Филлизитовая	ХС	Хл-Сер	I	10	2,64	0,35	0,14	0,028	0,26	7,26	2,86	5,18	239	-1,08	1,00		
				II	5	2,64	0,83	0,21	0,062	0,26	6,95	2,75	4,96	216	-0,51	1,56		
				III	2	2,50	5,39	1,05	0,082	0,15	3,37	1,49	1,60	40	0,62	8,01		
		КХС	Хл-Сер/Кар	III	2	2,66	1,77	0,56	0,082	0,28	5,32	2,07	4,09	86	-0,08	3,67		
				Кв-Хл-Сер	II	3	2,56	1,41	0,43	0,052	0,26	5,90	2,34	4,09	208	-0,21	2,68	
					III	2	2,71	1,31	0,49	0,184	0,31	4,33	1,64	4,00	32	0,12	4,85	
		КС	Кв-Сер	III	3	2,51	6,30	1,76	0,209	0,26	3,23	1,37	2,36	49	1,11	10,63		
				Кв-Сер/Кар	III	4	2,58	3,33	1,04	0,094	0,22	4,28	1,77	3,02	61	0,35	6,20	
					IV	6	2,68	1,15	0,56	0,106	0,23	5,95	2,48	3,69	129	-0,16	3,18	
					IV	2	2,70	1,15	0,30	0,075	0,30	4,55	1,74	3,87	76	-0,21	2,84	
		Калишпатовая	БО	Би-Орт	II	4	2,59	0,76	0,31	0,119	0,28	6,79	2,64	5,27	235	-0,25	2,25	
					III	2	2,59	1,74	0,63	0,093	0,27	5,61	2,19	4,25	159	0,06	3,57	
КО	Кв-Орт				I	2	2,61	0,64	0,20	0,053	0,26	6,74	2,66	4,78	171	-0,75	1,66	
		II	6	2,63	0,46	0,18	0,031	0,26	6,91	2,71	5,07	222	-0,89	1,28				
		III	3	2,58	0,66	0,24	0,074	0,29	6,37	2,46	5,09	198	-0,56	1,86				
Монокварцевая	Кв	IV	2	2,68	0,34	0,26	0,206	0,18	8,08	3,42	4,21	337	-0,15	2,31				
Диориты (C ₂)	Филлизитовая	АХА	(Би)-Амф	II	2	3,01	0,39	0,08	0,032	0,29	9,89	3,84	7,82	219	-1,20	1,31		
				III	2	2,72	0,88	0,76	0,224	0,29	7,35	2,85	5,89	187	-0,04	5,99		
			АЭЖХ	Алб-Хл-Акт	I	4	2,88	0,28	0,09	0,017	0,26	8,93	3,54	6,26	276	-1,34	1,00	
					II	14	2,91	0,51	0,24	0,036	0,27	8,89	3,46	6,75	173	-1,05	1,85	
					III	6	2,75	1,52	0,52	0,068	0,30	6,31	2,43	5,26	77	-0,36	4,53	
					II	3	2,82	1,59	0,42	0,192	0,30	6,65	2,56	5,59	107	-0,19	5,48	
		КС	Хл-Сер	III	4	2,61	3,50	1,82	0,235	0,26	4,22	1,66	3,10	51	0,73	12,03		
				III	4	2,61	3,50	1,82	0,235	0,26	4,22	1,66	3,10	51	0,73	12,03		
				II	9	2,86	0,54	0,24	0,032	0,27	8,60	3,34	6,64	214	-0,92	1,83		
				III	2	2,66	1,81	1,26	0,277	0,32	4,69	1,17	4,60	58	0,46	6,18		
				КХС	Хл-Му-Сер/Кар	III	2	2,76	0,97	0,33	0,039	0,28	6,38	2,48	4,99	65	-0,74	8,75
						II	9	2,94	0,93	0,34	0,059	0,29	7,54	2,90	6,29	142	-0,64	3,04
Монокварцевая	БО	Би-Орт	II	2	2,94	0,59	0,20	0,036	0,28	8,65	3,37	6,64	199	-0,95	2,96			
			III	2	2,63	3,55	1,26	0,059	0,31	4,39	1,67	3,89	63	0,25	7,41			
			III	2	2,95	0,75	0,42	0,031	0,26	9,85	3,88	7,07	201	-0,79	2,31			
			IV	2	2,92	0,56	0,18	0,029	0,25	10,23	5,07	6,97	243	-0,96	1,56			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Риодациты (кварцевые порфиры) Мраморы (D ₁)	Филлизитовая	ХС	Хл-Сер	I	5	2,60	0,65	0,24	0,067	0,25	6,98	2,79	4,71	325	-0,35	1,00
				II	6	2,56	1,60	0,47	0,099	0,25	6,29	2,51	4,20	238	-0,01	1,79
			Му-Сер	II	3	2,64	1,79	0,65	0,074	0,24	5,91	2,37	3,89	149	-0,08	1,60
				III	2	2,50	5,81	1,42	0,097	0,26	4,84	1,52	2,67	120	0,80	4,50
		КХС	Кв-Хл-Му-Сер	II	2	2,56	1,41	0,40	0,034	0,21	6,02	2,47	3,56	107	-0,38	2,40
				III	2	2,57	2,94	1,06	0,127	0,27	4,82	1,88	3,63	133	0,46	2,94
		КС	Кв-Му-Сер-Кар	III	2	2,65	2,62	0,86	0,071	0,28	4,93	1,93	3,79	139	0,20	2,67
				III	3	2,69	1,85	0,79	0,047	0,23	5,72	2,32	3,60	151	-0,15	2,04
Мраморы (D ₂)		Скарны	Акт-Кар-Эп-Маг	I	3	2,55	0,43	0,13	0,034	0,29	6,64	2,55	5,50	31	-1,33	1,00
				IV	2	3,13	1,65	0,08	0,193	0,32	6,21	2,34	5,99	47	-0,34	2,37

Примечание. Метасоматические подзоны: БО – биотит-ортоклазовая, КО – кварц-ортоклазовая, ХС – хлорит-серицитовая, КХС – кварц-хлорит-серицитовая, КС – кварц-серицитовая, АХА – альбит-хлорит-актинолитовая, АЭХ – альбит-эпидот-карбонат-хлоритовая (названы по основным новообразованным минералам). Степень преобразования исходных пород: I – слабая, II – средняя, III – интенсивная, IV – весьма интенсивная (полное замещение). Основные минералы метасоматитов (в названиях новообразованных ассоциаций перечислены в порядке увеличения частоты встречаемости): Акт – актинолит, Алб – альбит, Амф – амфибол, Би – биотит, Кар – карбонаты, Кв – кварц, Маг – магнетит, Орт – ортоклаз, Му – мусковит, Сер – серицит, Хл – хлорит, Эп – эпидот. Поздняя карбонатизация (/Кар), наложенная на метасоматиты филлизитовой зоны. Все выделенные минеральные ассоциации калишпатовой, филлизитовой и пропиловитовой зон в тех или иных количествах содержат рудные минералы: пирит, магнетит, халькопирит, борнит, молибденит и др. Физико-механические параметры (приведены средние значения): ρ – плотность (г/см³); $P_{эф}$ – эффективная пористость (%); А – условно-мгновенное насыщение (%); В – постоянная насыщения (час⁻¹); μ – коэффициент Пуассона; модули упругости ($\times 10^5$ кгс/см²): Е – Юнга, G – сдвига, $K_{сж}$ – объёмного сжатия, НВ – твёрдость по Бринеллю (кгс/мм²); Кпк – комплексный петрофизический коэффициент; Кап – аномальный рудно-петрофизический коэффициент; n – количество проб.

В отличие от месторождений Алмалыкского РП на Кызате наряду с рудными прожилками и жилами со средними (30–60°) углами падения отмечается большое количество субгоризонтальных (0–30°), а их густота (количество на погонный метр) и средне-статистическая мощность существенно выше. Так, в интервалах богатых (Cu > 1 %) руд доля объёма прожилковой массы достигают 30 % и более (иногда до 60–80 %), что значительно больше, чем на Кальмакыре, Дальнем и Северо-Западном Балыкты, хотя среднее содержание меди (0,85 %) в штокверковых рудах выше лишь в два раза из-за сравнительно небольшого количества (до 5–7 %) сульфидов в прожилках и жилах.

«Подэкранная» обстановка формирования привела к спрессованности рудно-метасоматической колонки месторождения Кызата, сравнительно небольшому (до 250–300 м) размаху оруденения при угнетённом развитии надрудных геохимических ореолов, повышенным густоте рудных прожилков и жил и содержаниям металлов в рудах. Тем не менее детальным картированием штокверка по скважинам удалось установить элементы его зонального строения, в значительной мере «затушёванного» из-за наложения поздних новообразованных минеральных ассоциаций на ранние.

Прожилки ранних кварц-калишпат-молибденитовой и кварц-магнетитовой ассоциаций, сопряжённые с высокотемпературными биотит-ортоклазовыми метасоматитами, которые практически полностью «уничтожены» наложенным кислотным выщелачиванием, тяготеют к апикальным, приконтактовым областям порфирового штока. Ареал продуктивной кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой ассоциации, охватывающий реликтовый участок биотит-калишпатовой зоны и внешнюю подзону филлизитовой, распространяется в более глубокие части интрузива, причём обогащённые его участки удалены от контактов с вышележащей карбонатной толщей на десятки–первые сотни метров. Поздняя кварц-полисульфидная ассоциация практически не развита. Прожилки завершающей (кварц-халькопирит)-пиритовой ассоциации приурочены к юго-западному флангу лежащего контакта минерализованной зоны – к надстволовой части порфирового интрузива, «срезанной» Мисханским разломом. Выявленные особенности строения штокверка, по-видимому, отражают центростремительную тенденцию его наращивания от ранней к поздней стадии развития. Она противоположна установленной для МПМ Алмалыкского РП.

Петрофизический разрез месторождения в изоляциях Кпк (рис. 10) имеет облик «слоёного пирога».

Минерализованная зона в апикальной части интрузива, оконтуренная по бортовому содержанию Cu 0,2 %, и область скарнирования вышележащей карбонатной толщи «падают» в поле значений Kпк от $-0,4$ до $-0,6$. Для отдельных фрагментов рудного тела, оконтуренного по бортовому содержанию Cu 1,0 % (участки сгущения рудно-прожилковой массы до 30 % и выше), отмечаются низкие значения Kпк до $-0,80$ и менее, что может быть обусловлено «полным» заполнением порового и трещинного пространства минералами рудообразующих ассоциаций, приведшим к снижению ёмкостных и росту упруго-прочностных свойств рудовмещающих метасоматитов. Поля повышенных значений Kпк в стволовой (приразломной) части интрузива, а также в прилегающей экзоконтактовой области, сложенной интенсивно серицитизированными аляскитами (D-S), фиксируют, по-видимому, канал поступления растворов из магматического очага. При удалении от него на северо-запад появляется поле резких отрицательных значений ($< -0,80$), фиксирующее малоизменённые сиенито-диориты и гранодиорит-порфиры.

Карбонатная толща, а также субвулканическое тело андезидацитов, слагающие среднюю часть геологического разреза месторождения, отражаются отрицательными полями Kпк – от $-0,8$ до $-1,0$ и ниже. Не исключено, что слабопроницаемые андезидациты, наименее изменённые разности которых по свойствам «приближаются» к упруго-вязким средам, наряду с мраморизованными доломитами и известняками, могли быть «флюидоупорами» для гидротермальных растворов, что отмечалось и для Нижне-Каульдинского рудопроявления [11].

Коксайское РП с одноимённым Mo-Cu -порфировым месторождением расположено в **Коксайском РР** Илийской МЗ верхнепалеозойского Балхашско-Илийского ВПП. Площадь рудного поля охватывает вытянутый в субширотном направлении Коксайский гранодиоритовый массив рудоносной габбро-диорит-гранодиоритовой формации K-Na профиля (C_{1-2}) и вмещающие его породы выступа субстрата (фундамента) пояса – раннесилурийские кремнистые и перекрывающие их карбонатные толщи, имеющие моноклинальное залегание при крутом падении на юг. В строении выступа также участвуют граниты жолкалдыкского комплекса ($\text{O}_3\text{-S}_1$) с ксенолитами кембрийских и рифейских габбро и диоритов. С севера массив «срезан» крупным Коксайским разломом, по которому южный блок РП надвинут на северный с амплитудой перемещения от 500 до 1000 м. На западе и юго-западе он погружается под толщу вулканогенно-осадочных ($\text{C}_1\text{t-v}_1$) и вулканогенных ($\text{C}_1\text{v}_3\text{-n}$) отложений. Хотя контакты массива с данной толщей осложнены разрывными нарушениями,

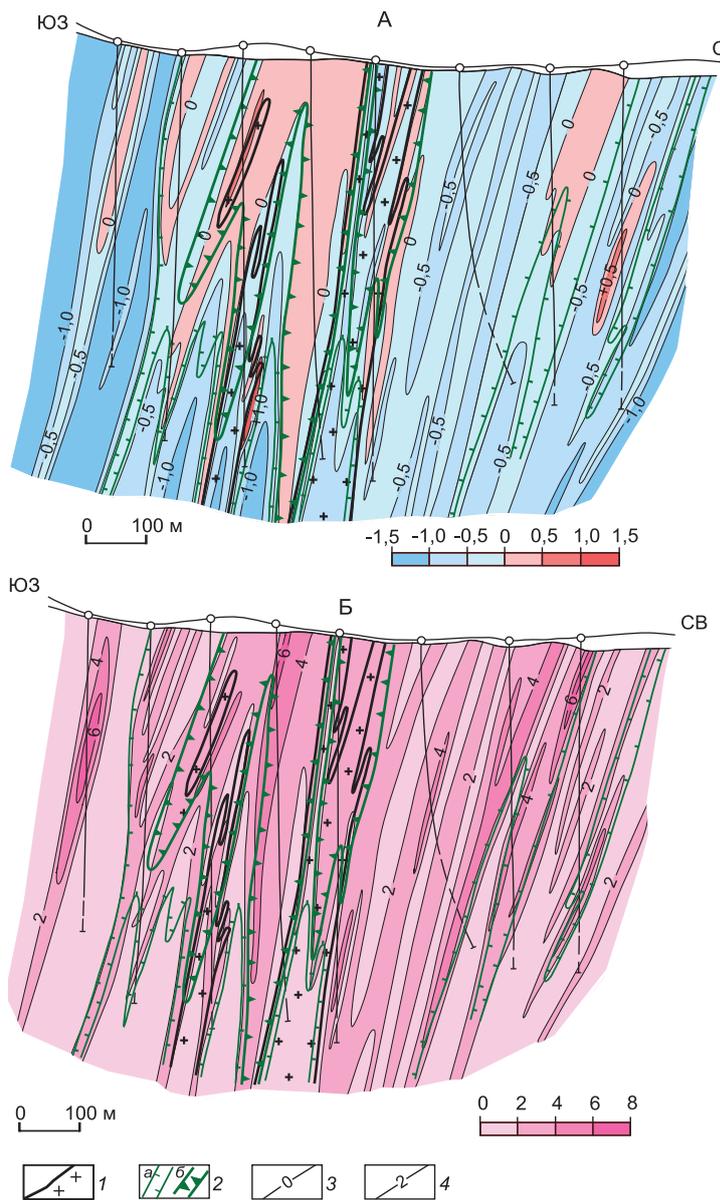


Рис. 6. Месторождение Северо-Западный Балыкты. Разрезы по профилю IV в изолиниях: А – комплексного петрофизического коэффициента (Kпк), Б – аномального рудно-петрофизического коэффициента (Кап):

1 – рудоносный порфировый штوك; 2 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 0,4 % (а) и 0,7 % (б); 3 – изолинии Kпк ; 4 – изолинии Кап

установлено, что гранодиориты прорывают пачку песчано-глинистых отложений в её основании; слагающие верхи разреза андезиты и андезидациты алтынэмальской свиты могут рассматриваться как их комагматы [19, 21].

Коксайское месторождение (3,1 млн т Cu при среднем содержании 0,42 %, KAZ Minerals, 2018 г.),

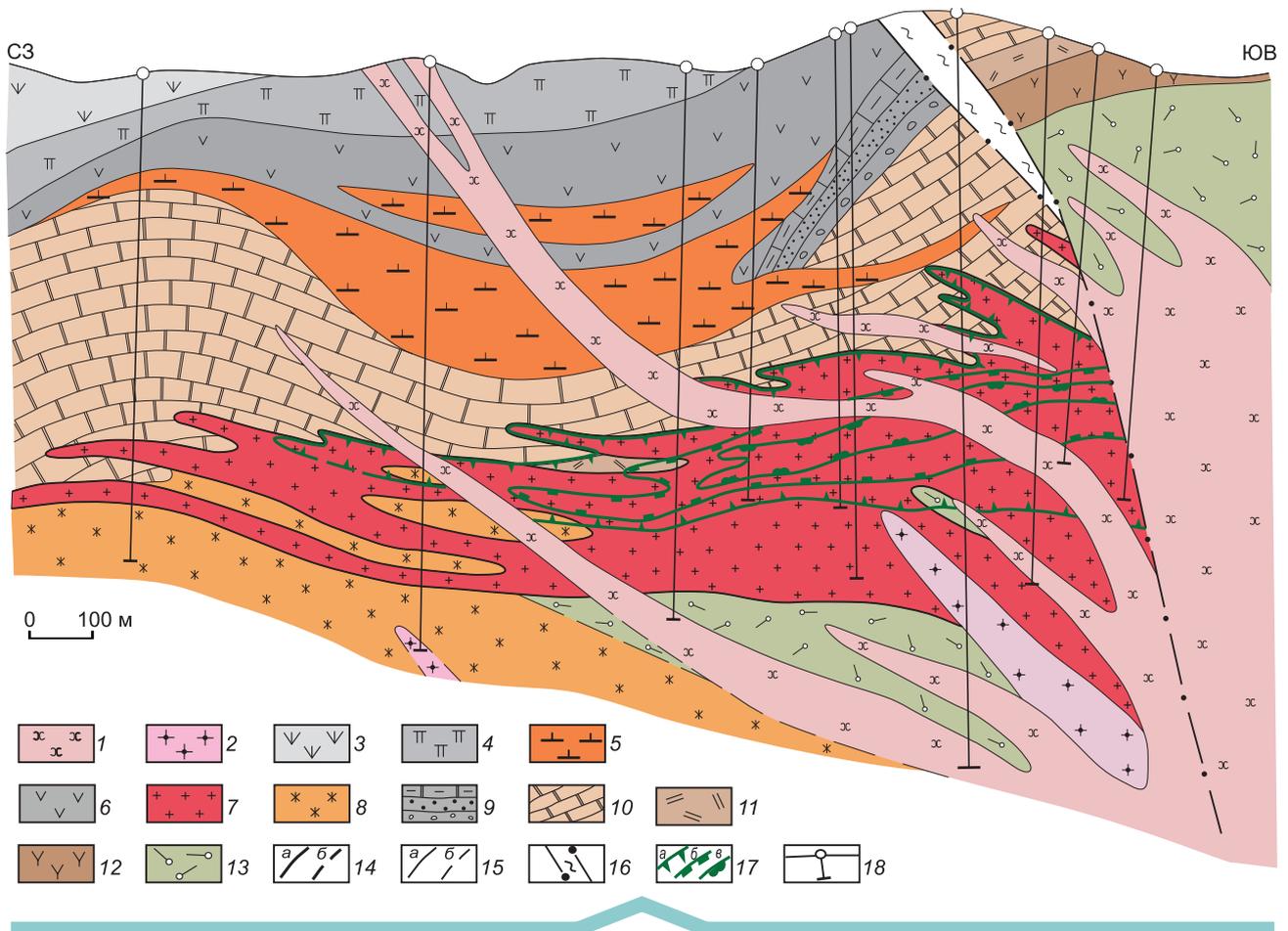


Рис. 7. Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Кызата. Геологический разрез по профилю VI (со «снятыми» четвертичными рыхлыми отложениями). Составлен с использованием материалов Алмалыкской ГРЭ:

1–8 – формации нижнего СФЗ Бельтау-Кураминского ВПП: 1 – габбро-монцодиорит-монцонитовая (C_3): монцонит-порфиры (гушсайский комплекс, 2 – гранодиорит-адамеллитовая (C_3): гранодиориты, гранодиорит-порфиры (кунюдинский комплекс), 3–6 – андезидацитовая (C_2m_1), продуктивная на низкотемпературное золото-кварцевое оруденение (акчинский экструзивно-лавово-субвулканический комплекс): 3 – средне- и 4 – мелкопорфировые андезидациты верхней толщи, 5 – экструзивные купола и субвулканические тела андезидацитов, 6 – мелкопорфировые андезиты нижней толщи, 7–8 – габбро-диорит-монцодиорит-гранодиоритовая (алмалыкский комплекс, C_2), продуктивная на Au-Mo-Cu-порфировое оруденение: 7 – гранодиорит-порфиры и монцонит-порфиры рудоносные, 8 – сиенито-диориты; 9–13 – фундамент ВПП: 9–10 – терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_1): 9 – переслаивающиеся известняки, доломиты, мергели, песчаники, гравеллиты, конгломераты (C_1), 10 – мраморизованные доломиты, известняки с прослоями песчаников (D_3), 11–12 – андезибазальт-андезит-риодацитовая формация (D_1): 11 – риодациты (кварцевые порфиры), 12 – андезиты, 13 – аляскитовые граниты (O-S); 14–15 – контакты пород, установленные (а) и предполагаемые (б): 14 – рудоносных порфировых интрузивов, 15 – вмещающих и пострудных пород; 16 – зона Минбулакского разлома (взбросо-сдвиговой кинематики); 17 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди 0,2 % (а), 0,5 % (б) и 1,0 % (в); 18 – скважины

в разведке и изучении которого принимали участие В.Е. Варнавских, В.В. Данчев, А.И. Кривцов, М.В. Кукарека, А.И. Полетаев, В.И. Сычев, В.М. Шепелев, В.К. Шульга и др., приурочено к поясу крутопадающих ($70-80^\circ$) на север даек гранодиорит-порфиров и плагиигранит-порфиров, которые пересекают гранодиориты фанеритовой фазы массива и контролируют размещение околорудных метасоматитов и молибдено-медных штокверковых руд. На глубине

дайки «сливаются» в мощные тела субширотного простирания. Оруденелые гранодиориты и порфиры прорваны воронко- и дайкоподобными телами эруптивных брекчий, в обломках и цементе которых отмечается убогая рудная минерализация, а также пострудными штоками мелко- и среднезернистых гранитов (C_2) и дайками габбро-диабазов (Р). С севера порфировые дайки и сопряжённые с ними минерализованные зоны срезаны Коксайским глубинным

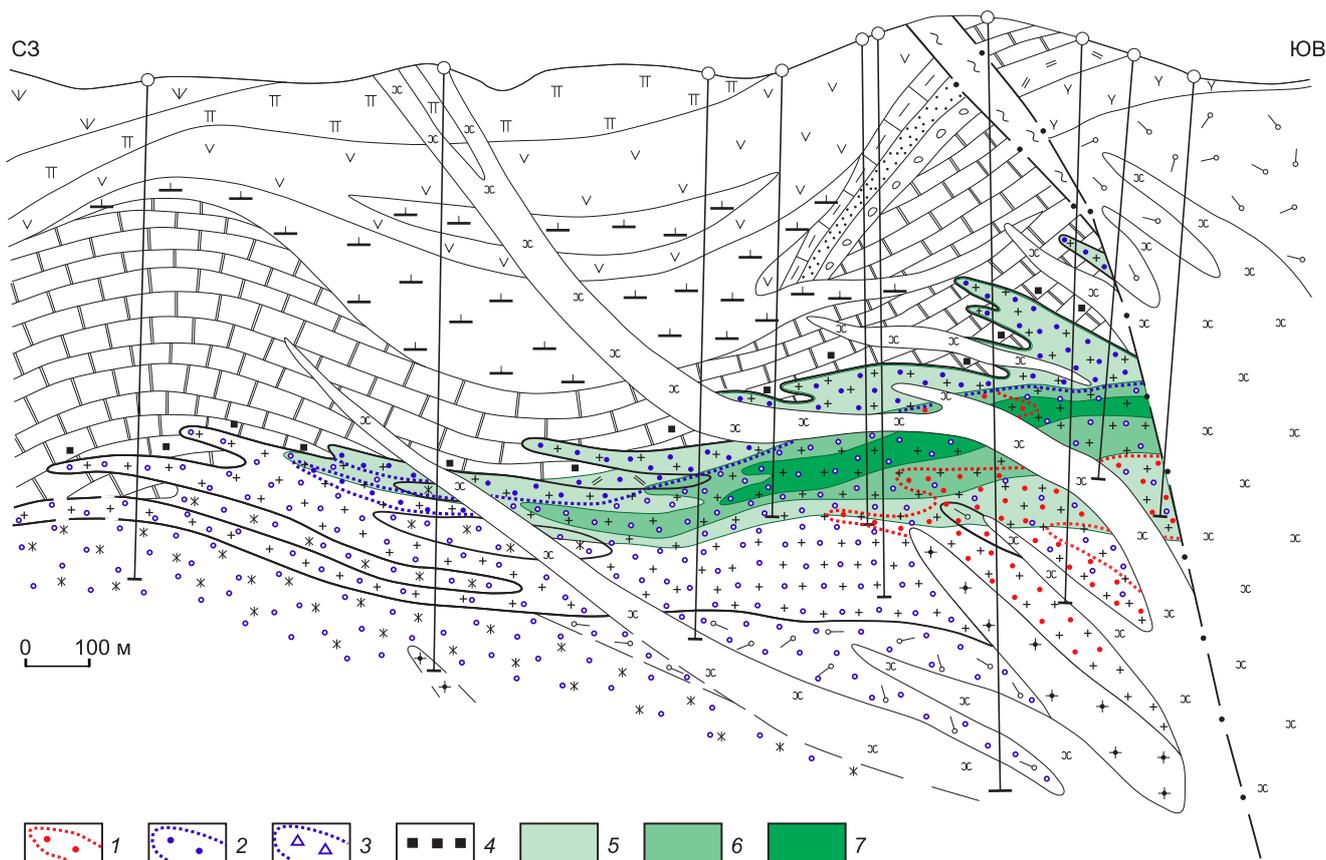


Рис. 8. Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Кызата. Метасоматическая зональность и меднорудное тело в разрезе по профилю VI:

метасоматические зоны МПС: 1 – реликты биотит-калишпатовой; 2–3 – подзоны филлизитовой: 2 – внутренняя (серицит-кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты с карбонатами и пиритом), 3 – внешняя (хлорит-серицитовые и серицит-хлоритовые с эпидотом, карбонатами, пиритом, карбонат-серицитовые и серицит-кварцевые с пиритом (по аляскитам)); 4 – карбонат-хлорит-эпидот-актинолитовые скарны; 5–7 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди (в %): 5 – 0,2, 6 – 0,5, 7 – 1,0; см. услов. обозн. к рис. 7

разломом. На юго-востоке участка месторождения присутствуют реликтовые поля нижнепалеозойских известняков, которые могли оказывать экранирующее воздействие в период становления Коксайского плутона (рисунки 11, 12).

Околорудные метасоматиты, в составе которых преобладают серицит, хлорит, карбонаты, кварц, пирит, являются продуктами кислотного выщелачивания пород. Они слагают филлизитовую зону МПС, которая по количественному соотношению основных новообразованных минералов может быть разделена на подзоны (см. рис. 12). Ранние высокотемпературные калишпатсодержащие метасоматиты отсутствуют. Периферийная пропилитовая зона проявлена слабо в виде хлоритизации, карбонатизации и пиритизации немногочисленных зёрен роговой обманки во вмещающих гранодиоритах. В целом

зональность месторождения соответствует «гранодиоритовой» модели А. И. Кривцова [15].

Меднорудное тело, представляющее собой ветвящуюся по восстанию зону развития сульфидно-кварцевых прожилков и редких жил (с крутыми и средними углами падения), вкрапленности и гнёзд сульфидов, в первом приближении конформно порфировому интрузиву и его дайкам-апофизам. Геометрически в первом приближении оно соответствует наклонной пластине с ответвлениями и может быть отнесено к *третьему морфологическому типу* МПМ. Основное промышленное значение имеют вкрапленно-прожилковые руды, локализованные в экзоконтактных зонах порфировых даек в основном в изменённых гранодиоритах. В самих дайках и периферийных участках интрузивной рамы степень гидротермальных преобразований существенно

2. Физико-механические свойства пород Au-Mo-Cu-порфирового месторождения Кызата Саукбулакского рудного поля

Исходные породы	Метасоматические зоны и подзоны МПС		Новообразованные минеральные ассоциации	Интенсивность изменения	n	ρ	P _ф	A
	Зона	Подзона						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Андезидациты (лавы, кластолавы) субвулканическое тело (C ₂ m ₁)			Сер-Хл Сер-Хл-Карб Альб-Эп-Карб-Хл-Му-Сер Кв-Му-Карб-Эп-Хл	I	4	<u>2,71–2,76</u> 2,74	<u>0,50–0,81</u> 0,65	<u>0,02–0,27</u> 0,14
			Сер-Карб-Хл Хл-Кв-Сер-Кар	II	2	<u>2,70–2,76</u> 2,73	<u>0,40–1,27</u> 0,84	<u>0,23–0,26</u> 0,25
Андезиты мелкопорфировые (лавы, лавобрекчии) нижней толщи (C ₂ m ₁)			Карб-Сер-Хл-гидр. Fe	I	1	2,73	0,41	0,23
			Карб-Сер-Хл-гидр. Fe Хл-Эп-Карб Кв-Сер-Хл-Карб-Каол Сер-Хл-Эп-Карб	II	5	<u>2,70–2,79</u> 2,74	<u>0,78–1,14</u> 0,94	<u>0,14–0,33</u> 0,23
			Карб-Сер-Хл	III	2	<u>2,69–2,79</u> 2,74	<u>1,41–1,76</u> 1,59	<u>0,49–0,61</u> 0,55
Андезиты (D ₁)			Кв-Би-Хл-Сер	II	1	2,79	0,84	0,25
Гравеллиты (C ₁)			Хл-Карб	II	1	2,74	0,5	0,19
Конгломераты (C ₁)			Кв-Хл-Карб	II	1	2,73	0,28	0,20
Доломиты мраморизованные (D ₃)			С редкими прожилками и пятнами Анг и Ги, ед. вкр. Пи	III–IV	12	<u>2,68–2,82</u> 2,76	<u>0,18–0,75</u> 0,45	<u>0,04–0,26</u> 0,15
Известняки мраморизованные (D ₃)			С редкими прожилками Анг, ед. вкр. Пи	III–IV	5	<u>2,69–2,85</u> 2,79	<u>0,23–0,63</u> 0,40	<u>0,09–0,56</u> 0,25
Известковистый песчаник (D ₃)			Анг-Ги	II	1	3,14	1,46	0,40
Песчаник (D ₃)			Каол-Анг-Ги	II	1	2,78	0,36	0,19
Ангидритовый прослой (D ₃)			Сосс-Хл-Серп (с густой вкр. Пи-15–20 %)	II	3	<u>2,85–2,89</u> 2,87	<u>0,23–0,28</u> 0,25	<u>0,14–0,18</u> 0,16
Скарны по известнякам и доломитам (C ₂)			Эп-Пир-Ка-, Кар-Хл-Эп-Акт-Мг; с прожилками и пятнами Анг, Ги, Сер, Хл, Серп, Пи	III–IV	6	<u>2,65–3,00</u> 2,83	<u>0,52–2,30</u> 1,35	<u>0,10–0,57</u> 0,34
Монцит-порфиры гушайского комплекса (C ₃ -P)			Му-Сер-Хл-Эп-Пр-Карб	I	9	<u>2,68–2,76</u> 2,71	<u>0,16–0,50</u> 0,32	<u>0,07–0,34</u> 0,15
				II	11	<u>2,65–2,77</u> 2,69	<u>0,24–1,32</u> 0,64	<u>0,13–0,46</u> 0,22
Гранодиориты куюндинского комплекса (C ₃ -P ₁)			Сер-Эп-Хл-Карб	III–IV	5	<u>2,64–2,84</u> 2,71	<u>0,48–0,97</u> 0,73	<u>0,21–0,36</u> 0,30
			КПШ	IV	1	2,66	1,19	0,49
Эруптивная брекчия (C ₂)			Сер-Хл-Кв	II	1	2,69	0,36	0,25
Гранодиорит-порфиры алмалыкского комплекса (C ₂)	Биотит-калишпатовая		КПШ/Сер-Хл	I	1	2,71	0,34	0,10
			Би-КПШ/Хл-Эп-Сер Би-КПШ/Кв-Хл-Сер	II	5	<u>2,65–2,70</u> 2,67	<u>0,55–0,81</u> 0,67	<u>0,11–0,44</u> 0,24
			КПШ/Карб-Кв-Хл-Сер КПШ/Хл-Сер КПШ/Сер-Кв	III	3	<u>2,76–2,81</u> 2,79	<u>0,41–0,61</u> 0,50	<u>0,09–0,12</u> 0,14

В	μ	Е	G	K _{сж}	θ	НВ	Кпк
10	11	12	13	14	15	16	17
$\frac{0,005-0,025}{0,019}$	$\frac{0,25-0,29}{0,27}$	$\frac{6,58-7,05}{6,78}$	$\frac{2,59-2,81}{2,68}$	$\frac{4,41-5,53}{4,89}$	$\frac{435-449}{440}$	$\frac{148-242}{212}$	$\frac{(-0,99)-(-0,60)}{-0,80}$
$\frac{0,056-0,084}{0,070}$	0,28	$\frac{5,27-6,73}{6,00}$	$\frac{2,06-2,62}{2,34}$	$\frac{3,98-5,18}{4,58}$	$\frac{390-435}{413}$	$\frac{97-108}{103}$	$\frac{(-0,37)-(-0,04)}{-0,21}$
0,007	0,28	7,11	2,78	5,34	450	163	-0,94
$\frac{0,02-0,044}{0,030}$	$\frac{0,20-0,29}{0,25}$	$\frac{6,10-7,46}{6,47}$	$\frac{2,30-2,95}{2,53}$	$\frac{3,97-5,29}{4,58}$	$\frac{425-466}{439}$	$\frac{83-191}{131}$	$\frac{(-0,52)-(-0,19)}{-0,40}$
$\frac{0,050-0,055}{0,053}$	$\frac{0,25-0,28}{0,27}$	$\frac{4,18-5,47}{4,83}$	$\frac{1,63-2,19}{1,91}$	$\frac{3,22-5,47}{4,35}$	$\frac{342-400}{371}$	$\frac{57-158}{108}$	$\frac{0,00-0,14}{0,07}$
0,030	0,29	7,20	2,79	5,72	448	180	-0,61
0,029	0,29	7,12	2,76	5,70	448	146	-0,64
0,011	0,31	7,21	2,74	6,48	449	76	-0,86
$\frac{0,030-0,070}{0,047}$	$\frac{0,30-0,34}{0,32}$	$\frac{5,48-9,16}{7,22}$	$\frac{2,08-3,49}{2,74}$	$\frac{5,02-8,12}{6,61}$	$\frac{392-500}{446}$	$\frac{30-227}{99}$	$\frac{(-1,35)-(-0,70)}{-0,92}$
$\frac{0,01-0,048}{0,031}$	$\frac{0,3-0,36}{0,34}$	$\frac{6,51-9,10}{7,08}$	$\frac{2,40-3,51}{2,66}$	$\frac{5,78-7,97}{7,28}$	$\frac{415-497}{438}$	$\frac{80-206}{144}$	$\frac{(-1,11)-(-0,71)}{-0,86}$
0,04	0,31	9,10	3,48	7,90	475	97	-0,98
0,027	0,25	8,13	3,24	5,49	481	80	-0,68
$\frac{0,030-0,040}{0,033}$	$\frac{0,23-0,32}{0,29}$	$\frac{5,86-9,24}{7,57}$	$\frac{2,22-3,75}{2,96}$	$\frac{5,39-6,66}{5,94}$	$\frac{395-510}{453}$	$\frac{36-111}{62}$	$\frac{(-1,39)-(-0,82)}{-1,03}$
$\frac{0,059-0,09}{0,077}$	$\frac{0,30-0,34}{0,32}$	$\frac{4,83-6,49}{5,65}$	$\frac{1,81-2,47}{2,15}$	$\frac{4,39-5,85}{5,12}$	$\frac{357-429}{391}$	$\frac{45-82}{67}$	$\frac{(-0,58)-(-0,11)}{-0,39}$
$\frac{0,018-0,039}{0,027}$	$\frac{0,24-0,31}{0,26}$	$\frac{6,70-7,97}{7,44}$	$\frac{2,56-3,15}{2,95}$	$\frac{4,87-5,83}{5,22}$	$\frac{437-477}{464}$	$\frac{157-280}{221}$	$\frac{(-1,06)-(-0,60)}{-0,84}$
$\frac{0,020-0,045}{0,029}$	$\frac{0,16-0,27}{0,24}$	$\frac{6,10-7,80}{7,31}$	$\frac{2,43-3,16}{2,95}$	$\frac{3,78-5,70}{4,70}$	$\frac{423-480}{464}$	$\frac{67-275}{205}$	$\frac{(-0,71)-(-0,21)}{-0,45}$
$\frac{0,020-0,040}{0,032}$	$\frac{0,22-0,27}{0,25}$	$\frac{6,18-8,57}{7,14}$	$\frac{2,49-3,53}{2,85}$	$\frac{4,01-5,16}{4,84}$	$\frac{427-495}{455}$	$\frac{166-238}{200}$	$\frac{(-0,61)-(-0,11)}{-0,35}$
0,050	0,32	5,46	2,07	4,95	394	229	-0,17
0,056	0,28	7,05	2,75	5,38	451	199	-0,54
0,019	0,25	7,65	3,06	5,10	472	236	-0,91
$\frac{0,020-0,040}{0,028}$	$\frac{0,24-0,31}{0,28}$	$\frac{5,98-7,06}{6,55}$	$\frac{2,31-2,79}{2,57}$	$\frac{4,19-5,94}{4,98}$	$\frac{414-451}{435}$	$\frac{159-251}{205}$	$\frac{(-0,62)-(-0,37)}{-0,49}$
$\frac{0,03-0,04}{0,035}$	$\frac{0,24-0,32}{0,27}$	$\frac{6,61-7,29}{7,02}$	$\frac{2,51-2,93}{2,78}$	$\frac{4,54-6,06}{5,10}$	$\frac{424-458}{444}$	$\frac{174-255}{213}$	$\frac{(-0,84)-(-0,76)}{-0,81}$

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гранодиорит-порфиры алмалыкского комплекса (C ₂)	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл Сер-Му-Кв-Карб Сер-Карб-Эп-Хл Хл-Сер-Карб	I	7	$\frac{2,63-3,05}{2,77}$	$\frac{0,26-0,55}{0,42}$	$\frac{0,08-0,27}{0,13}$
			Хл-Эп-Сер Хл-Сер-Карб	II	4	$\frac{2,66-2,67}{2,67}$	$\frac{0,34-0,55}{0,45}$	$\frac{0,13-0,31}{0,20}$
			Карб-Хл-Сер Карб-Эп-Хл-Сер-сосс Кв-Сер-Хл Му-Хл-Карб-Сер	III	7	$\frac{2,61-2,82}{2,67}$	$\frac{0,60-2,61}{1,03}$	$\frac{0,15-0,67}{0,36}$
		Внутренняя	Кв-Карб Му-Сер Карб-Эп-Хл-Сер Карб-Хл-Кв-Сер Кв-Хл-Му-Сер	II	5	$\frac{2,68-2,83}{2,74}$	$\frac{0,38-0,86}{0,58}$	$\frac{0,14-0,33}{0,21}$
			Кв-Сер	III	4	$\frac{2,69-2,83}{2,77}$	$\frac{0,49-0,86}{0,69}$	$\frac{0,11-0,24}{0,19}$
			Сер-Кв	IV	5	$\frac{2,62-3,01}{2,82}$	$\frac{0,53-0,70}{0,63}$	$\frac{0,21-0,42}{0,27}$
Сиенито-диориты (C ₂)	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл Хл-Сер (Кв)-Хл-Сер Кв-Сер-Карб-Эп	I	6	$\frac{2,68-2,80}{2,75}$	$\frac{0,19-0,55}{0,41}$	$\frac{0,07-0,18}{0,13}$
Аляскиты мелко- и средне-зернистые, аплитовидные (D-S)	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Карб	II	9	$\frac{2,55-2,60}{2,58}$	$\frac{0,74-1,21}{0,93}$	$\frac{0,12-0,71}{0,41}$
			Сер-Карб Кв-Карб-Сер Карб-Кв-Сер	III	3	$\frac{2,61-2,65}{2,64}$	$\frac{0,75-1,37}{1,16}$	$\frac{0,38-0,39}{0,38}$
			Сер-Кв	IV	2	$\frac{2,69-2,70}{2,70}$	$\frac{0,62-0,85}{0,74}$	$\frac{0,28-0,39}{0,34}$

Примечание. Практически все разности метасоматитов в том или ином количестве содержат вкрапленность пирита; кроме него отмечаются магнетит, молибденит, халькопирит и др. рудные минералы. Степень преобразования исходных пород: I – слабая, новообразованных ассоциаций перечислены в порядке увеличения частоты встречаемости): Акт – актинолит, Алб – альбит, Амф – полевошпат, Му – мусковит, Пир – пироксен, Пр – пренит, Сер – серицит, Серп – серпентин, Сосс – соссорит, Хл – хлорит, Эп – КПШ/Хл-Эп-Сер, КПШ/Сер-Кв – новообразованные минеральные ассоциации биотит-калишпатовой зоны с наложенными в знаменателе – среднее значение); ρ – плотность (г/см³); $P_{эф}$ – эффективная пористость (%); А – условно-мгновенное насыщение объёмного сжатия; θ – температура Дебая (°К); НВ – твёрдость по Бринеллю (кГс/мм²); Кпк – комплексный петрофизический

ниже; здесь развиты убогие вкрапленные руды. Рудные минералы в прожилках и вкрапленности представлены пиритом, халькопиритом, магнетитом, более редким молибденитом; эпизодически встречаются борнит, галенит, сфалерит, халькозин, ковеллин, блёклые руды, арсенопирит, пирротин, марказит, самородные золото и висмут [19, 21]. Выделены пять рудообразующих минеральных ассоциаций (рис. 13). Основным жильным минералом в них является кварц, в пострудных ассоциациях – кальцит и более редкие доломит, ангидрит и барит.

Физико-механические свойства практически всех типов пород месторождения (табл. 3) свидетельствуют о склонности к хрупким деформациям (*упругий* тип сред). Для них характерны средние показатели фильтрации, упругости и твёрдости, существенным

образом изменяющиеся по мере роста степени гидротермальной проработки. Значения коэффициента Пуассона (μ) варьируют от 0,20 до 0,28 и лишь для интенсивно серицитизированных разностей гранодиорит-порфиров, гранодиоритов и древних гранитов достигают 0,30–0,33. Для малоизменённых гранитоидов значения Кпк от –0,76 до –0,69, для средне- и сильно преобразованных – от –0,59 до +0,17. Штокверковое рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию Си 0,3 %, в первом приближении отражается полем значений Кпк > –0,5 (рис. 14).

Уплощённая морфология рудоносного порфирового интрузива, ветвящегося по восстанию на серию даек-апофиз, и хрупкая деформационная природа вмещающих гранодиоритов выразилась в ряде специфических черт рудного тела Коксайского

Окончание таблицы 2

10	11	12	13	14	15	16	17
$\frac{0,011-0,053}{0,026}$	$\frac{0,16-0,29}{0,24}$	$\frac{6,87-10,27}{7,91}$	$\frac{2,7-3,98}{3,20}$	$\frac{3,91-8,11}{5,16}$	$\frac{447-514}{475}$	$\frac{104-286}{223}$	$\frac{(-1,03)-(-0,60)}{-0,86}$
$\frac{0,020-0,069}{0,038}$	$\frac{0,26-0,28}{0,27}$	$\frac{6,75-7,01}{6,75}$	$\frac{2,46-2,78}{2,66}$	$\frac{4,86-5,15}{4,95}$	$\frac{427-453}{443}$	$\frac{191-262}{221}$	$\frac{(-0,64)-(-0,57)}{-0,60}$
$\frac{0,020-0,060}{0,041}$	$\frac{0,25-0,29}{0,27}$	$\frac{4,85-7,12}{6,06}$	$\frac{1,87-2,85}{2,38}$	$\frac{4,29-5,05}{4,46}$	$\frac{365-459}{418}$	$\frac{41-214}{153}$	$\frac{(-0,48)-(-0,30)}{-0,18}$
$\frac{0,027-0,039}{0,033}$	$\frac{0,21-0,29}{0,25}$	$\frac{6,01-7,39}{6,62}$	$\frac{2,34-3,04}{2,64}$	$\frac{3,97-5,09}{4,50}$	$\frac{413-464}{436}$	$\frac{116-223}{155}$	$\frac{(-0,74)-(-0,29)}{-0,50}$
$\frac{0,030-0,087}{0,052}$	$\frac{0,18-0,33}{0,25}$	$\frac{5,29-7,36}{6,37}$	$\frac{1,99-3,12}{2,57}$	$\frac{3,83-5,19}{4,40}$	$\frac{378-465}{427}$	$\frac{85-225}{170}$	$\frac{(-0,56)-0,23}{-0,42}$
$\frac{0,020-0,050}{0,036}$	$\frac{0,20-0,29}{0,25}$	$\frac{5,47-8,87}{6,84}$	$\frac{2,16-3,70}{2,75}$	$\frac{3,87-4,93}{4,52}$	$\frac{396-493}{437}$	$\frac{47-275}{151}$	$\frac{(-0,81)-(-0,41)}{-0,65}$
$\frac{0,018-0,056}{0,031}$	$\frac{0,26-0,29}{0,28}$	$\frac{7,08-7,60}{7,36}$	$\frac{2,75-3,00}{2,88}$	$\frac{5,16-5,74}{5,53}$	$\frac{448-468}{457}$	$\frac{163-236}{205}$	$\frac{(-0,96)-(-0,53)}{-0,79}$
$\frac{0,030-0,060}{0,042}$	$\frac{0,21-0,28}{0,25}$	$\frac{5,40-6,97}{6,12}$	$\frac{2,06-2,89}{2,46}$	$\frac{3,42-4,73}{4,07}$	$\frac{394-461}{427}$	$\frac{218-270}{251}$	$\frac{(-0,11)-(-0,34)}{0,05}$
$\frac{0,020-0,060}{0,047}$	$\frac{0,21-0,25}{0,23}$	$\frac{5,05-7,13}{6,40}$	$\frac{2,02-2,90}{2,60}$	$\frac{3,36-4,41}{3,93}$	$\frac{386-462}{436}$	$\frac{214-297}{242}$	$\frac{(-0,03)-(-0,17)}{0,06}$
$\frac{0,020-0,020}{0,020}$	$\frac{0,19-0,23}{0,21}$	$\frac{6,76-7,31}{7,04}$	$\frac{2,74-3,66}{3,20}$	$\frac{2,44-4,20}{3,32}$	$\frac{447-506}{477}$	$\frac{69-148}{109}$	$\frac{(-0,14)-(-0,43)}{0,15}$

в филлизитовой и биотит-калишпатовой зонах МПС (в хлоритизированных темноцветных минералах и кварцевых прожилках) II – средняя, III – интенсивная, IV – весьма интенсивная (полное замещение). Основные минералы метасоматитов (в названиях амфибол, Анг – ангидрит, Би – биотит, Ги – гипс, Ка – кальцит, Каол – каолин, Кв – кварц, Кар – карбонаты, КПШ – калиевый эпидот, Гидр. Fe – гидроокислы железа. КПШ/Сер-Хл, КПШ/Хл-Сер, КПШ/Карб-Кв-Хл-Сер, Би-КПШ/Кв-Хл-Сер, Би-ассоциациями более поздней филлизитовой зоны. Физико-механические параметры (в числителе – интервал колебаний значений, (%), В – постоянная насыщения (час⁻¹), μ – коэффициент Пуассона; модули упругости ($\times 10^5$ кгс/см²): Е – Юнга, G – сдвига, $K_{сж}$ – коэффициент; n – количество проб.

месторождения. На поверхности и верхних горизонтах оно представляет собой серию сближенных линейных зон, сливающихся на глубине в более мощные пластинообразные тела (см. рисунки 11, 12). Штокверковая минерализация сосредоточена в узких эндо-экзоконтактовых зонах порфировых даек, из-за чего наблюдаются совмещение (телескопирование) в пространстве разновозрастных продуктов минералообразования и, соответственно, повышенная густота рудных прожилков (объемы прожилковой массы главной продуктивной минеральной ассоциации – до 12–15 %, для МПМ Алмалыкского РП – до 8–10 %) и более высокие средние содержания Си и Мо в рудах. Тем не менее для Коксайского штокверка, как и для объектов Алмалыка, установлена центробежная тенденция развития во времени – от

контактов порфировых даек в благоприятные для хрупких деформаций гранодиориты. Ареал пострудных карбонатных и более редких сульфатных прожилков охватывает практически все породы месторождения, включая наиболее поздние (см. рис. 13).

Актогайское РП с Мо-Си-порфировыми месторождениями Актогай и Айдарлы (с запасами Си около 6 млн т (при среднем содержании 0,39 и 0,38 %) каждое и Мо – 115 тыс. т (0,008 %) и 110 тыс. т (0,010 %), KAZ Minerals PLC, 2017 г.) и рудопроявлениями Кзылкия, Западный, Промежуточный и Восточный расположено в **Актогайском РР** Баканасской МЗ Балхашско-Илийской провинции (ВПП). Крупная РМС, эквивалентная РР, охватывает Колдарский полихронный интрузивный массив, занимающий ядерную часть горстообразного магматогенного

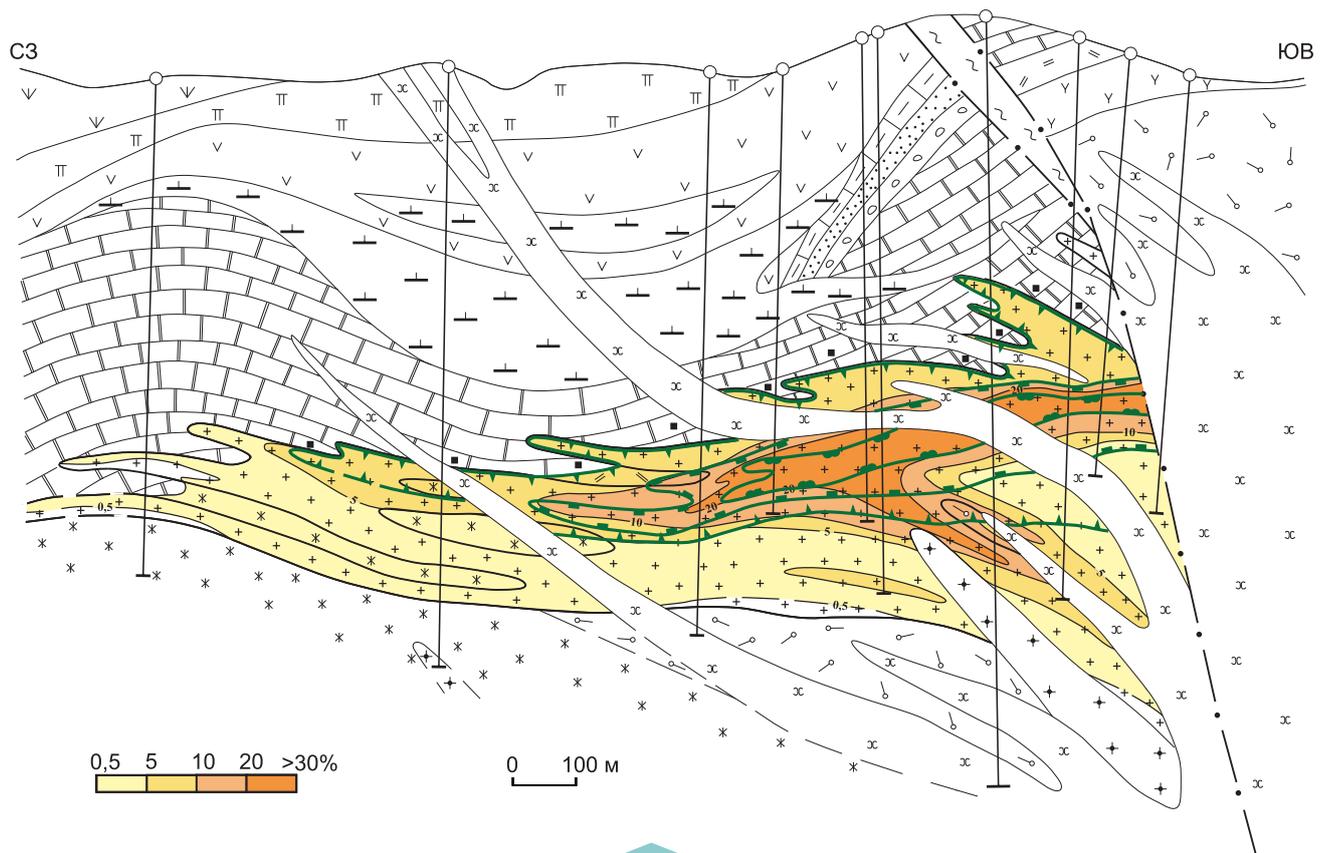


Рис. 9. Рудоносный штокверк месторождения Кызата:

распределение объёмов рудных прожилков (в % от объёма вмещающих пород) в разрезе по профилю VI; см. услов. обозн. к рис. 7

поднятия в узле пересечения глубинных разломов, и вмещающие вулканогенные породы. Плутон сложен гранитоидами двух формаций К-На профиля – габбро-диорит-гранодиоритовой (C_{2-3}) и лейкогранитной (C_3). Первая из них вместе с базальт-андезит-риолитовой формацией составляет продуктивную на медно-порфиновые руды вулcano-плутоническую ассоциацию раннего этапа формирования пояса [19].

Вытянутый в субширотном направлении Колдарский массив имеет лакколитообразную морфологию, площадь около 75 км² на дневной поверхности и свыше 200 км² на глубине; залегает субсогласно в комагматических вулканитах керегетасской свиты ($C_{2-3}kg_1$) и перекрыт трансгрессивно налегающими вулканогенно-осадочными отложениями колдарской свиты (C_3-P_1kl). Фанеритовые фазы плутона представлены непрерывным рядом габбро – габбро-диабазы – габбро-диориты – диориты – кварцевые диориты – гранодиориты, порфировая фаза – дайками, дайкоподобными и трубчатыми телами гранодиорит-порфиров (рудоносных) и эруптивных брекчий (с кварц-биотитовым и серицит-турмалиновым цементом). Массив рассечён поздними дайками плагио-

гранит-порфиров, диоритовых порфиров, аплитов, микродиоритов, лампрофиров, диабазов [14, 20, 23].

Месторождения и рудопроявления РП сопряжены со штоками гранодиорит-порфиров завершающей фазы рудоносной плутоногенной формации. Эти штоки, являющиеся выступами-апофизами «материнского» многофазного интрузива (промежуточного магматического очага) и проводниками тепла и металлоносных флюидов, «достигли» при подъёме расплава различных гипсометрических уровней в верхней части ЗК, из-за чего ассоциирующие с ними зоны гидротермальных изменений и Mo-Cu штокверковой минерализации к настоящему времени в различной степени эродированы. Наиболее глубокий уровень эрозионного среза на Кзылкие, средний – на Актогае, наименьший – на Айдарлы и на не выходящих на дневную поверхность рудопроявлениях. Фактически Актогайское РП включает несколько отдельных гидротермальных рудообразующих систем, «стержневыми» элементами которых являются штоки гранодиорит-порфиров.

Месторождение Актогай, разведанное Л. У. Кыдырбековым, А. М. Красниковым, Л. В. Мельниковой,

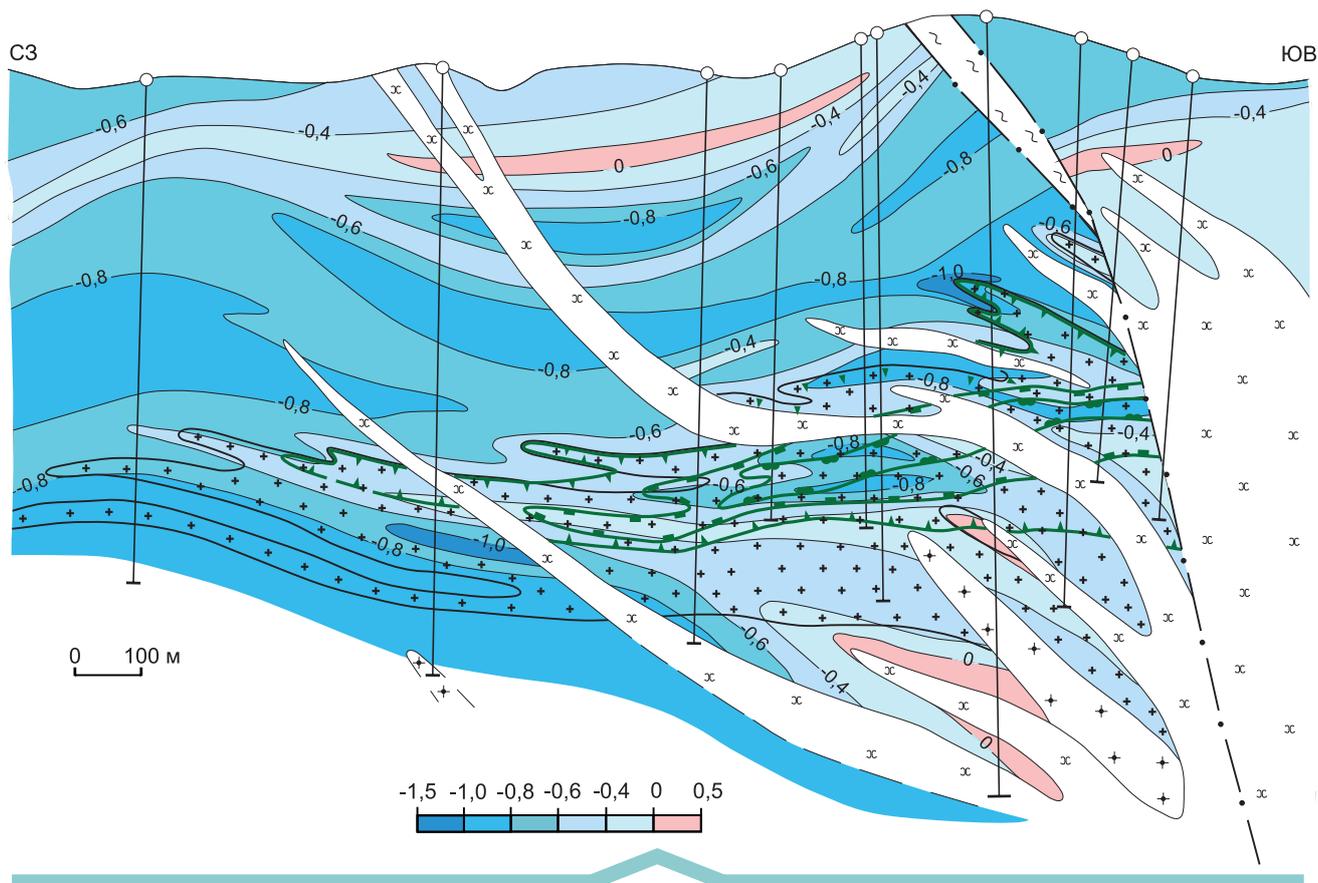


Рис. 10. Месторождение Кызата. Разрез по профилю VI в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк): см. услов. обозн. к рис. 7

А. И. Полетаевым, Ю. А. Сергийко и др., приурочено к провису кровли Колдарского массива, сложенного ороговикованными и гидротермально изменёнными породами керегетаской свиты – андезитами, андезидацитами и их туфами (с маломощными прослоями туфопесчаников и туффитов), а также лавами, лавобрекчиями и туфами риолитов и риодацитов. Вулканогенная толща этого крупного ксенолита имеет северо-западное простирание при крутом южном падении. Северный, восточный и юго-западный фланги месторождения сложены среднезернистыми диоритами и габбро-диоритами основной фазы массива, прорванными средне- и неравномерно зернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Более поздние порфировые фазы плутона, представленные вытянутыми в северо-западном направлении крутопадающими штоками и дайками порфировидных гранодиоритов и рудоносных гранодиорит-порфиров, а также брекчиевыми телами, развиты как в центральной, так и в западной частях площади (рисунки 15, 16).

Практически все типы породы, за исключением поздних диабазовых даек, интенсивно изменены. К

глубинным частям гранодиорит-порфировых штоков приурочены «кварцевые ядра» – монокварцевые метасоматиты, которые в направлении к внешним частям МПС сменяются биотит-калишпатовыми и биотитовыми², далее серицитсодержащими и пропилитовыми (эпидот-актинолитовыми и альбит хлорит-прениновыми с карбонатами) с рассеянной вкрапленностью пирита («пиритовый ореол»), что соответствует «гранодиоритовой» модели зональности МПС (рисунки 15, 17). Ранние К-кремниевые метасоматиты (с биотитом и КПШ), вмещающие основной объём промышленных руд, частично «уничтожены» более поздним кислотным выщелачиванием. Они в том или ином количестве содержат серицит, хлорит, кварц, карбонаты, пирит наложенной филлизитовой зоны, в которой, в свою очередь, отмечаются «реликтовые» биотит и калишпат. По количественному соотношению основных новообразованных

² На глубоких горизонтах месторождения биотит практически полностью замещён хлоритом, эпидотом, пренином, серицитом, карбонатами, что послужило основанием для выделения некоторыми исследователями «внутренней» пропилитовой зоны.

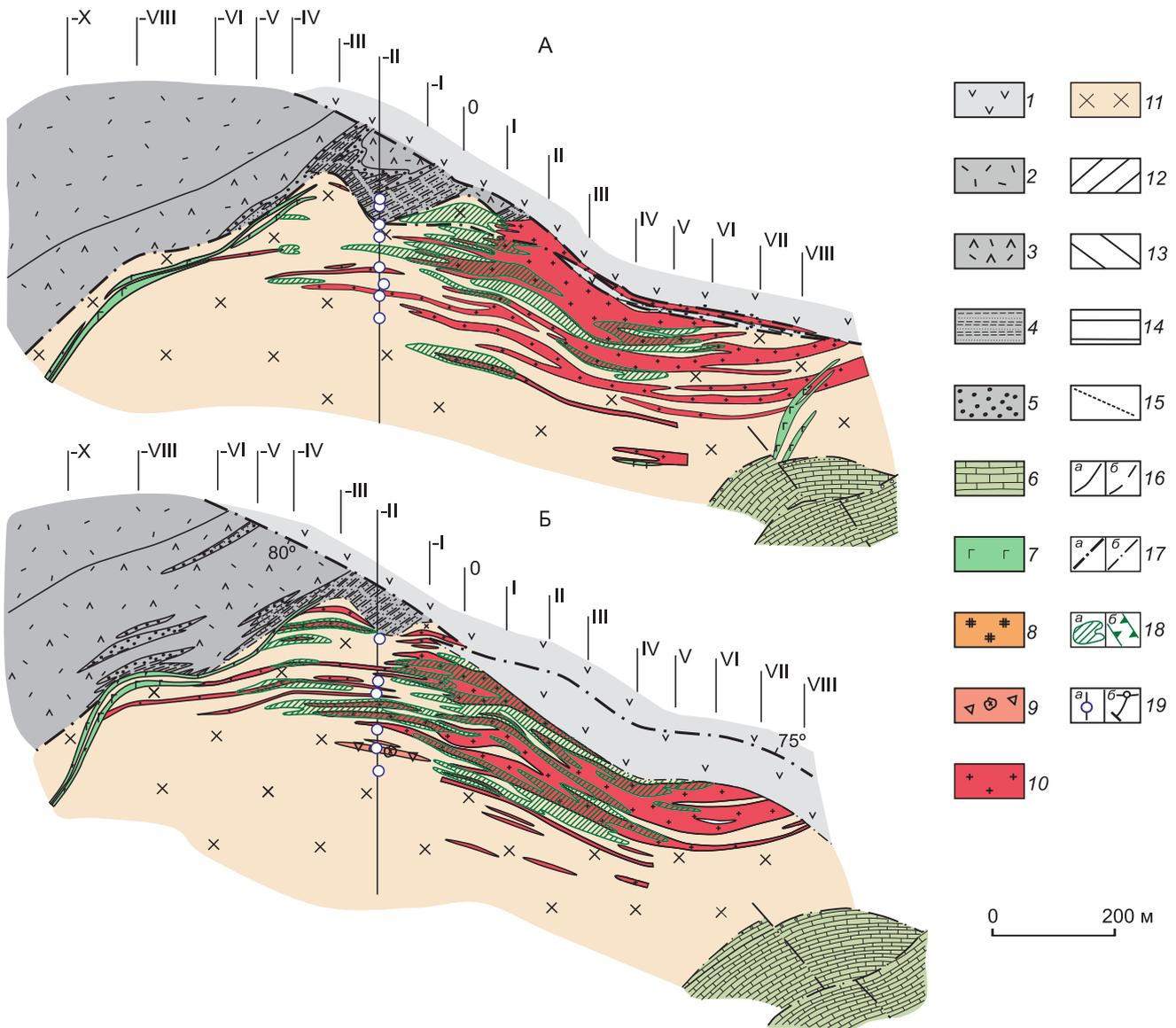


Рис. 11. Коксайское Мо-Си-порфировое месторождение. Геологические планы горизонтов + 1235 м (А) и + 1100 м (Б) (В. С. Звездов, Т. С. Путилина, В. М. Шепелев, 1978 г.):

1 – алтынэмельская свита ($C_{1,3-n}$): андезитовые и андезит-дацитовые лавы, туфы с мелкими линзами туфогенно-осадочных пород; 2–5 – турнейский ярус – нижневезейский подъярус ($C_1 t-v_1$): 2 – риолиты, 3 – дациты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты; 6 – известняки с прослоями песчаников и базальными конгломератами в основании толщи (S_1), 7–11 – интрузивные породы: 7 – дайки габбро-диабазов (Р), 8 – мелко-среднезернистые граниты (C_2), 9–11 – рудоносный коксайский магматический комплекс (C_{1-2}): 9 – брекчиевые тела, 10 – дайки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, 11 – гранодиориты; 12–15 – подзоны филлизитовой зоны (на разрезе по профилю II): 12 – кварц-серицитовая, 13 – кварц-хлорит-серицитовая и серицит-хлоритовая, 14 – мусковит-хлорит-серицитовая, 15 – границы подзон; 16 – контакты пород: установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – разломы: а – Коксайский надвиг, б – второстепенные; 18 – контур молибдено-медной минерализации по бортовому содержанию Си 0,3 %: на планах (а), на разрезе по профилю II (б); 19 – положение разведочных скважин: на планах (а), на разрезе по профилю II (б)

минералов метасоматические зоны могут быть разделены на подзоны (табл. 4).

Медно-порфировый штокверк (система сульфидно-кварцевых прожилков, жил и вкрапленности сульфидов между ними) охватывает эндо-эзоконтакто-

вые зоны порфировых интрузивов. Геометрически рудное тело месторождения, отнесённое к *первому морфологическому типу*, представляет собой опрокинутый пологий толстостенный усечённый конус с неровными («коронообразными») нижними

ограничениями; в плане оно имеет форму незамкнутого неправильного кольца, южная часть которого значительно шире, чем северная (см. рисунки 15, 16). Основные запасы месторождения сосредоточены в ксенолите изменённых вулканитов с «частичным выходом» в интрузивные породы на средних и глубоких горизонтах месторождения. Главные компоненты руд – Cu (0,2–1,0 %) и Mo (0,001–0,04 %), попутные – Au (до десятых долей г/т), Ag и Se (до первых г/т). Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, молибденит, магнетит; второстепенные – борнит, халькозин, сфалерит, галенит, пирротин, гематит, арсенопирит и др. В зоне окисления развиты гидроокислы железа, малахит, азурит, хризоколла. Основной минерал жильного выполнения – кварц; второстепенные – КПШ, альбит, хлорит, эпидот, пренит, карбонаты, цеолиты. Преобладающие текстуры руд – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, редкогнездово-брекчиевидные [16, 19, 20].

Зональность рудоносного штокверка определяется сменой (от его внутренних частей к внешним) кварц-магнетитовой и кварц-молибденит-пиритовой ассоциаций ранней стадии рудоотложения главной продуктивной кварц-молибденит-борнит-халькопиритовой средней (в биотит-калишпатовой зоне) и далее кварц-пирит-халькопиритовой и кварц-халькопиритовой (с пиритом, халькозином, гематитом) поздней стадии (в филлизитовой зоне). Кварц-полисульфидная ассоциация завершающей стадии проявлена фрагментарно на флангах штокверка. Отмеченная зональность в целом подобна выявленной на месторождениях Алмалыкского и Коксайского рудных полей и не противоречит установленной для них центробежной тенденции наращивания штокверков.

Густота рудных прожилков и более редких жил в Актогайском штокверке, имеющих в основном крутые и средние углы падения, сопоставима с установленной на упомянутых объектах, но содержания Cu и попутных компонентов в рудах более низкие. В площади рудного тела на дневной поверхности, равной 3,10 км² (при борт. сод. Cu 0,2 %), площадь РТ с содержанием Cu > 0,5 % занимает не более 5 % (см. рис. 15), а с содержанием > 0,7 % – 1,5 %. В разрезе 25, пересекающем наиболее «обогащённую» часть штокверка (см. рис. 16), на долю руд с содержанием Cu > 0,5 % приходится около 40 % площади РТ, равной 0,25 км² (по борт. сод. Cu 0,2 %). Для сравнения в разрезе III месторождения Дальнее Алмалыкское РП (см. рис. 2) сравнительно богатые руды (> 0,7 %) «занимают» около 65 % от площади РТ в 0,93 км² (по борт. сод. Cu 0,4 %). В разрезе IV месторождения Кызата доля таких руд в РТ (по борт. сод. Cu 0,2 %) с содержанием Cu > 0,5–40 %, а с Cu > 1–20 % (см. рис. 7). Бедные руды характерны и для других Mo-Cu-порфировых

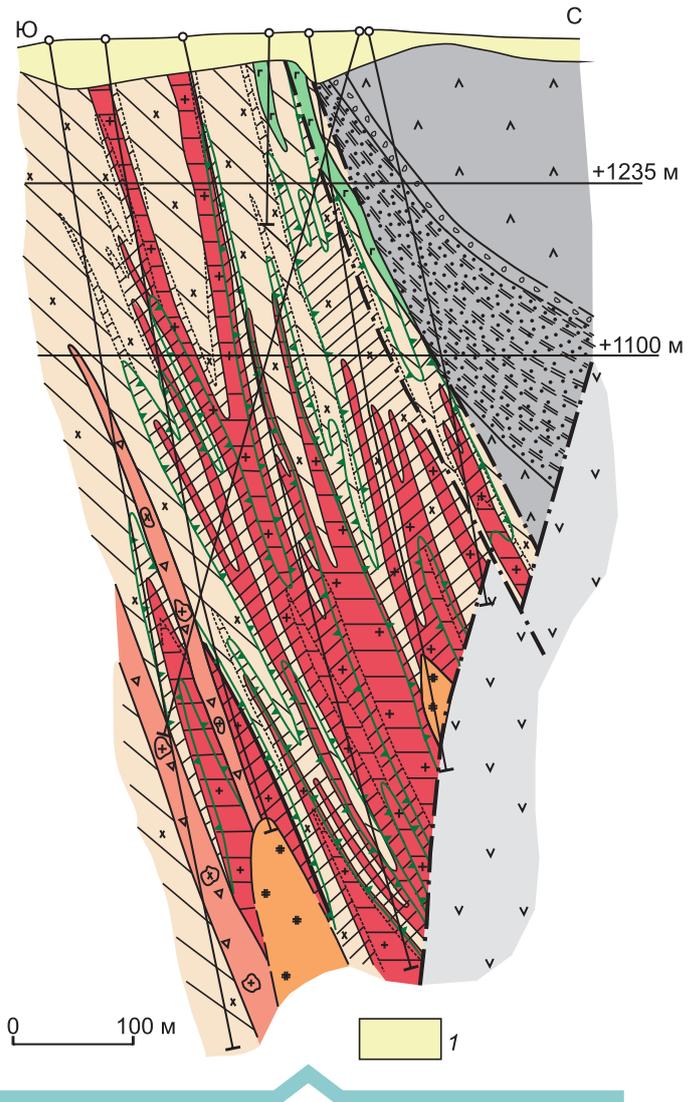


Рис. 12. Коксайское Mo-Cu-порфировое месторождение. Геологический разрез по профилю II:

1 – четвертичные рыхлые отложения; см. услов. обозн. к рис. 11

объектов Актогайского РП – месторождения Айдарлы и всех рудопроявлений. Одной из причин этого обстоятельства, кроме рудоносного потенциала магматического очага («материнского» плутона) и наличия нескольких порфировых штоков – «проводников» металлоносных флюидов (гигантские МПМ, отличающиеся высокосортными рудами, обычно сопряжены с одним крупным порфировым интрузивом [29]), могли быть петрофизические характеристики среды, в достаточной мере не способствовавшие рудо-концентрации.

Наименее изменённые разности интрузивных пород месторождения Актогай (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфириры) обладают сопоставимыми с алмалыкскими МПМ

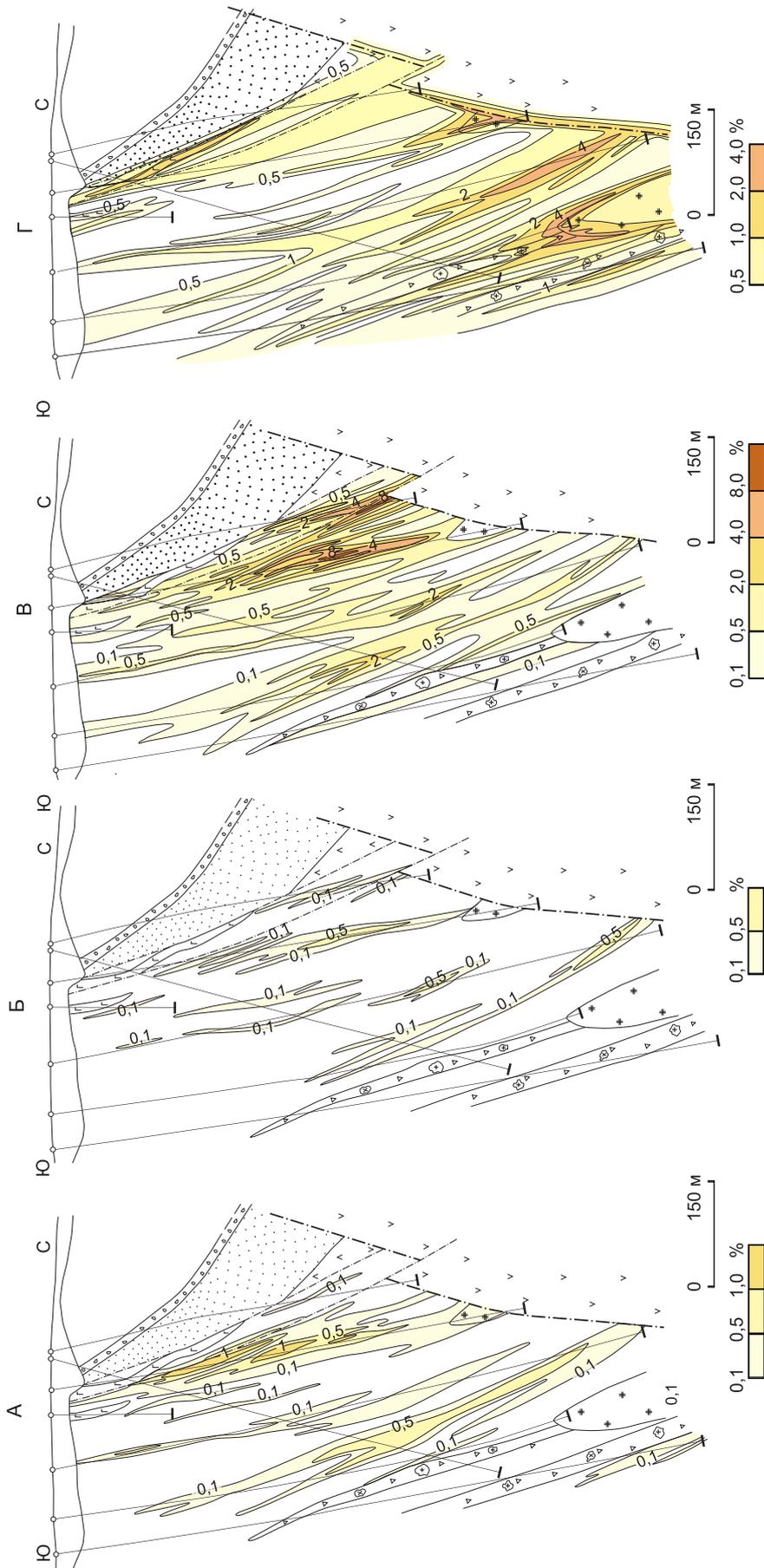


Рис. 13. Строение штокерка Коксайского месторождения:

распределение прожилков разновозрастных минеральных ассоциаций в разрезе по профилю II (в изолиниях объёма, занимаемых ими в минерализованных породах, %): А – кварц-молибденитовой, кварц-магнетитовой, кварц-магнетит-пиритовой; Б-В – основных рудообразующих: Б – кварц-молибденит-халькопирит-пиритовой, В – главной продуктивной кварц-борнит-халькопирит-пиритовой; Г – пострудных с карбонатами, ангидритом, баритом; см. услов. обозн. к рис. 11

3. Физико-механические свойства пород Коксаевского Мо-Си-порфирового месторождения

Исходные породы	Метасоматические зоны и подзоны МПС		Новообразованные минеральные ассоциации	Интенсивность изменения	n	ρ	P _{эф}	A	B	μ	E	G	K _{ск}	НВ	Клк
	Зона	Подзона													
Мелко- и среднезернистые граниты (С ₂)	Пострудные гидротермальные преобразования		Хл-Сер-Кар	II	3	2,68	1,17	0,32	0,100	0,24	6,18	2,48	4,02	212	-0,01
			Хл-Кв-Сер	III	2	2,71	2,54	1,06	0,174	0,33	3,70	1,39	3,65	46	0,61
			Кв-Сер	III	2	2,76	2,02	0,83	0,259	0,20	4,84	2,00	2,74	122	0,51
			Сер-Кв	IV	2	2,67	1,04	0,42	0,197	0,21	6,11	2,52	3,53	103	-0,08
Эруптивные брекчи (С ₁₋₂)			Му-Сер-Хл	III	3	2,72	0,55	0,22	0,032	0,23	7,21	2,91	4,61	181	-0,86
			Хл-Сер	I	4	2,65	0,73	0,37	0,041	0,22	7,79	2,76	4,17	289	-0,37
Гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры (С ₁₋₂)	МХС		Хл-Сер	II	2	2,67	0,75	0,25	0,134	0,23	7,17	2,89	4,58	329	-0,20
			Хл-Сер	I	3	2,65	0,66	0,24	0,025	0,24	6,97	2,79	4,68	259	-0,71
			Му-Хл-Сер	I	3	2,65	0,52	0,10	0,062	0,24	7,00	2,79	4,49	207	-0,76
			Му-Хл-Сер	II	7	2,64	0,93	0,18	0,053	0,23	6,59	2,66	4,23	191	-0,56
			Му-Хл-Сер	III	2	2,68	1,98	0,46	0,083	0,23	5,47	2,21	4,49	50	-0,18
			Му-Хл-Сер/Кар	III	3	2,65	0,98	0,19	0,059	0,23	6,47	2,61	4,15	165	-0,51
			Му-Хл-Кв-Сер	III	3	2,72	1,51	0,38	0,105	0,23	5,34	2,16	3,40	66	-0,20
			Му-Кв-Сер	II	3	2,72	1,05	0,24	0,082	0,27	6,68	2,22	4,22	168	-0,25
			(Кв)-Сер	III	2	2,63	2,83	0,72	0,082	0,24	4,45	1,79	2,85	99	0,26
			Кв-Сер	III	2	2,73	2,50	0,50	0,079	0,29	4,25	1,63	3,48	57	0,11
Филлизитовая	КХС		Сер-Кв	IV	2	2,72	1,36	0,35	0,046	0,26	4,98	1,96	3,59	37	-0,45
			Сер-Хл	I	2	2,74	0,55	0,15	0,111	0,25	6,41	2,55	4,37	126	-0,58
			Сер-Хл	I	4	2,70	0,75	0,20	0,048	0,25	6,76	2,69	4,63	172	-0,69
			Кв-Хл-Сер	II	2	2,68	0,59	0,21	0,066	0,25	6,78	2,72	4,46	197	-0,59
Гранодиориты (С ₁₋₂)	КХС		Кв-Хл-Сер	III	2	2,71	2,19	0,71	0,188	0,27	4,92	1,93	3,58	21	0,17
			Кв-Хл-Би-Сер	III	2	2,73	0,87	0,31	0,139	0,28	5,69	2,21	4,36	106	-0,22
			Хл-Кв-Сер	III	2	2,74	0,65	0,09	0,063	0,25	6,45	2,56	4,45	123	-0,80
			Кв-Сер	III	4	2,74	1,02	0,33	0,073	0,23	6,15	2,49	3,83	90	-0,47
Крупнозернистые граниты (О ₃ -S ₁)	КХС		Сер-Кв	IV	2	2,64	0,67	0,18	0,037	0,21	7,12	2,93	4,14	279	-0,59
			Кв-Хл-Сер	I	2	2,64	0,72	0,29	0,121	0,23	6,66	2,70	4,18	249	-0,15
			Кв-Хл-Сер	II	2	2,68	0,68	0,20	0,085	0,26	6,46	2,57	4,44	207	-0,40
			Му-Кв-Сер	III	3	2,68	1,55	0,75	0,136	0,30	4,97	1,91	4,20	63	0,06
КХС			Му-Кв-Сер	III	2	2,70	1,81	0,70	0,136	0,22	4,98	2,03	3,03	46	0,09

Примечание. Принятые сокращения и обозначения см. в таблице 1.

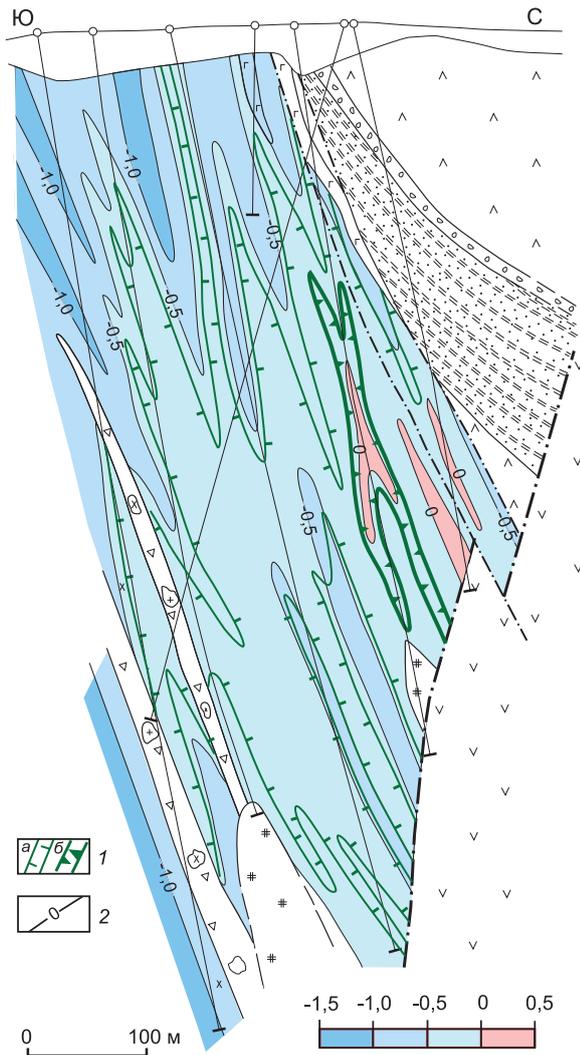


Рис. 14. Кокшайское месторождение. Разрез по профилю II в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк):

1 – рудное тело, ооконтуренное по бортовому содержанию меди: 0,3 % (а), 4–0,7 % (б), 2 – изолинии Кпк; см. услов. обозн. к рис. 11

ёмкостными и несколько пониженными упруго-прочностными параметрами; значения Кпк от $-0,92$ до $-0,42$, в среднем $-0,71$ (см. табл. 4). В целом их свойства, свидетельствующие об упругой деформационной природе, близки к установленным на Кокшайском месторождении (см. табл. 2). Андезидациты, дациты, риодациты (лавы, лавобрекчии) по параметрам принципиально не отличаются от своих интрузивных аналогов (комагматов). Значения Кпк для их слабоизменённых разностей от $-0,92$ до $-0,35$, в среднем $-0,64$. При мере роста степени метасоматических преобразований вулканических и плутоногенных пород как в калишпа-

товой, так и в филлизитовой зоне, отмечается резкий рост (в 2–3 раза) фильтрационных и снижение (на 20–30 %) упруго-прочностных показателей; Кпк повышается вплоть до положительных значений.

Петрофизический разрез месторождения (рис. 18) «самый однородный» из всех изученных объектов. Зона минерализации (по борт. сод. Cu 0,2 %) в первом приближении может быть ооконтурена по значениям $\text{Кпк} > -0,5$. В стволовой («приштоковой») части системы установлены два поля положительных значений $\text{Кпк} (> 0)$, частично фиксирующие рудное тело с содержанием $\text{Cu} > 0,5\%$.

Таким образом, все породы Актотайского месторождения проницаемы для растворов и обладают повышенной склонностью к хрупким деформациям (растрескиванию при преодолении порога прочности). Несмотря на то, что основной объём штоков с повышенным ($> 0,5\%$) содержанием меди сосредоточен в ксенолите вулканитов в кровле многофазного интрузива, петрофизической неоднородности разреза не отмечается. Пород, которые могли бы играть роль «флюидоупоров», нет. Как следствие – низкие содержания металлов в рудах при значительном объёме минерализованных пород, что, несомненно, негативно отразилось при подсчёте запасов.

Интерпретация результатов проведённых исследований. Как показано на примере алмалыкских месторождений, морфология, параметры и строение медно-порфировых штоков зависят от «состояния» перекрывающей известняково-доломитовой толщи, способной к пластическим деформациям и игравшей роль «петрофизического экрана» на момент внедрения гранодиорит-порфиров – кварцевых монзонит-порфиров завершающей рудоносной фазы Алмалыкского плутона. Непосредственно над магматическим очагом (ситуация Алмалыкского РП) эта толща практически полностью ассимилирована фанеритовыми фазами (габбро-диоритами, диоритами) и присутствует лишь в виде «реликтовых полей» мраморов на флангах рудного поля и ксенолитов в самом массиве. Рудоносные порфировые штоки внедрялись в основном в благоприятные для хрупких деформаций сиенито-диориты, являющиеся продуктами этой ассимиляции. В результате в эндо-экзоконтактных зонах порфировых штоков сформировались крупно-объёмные штоки со значительным вертикальным размахом, отчётливой выраженной зональностью, сравнительно невысокими содержаниями металлов в рудах и широкомасштабными над рудными геохимическими ореолами. Строение этих штоков, основные запасы которых сосредоточены в надынтривных зонах, свидетельствует о центробежной тенденции их наращивания от ранней к поздней стадии развития, сменяющейся центростремительной на

завершающей. Эта тенденция может интерпретироваться как «свободное» разрастание рудовмещающих трещинных каркасов в надинтрузивных областях (с сопряжённым минералообразованием в возникавших полостях), которое по мере «затухания» магматического очага (источника энергии и металлоносных флюидов) сменялось отложением поздних минеральных ассоциаций на более глубоких уровнях МПС. Основными механизмами образования рудовмещающих трещин являлись гидроразрыв из-за избыточного газового давления (так называемое «вторичное вскипание») расплава при кристаллизации) и контракция при термической усадке остывающих порфировых интрузивов. Последняя приводила также к обрушению пород вскрыши с приоткрыванием древних трещин различного генезиса.

Рудообразующие минеральные ассоциации ранней и средней (основной продуктивной) стадий формирования штокверков отлагались высококонцентрированными солевыми растворами в эндо-экзоконтактных областях порфировых штоков, подверженных раннему К-кремниевому высокотемпературному метасоматозу (калишпатовая зона). В образовании ассоциаций поздней стадии с полисульфидами, Au и Ag, развитых в основном во внешней подзоне наложенной филлизитовой и внутренней альбит-эпидот-карбонат-хлоритовой подзоне пропиловитовой зоны, ведущую роль, по-видимому, играли кислые по составу, «смешанно-флюидные» растворы с метеорной составляющей. «Сухие» прожилки завершающих ассоциаций, ареалы распространения которых «смещаются» в направлении к осевым частям штокверков, вероятно, являются продуктами ремобилизации рудного вещества такими растворами на этапе затухания магматического очага.

Характеристики и пространственно-временные тенденции эволюции рудоносных штокверков Коксайского и Актогайского месторождений в целом подобны выявленным для объектов Алмалыкского РП, за исключением более высоких густоты рудных прожилков и содержаний металлов в рудах на первом объекте (из-за пластинообразной формы крутопадающего порфирового интрузива, ветвящегося по восстановлению на серию даек) и, наоборот, пониженных – на втором (в отсутствии «экранирующих» толщ).

Иная ситуация на Каульдинском и Саукбулакском РП, медно-порфировые объекты которых ассоциируют с порфировыми штоками, являющимися апофизами фланговых частей Алмалыкского плутона. Здесь магматического давления явно «не хватило» для прорыва мощной известняково-доломитовой толщи, способной к пластическим деформациям при высоких температурах и давлении. Расплав «расплылся» под ней, что привело к возникновению лак-

коллитоподобных порфировых интрузивов и линзообразной форме сопряжённых с ними штокверков. Для месторождения Кызата–Сары-Чеку и Нижнекаульдинского рудопроявления выявлены «спрессованность» рудно-метасоматических колонок с вмещением в пространстве ареалов развития разновозрастных минеральных ассоциаций, сравнительно небольшой вертикальный размах оруденения при угнетённом развитии надрудных геохимических ореолов. Для детально изученного штокверка месторождения Кызата характерны повышенные густота рудных прожилков и жил и соответственно содержания металлов в рудах, а также центростремительная тенденция наращивания от ранней к поздней стадии развития, противоположная выявленной на остальных изученных объектах. Она может быть обусловлена последовательным заполнением трещинного и порового пространства минеральным веществом в направлении вниз (вглубь порфирового интрузива) от контактов с вышележащей «экранирующей» карбонатной толщей.

Установленные противоположные тенденции наращивания штокверков в описанных обстановках не противоречат результатам минералого-геохимических исследований месторождений Актогай, Айдарлы и Кызата [10], позволившим по изотопному составу кислорода кварца разновозрастных рудообразующих ассоциаций оценить долю участия амагматических вод в рудогенезе. Полученные данные свидетельствуют не только о росте метеорной составляющей в гидротермальных растворах к поздним стадиям рудоотложения, что уже известно на протяжении десятилетий, но и о существенной разнице в объёмах таких вод, вовлечённых в конвекцию в разных частях РМС (рис. 19).

На первых двух объектах, по формам рудных тел отнесённых к первому и второму морфологическим типам МПМ, доля таких вод, рассчитанная по значениям $\delta^{18}\text{O}_{\text{кв}}$ кварца продуктивной кварц-молибденит-(борнит)-халькопирит-пиритовой ассоциации, максимальна (до 85 %) в верхних периферических частях МПС и минимальна во внутренних (менее 35 %), что согласуется с центробежной тенденцией наращивания штокверков и метасоматической зональностью, выраженной сменой с глубиной аргиллизитов и филлизитов биотит-калишпатовыми (биотитовыми) метасоматитами, и в целом не противоречит математическим моделям тепло-массопереноса, рассмотренным в [13, 17, 28, 33, 35 и др.].

На месторождении Кызата, локализованном под малопроницаемой, пластично деформировавшейся, карбонатной толщей (четвёртый морфологический тип), расчётная доля метеорной составляющей в растворах, участвовавших в отложении основной

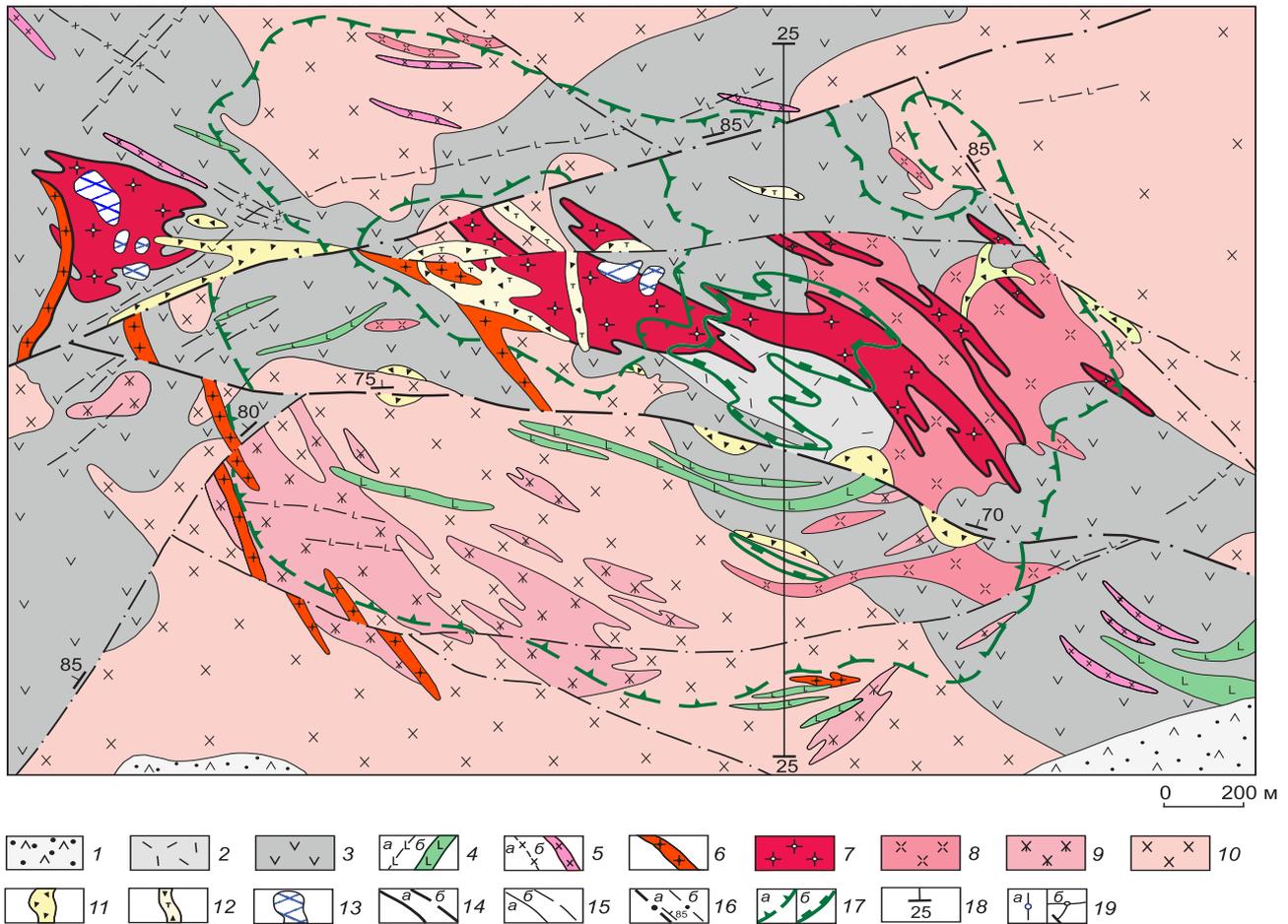


Рис. 15. Актогайское Mo-Cu-порфировое месторождение. Геологический план поверхности (со «снятыми» четвертичными рыхлыми отложениями). Составлен с использованием материалов Актогайской ГРП:

1 – колдарская свита (C_3-P_1kl): риолиты, риодациты, андезидациты, туфы того же состава, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, алевролиты; 2–3 – кергетасская свита ($C_{2-3}kg_1$): 2 – риолиты, риодациты (лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфы средне-грубообломочные и агломератовые), 3 – андезиты, андезидациты (лавы, лавобрекчии, туфобрекчии, туфы); 4–13 – интрузивные породы Колдарского массива (C_{2-3}): 4–6 – дайки и дайкоподобные тела: 4 – диабазов мощностью до 10 м (а) и свыше 10 м (б), 5 – лампрофиров, микродиоритов, аплитов, диоритовых порфиров, 6 – плагиогранит-порфиров, 7 – рудоносные гранодиорит-порфиры, 8 – порфировидные гранодиориты, 9 – средне- и неравномернозернистые кварцевые диориты, гранодиориты, 10 – среднезернистые диориты и габбро-диориты, 11–12 – брекчиевые тела: 11 – с серицитизированным цементом, 12 – с турмалиновым цементом; 13 – участки интенсивного штокверкового окварцевания («кварцевые ядра»); 14–15 – контакты пород, установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – рудоносных порфировых интрузивов, 15 – вмещающих и пострудных; 16 – разломы: а – крупные (с элементами падения), б – мелкие; 17 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди 0,2 % (а) и 0,5 % (б); 18 – линия разведочного профиля 25; 19 – положение скважин: на геологическом плане (а) и разрезе по профилю 25 (б)

продуктивной ассоциации, в направлении к периферии объекта (по мере удаления от крупного разлома, к зоне которого предположительно приурочена корневая часть рудоносного интрузива) уменьшается приблизительно с 70 до 45 %. Выявленная «противоположная» изотопная зональность отражает центростремительную направленность наращивания штокверка под структурно-петрофизическим экраном со смещением области рудоотложения из апикальных в глубинные (корневые) части порфирового интрузива.

К сожалению, в число изученных объектов не попали МПМ, сформированные под толщами с упруго-вязкой деформационной природой. Судя по [32], к ним относятся уникальные по запасам Cu-Mo-порфировые месторождения андийских ВПП – Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Лос Пеламбрес и др. в Чили, на которых широко распространены многофазные брекчиевые тела, возникшие при неоднократном «взрывном» прорыве «экранирующей» андезитовой толщи формации Фареллонес. Крупное Коунрадское

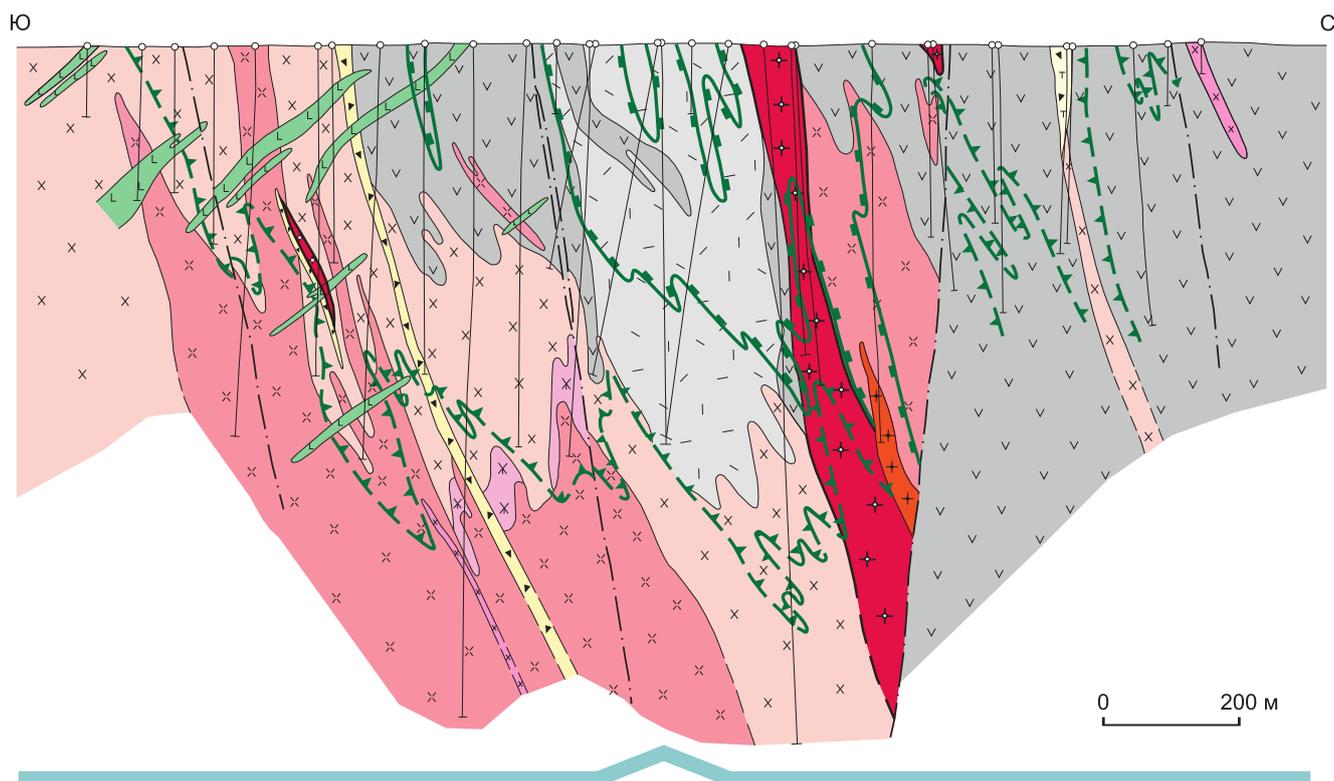


Рис. 16. Актогайское Мо-Си-порфировое месторождение. Геологический разрез по профилю 25. Составлен с использованием материалов Актогайской ГРП:

см. услов. обозн. к рис. 15

месторождение в Казахстане, верхи геологического разреза которого сложены малопроницаемыми апо-эффузивными кварцитами с аномально высокими упруго-прочностными параметрами, также может быть отнесено к этой группе объектов.

На ряде гигантских МПМ среди вмещающих пород отмечаются блоки субстрата (фундамента) ВПП, сложенные гнейсами и амфиболитами как на месторождении Эрдэнтуин-Обо (Монголия) либо мафическими породами, такими как габбро-диабаз-базальтовый комплекс Теньенте на месторождении Эль Теньенте (Чили), силлы протерозойских диабазов на Резольюцион и Рэе (США), толеитовые базальты на Оюу Толгое (Монголия). Богатые железом базитовые комплексы являлись геохимическими барьерами, вызывавшими осаждение меди из окисленных гидротермальных растворов, поэтому в них сосредоточена как минимум половина запасов высокосортных руд названных месторождений [41]. Но эти комплексы также могли оказывать «экранирующее» воздействие, поскольку обладают упруго-вязким поведением при деформациях, о котором можно судить по изученным автором [6] физико-механическим свойствам близких по составу траппов и гипербазитов Норильского района.

Исследование физико-механических свойств пород разнотипных месторождений показало, что ран-

нее высокотемпературное К-кремниевое и более позднее кислотное изменение приводят к значительному росту фильтрационных характеристик, снижению упругости и твердости. Их способность к растрескиванию и проницаемость для гидротермальных растворов существенно возрастают. Рудовмещающие фации метасоматитов могут быть выделены по значениям $K_{пк}$ и $K_{ап}$, что может быть использовано в качестве дополнительного петрофизического критерия при оконтуривании минерализованных зон.

Выводы.

1. МПМ «мирового класса» формировались в специфических геодинамических обстановках в отдельных сегментах андезитовидных и базальтоидных ВПП, на ранних стадиях развития которых господствовал режим коллизионного сжатия, приведший к возникновению мощных флюидонасыщенных магматических очагов в верхней части ЗК, и благоприятных структурно-петрофизических условиях их «разгрузки», способствовавших рудонакоплению в значительных масштабах. Уникальные по запасам месторождения возникали при наличии над рудоносными «материнскими» плутонами мощной вскрыши пород с упруго-пластичной либо упруго-вязкой деформационной природой. Такие малопроницаемые толщи наряду с латеральным сжатием на ранних стадиях

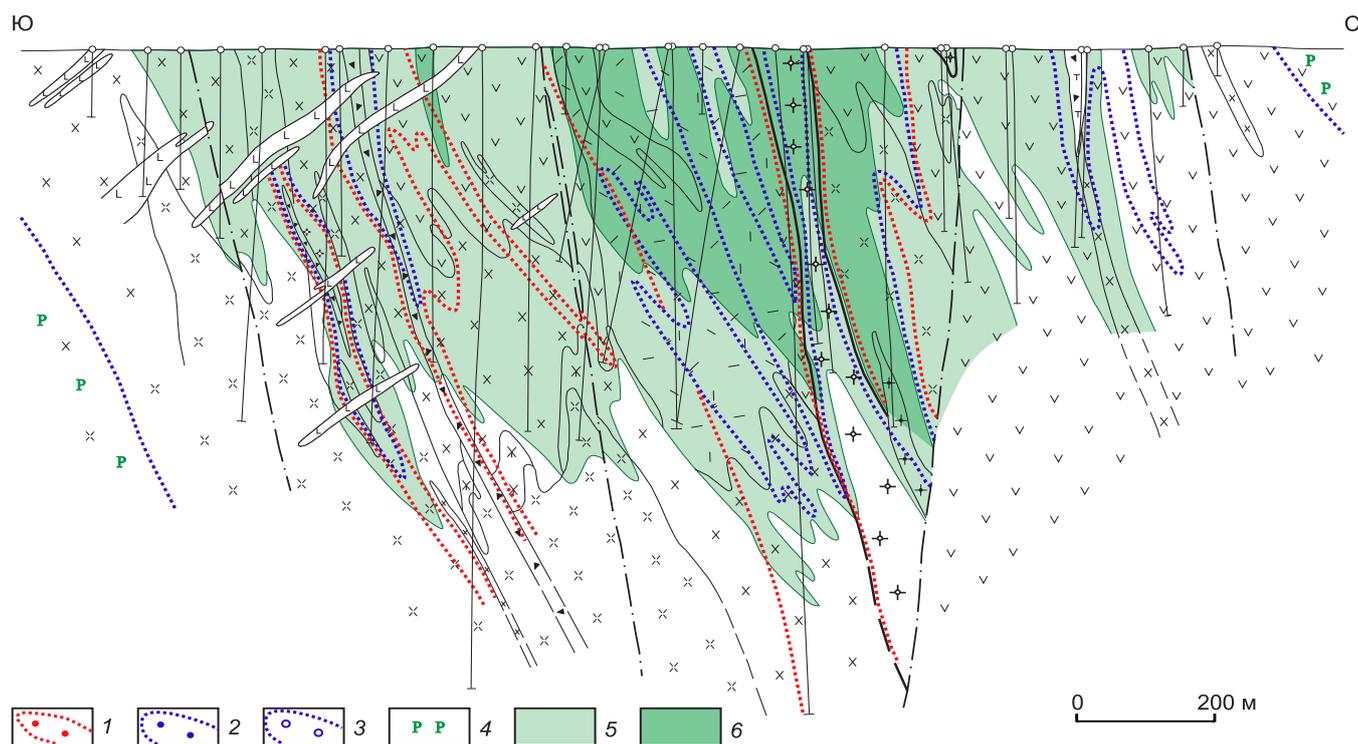


Рис. 17. Актогайское Mo-Cu-порфировое месторождение. Метасоматическая зональность и меднорудное тело в разрезе по профилю 25:

1–3 – зоны гидротермально-метасоматических изменений: 1 – биотит-калишпатовая, 2–3 – филлизитовая: 2 – внутренняя подзона, 3 – внешняя подзона; 4 – пропилитовая; 5–6 – рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди: 5 – 0,2 и 6 – 0,5 %; см. услов. обозн. к рис. 15

эволюции поясов способствовали накоплению флюидов и металлов в головных частях магматических колонн. В период их «вскрытия» при инверсии тектонических напряжений с декомпрессией и прорывом остаточного металлоносного расплава на гипабиссальные и субвулканические уровни ЗК они играли роль структурно-петрофизических «экранов» («флюидоупоров») для металлоносных растворов. Карбонатные отложения (доломиты, известняки) и богатые железом базитовые комплексы в составе таких толщ являлись также геохимическими барьерами, приводившими к отложению высокосортных руд.

2. Петрофизическая неоднородность рудовмещающей среды способствовала рудоконцентрации. В присутствии малопроницаемой толщи над «материнским» плутоном (промежуточным очагом) рудоотложение из высококонцентрированного раствора (рассола), отделявшегося от остаточного расплава, происходило преимущественно в эндо-экзоконтактных зонах порфировых штоков – выступов-апофиз этого интрузива, являвшихся «проводниками» тепла и рудного вещества. «Экранировавшие» толщ препятствовали проникновению металлоносных флюи-

дов в верхние и периферийные части РМС, где в иных условиях «смешанно-флюидными» растворами с участием активизированных метеорных вод могли отлагаться поздние рудообразующие минеральные ассоциации. Об этом свидетельствуют безрудные аргиллизитовые «шляпы» большинства МПМ мирового класса при повышенных содержаниях металлов в штокверках, охватывающих апикальные и экзоконтактные зоны порфировых интрузивов. В РМС с Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфировыми месторождениями базальтоидных и ряда андезитовидных поясов, в субстрате которых широко развиты карбонатные и терригенно-карбонатные формации, присутствие последних над рудоносными интрузивами препятствовало подъёму лёгкой газовой фазы, отделявшейся от кристаллизующегося «остаточного» расплава и обогащённой благородными металлами, в верхние части ЗК, где в «обычных» условиях их разгрузка приводила к образованию эпитермальных Au-Cu и Au-Ag стратойдных и жильных месторождений типа «высокой» (HS) и «средней сульфидизации» (IS). Крупные объекты подобных «подэкранных обстановок выделяются аномально высокими (для МПМ)

содержаниями золота (г/т) в собственно порфировых рудах. Значительная часть запасов меди и золота при этом сосредоточена в скарновых залежах в экзоконтактах порфировых штоков.

В отсутствии «литолого-структурных ловушек» разгрузка восходящего из очага флюидного потока приводила к «распылению» рудного вещества с образованием обширных минерализованных ореолов с низкими содержаниями металлов (геохимических аномалий) либо мелких объектов со сравнительно бедными рудами. В Казахстане их примерами являются месторождения Борлы, Кенькудук, Каскыр-Казган, Кепчам, Аузбыкы и др., в России – месторождения Михеевское, Томинское, Зеленый Дол на Урале, рудопроявления Ольховка, Ракетное, Базовое в Чукотском АО, Лора, Уптар, Викинг, Антара, Прямой в Магаданской области и множество других. Причинами небольших запасов убогих руд перечисленных объектов являлись, по-видимому, не только «ограниченный» металлоносный потенциал магматических очагов, но и отсутствие толщ, игравших роль петрофизических и геохимических барьеров («флюидоупоров»).

3. Структурно-петрофизические обстановки влияли как на морфологию рудоносных порфировых интрузивов, так и на форму, строение и параметры сопряжённых с ними медно-порфировых штоков, включая содержания металлов в рудах.

При «вскрытии» магматического очага гипсометрический уровень подъёма металлоносного остаточного расплава, «инкапсулированного» в период охлаждения и кристаллизации фанеритовых фаз в ядерных частях «материнского» плутона, зависел от соотношения магматического и литостатического (мощности вскрыши) давлений, содержаний SiO_2 и летучих компонентов, определяющих вязкость и соответственно скорость его подъёма, а также от петрофизических характеристик окружающей среды. В зависимости от деформационной природы вмещающих пород формировались порфировые интрузивы различной морфологии (штоки, дайки) либо брекчиевые тела. Обычная их вертикальная протяжённость до первых километров. Завершающие «рудоносные» порции расплава (порфировые фазы) в большинстве случаев внедрялись в благоприятные для хрупких деформаций породы интрузивной рамы, включая «гибридные» гранитоиды, возникавшие при ассимиляции карбонатных толщ, в ряде случаев достигая и прорывая перекрывающие отложения. В этом случае формировались крупнообъёмные штокверки первых трёх морфологических типов (по классификации А. И. Кривцова и др. [17]) с отчётливой зональностью и относительно невысокими содержаниями металлов, сопровождающиеся хорошо проявленными надруд-

ными геохимическими ореолами. Для них установлена центробежная (от контактов порфировых интрузивов во вмещающие породы) направленность наращивания от ранней к поздней стадии формирования, сменяющаяся центростремительной на завершающей стадии.

При «ограниченном» энергетическом потенциале небольшого очага либо сателлита крупного, как на Каульдинском и Саукбулакском РП Алмалыкского РР, мощная перекрывающая карбонатная толща могла быть не полностью ассимилирована фанеритовыми фазами интрузивного массива. Сравнительно небольшое давление остаточного металлоносного расплава в сочетании со способностью доломитов и известняков к пластическим деформациям при высоких температурах привело к уплощённым формам порфировых интрузивов и локализованных в их апикальных частях штоков (четвёртый морфологический тип). Для них характерны наложение в пространстве ареалов развития новообразованных минеральных ассоциаций, сравнительно небольшой вертикальный размах оруденения (первые сотни метров) при угнетённом развитии надрудных геохимических ореолов, повышенные густота рудных прожилков и жил и соответственно концентраций металлов в рудах, а также центростремительная тенденция наращивания от ранней к поздней стадии развития, интерпретируемая как последовательное заполнение трещинного и порового пространства минеральным веществом в направлении вниз (вглубь порфирового интрузива) от контактов с вышележащей «экранировавшей» карбонатной толщи.

В варианте мощных перекрывающих толщ с упруго-вязкой деформационной природой, подобных андезитовым лавам формации Фареллонес, рудоносные интрузивы обычно локализованы на одном уровне либо под ними. Значительная доля запасов руд сопряжённых с ними штоков сосредоточена в апикальных частях порфировых штоков и брекчиевых трубках, возникших из-за избыточного давления газов, которые отделялись из кристаллизующейся магмы и скапливались под подобными малопроницаемыми толщами с повышенными прочностными свойствами, но склонными к хрупкому разрушению. Неоднократный прорыв флюидов со взрывным растрескиванием окружающих пород приводил к образованию многофазных, сложнопостроенных тел эруптивных брекчий, вмещающих значительные объёмы руд как на гигантских Cu-Mo-порфировых месторождениях Эль Теньенте, Рио Бланко–Лос Бронсес, Лос Пеламбрес и др. в Чили. Формы рудных тел самые разнообразные – от воронко- и трубообразной (цилиндрической) до сложной комбинированной, зависящей от морфологии порфировых интрузивов и «надстраивающих» их брекчиевых тел. Содержания металлов

4. Физико-механические свойства пород Мо-Си-порфирового месторождения Актогай

Исходные породы	Метасоматические зоны и подзоны МПС		Новообразованные минеральные ассоциации	Интенсивность изменения	n	ρ	P _{эф}	A
	Зона	Подзона						
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Диабазы (дайка, C ₃)			Сер-Хл	I	1	2,78	0,48	0,11
Аплиты (дайка, C ₂₋₃)			Сер-Кар	II	1	2,59	0,52	0,17
Эруптивные брекчи с серицитовым цементом (C ₂₋₃)	Калишпатовая		Сер (по цементу)/ КППШ (по обломкам)	III	1	2,63	1,51	0,40
Эруптивные брекчи с турмалиновым цементом (C ₂₋₃)	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл (по цементу и обломкам)	III	4	$\frac{2,65-2,70}{2,67}$	$\frac{1,03-1,94}{1,39}$	$\frac{0,52-1,01}{0,68}$
Гранодиорит-порфиры (C ₂₋₃)	Калишпатовая		КППШ/Сер-Хл	II	1	2,68	0,53	0,20
			КППШ/Сер-Хл	III	1	2,62	1,06	0,34
			КППШ	IV	1	2,62	1,55	0,60
	Филлизитовая	Внешняя	Би/Сер-Хл	I	1	2,79	0,61	0,20
			Сер-Хл	II	5	$\frac{2,65-2,78}{2,67}$	$\frac{0,92-1,36}{1,09}$	$\frac{0,26-0,43}{0,35}$
			Сер-Хл	III	2	$\frac{2,58-2,67}{2,63}$	$\frac{1,44-2,03}{1,74}$	$\frac{0,43-0,46}{0,45}$
	Внутренняя	Кв-Сер	IV	1	2,53	3,96	2,76	
Гранодиориты порфировидные (C ₂₋₃)	Калишпатовая		КППШ/Сер-Хл	I	1	2,68	0,40	0,10
			КППШ/Сер-Хл	II	3	$\frac{2,66-2,69}{2,67}$	$\frac{0,65-1,31}{0,95}$	$\frac{0,20-0,51}{0,34}$
	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл	I	1	2,69	0,47	0,10
			Сер-Хл	II	3	$\frac{2,67-2,72}{2,70}$	$\frac{0,53-0,81}{0,65}$	$\frac{0,10-0,25}{0,18}$
		Внутренняя	Хл-Сер	III	3	$\frac{2,62-2,69}{2,65}$	$\frac{0,94-1,83}{1,48}$	$\frac{0,33-0,54}{0,42}$
Кварцевые диориты среднезернистые (C ₂₋₃)	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл	I	1	2,72	0,35	0,15
Диориты среднезернистые (C ₂₋₃)	Калишпатовая		Би-КППШ/Сер-Хл	I	5	$\frac{2,66-2,73}{2,69}$	$\frac{0,38-0,53}{0,49}$	$\frac{0,05-0,26}{0,14}$
			КППШ/Сер-Хл	II	4	$\frac{2,64-2,75}{2,68}$	$\frac{0,84-1,40}{1,20}$	$\frac{0,28-0,45}{0,36}$
			КППШ	III	2	$\frac{2,59-2,64}{2,62}$	$\frac{0,82-1,29}{1,06}$	$\frac{0,22-0,25}{0,24}$
	Филлизитовая	Внешняя	Би/Сер-Хл	I	6	$\frac{2,68-2,76}{2,71}$	$\frac{0,40-0,58}{0,48}$	$\frac{0,10-0,19}{0,13}$
			Сер-Хл	II	7	$\frac{2,68-2,82}{2,75}$	$\frac{0,49-1,71}{0,85}$	$\frac{0,20-0,40}{0,32}$
			Хл-Сер	III	5	$\frac{2,69-2,70}{2,70}$	$\frac{1,00-1,71}{1,36}$	$\frac{0,30-0,72}{0,49}$
		Внутренняя	Кв-Сер	IV	1	2,70	1,95	0,77
Риодациты, дациты (лавы) (C ₂₋₃ , kg ₁)	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл, Сер	II	2	$\frac{2,66-2,74}{2,70}$	$\frac{0,47-0,58}{0,53}$	$\frac{0,17-0,33}{0,25}$
Внутренняя		Кв-Хл-Сер	III	6	$\frac{2,59-2,64}{2,61}$	$\frac{0,87-1,49}{1,32}$	$\frac{0,20-0,82}{0,48}$	

В	μ	Е	G	K _{сж}	θ	НВ	Кпк
10	11	12	13	14	15	16	17
0,01	0,32	7,38	2,79	6,89	450	233	-1,02
0,04	0,27	6,81	2,68	4,96	447	260	-0,40
0,04	0,28	5,06	1,98	3,76	384	214	0,04
<u>0,03-0,05</u> 0,04	<u>0,26-0,36</u> 0,30	<u>4,79-7,00</u> 5,90	<u>1,76-2,77</u> 2,27	<u>4,72-5,63</u> 5,04	<u>363-452</u> 410	<u>148-236</u> 215	<u>(-0,12)-(-0,02)</u> -0,06
0,01	0,24	7,60	3,07	4,80	474	280	-0,41
0,02	0,27	6,45	2,55	4,60	435	164	-0,06
0,03	0,25	6,29	2,51	4,21	431	136	0,23
0,02	0,30	7,40	2,86	6,05	453	238	-0,76
<u>0,02-0,04</u> 0,03	<u>0,26-0,30</u> 0,29	<u>5,78-6,84</u> 6,17	<u>2,23-2,68</u> 2,41	<u>4,23-5,15</u> 4,79	<u>408-438</u> 421	<u>126-229</u> 179	<u>(-0,45)-(-0,06)</u> -0,20
<u>0,02-0,03</u> 0,03	<u>0,26</u> 0,26	<u>5,90-6,26</u> 6,08	<u>2,34-2,49</u> 2,42	<u>4,15-4,35</u> 4,25	<u>417-428</u> 423	<u>140-211</u> 176	<u>0,02-0,30</u> 0,16
0,08	0,26	3,83	1,52	2,63	338	144	1,00
0,04	0,25	7,40	2,95	5,00	466	242	-0,71
<u>0,02-0,04</u> 0,03	<u>0,25-0,28</u> 0,26	<u>6,50-7,12</u> 6,90	<u>2,58-2,85</u> 2,73	<u>4,53-5,32</u> 4,85	<u>436-457</u> 449	<u>162-246</u> 201	<u>(-0,37)-0,03</u> -0,21
0,03	0,26	7,37	2,93	5,07	464	211	-0,68
<u>0,01-0,03</u> 0,02	<u>0,25-0,27</u> 0,26	<u>7,11-7,47</u> 7,30	<u>2,84-2,96</u> 2,90	<u>4,77-5,25</u> 5,08	<u>457-465</u> 461	<u>188-211</u> 203	<u>(-0,59)-(-0,38)</u> -0,50
<u>0,02-0,03</u> 0,02	<u>0,20-0,29</u> 0,23	<u>5,80-6,65</u> 6,25	<u>2,25-2,75</u> 2,55	<u>3,45-4,52</u> 3,93	<u>410-447</u> 432	<u>139-177</u> 159	<u>(-0,02)-0,33</u> 0,13
0,02	0,23	7,29	2,96	4,52	463	211	-0,68
<u>0,02-0,04</u> 0,02	<u>0,26-0,32</u> 0,28	<u>6,30-7,45</u> 7,05	<u>2,39-2,96</u> 2,76	<u>5,03-5,75</u> 5,28	<u>423-467</u> 451	<u>166-233</u> 198	<u>(-0,92)-(-0,42)</u> -0,70
<u>0,02-0,04</u> 0,03	<u>0,21-0,31</u> 0,26	<u>5,41-7,04</u> 6,45	<u>2,06-2,90</u> 2,56	<u>4,11-4,97</u> 4,56	<u>393-455</u> 433	<u>155-233</u> 207	<u>(-0,27)-0,02</u> -0,12
<u>0,03-0,04</u> 0,04	<u>0,24-0,26</u> 0,25	<u>6,04-6,77</u> 6,41	<u>2,39-2,73</u> 2,56	<u>4,25-4,29</u> 4,27	<u>421-450</u> 436	<u>177-242</u> 210	<u>(-0,10)-(-0,07)</u> -0,09
<u>0,03-0,06</u> 0,04	<u>0,26-0,29</u> 0,27	<u>7,24-7,78</u> 7,52	<u>2,86-3,09</u> 2,96	<u>5,09-6,02</u> 5,41	<u>462-472</u> 465	<u>152-246</u> 198	<u>(-0,86)-(-0,50)</u> -0,71
<u>0,02-0,07</u> 0,03	<u>0,26-0,31</u> 0,28	<u>5,10-7,66</u> 6,67	<u>1,95-3,01</u> 2,60	<u>4,43-5,58</u> 5,16	<u>376-466</u> 433	<u>152-201</u> 182	<u>(-0,60)-(-0,21)</u> -0,47
<u>0,03-0,06</u> 0,05	<u>0,23-0,30</u> 0,27	<u>4,51-6,75</u> 5,51	<u>1,73-2,73</u> 2,17	<u>3,75-4,24</u> 4,04	<u>359-447</u> 398	<u>87-201</u> 142	<u>(-0,17)-0,06</u> -0,09
0,04	0,30	5,02	1,98	4,16	377	163	0,05
<u>0,03-0,04</u> 0,04	<u>0,23</u> 0,23	<u>6,97-7,61</u> 7,29	<u>2,82-3,09</u> 2,96	<u>4,37-4,73</u> 4,55	<u>451-476</u> 464	<u>185-251</u> 218	<u>(-0,47)-(-0,37)</u> -0,42
<u>0,02-0,09</u> 0,04	<u>0,28-0,32</u> 0,30	<u>5,52-6,79</u> 5,87	<u>2,03-2,63</u> 2,26	<u>3,93-5,46</u> 4,91	<u>397-444</u> 411	<u>153-286</u> 214	<u>(-0,28)-0,06</u> -0,04

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Андезидациты (лавы) ($C_{2-3}kg_1$)	Калишпатовая		КПШ/Сер-Хл	I	1	2,71	0,48	0,24
			КПШ/Сер-Хл	II	2	$\frac{2,67-2,68}{2,68}$	$\frac{0,90-1,01}{0,96}$	$\frac{0,29-0,42}{0,36}$
			КПШ/Хл-Сер	III	5	$\frac{2,62-2,69}{2,65}$	$\frac{1,05-1,25}{1,14}$	$\frac{0,24-0,42}{0,34}$
	Филлизитовая	Внешняя	Сер-Хл	I	6	$\frac{2,69-2,74}{2,72}$	$\frac{0,35-0,60}{0,44}$	$\frac{0,09-0,25}{0,16}$
			Сер-Хл	II	5	$\frac{2,65-2,86}{2,72}$	$\frac{0,47-1,15}{0,81}$	$\frac{0,13-0,40}{0,27}$
		Внутренняя	Кв-Хл-Сер	III	2	$\frac{2,68-2,70}{2,69}$	$\frac{0,68-0,99}{0,84}$	$\frac{0,27-0,31}{0,29}$
			Хл-Сер-Кв	IV	1	2,71	0,95	0,14
	Андезидациты (лавобрекчи) ($C_{2-3}kg_1$)	Калишпатовая		КПШ/Сер-Хл	I	1	2,60	0,55
Филлизитовая		Внешняя	Сер-Хл	I	4	$\frac{2,69-2,75}{2,71}$	$\frac{0,33-0,61}{0,51}$	$\frac{0,14-0,24}{0,21}$
			Сер-Хл	II	3	$\frac{2,65-2,72}{2,69}$	$\frac{0,66-0,89}{0,77}$	$\frac{0,33-0,42}{0,38}$
		Внутренняя	Кв-Сер Сер-Кв	IV	2	2,68	$\frac{0,58-0,82}{0,70}$	$\frac{0,35-0,38}{0,37}$
Калишпатовая			КПШ/Сер-Кв	III	2	$\frac{2,66-2,67}{2,67}$	$\frac{0,65-1,25}{0,95}$	$\frac{0,35-0,71}{0,53}$

Примечание. Практически все разности метасоматитов в том или ином количестве содержат карбонаты и пирит; кроме последнего и кварцевых прожилках) отмечаются магнетит, молибденит, халькопирит и более редкие борнит, халькозин, сфалерит, галенит, интенсивная (полное замещение). Основные минералы метасоматитов (в названиях новообразованных ассоциаций перечислены Сер – серицит, Хл – хлорит. В числе второстепенных в них присутствуют: эпидот, актинолит, альбит, пренит, соссюрит и др. калишпатовой зоны с наложенными ассоциациями более поздней филлизитовой зоны. Физико-механические параметры (%), А – условно-мгновенное насыщение (%), В – постоянная насыщения ($час^{-1}$), μ – коэффициент Пуассона; модули упругости $K_{пк}$ – комплексный петрофизический коэффициент; n – количество проб.

в рудах довольно высокие из-за многократного, пульсационного поступления расплава и флюидов из магматического очага, о чём свидетельствуют многочисленные рудообразующие минеральные ассоциации (на Эль Теньенте, например, 14 генераций прожилков, из которых 11 рудные [45]).

4. Очевидно, что рассмотренными ситуациями не исчерпывается многообразие возможных геодинамических и структурно-петрофизических обстановок формирования МПМ. В режимах слабого (до нейтрального) растяжения, характерных для третичных ВПП Тихоокеанского кольца, Тетиса, Карпато-Балканской и других минерагенических провинций, образовались многочисленные небольшие по запасам Au-Mo-Cu- и Au-Cu-порфиновые месторождения, часто «сопровождаемые» в верхних периферийных частях РМС эпитермальными Au-Cu- и Au-Ag стратоидными и жильными рудами HS и IS типов. Несомненно, именно эти золоторудные месторождения, такие как Лепанто, Баджио (Филиппины), Андаколло, Рефужидо (Чили), Янакоча (2400 т

Au (!) по состоянию на 2004 г., Перу), Лахоца (Венгрия) и др., представляют основной экономический интерес.

Строение и структурно-петрофизические условия формирования изученных медно-порфировых штоков также «не охватывают» все возможные ситуации. Существуют многочисленные переходные варианты систем с «промежуточными» элементами строения. Рядовые по запасам и содержаниям объекты, к числу которых принадлежит подавляющее большинство МПМ мира, по-видимому, сформировались в обстановках со «средними параметрами» магматических очагов («материнских» плутонов) и вмещающих сред.

5. Влияние «экранирующих» толщ на возникновение МПМ недооценивалось, поскольку на большинстве из них они в значительной мере ассимилированы магматическим расплавом, преобразованы наложенными метасоматическими процессами либо уничтожены эрозией и сохранились лишь на флангах рудных районов и полей или в виде ксенолитов

10	11	12	13	14	15	16	17
0,02	0,29	7,51	2,91	6,00	463	255	-0,64
<u>0,02–0,05</u> 0,04	<u>0,25–0,27</u> 0,26	<u>5,94–7,45</u> 6,70	<u>2,37–2,93</u> 2,65	<u>4,02–5,45</u> 4,74	<u>408–425</u> 421	<u>126–229</u> 179	<u>(-0,45)–(-0,06)</u> -0,20
<u>0,01–0,03</u> 0,02	<u>0,23–0,29</u> 0,26	<u>5,83–7,58</u> 6,73	<u>2,32–3,68</u> 2,80	<u>2,69–5,09</u> 4,20	<u>414–511</u> 451	<u>131–242</u> 219	<u>(-0,24)–(-0,05)</u> -0,10
<u>0,01–0,02</u> 0,02	<u>0,26–0,33</u> 0,29	<u>6,23–7,83</u> 7,21	<u>2,34–3,10</u> 2,81	<u>5,36–6,18</u> 5,62	<u>417–477</u> 453	<u>238–309</u> 269	<u>(-0,92)–(-0,66)</u> -0,77
<u>0,02–0,05</u> 0,03	<u>0,25–0,30</u> 0,27	<u>6,06–7,66</u> 7,11	<u>2,32–3,05</u> 2,80	<u>4,86–5,72</u> 5,20	<u>405–474</u> 452	<u>148–315</u> 236	<u>(-0,60)–(-0,20)</u> -0,42
<u>0,01–0,02</u> 0,02	<u>0,25–0,26</u> 0,26	<u>7,39–7,54</u> 7,47	<u>2,93–3,02</u> 2,98	<u>4,99–5,14</u> 5,07	<u>464–471</u> 468	<u>246–280</u> 263	<u>(-0,35)–(-0,18)</u> -0,27
0,02	0,27	6,72	2,64	4,96	439	238	-0,47
0,03	0,27	7,46	2,94	5,41	465	246	-0,49
<u>0,01–0,03</u> 0,02	<u>0,16–0,27</u> 0,23	<u>6,96–8,43</u> 7,78	<u>2,74–3,39</u> 3,17	<u>4,14–5,29</u> 4,85	<u>445–510</u> 479	<u>242–275</u> 263	<u>(-0,56)–(-0,35)</u> -0,47
<u>0,01–0,04</u> 0,02	<u>0,22–0,24</u> 0,23	<u>6,93–7,42</u> 7,21	<u>2,80–3,05</u> 2,93	<u>4,34–4,69</u> 4,48	<u>453–468</u> 461	<u>251–291</u> 271	<u>(-0,20)–(-0,11)</u> -0,17
<u>0,04–0,05</u> 0,05	<u>0,20–0,23</u> 0,22	<u>6,81–7,56</u> 7,19	<u>2,77–3,15</u> 2,96	<u>4,16–4,22</u> 4,19	<u>450–478</u> 464	<u>260–265</u> 263	<u>(-0,15)–(-0,12)</u> -0,14
<u>0,01–0,02</u> 0,02	<u>0,22–0,26</u> 0,24	7,17–7,30 7,24	<u>2,90–2,93</u> 2,92	<u>4,31–5,02</u> 4,67	<u>462–463</u> 463	<u>260–280</u> 270	<u>(-0,28)–0,20</u> -0,04

среди рудных минералов в филлизитовой и биотит-калишпатовой зонах МПС (в хлоритизированных темноцветных минералах пирротин, гематит, арсенопирит. Степень преобразования исходных пород: I – слабая, II – средняя, III – интенсивная, IV – весьма в порядке увеличения частоты встречаемости): Би – биотит, Кв – кварц, Кар – карбонаты, КПШ – калиевый полевой шпат, КПШ/Хл-Сер, КПШ/Сер-Хл, Би-КПШ/Сер-Хл, Би/Сер-Хл, КПШ/Сер-Кв – новообразованные минеральные ассоциации биотит- (в числителе интервал колебаний значений, в знаменателе – среднее значение): ρ – плотность (г/см^3), $\Pi_{\text{эф}}$ – эффективная пористость ($\times 10^5 \text{ кгс/см}^2$): Е – Юнга, G – сдвига, $K_{\text{сж}}$ – объемного сжатия; θ – температура Дебая ($^{\circ}\text{K}$); НВ – твердость по Бринеллю (кгс/мм^2);

в интрузивных массивах. Между тем подобные толщи отмечаются на большинстве месторождений-гигантов андийских, кордильерских, новогвинейских, азиатских ВПП. Кроме очевидного влияния на концентрацию металлов в рудах, «бронированные» толщи способствовали сохранности МПМ от эрозии. В условиях активных континентальных окраин и островных дуг, при резком воздымании тектонических блоков ЗК, месторождение может быть полностью уничтожено в короткий (в геологическом смысле) промежуток времени – десятки–сотни тысяч лет [46], чем объясняется мезозой-кайнозойский возраст большинства медно-порфировых объектов мира.

6. Критерии прогноза крупных и сверхкрупных МПМ рассмотрены в недавней работе [7]. По материалам исследований, изложенных в настоящей статье, одним из таких критериев следует признать наличие слабопроницаемых («экранирующих») толщ, подобных вышеописанным, в областях развития плутоногенных формаций, продуктивных на медно-порфировое оруденение. В ряде случаев под такими толщами

могут быть скрытые как крупные, так и рядовые по запасам месторождения, геохимические признаки которых на дневной поверхности (ВОР, потоки рассеяния и др.), выявляемые традиционными методами ГРП, слабо проявлены либо вовсе отсутствуют. Методика поисков таких объектов не разработана. Практически все известные МПМ «подэкранных» обстановок были открыты по «счастливым стечению обстоятельств».

Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Кызата в Алмалыкском РР, локализованное под мощной (от 400 до 650 м) вскрышей вулканогенных и осадочных пород, в том числе малопроницаемых мраморизованных доломитов и известняков, обнаружено при глубоком бурении в гидрогеологических целях. Находящееся в подобных условиях однотипное Нижнекальдинское рудопоявление в опущенном центральном тектоническом блоке (вулcano-тектоническом грабене) того же района – при поисковом бурении на эпитеpmальные золото-гидрослюдисто-кварцевые руды. Крупнейшее Mo-Cu-порфировое месторождение

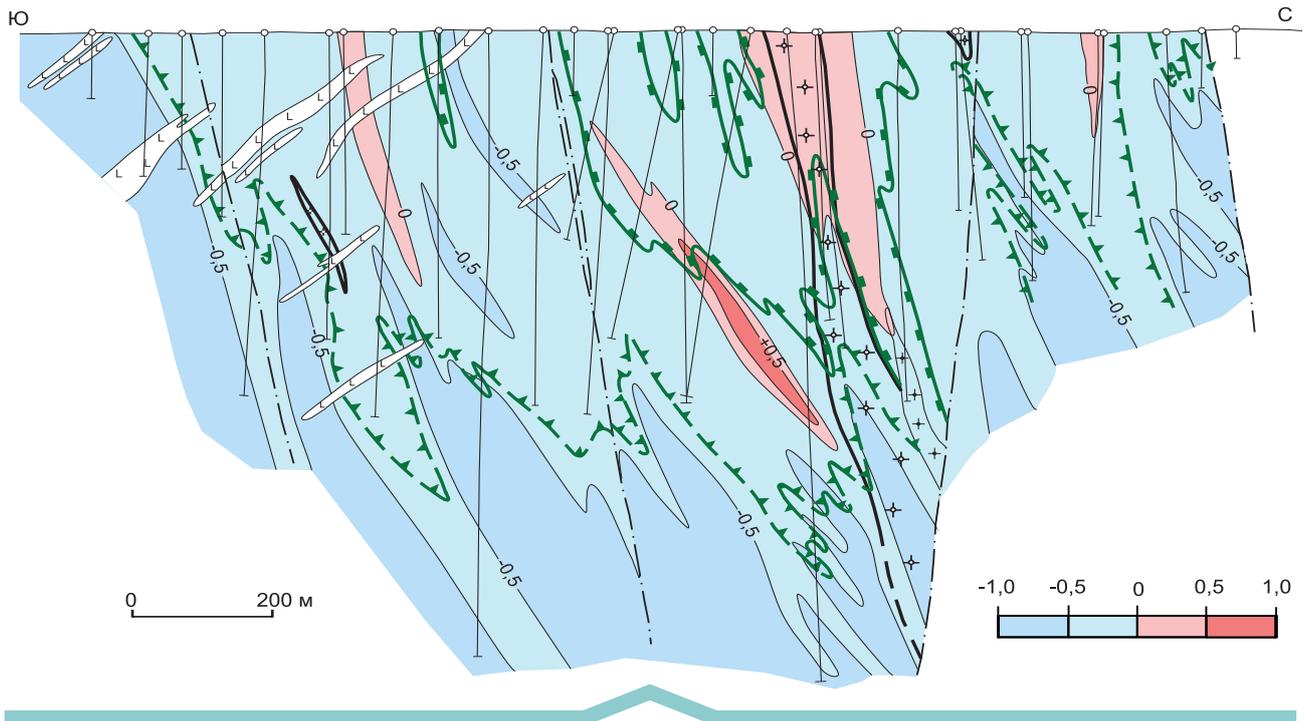


Рис. 18. Актогайское месторождение. Разрез по профилю 25 в изолиниях комплексного петрофизического коэффициента (Кпк):

см. услов. обозн. к рис. 15

Резолюцион в рудном районе Супериор в Аризоне (США с плащеобразным полого залегающим рудным телом (Cu 19 млн т (1,47 %), Mo 0,6 млн т (0,037 %) [30]), локализованным под мощной (от 1200 до 1500 м!) вскрышей меловых и третичных вулканогенных и осадочных пород на уровнях развития палеозойских карбонатных отложений и протерозойских долеритовых силлов («экранировавшие» толщи), также открыто с помощью глубокого бурения. К числу таких объектов относится и давно известное Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Речк в Венгрии, сопряжённое с ларамийским субвулканическим штоком диоритовых порфиритов, прорывающим известняки и сланцы триаса. Оно обнаружено при разбуривании глубоких горизонтов эпитермального золото-серебро-полиметаллического жильного месторождения Лахоца.

Для создания методики поисков МПМ, скрытых под малопроницаемыми толщами, необходимы новые методы и технологические средства. Целесообразно применение глубинных методов сейсмо-, гравитационно-магниторазведки с моделированием морфологии интрузивов и нижезалегающих промежуточных магматических очагов («материнских» массивов), а также космодешифрирование для выделения кольцевых и радиальных тектонических структур, фиксирующих тектонические «просадки» над ними. Среди современных геохимических поисковых методов перспек-

тивными представляются EnzymeLeachSM и BioLeach модификации ионно-сорбционного метода, позволяющие выявлять надрудные солевые ореолы рудных месторождений, в несколько раз превосходящие по интенсивности и размерам вторичные ореолы рассеяния элементов. Апробация этого метода, основанного на частично-фазовом анализе подвижных форм, на крупнейшем Au-Mo-Cu-порфировом месторождении Пибл, Аляска, США позволила обнаружить солевой ореол Mo над перекрытым мощным (от 150 до 450 м) осадочно-вулканогенным чехлом восточным флангом этого объекта [31], где сосредоточены свыше 70 % запасов. Для МПМ в «подэкранный» позиции данный метод, возможно, позволит выявлять солевые ореолы по крупным и оперяющим разломам, рассекающим скрытые рудные тела.

Периферийные (фланговые) части пропиловых ореолов МПМ могут быть обнаружены с помощью изучения элементов-примесей (Bi, Ti, Mn, Zn, Pb, Mg, As, Sb, Sn и др.) в минералах-индикаторах, таких как эпидот, хлорит, магнетит и др., как показано в серии опытно-методических работ USGS. Они были поставлены на ряде МПМ, среди которых были как сверхкрупные объекты, сформировавшиеся под петрофизическими «экранами»: Cu-Mo-порфировые гиганты Южной Америки (Эль Теньенте одноимённого района [47], Росарио, Юджина и Куабрада Бланка

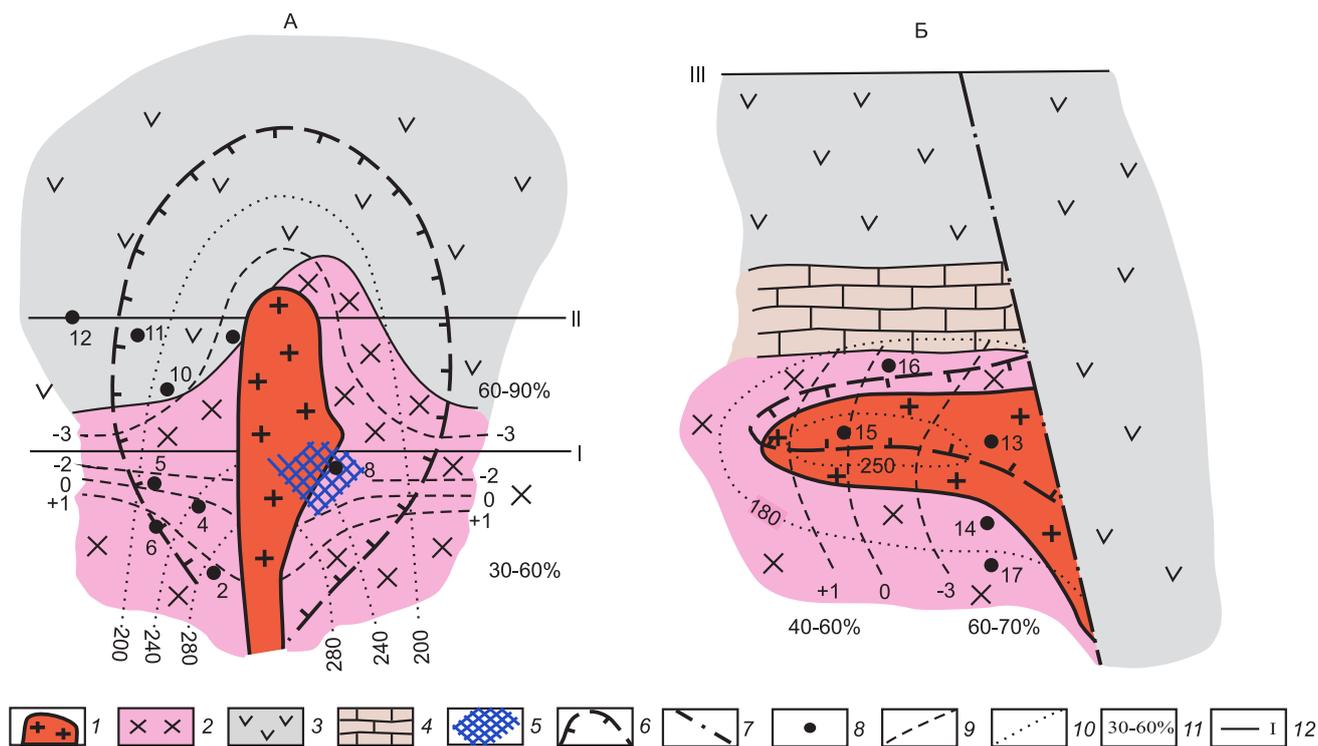


Рис. 19. Модель изотопной зональности медно-порфировых РМС, сформировавшихся в разных структурно-петрофизических обстановках: А – «открытой», Б – «закрытой (подэкранной)» [10]:

1 – рудоносный порфировый интрузив; 2–4 – вмещающие породы: 2 – интрузивные, 3 – вулканические, 4 – карбонатные («экранирующая» толща); 5 – зона интенсивного окварцевания («кварцевое ядро»); 6 – контуры рудных тел; 7 – разлом; 8 – места отбора образцов кварца разновозрастных минеральных ассоциаций; 9 – изолинии расчётных значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰); 10 – изолинии температур декрепитации кварца, °C; 11 – расчётная доля метеорных вод в составе рудообразующих гидротермальных растворов, %; 12 – уровни эрозионного среза месторождений: Актогай (I), Айдарлы (II) и Кызата (III)

района Коллахаузи [27] в Чили) и Северной Америки (Резолюион района Супериор в США [30]), так и рядовые Au-Cu-порфировые месторождения Австралии (E48 и E26 рудного района Норзпарке) [37]. Определение элементного состава хлорита и эпидота современными методами масс-спектропии (LA-ICP-MS, SEM-EDS и WDS) показало, что эти минералы в пропилитовых ореолах МПМ и вмещающих зеленокаменно-изменённых вулканиках различаются содержаниями халькофильных и сидерофильных элементов, что позволяет выявлять пропилитовые ореолы в областях регионального зеленокаменного метаморфизма, повсеместно развитого в ВПП. Причём повышенные содержания As, Sb, Ti, Mn, Zn, Pb, Mg, Co и др. элементов в хлорите и эпидоте фиксируются на площадях, значительно превосходящих эндогенные геохимические ореолы, выявляемые традиционными методами поисковой геохимии по валовому составу пород. По соотношениям содержаний Ti и Sr в эпидоте, Sb и As в хлорите были оценены расстояния до прогнозируемых центров рудообразующих

систем, то есть глубины залегания месторождений, которые затем были сопоставлены с их реальными величинами. В итоге были получены в целом сопоставимые значения, что свидетельствует о возможности использования метода изучения элементов-примесей в минералах-индикаторах для выявления пропилитовых ореолов скрытых месторождений. Следует отметить, что его применение в практике ГРП потребует дорогостоящей аналитической аппаратуры (электронный микроскоп, микрозонд, масс-спектрометры и др.), создания банка данных по фоновым содержаниям микроэлементов в исследуемых минералах, по крайней мере, для металлогенических провинций и зон, а лучше для рудных районов, кроме того, достаточной оснащённости изучаемых территорий либо поверхностных горных выработок и (или) скважин, по которым должны отбираться образцы для анализов.

Несмотря на то, что апробация названных современных геохимических и минералого-геохимических методов была проведена на разведанных, хорошо

разбуренных объектах и до настоящего времени новых МПМ с их помощью не обнаружено, включение таких методов в поисковый комплекс целесообразно, поскольку фонд месторождений, обнаруживаемых традиционными методами ГРР, практически исчерпан.

Автор глубоко признателен Татьяне Александровне Чуриловой, оказавшей помощь в оформлении иллюстраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов Н. Н., Голованов И. М., Завьялов Г. Е. и др. Рудные месторождения Узбекистана. – Ташкент: Гидроингео, 2001. – 611 с.
2. Бородаев Ю. С., Еремин Н. И., Мельников Ф. П. и др. Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. – М.: МГУ, 1988. – 296 с.
3. Воларович М. П., Баяк Е. И., Ефимова Г. А. Упругие свойства минералов при высоких давлениях. – М.: Наука, 1975. – 131 с.
4. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
5. Голованов И. М., Николаева Е. И., Кажихин М. А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. – Ташкент: ФАН, 1988. – 202 с.
6. Звездов В. С. Механизмы внедрения базитовой магмы в многослойную толщу чехла Восточно-Сибирской платформы и влияние деформационных свойств пород на размещение и морфологию рудоносных трапповых интрузивов (на примере Норильского района) // Отечественная геология. – 2020. – № 3. – С. 47–74.
7. Звездов В. С. Обстановки формирования крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений // Отечественная геология. – 2019. – № 5. – С. 16–35.
8. Звездов В. С. Строение рудоносных штокверков медно-порфировых месторождений // Геология рудных месторождений. – 1983. – № 3. – С. 17–30.
9. Звездов В. С., Кривцов А. И., Старостин В. И. Структурно-петрофизические условия формирования медно-порфировых месторождений // Геология рудных месторождений. – 1985. – № 5. – С. 3–21.
10. Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Гирфанов М. М., Заири Н. М. Обстановки формирования медно-порфировых рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. – 1989. – № 4. – С. 23–37.
11. Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Морфологические типы медно-порфировых штокверков и обстановки их формирования // Руды и металлы. – 2018. – № 4. – С. 37–52.
12. Звездов В. С., Старостин В. И. Петрофизические критерии поисков и оценки медно-порфирового оруденения // Геология и разведка. – 1987. – № 9. – С. 51–59.
13. Звездов В. С., Тихонов В. С. Тепломассоперенос в медно-порфировых рудообразующих системах по данным математического моделирования // Руды и металлы. – 1995. – № 6. – С. 52–57.
14. Колесников В. В., Жуков Н. М., Солодилова В. В., Филимонова Л. Е. и др. Медно-порфировые месторождения. Серия: Балхашский сегмент. – Алма-Ата: Наука, 1986. – 199 с.
15. Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М.: Недра, 1983. – 256 с.
16. Кривцов А. И., Гирфанов М. М., Шишаков В. Б. и др. Комплексные модели месторождений порфирового типа цветных и благородных металлов. Атлас. – М.: ЦНИГРИ, 1995. – 153 с.
17. Кривцов А. И., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Медно-порфировые месторождения. Сер. Модели месторождений цветных и благородных металлов. – М.: ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.
18. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Минералого-геохимические типы руд медно-порфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. – 1985. – № 10. – С. 1417–1429.
19. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра, 1986. – 236 с.
20. Кривцов А. И., Сергейко Ю. А., Кыдырбеков Л. У., Мигачев И. Ф. и др. Прогрессивные технологии оценки и разведки медно-порфировых месторождений. – Алма-Ата, 1987. – 215 с.
21. Кривцов А. И., Шепелев В. М., Шишаков В. Б. Условия локализации медно-порфирового оруденения на Коксайском месторождении (Ю. Джунгария) // Геология рудных месторождений. – № 5. – 1978. – С. 35–48.
22. Лебедев Т. С., Шаповал В. И., Корчин В. А. и др. Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. – Киев: Наукова Думка, 1977. – 220 с.
23. Полетаев А. И., Красников А. М., Мельникова Л. В. и др. Региональная позиция и геология медно-порфирового месторождения Актогай // Геология рудных месторождений. – 1983. – Т. XXV, № 3. – С. 3–16.
24. Старостин В. И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. – М.: Недра, 1988. – 256 с.
25. Туляганов Х. Т., Гарьковец В. Г., Рамазанов М. Р. и др. Медно-порфировые месторождения Алмалыка. – Ташкент: ФАН УзССР, 1974. – 187 с.
26. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Справочник геофизика. 2-ое издание // Под ред. Н. Б. Дортман. – М.: Недра, 1984. – 455 с.
27. Baker M. J., Wilkinson J. J., Wilkinson C. C., Cooke D. R. Epidote Trace Element Chemistry as an Exploration Tool in the Collahuasi District, Northern Chile // Econ. Geol. – 2020. – V. 115. – P. 749–770.
28. Cathles L. M. Analyses of cooling of intrusives by ground water convection, which includes boiling // Econ. Geol. – 1977. – V. 12. – P. 804–826.
29. Cook D. R., Hollings P., Walshe J. L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // Econ. Geol. – 2005. – V. 100. – P. 801–818.
30. Cooke D. R., Wilkinson J. J., Baker M. J. et al. Using Mineral Chemistry to Aid Exploration: A Case Study from the Resolution Porphyry Cu-Mo Deposit, Arizona // Econ. Geol. – 2020. – V. 115. – P. 813–840.
31. Eppinger R. G., Fey D. L., Giles S. A. et al. Summary of Exploration Geochemical and Mineralogical Studies at the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit, Alaska: Implications for Exploration Under Cover // Econ. Geol. – 2013. – V. 108. – P. 495–527.
32. Gow P. A., Walshe J. L. The Role of Preexisting Geologic Architecture in the Formation of Giant Porphyry-Related Cu ± Au Deposits: Examples from New Guinea and Chile // Econ. Geol. – 2005. – V. 100. – P. 819–833.

33. *Henley R. W., McNabb A.* Magmatic vapor plums and ground-water interaction in porphyry copper emplacement // *Econ. Geol.* – 1978. – V. 73. – P. 1–20.
34. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* – 1970. – V. 65. – P. 373–409.
35. *Norton D. L.* Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments // *Advances in geology of porphyry copper deposits. Southwestern North America. The University of Arizona Press, Tucson.* – 1983. – P. 59–72.
36. *Ossandón G., Fréaut R., Gustafson L. B.* et al. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report / *Ossandón, G., Fréaut, R., Gustafson, L. B., Lindsay, D. D., Zentilli M.* // *Econ. Geol.* – 2001. – V. 96. – P. 249–270.
37. *Pacey A., Wilkinson J. J., Cooke D. R.* Chlorite and Epidote Mineral Chemistry in Porphyry Ore Systems: A Case Study of the Northparkes District, New South Wales, Australia // *Econ. Geol.* – 2020. – V. 115. – P. 729–748.
38. *Redmond P. B., Einaudi M. T.* The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. I. Sequence of Intrusions, Vein Formation, and Sulfide Deposition // *Econ. Geol.* – 2010. – V. 105. – P. 43–88.
39. *Richards J. P.* A shake-up in the porphyry world? // *Econ. Geol.* – 2019. – V. 113. – P. 1225–1233.
40. *Richards J. P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // *Econ. Geol.* – 2003. – V. 98. – P. 1515–1533.
41. *Sillitoe R. H.* Porphyry Copper Systems // *Econ. Geol.* – 2010. – V. 105. – P. 3–41
42. *Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // *U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. Online version. 2008.*
43. *Skarmeta J.* Structural Controls on Alteration Stages at the Chuquicamata Copper-Molybdenum Deposit, Northern Chile // *Econ. Geol.* – 2021. – V. 116. – P. 3–41.
44. *Steinberger I., Hinks D., Driesner T., Heinrich C. A.* Source Plutons Driving Porphyry Copper Ore Formation: Combining Geomagnetic Data, Thermal Constraints, and Chemical Mass Balance to Quantify the Magma Chamber Beneath the Bingham Canyon Deposit // *Econ. Geol.* – 2013. – V. 108. – P. 605–624.
45. *Vry V. H., Wilkinson J. J., Millan J. S. J.* Multistage Intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System // *Econ. Geol.* – 2010. – V. 105. – P. 119–153.
46. *Wainwright A. J., Tosdal R. M., Lewis P. D., Friedman R. M.* Exhumation and Preservation of Porphyry Cu-Au Deposits at Oyu Tolgoi, South Gobi Region, Mongolia // *Econ. Geol.* – 2017. – V. 112. – P. 591–601.
47. *Wilkinson J. J., Baker M. J., Cooke D. R., Wilkinson C. C.* Exploration Targeting in Porphyry Cu Systems Using Propylitic Mineral Chemistry: A Case Study of the El Teniente Deposit, Chile // *Econ. Geol.* – 2020. – V. 115. – P. 779–791.
2. *Borodayev Yu. S., Yeremin N. I., Melnikov F. P.* et al. Laboratornyye metody issledovaniya mineralov, rud i porod [Laboratory methods for the study of minerals, ores and rocks]. Moscow, MGU publ., 1988. 296 p. (In Russ.)
3. *Volarovich M. P., Bayuk Ye. I., Yefimova G. A.* Uprugiye svoystva mineralov pri vysokikh davleniyakh [Elastic properties of minerals at high pressures]. Moscow, Nauka publ., 1975, 131 p. (In Russ.)
4. *Gzovskiy M. V.* Osnovy tektonofiziki [Fundamentals of tectonophysics Moscow, Nauka publ., 1975, 536 p. (In Russ.)
5. *Golovanov I. M., Nikolayeva Ye. I., Kazhikhin M. A.* Kompleksnaya prognozno-poiskovaya model mednoporfirovoy formatsii [Complex predictive search model of porphyry copper formation]. Tashkent, FAN publ., 1988, 202 p. (In Russ.)
6. *Zvezdov V. S.* Mekhanizmy vnedreniya bazitovoy magmy v mnogoslonoynuyu tolshchu chekhla Vostochno-Sibirskoy platformy i vliyaniye deformatsionnykh svoystv porod na razmeshcheniye i morfologiyu rudoosnykh trappovykh intruzivov (na primere Noril'skogo rayona) [Mechanisms of intrusion of basic magma into the multilayer strata of the cover of the East Siberian platform and the influence of deformation properties of rocks on the location and morphology of ore-bearing trap intrusions (by the example of the Norilsk region)]. *Otechestvennaya geologiya*, 2020, No. 3, P. 47–74. (In Russ.)
7. *Zvezdov V. S.* Obstanovki formirovaniya krupnykh i sverkhkrupnykh mednoporfirovykh mestorozhdeniy [Formation conditions of large and super-large porphyry copper deposits]. *Otechestvennaya geologiya*, 2019, No. 5, P. 16–35. (In Russ.)
8. *Zvezdov V. S.* Stroyeniye rudoosnykh shtokverkov mednoporfirovykh mestorozhdeniy [The structure of ore-bearing stockworks of copper-porphyry deposits]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1983, No. 3, P. 17–30. (In Russ.)
9. *Zvezdov V. S., Krivtsov A. I., Starostin V. I.* Strukturno-petrofizicheskiye usloviya formirovaniya mednoporfirovykh mestorozhdeniy [Structural and petrophysical conditions for the formation of porphyry copper deposits]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1985, No. 5, P. 3–21. (In Russ.)
10. *Zvezdov V. S., Migachev I. F., Girfanov M. M., Zairi N. M.* Obstanovki formirovaniya medno-porfirovykh rudno-magmaticeskikh sistem [Formation conditions of porphyry copper ore-magmatic systems]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1989, No. 4, P. 23–37. (In Russ.)
11. *Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V.* Morfolo-gicheskiye tipy medno-porfirovykh shtokverkov i obstanovki ikh formirovaniya [Morphological types of copper-porphyry stockworks and the setting of their formation]. *Rudy i metally*, 2018, No. 4, P. 37–52. (In Russ.)
12. *Zvezdov V. S., Starostin V. I.* Petrofizicheskiye kriterii poiskov i otsenki medno-porfirovogo orudneniya [Petrophysical criteria for prospecting and assessment of porphyry copper mineralization]. *Geologiya i razvedka*, 1987, № 9, S. 51–59. (In Russ.)
13. *Zvezdov V. S., Tikhonov V. S.* Teplomassoperenos v medno-porfirovykh rudoobrazuyushchikh sistemakh po dannym matematicheskogo modelirovaniya [Heat and mass transfer in copper-porphyry ore-forming systems according to mathematical modeling]. *Rudy i metally*, 1995, No. 6, P. 52–57. (In Russ.)
14. *Kolesnikov V. V., Zhukov N. M., Solodilova V. V., Filimonova L. Ye.* et al. Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Seriya: Balkhashskiy segment [Copper-porphyry deposits. Series: Balkhash segment]. Alma-Ata, Nauka publ., 1986, 199 p. (In Russ.)

REFERENCES

15. *Krivtsov A. I.* Geologicheskiye osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfirovykh mestorozhdeniy [Geological foundations of forecasting and prospecting for porphyry copper deposits]. Moscow, Nedra publ., 1983, 256 p. (In Russ.)
16. *Krivtsov A. I., Girfanov M. M., Shishakov V. B.* et al. Kompleksnyye modeli mestorozhdeniy porfirovogo tipa tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Complex models of porphyry-type deposits of non-ferrous and noble metals. Atlas]. Moscow, TSNIGRI publ., 1995, 153 p. (In Russ.)
17. *Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Ser. Modeli mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Copper-porphyry deposits. Ser. Models of deposits of non-ferrous and precious metals]. Moscow, TSNIGRI publ., 2001, 232 p. (In Russ.)
18. *Krivtsov A. I., Migachev I. F., Minina O. V.* Mineralogogekhimicheskiye tipy rud medno-porfirovykh mestorozhdeniy – zolotonosnost i zonalnost [Mineralogical and geochemical types of ores of porphyry copper deposits-gold content and zoning]. *Geokhimiya*, 1985, No. 10, P. 1417–1429. (In Russ.)
19. *Krivtsov A. I., Migachev I. F., Popov V. S.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya mira [Copper-porphyry deposits of the world]. Moscow, Nedra publ., 1986, 236 p. (In Russ.)
20. *Krivtsov A. I., Sergiyko Yu. A., Kydyrbekov L. U., Migachev I. F.* et al. Progressivnyye tekhnologii otsenki i razvedki medno-porfirovykh mestorozhdeniy [Progressive technologies for the assessment and exploration of porphyry copper deposits]. Alma-Ata, 1987, 215 p. (In Russ.)
21. *Krivtsov A. I., Shepelev V. M., Shishakov V. B.* Usloviya lokalizatsii medno-porfirovogo orudneniya na Koksayskom mestorozhdenii (Yu. Dzhungariya) [Conditions of localization of porphyry copper mineralization at the Koksayskoye deposit (Yu. Dzhungaria)]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, No. 5, 1978, P. 35–48. (In Russ.)
22. *Lebedev T. S., Shapoval V. I., Korchin V. A.* et al. Issledovaniye fizicheskikh svoystv mineralnogo veshchestva Zemli pri vysokikh termodinamicheskikh parametrakh [Investigation of the physical properties of the Earth's mineral matter at high thermodynamic parameters]. Kiyev, Naukova Dumka publ., 1977, 220 p. (In Russ.)
23. *Poletayev A. I., Krasnikov A. M., Melnikova L. V.* et al. Regionalnaya pozitsiya i geologiya medno-porfirovogo mestorozhdeniya Aktogay [Regional position and geology of the porphyry copper deposit Aktogay]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1983, V. XXV, No. 3, P. 3–16. (In Russ.)
24. *Starostin V. I.* Paleotektonicheskiye rezhimy i mekhanizmy formirovaniya struktur rudnykh mestorozhdeniy [Paleotectonic regimes and mechanisms of formation of structures of ore deposits]. Moscow, Nedra publ., 1988, 256 p. (In Russ.)
25. *Tulyaganov Kh. T., Garkovets V. G., Ramazanov M. R.* et al. Medno-porfirovyye mestorozhdeniya Almalyk [Copper-porphyry deposits of Almalyk]. Tashkent, FAN UzSSR publ., 1974, 187 p. (In Russ.)
26. *Fizicheskiye svoystva gornyykh porod i poleznykh iskopayemykh (petrofizika)* [Physical properties of rocks and minerals (petrophysics)]. *Spravochnik geofizika*. 2-oye izdaniye, Pod red. N. B. Dortman, M.: Nedra, 1984, 455 p. (In Russ.)
27. *Baker M. J., Wilkinson J. J., Wilkinson C. C., Cooke D. R.* Epidote Trace Element Chemistry as an Exploration Tool in the Collahuasi District, Northern Chile. *Econ. Geol.*, 2020, V. 115, P. 749–770.
28. *Cathles L. M.* Analyses of cooling of intrusives by ground water convection, which includes boiling. *Econ. Geol.*, 1977, V. 12, P. 804–826.
29. *Cook D. R., Hollings P., Walshe J. L.* Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Econ. Geol.*, 2005, V. 100, P. 801–818.
30. *Cooke D. R., Wilkinson J. J., Baker M. J.* et al. Using Mineral Chemistry to Aid Exploration: A Case Study from the Resolution Porphyry Cu-Mo Deposit, Arizona. *Econ. Geol.*, 2020, V. 115, P. 813–840.
31. *Eppinger R. G., Fey D. L., Giles S. A.* et al. Summary of Exploration Geochemical and Mineralogical Studies at the Giant Pebble Porphyry Cu-Au-Mo Deposit, Alaska: Implications for Exploration Under Cover. *Econ. Geol.*, 2013, V. 108, P. 495–527.
32. *Gow P. A., Walshe J. L.* The Role of Preexisting Geologic Architecture in the Formation of Giant Porphyry-Related Cu ± Au Deposits: Examples from New Guinea and Chile. *Econ. Geol.*, 2005, V. 100, P. 819–833.
33. *Henley R. W., McNabb A.* Magmatic vapor plums and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, 1978, V. 73, P. 1–20.
34. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 1970, V. 65, P. 373–409.
35. *Norton D. L.* Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments. *Advances in geology of porphyry copper deposits*. Southwestern North America. The University of Arizona Press, Tucson, 1983, P. 59–72.
36. *Ossandón G., Fréret R., Gustafson L. B.* et al. Geology of the Chuquicamata mine: A progress report / Ossandón, G., Fréret, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., Zentilli M. *Econ. Geol.*, 2001, V. 96, P. 249–270.
37. *Pacey A., Wilkinson J. J., Cooke D. R.* Chlorite and Epidote Mineral Chemistry in Porphyry Ore Systems: A Case Study of the Northparkes District, New South Wales, Australia. *Econ. Geol.*, 2020, V. 115, P. 729–748.
38. *Redmond P. B., Einaudi M. T.* The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. I. Sequence of Intrusions, Vein Formation, and Sulfide Deposition. *Econ. Geol.*, 2010, V. 105, P. 43–88.
39. *Richards J. P.* A shake-up in the porphyry world. *Econ. Geol.*, 2019, V. 113, P. 1225–1233.
40. *Richards J. P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Econ. Geol.*, 2003, V. 98, P. 1515–1533.
41. *Sillitoe R. H.* Porphyry Copper Systems. *Econ. Geol.*, 2010, V. 105, P. 3–41
42. *Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models. U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. Online version. 2008.
43. *Skarmeta J.* Structural Controls on Alteration Stages at the Chuquicamata Copper-Molybdenum Deposit, Northern Chile. *Econ. Geol.*, 2021, V. 116, P. 3–41.
44. *Steinberger I., Hinks D., Driesner T., Heinrich C. A.* Source Plutons Driving Porphyry Copper Ore Formation: Combining Geomagnetic Data, Thermal Constraints, and Chemical Mass Balance to Quantify the Magma Chamber Beneath the Bingham Canyon Deposit. *Econ. Geol.*, 2013, V. 108, P. 605–624.
45. *Vry V. H., Wilkinson J. J., Millan J. S. J.* Multistage Intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System. *Econ. Geol.*, 2010, V. 105, P. 119–153.
46. *Wainwright A. J., Tosdal R. M., Lewis P. D., Friedman R. M.* Exhumation and Preservation of Porphyry Cu-Au Deposits at Oyu Tolgoi, South Gobi Region, Mongolia. *Econ. Geol.*, 2017, V. 112, P. 591–601.
47. *Wilkinson J. J., Baker M. J., Cooke D. R., Wilkinson C. C.* Exploration Targeting in Porphyry Cu Systems Using Pro-pylitic Mineral Chemistry: A Case Study of the El Teniente Deposit, Chile. *Econ. Geol.* 2020, V. 115, P. 779–791.

Особенности тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса и перспективы его коренной алмазности

На основании анализа и обобщения современных данных рассмотрены особенности тектонического строения и эволюции Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса (ЛБП) как типа известных глобальных тектонических структур коллизионной межконтинентальной тектонической природы. Структуры данного типа (именуемые в англоязычной литературе как *high grade* или *mobile belts*), распространённые на всех континентах, в плане коренной алмазности попадают в разряд так называемых «исключений» из эмпирически установленного «правила Клиффорда», так как не являются архейскими кратонами. Тем не менее в ряде из них открыты коренные месторождения алмазов (например, в поясе Лимпопо). На продолжении ЛБП это хорошо известные расположенные на Зимнем Берегу Белого моря месторождения им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба. Статья посвящена рассмотрению особенностей тектонического строения ЛБП в свете указанной тектонической принадлежности в связи с его алмазностью и оценкой перспектив на открытие здесь новых коренных месторождений алмазов.

Ключевые слова: тектоническое строение, гранулитогнейсовый пояс, коллизионная межконтинентальная тектоническая природа, алмазность, коренные месторождения алмазов, литосферный корень, перспективы коренной алмазности.

БОЖКО НИКОЛАЙ АНДРЕЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор¹, bozhko@yandex.ru

ПРУСАКОВА НАТАЛЬЯ АЛЕКСАНДРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, зав. лабораторией², naprusakova48@gmail.com

ГРОМЦЕВ КИРИЛЛ ВЛАДИМИРОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник², k_gromtsev@mail.ru

¹ Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова»

² Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Features of the tectonic structure of the Lapland-White Sea granulite-gneiss belt and prospects of its native diamond bearing

N. A. BOZHKO¹, N. A. PRUSAKOVA², K. V. GROMTSEV²

¹ M. V. Lomonosov Moscow State University

² Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow

Based on the analysis and generalization of modern data, the features of the tectonic structure and evolution of the Lapland-White Sea granulite-gneiss belt (LWSB) as a type of the known global collisional intercontinental tectonic structures are considered. Structures of this type (referred to in the English literature as *high-grade* or *mobile belts*), common across the continents, are viewed as the so-called "exceptions" from the empirically established "Clifford rule" in terms of their fundamental diamond content, since they are not Archean cratons. Nevertheless, primary diamond deposits were discovered in some of them (for example, in the Limpopo belt). Within the LWSB, they include the well-known Lomonosov and Grib deposits located on the Winter Shore of the White Sea. The paper discusses the features of the LWSB tectonic structure in the context of this tectonic nature related to its diamond potential and the assessed prospects for new primary diamond deposit discovery.

Key words: tectonic structure, granulite-gneiss belt, collisional intercontinental tectonic nature, diamond potential, primary diamond deposits, lithospheric root, prospects of primary diamond potential.

Введение. В структуре восточной части Балтийского щита и докембрийского основания прилегающих территорий Русской плиты Лапландско-Беломорский пояс (ЛБП) северо-западного простирания располагается между Карельским и Кольским архейскими кратонами. В тектоническом отношении различными исследователями он характеризуется либо нейтральным термином «подвижный», либо как «коллизийный», «орогенический».

В последнее время в литературе отчетливо прослеживается тенденция избегать употребления названия Лапландско-Беломорский пояс, рассматривая в отдельности Беломорский и Лапландский (или Лапландско-Кольский) пояса без их генетической связи [22 и др.]. Мы рассматриваем архейско-раннепротерозойский Лапландско-Беломорский пояс (в составе Беломорского и Лапландско-Кольского поясов) как единую структуру, по своей тектонической природе относящуюся к гранулитогнейсовым поясам [33, 34] в геодинамическом понимании этого термина: планетарным структурам, сложенным полициклическими комплексами высокой степени метаморфизма, обладающим сложной покровно-надвиговой структурой и проявляющим в течение всей эволюции периодически постоянную эндогенную активность [7, 8]. Структуры данного типа (high grade или mobile belts), распространённые на всех континентах, в плане коренной алмазоносности попадают в разряд так называемых «исключений» из эмпирически установленного «правила Клиффорда», так как не являются архейскими кратонами. Тем не менее в целом ряде из них открыты коренные месторождения алмазов. В пределах ЛБП это хорошо известные расположенные на Зимнем Берегу Белого моря месторождения им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба. В свете этого данная статья посвящена рассмотрению особенностей тектонического строения ЛБП в связи с его алмазоносностью и оценкой дальнейших перспектив на открытие здесь новых коренных месторождений алмазов.

Основные черты тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса. Несмотря на хорошую изученность данной структуры в пределах Балтийского щита, представления о её тектоническом строении на сегодняшний день остаются остродискуссионными. Мы отразили наиболее распространённые из них, приводимые в различных публикациях. Картирование ЛБП и отдельных элементов его строения на сопредельной с Балтийским щитом части Русской плиты проводилось с использованием геофизических данных. При этом мы понимали, что границы выделяемых таким образом структур неоднозначны, так как используемые при их картировании современные геофизические

данные (аномальные особенности потенциальных полей, сейсмические разрезы и др.) отражают в интегрированном виде «следы» процессов практически всех этапов тектонического развития изучаемой территории. Поэтому при интерпретации геофизических данных мы учитывали представления других исследователей о тектонике докембрия рассматриваемого региона, а также независимые материалы по глубокому бурению, составу и возрасту коровых и мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность кимберлитовыми трубками и др.

В пределах восточной части Балтийского щита ЛБП протягивается в юго-восточном направлении на расстояние более 1500 км и далее в том же направлении прослеживается по геофизическим данным в пределах Русской плиты ещё на расстояние порядка 600 км до Среднерусского (Центрально-Русского) коллизийного орогенического пояса северо-восточного простирания. Ширина ЛБП составляет в среднем 200–300 км.

ЛБП характеризуется латеральной неоднородностью, обусловленной эволюцией его тектонического развития. В его пределах с запада на восток выделяются две наиболее крупные тектонические единицы второго порядка – архейский Беломорский и палеопротерозойский Лапландско-Кольский орогенические пояса (рис. 1).

Беломорский орогенический пояс (беломориды). На юго-западе пояс граничит с архейским Карельским кратоном. Его северо-восточная граница в основном проходит вдоль стыка с палеопротерозойским Лапландско-Кольским орогеном. Только на участке, расположенном в юго-западной части Кольского полуострова, пояс граничит непосредственно с Кольским кратоном.

Беломорский пояс (БП) сложен неоднократно метаморфизованными (в архее–палеопротерозое) в условиях фаций повышенных и высоких давлений и интенсивно деформированными структурно-вещественными комплексами [28]. Структура БП представляет собой сложный тектонический коллаж, состоящий из нагромождения разнородных тектонических покровов [17, 22, 27]. Практически достигнуто понимание в трактовке тектонической природы БП в качестве неоархейского коллизийного орогена [1, 22, 27, 50 и др.] с возрастом коллизии около 2,7 млрд лет. При этом отмечается, что наблюдаемые в настоящее время границы БП со смежными структурами окончательно сформировались в интервале 2,0–1,7 млрд лет [28].

По результатам геологической интерпретации сейсмических разрезов земной коры вдоль опорного профиля МОВ-ОГТ 1-ЕВ и профиля-рассечки 4 В [15, 28], глубинная структура БП характеризуется

погружением его главных структурных элементов на северо-восток. При этом его юго-западная (с Карельским кратоном) и северо-восточная (с Лапландско-Кольским поясом и Кольским кратоном) границы в сейсмическом разрезе выражены в виде полого падающих к северо-востоку отражающих поверхностей. Обе границы интерпретируются как зоны палеопротерозойских надвигов, по которым БП был надвинут на Карельский кратон, а с северо-востока на него, в свою очередь, были надвинуты образования Лапландско-Кольского гранулитового пояса. В поле силы тяжести БП проявлен вытянутой в северо-западном направлении региональной положительной аномалией.

На охарактеризованном главном структурном фоне в пределах БП выделяются два элемента его строения: Внешняя западная и Внутренняя восточная зоны.

Внешняя западная зона. Территория данного подразделения и ранее рассматривалась как зона сочленения БП и Карельского кратона [2]. При этом в настоящее время отмечается различное понимание места этой пограничной зоны в структуре Балтийского щита. Одни авторы включают её в состав Карельского кратона (данные В. П. Чекулаева и др., приведённые в [22]), другие – в состав Беломорского пояса [18, 27 и др.]. Мы объединяем её с Беломорским поясом, но в качестве самостоятельной пограничной зоны, представляющей собой *переработанный край Карельского кратона*, вовлечённый в коллизионные деформации и высокобарный метаморфизм беломорид [7]. Подобная трактовка не исключается и О. И. Володичевым [50].

В состав внешней зоны БП входит хорошо описанная в литературе Северо-Карельская система архейских зеленокаменных поясов, включающая Тикшеозерский и Керетский пояса, а также вмещающий их дозеленокаменный комплекс. Для рассматриваемой пограничной зоны также типичен комплекс чарнокитов (гиперстеновых гранитов) и тесно связанных с ними калиевых гранитов. Наиболее крупный плутон палеопротерозойских чарнокитов известен под названием Топозерского массива интрузивных чарнокитов. Возраст чарнокитов оценён интервалом 2400–2360 млн лет. Ещё в 1970-е годы К. А. Шуркин и его коллеги обратили внимание на «исключительную характерность» этого комплекса «для зоны сочленения беломорид и карелид».

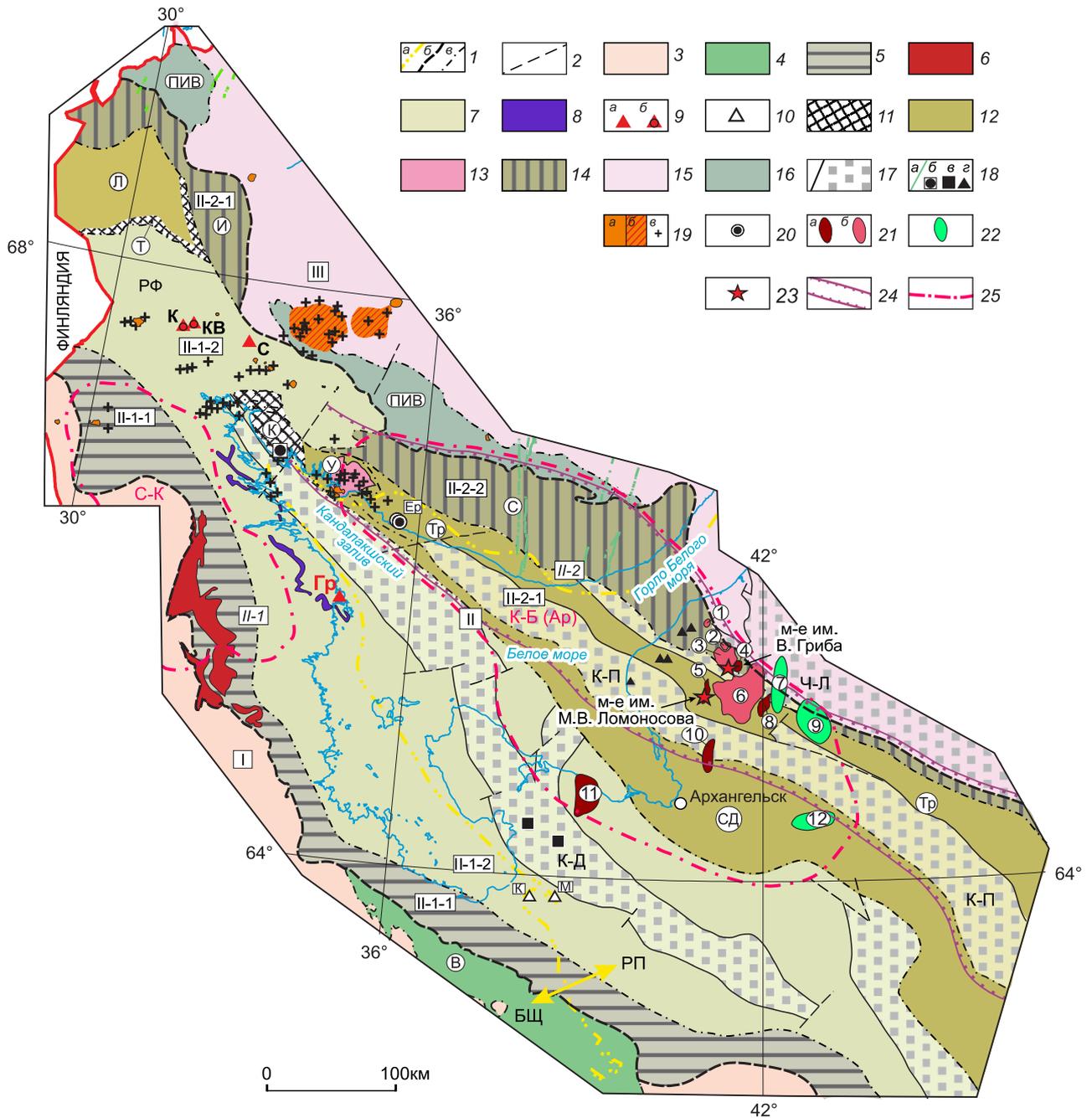
Структурной особенностью внешней зоны является существенная роль покровно-надвиговых структур, что приводит к пространственному совмещению разновозрастных членов разреза. При этом отмечается увеличение степени метаморфизма с запада на восток как в пределах зеленокаменных поясов, так и в БП в целом [22, 27].

В поле силы тяжести внешней западной зоне БП соответствует зона горизонтального градиента региональной составляющей поля, а также зона смены преимущественных простираний более локальных гравитационных аномалий.

Следует отметить, что аналогичные структуры присутствуют почти во всех гранулитогнейсовых поясах Мира. Примером может служить зона Гренвилльского пояса Северной Америки, расположенная вдоль одноимённого фронта и являющаяся переработанным краем кратона Сьюпириор. А также северная и южная зоны гранулитового пояса Лимпопо, наложенные соответственно на края кратонов Зимбабве и Каапваальского.

Внутренняя восточная зона сложена основным объёмом беломорского породного комплекса, представленного в современной структуре в виде Беломорского позднеархейского аллохтона (данные Ю. В. Миллера, В. А. Глебовицкого, приведённые в [22]). В составе последнего выделяются Хетоламбинский покров (метаморфизованные толеитовые базальты и метагабброиды, инъекцированные тоналитами и крупными согласными телами метабазитов и ультрабазитов – мафические зоны), Чупинский покров (метаморфизованные граувакки, подчинённые им метавулканы среднего, кислого, реже основного состава), Ориярвинский покров (тоналитовые гнейсы). Время формирования метаосадков, по которым образовались гнейсы Чупинского пояса находится в интервале 2,9–2,82 млрд лет. В ходе неархейской коллизии (2,72–2,69 млрд лет) породы были метаморфизованы в высокобарических условиях [27]. Покровное строение БП чётко указывает на его коллизионную природу.

В настоящее время [27] выделяется Центральнo-Беломорский зеленокаменный пояс, протягивающийся вдоль северо-восточной границы Хетоламбинского покрова, в состав которого он включается другими исследователями в качестве «мафической зоны» [17, 22]. Следует отметить, что термин «зеленокаменный пояс» в данном случае не имеет отношения к известному тектонотипу и носит скорее петрографический смысл. Если при описании Внешней зоны как переработанной части Карельского кратона употребление термина «зеленокаменный пояс» вполне уместно, то в данном случае для этого нет оснований. Пояс прослеживается в отдельных обнажениях в виде отдельных структур на протяжении 180 км при ширине 0,5–3 км, сложен метабазитами и ультрабазитами с редкими прослоями гнейсов. А. И. Слабунов [27] интерпретирует этот пояс в качестве структуры «протоофиолитового» типа. Следует признать отсутствие единого мнения относительно её природы. Можно предположить, что она отвечает надсубдукционным



офиолитам, связанным с развитием островных дуг в процессе эволюции БП. При всех разногласиях в интерпретации важным является то, что имеются данные о существовании реликтов древнего беломорского океана, что говорит в пользу межконтинентальной коллизии при его закрытии.

Следует отметить, что гранулитовый метаморфизм был впервые выделен в БП О.И. Володичевым (1990). В настоящее время основные выходы гранулитов приурочены к юго-западной окраине пояса. Возраст высокотемпературного гранулитового метамор-

физма Беломорья 2710 ± 15 млн лет, отвечает началу коллизионного этапа в эволюции БП [6]. Необходимо добавить, что гранулиты Беломорид подверглись интенсивным переработке и ретроградному метаморфизму в процессе формирования и развития палеопротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Отличительной особенностью БП является проявление в его породах метаморфизма высоких давлений.

Беломорская эклогитовая провинция. К настоящему времени в пределах БП (в его северной части) в районах с. Гридино, карьера Куру-Ваара, юго-

Рис. 1. Схема тектонического строения, алмазонасности и перспектив коренной алмазонасности Лапландско-Беломорского гранулитно-гнейсового пояса:

1 – **границы тектонических структур**: а – надпорядковых (Балтийского щита и Русской плиты), б – 1-го порядка (Лапландско-Беломорского гранулитно-гнейсового пояса с Карельским и Кольским кратонами), в – 2-го порядка (основных блоков, слагающих структуры 1-го порядка); 2 – основные разломы; **структуры докембрийского кристаллического фундамента**: **Карельский кратон (I)**, представленный: 3 – гранито-гнейсовым комплексом основания (~ 3,5 млрд лет), 4 – проторифтогенной структурой Ветреного пояса (В) (~ 2,4 млрд лет); **Лапландско-Беломорский гранулитно-гнейсовый пояс (II)** в составе: **Беломорского неархейского орогенического пояса (II-1)**, элементы его строения: Внешняя западная зона сочленения с Карельским кратоном (II-1-1), включающая: 5 – переработанные образования краевой части Карельского кратона, 6 – Топозерский комплекс чарнокитов и гранитов (2,4–2,36 млрд лет); Внутренняя восточная зона (II-1-2), включающая образования: 7 – беломорского (гнейсы, гранулиты, граниты, пегматиты) породного комплекса (> 2,7 млрд лет) и 8 – Центрально-Беломорской «мафической зоны», 9 – эклогиты: а – в целом (С – Салма, КВ – Куру-Ваара, К – Кохозера, Гр – Гридино), в том числе б – содержащие микроалмазы, 10 – тела коматиитов палеопротерозойского возраста, Каменихи (К) и Мязозера (М), содержащие микроалмазы; **Лапландско-Кольского палеопротерозойского орогенического пояса (II-2)**, элементы его строения: Внутренняя (Лапландско-Умбинско-Терская) зона (II-2-2), включающая: 11 – коллизийный меланж пояса Танаэль (Т)? и Колвицкого террейна (К), 12 – парагранулиты (1,9–2,0 млрд лет) Лапландского (Л), Умбинского (У), Северодвинского (СД) террейнов и ювенильные гранитоиды, нестратифицированные супракрустальные породы (2,10–1,91 млрд лет) Терского (Тр) террейна, 13 – Умбинский комплекс эндербитов и чарнокитов (1,91 млрд лет); Внешняя (Инари-Стрельнинская) зона сочленения с Кольским кратоном (II-2-1), представленная: 14 – тектоническим коллажем аллохтонных пластин метаморфогенных пород архейского и палеопротерозойского возрастов Стрельнинского (С) и Инари (И) блоков; **Кольский кратон (III)**, представленный: 15 – гранитоидными и супракрустальными толщами (2,9–2,6 млрд лет) основания, 16 – проторифтогенным поясом Печенга-Имандра-Варзуга (ПИВ) (~ 2,4–1,86 млрд лет); 17 – **рифтогенные грабены палеорифтов Белого моря** (по материалам [5]): К-Д – Кандалакшско-Двинского, К-П – Керещко-Пинежского, Ч-Л – Чапомско-Лешуконского; **проявления внутриплитного магматизма и алмазонасность** (отдельные проявления показаны внемасштабными знаками): 18 – **магматические комплексы рифейского и вендского возрастов**: дайки: а – основного состава и б – рифейских лампроитов Порьей Губы, в – трапповые комплексы Солозеро и Войозера, г – тела поздневендских лампрофиров типа минетты; 19–22 – **магматические комплексы среднего палеозоя**: 19 – Кольской щелочной карбонатитовой провинции: а – карбонатитовые интрузии, б – массивы нефелиновых сиенитов, в – тела (трубки взрыва, дайки) щелочно-ультраосновных и щелочных пород (пикритов, мончикитов, меланефелинитов, лампрофиров, ультраосновных фойдитов и др.); 20 – проявления Ермаковских (Ер) убогалмазонасных слюдяных кимберлитов Терского Берега; 21 – магматические комплексы щелочно-ультраосновной формации Юго-Восточного Беломорья (по материалам [30]): а – глинозёмистой (Al) серии (кимберлиты и пикриты Золотицкого (5) и Вехотинского (4) комплексов, фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Чидвинско-Ижмозерского (10), Ненокского (11) и Суксомского (8) комплексов), б – железо-титанистой (Fe-Ti) серии (кимберлиты и беспироксеновые щелочные пикриты Черноозёрского (3), Кепинского (6), Мегорского (2), Мельского (1) комплексов); 22 – группы трубок Сояно-Пинежского долерит-базальтового комплекса: Соянская (7), Ковальгско-Полтозерская (9), Чуплега-Пинежская (12); 23 – **месторождения алмазов им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба**; 24 – Кольско-Полтинская глубинная тектоническая зона; 25 – **перспективные на коренную алмазонасность площади ранга алмазонасных (потенциально алмазонасных) субпровинций**: С-К – Северо-Карельская, К-Б (Ар) – Кольско-Беломорская (или Архангельская)

восточного берега Кохозера и Салмы установлены тела эклогитов. Интересно отметить, что в эклогитах Куру-Ваараи Кохозера были диагностированы микроалмазы [26 и др.]. Представления о возрасте рассматриваемых эклогитов расходятся у разных исследователей. Одни приводят данные об их архейском возрасте [10, 11, 27], а другие – о раннепротерозойском [38]. Таким образом, возможно предполагать наличие здесь архейского и протерозойского этапов эклогитового метаморфизма. В пользу этого свидетельствует установление следов двух этапов субдукции в ксенолитовых эклогитах группы В (по минеральному и химическому составу идентичных коровым эклогитам Беломорского пояса) из алмазонасных кимберлитов Зимнего Берега Белого моря (трубка им. В. Гриба): архейском (возрастом около 2,8 млрд лет) и палеопротерозойском (возрастом 1,7–1,9 млрд лет) [37, 49].

В пределах БП также отмечается широкое проявление **магматизма архейского и палеопротерозойского возрастов**. Данный магматизм представлен большим числом средних и мелких тел базитов, ультрабазитов и в меньшей степени – диоритов, гранодиоритов и гранитов, которые секут метаморфизованные и деформированные породы беломорского комплекса. При этом главные проявления магматизма приходятся на интервал 2460–2400 млн лет [22].

Среди раннепротерозойских (раннекарельских) магматических образований следует выделить коматиитовые тела Мязозера и Каменихи как наиболее изученные и опробованные на алмазы. По данным В. П. Кислова и др. (1988), В. П. Степанова (2008), возраст этих пород, определённый по цирконам термояонным методом в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН, оценивается не моложе 2360 ± 13 млн лет (для тела Мязозера) и 2390 ± 50 млн лет

(для тел Каменихи). Установлена принципиальная алмазность этих магматических образований: после термохимического разложения штучных проб из керна скважин были найдены микроалмазы (два в теле Мятозера и один в одном из тел Каменихи) и зёрна пирропа перцолитового парагенезиса.

Как указывалось, тектоническая интерпретация БП в качестве архейского коллизионного орогена не вызывает возражений. Более противоречиво разными исследователями излагается доколлизийная история этого пояса. На основании обобщения существенно новых данных можно предположить следующую *геодинамическую модель Беломорид*. Как справедливо подчёркивается разными исследователями [22], «Беломорский подвижный пояс среди архейских структур Балтийского щита является самым молодым как по времени проявления инициальных процессов, так и по процессам, завершающим их активное развитие». Формирование зеленокаменных поясов Северной Карелии и Кольского полуострова имело место в интервале 2,8–2,9 млрд лет – к рубежу (около 2,8 млрд лет), когда были сформированы два стабильных блока континентальной коры – Кольско-Норвежский и Фенно-Карельский, – разделённые океаническим бассейном. Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет эта система вступила в коллизионную стадию развития, которая маркируется проявлениями покровной тектоники, высокобарического метаморфизма (2717–2707 млн лет) и гранитообразованием. В структурном отношении коллизия выразилась в становлении новообразованного коллизионного аллохтона с созданием архейского Кольско-Карельского палеоконтинента. В пользу такой трактовки истории развития Беломорского пояса могут свидетельствовать и приведённые выше данные Е. В. Щукиной с соавторами [37, 49] по мантийным эклогитовым ксенолитам из промышленно алмазносной кимберлитовой трубки им. В. Гриба. Установленные здесь архейские эклогиты, по-видимому, отражают субдукцию и закрытие океанического бассейна, за которым последовали коллизия, образование Беломорского пояса и создание единого Кольско-Карельского палеоконтинента. А образование палеопротерозойских эклогитов коррелируется уже с субдукцией и коллизией в Лапландско-Кольском коллизионном орогене (орогеническом поясе) между Кольским и Карельско-Беломорским (Карельским, наращенным Беломоридами) кратонами.

Лапландско-Кольский орогенический пояс. Формирование Лапландско-Кольского коллизионного орогена сопряжено с палеопротерозойским проявлением высокобарного гранулитового метаморфизма и коллизией в пределах Лапландско-Беломорского грану-

лито-гнейсового пояса, отражая полициклический характер последнего.

В поперечном сечении Лапландско-Кольский ороген разделяется на внутреннюю Лапландско-Умбинско-Терскую и расположенную к северо-востоку от неё внешнюю, краевую Инари-Стрельнинскую зоны. Составные элементы этих зон выделяются в пределах юго-восточной части Балтийского щита, а отдельные из них имеют продолжения (по геофизическим данным) в кристаллическом основании прилегающей территории Русской плиты.

Внутренняя (Лапландско-Умбинско-Терская) зона, состоящая из Лапландского и Колвицко-Умбинско-Терского сегментов, представляет собой ядро орогена. Согласно исследованиям, проведённым в юго-восточной части Балтийского щита [28, 40, 43], в ней установлена палеопротерозойская ювенильная кора островодужного типа, слагающая тектонические пластины. Эти палеопротерозойские образования глубоко метаморфизованы, сильно мигматизированы и испытали интенсивные деформации.

В *Лапландском сегменте* они представлены крупной тектонической пластиной, надвинутой к югу на гранито-гнейсы беломорид. Этот аллохтон сложен гранат-кварц-полевошпатовыми гранулитами, а также силлиманит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами (кондалитами). Гранулиты и гнейсы подстилаются амфиболитами и другими породами (коллизионным меланжем) пояса Танаэльв. Основная часть гранулитового пояса расположена в Финской Лапландии, откуда он простирается к востоку – на российскую территорию, где быстро выклинивается.

В *Колвицко-Умбинско-Терском сегменте* также отмечаются чешуйчато-надвиговые структурные ансамбли. Здесь выделяются нижеследующие тектонически совмещённые террейны.

Колвицкий террейн (пояс) включает амфиболиты, габбро-анортозиты, гранулиты среднего и основного состава, объединяемые в Колвицкий вулcano-плутонический комплекс (2400–2500 млн лет) с тектоническими пластинами архейских гранито-гнейсов (2,7 млрд лет) Беломорского пояса. Присутствие последних указывает на краевое положение колвицкого ансамбля. Он может представлять собой небольшой фрагмент (реликт) ранее существовавшей южной пограничной зоны на стыке Беломорского блока и Лапландско-Кольского пояса, сопоставимой по своей природе с аналогичными структурами всех гранулитовых поясов.

Колвицкий пояс тектонически перекрывается *Умбинским террейном* (блоком) и отделён от него гранулитовым меланжем мощностью несколько километров. Формирование Умбинского блока связано с субдукционной и коллизионной стадиями развития

Кольского региона в период 2,1–1,87 млрд лет тому назад [28, 43]. Он сложен глинозёмистыми гнейсами, кислыми гранулитами (кондалитами) и прорывающими их гранитоидами. Представляется правильным вывод о том, что непосредственно с Лапландской структурой можно сопоставлять только гранулиты Умбинского блока [3].

С Колвицким и Умбинским террейнами, выделенными по геологическим данным в пределах юго-восточной части Балтийского щита (на юго-западе Кольского полуострова), совмещается полосовая аномалия север-северо-западного простирания с повышенными значениями гравитационного и магнитного полей. Она имеет довольно уверенное продолжение в акватории Кандалакшского залива, где постепенно затухает вблизи Онежской Губы Белого моря. Её продолжение в материковой части уже не столь очевидно.

Выделяемый на юго-востоке Кольского полуострова *Терский террейн* (блок) сложен [40] ювенильными палеопротерозойскими гранито-гнейсами и нестратифицированными супракрустальными породами, которые произошли за счёт палеопротерозойских ювенильных протолитов, относимых к временному интервалу порядка 2,1–1,91 млрд лет. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. При этом отмечается метаморфическая зональность: степень метаморфизма возрастает в юго-западном направлении от среднетемпературной амфиболитовой фации до высокотемпературной. Супракрустальные толщи петрохимически сходны с островодужными образованиями. Терский террейн во многом сходен с Умбинским террейном, отличаясь только меньшими *P-T* условиями метаморфизма. Его образование (так же как и Умбинского) относится к субдукционной и коллизионной стадиям развития Кольского региона в период 2,1–1,87 млрд лет тому назад [28, 43]. Все эти данные и главным образом ювенильный характер пород Терского блока позволяют включить его во внутреннюю ядерную зону Лапландско-Кольского орогенического пояса.

По геофизическим данным Терский террейн в виде полосы северо-западного простирания достаточно уверенно прослеживается с территории юго-восточной части Балтийского щита в кристаллическом основании сопредельной части Русской плиты. В поле силы тяжести он проявлен полосовой аномалией пониженных значений. В сейсмическом разрезе земной коры (профиль ГСЗ-МОВЗ Белое море–р. Вага («Агат»)) этой гравитационной аномалии соответствует интегрированная трансоровая область с отличными от окружающих сейсмическими параметрами. Следует отметить, что на территории Зимнего Берега Белого моря выделенный нами Терский

террейн, по-видимому, может быть сопоставлен с центральной частью Зимнебережного террейна, рассматриваемого А. В. Самсоновым с соавторами как юго-восточное продолжение в кристаллическом основании Русской плиты палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена [25].

В плитной части изучаемой территории юго-западнее Терского террейна нами выделяется ещё один террейн – Северодвинский. При его выделении использовались геофизические характеристики, проявленные в аномальной структуре гравитационного и магнитного полей, в сейсмическом разрезе по профилю ГСЗ-МОВЗ Белое море–р. Вага («Агат»). Также учитывались представления других исследователей [25, 30] о тектонике раннего докембрия, о составе и возрасте пород кристаллического фундамента (полученные на основе изучения материалов глубокого бурения и ксеногенного корового материала, вынесенного кимберлитами) этой части территории. Согласно всем этим данным, Северодвинский террейн рассматривается в составе юго-восточного продолжения ядерной части Лапландско-Кольского орогена. Он может соответствовать южному флангу Зимнебережного террейна, выделяемого на рассматриваемой территории А. В. Самсоновым с соавторами [25]. Его «слагают кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые парагнейсы, сформированные при разрушении палеопротерозойских источников, на что указывают величины модельных возрастов (TNd (DM) ~ 2,3 млрд лет). Эти метаосадки аналогичны кондалитам Умбинского террейна». Следует отметить, что подобная структура, правда в несколько других границах, выделяется также В. В. Третьяченко [30].

Внешняя Инари-Стрельнинская зона, состоящая из двух блоков – Инари и Стрельнинского, выделяется на стыке ЛБП с Кольским архейским кратоном. По внутреннему строению она представляет собой тектонический коллаж (или «тектоническую смесь») архейских и палеопротерозойских аллохтонных пластин возрастом 2,7 и 1,9 млрд лет [28, 22, 27, 43], а по своей тектонической природе – коллизионную шовную структуру, вдоль которой имеет место сочленение двух крупных тектонических элементов Балтийского щита. Происхождение этой зоны сочленения связано с развитием палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена. По своей природе она аналогична Западной пограничной зоне (рассмотренной выше) Беломорского пояса и представляет собой переработанный и вовлечённый в коллизионные события край Кольского кратона.

В блоке *Инари* совмещены гранито-гнейсы архея и ювенильные известково-щелочные породы островодужного происхождения нижнего протерозоя [22].

Он имеет ограниченное распространение на северо-западе Кольского полуострова, где с северо-востока примыкает к Лапландскому сегменту.

Стрельнинский блок по геологическим данным выделяется на юго-западном замыкании Кольского полуострова, где он сочленяется по надвигу с Терским террейном. На последних схемах Стрельнинский блок противопоставляется ювенильному палеопротерозойскому Терскому террейну [40]. Эта позиция принимается и нами. В отличие от Терского террейна, Стрельнинский блок (как и блок Инари) представляет собой тектонический коллаж палеопротерозойских островодужных и неоархейских пород с возрастом 1,9–2,0 млрд лет и 2,69–2,87 млрд лет. Простирающиеся породы и состав толщ сильно варьируют, причём в ряде обширных участков наблюдается устойчивое северо-восточное простираение. Наконец, основные расслоенные интрузии и щелочные граниты развиты только в Стрельнинском блоке [28, 43].

Результаты выполненного нами с использованием гравиметрических, магнитометрических и сейсмических данных моделирования глубинного строения верхней части земной коры (кристаллического фундамента) территории Зимнего Берега Белого моря совместно с опубликованными [25, 30, 37, 48, 49] данными по исследованиям ксенолитов (коровых, мантийных) из вскрытых здесь кимберлитов и родственных им пород позволили предположить присутствие продолжения Стрельнинского блока (выделенного в пределах Балтийского щита) в кристаллическом фундаменте этой части территории Русской плиты. Большая часть этого блока, скорее всего, здесь выклинивается. Далее на юго-восток он может быть продолжен в виде узкой полосы (см. рис. 1).

В целом Лапландско-Кольский ороген представляет собой типичный коллизионный пояс дивергентного покровного строения, возникший на месте относительно неширокого океана, о чём свидетельствуют палеомагнитные и изотопные данные [3, 43]. Эволюция пояса завершилась субдукцией [37, 49] и коллизией Кольского и Карельско-Беломорского эпипалеозойских континентальных блоков в конце раннего протерозоя, в интервале 1,93–1,9 млрд лет [43], с пиком 1,90–1,91 млрд лет [40], что привело к формированию современной структуры докембрийских образований региона. Эти события сопровождались гранулитовым метаморфизмом и формированием зон пластического сдвигового течения субширотного и северо-западного простирааний [4].

В свою очередь, раннепротерозойские коллизионные события Лапландско-Кольского орогена проявились в Беломорском поясе в тектоно-термальной переработке его пород, включающей наложенные деформации, магматизм, метаморфизм, изотопное омо-

ложение пород. При этом отмечается тектоническая неоднородность палеопротерозойской переработки БП [1] с формированием крупных областей со сравнительно хорошей сохранностью архейской структуры и с практически полной переработкой архейских комплексов.

Следует отметить, что ЛБП сохранял эндогенную активность на всех этапах своего существования, включая постколлизионные и внутриплитные обстановки. Эта черта проявилась здесь в виде рифейского рифтогенеза (система Беломорских палеорифтов), внутриплитного магматизма, новейшей сейсмичности. При этом основная алмазоносность ЛБП связана с проявлениями внутриплитного магматизма.

Рифтовый этап эволюции ЛБП связан с формированием в его пределах системы палеорифтов Белого моря северо-западного простираения – Кандалакшско-Двинского (или Онежско-Кандалакшского), Керецко-Пинежского, Чапомско-Лешуконского [5]. Данная палеорифтовая система заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании. При этом Кандалакшско-Двинский палеорифт унаследовано приурочен к Беломорскому орогеническому поясу (к его северо-восточной периферии), а Керецко-Пинежский палеорифт – к Лапландско-Кольскому коллизионному орогену. Палеорифты разделены выступами кристаллического фундамента и сформированы серией частных грабенов. Грабены имеют различную амплитуду и выполнены комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего–позднего рифея. В палеозое палеорифтовая система Белого моря пережила неоднократную активизацию с широким проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного (в том числе кимберлитового) магматизма и приобрела черты современного континентального рифта.

Следует отметить, что, по данным глубинных сейсмических исследований ГСЗ-МОВЗ, в современных чертах глубинного строения земной коры и верхней мантии рифтогенная природа (обычно выраженная встречным смещением кровли верхней мантии и поверхности кристаллического фундамента) рифейских грабенов Керецко-Пинежского палеорифта не обнаруживается или сильно затуманена последующими тектоническими преобразованиями [19, 20]. Здесь установлен малоамплитудный (порядка 2–4 км) прогиб в поверхности М и нормальные (8,0–8,2 км/с) скорости в подкоровом горизонте верхней мантии. Данное обстоятельство позволило предположить, что во время палеозойской (пострифейской) активизации участок литосферы в области Керецко-Пинежского палеорифта, по-видимому, не испытывал растяжения, наоборот, его эволюция протекала в обстановке двухстороннего (со стороны Онежского

прогиба и Мезенской синеклизы) сжатия. В результате здесь сформировалась линейная тектоническая зона северо-западного простирания, названная Кольско-Полтинской [19, 20]. Кольско-Полтинская зона шириной 125 км прослеживается вдоль Лапландско-Кольского коллизионного орогена (включая его Терский и Стрельнинский террейны) с Кольского полуострова на Зимний Берег Белого моря, далее до р. Полты и далее до р. Вычегды. Зона носит трансформальный характер и выделяется по ряду характеристик, довольно контрастно проявленных как на глубинных сейсмических разрезах (по данным ГСЗ-МОВЗ), так и в аномальной структуре потенциальных геофизических полей. Она также имеет плановое совмещение с малоамплитудным палеоподнятием в ранне-среднепалеозойских отложениях платформенного чехла (того же северо-западного простирания), разделяющим области преимущественного прогибания Мезенской синеклизы и Онежского прогиба. Интересно отметить, что именно к этой структуре приурочены проявления среднепалеозойских в различной степени алмазоносных кимберлитов (в том числе и промышленно алмазоносных месторождений им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба) и родственных им пород Зимнего и Терского Берегов Белого моря. Следует отметить, что подобные глубинные линейные структуры выделяются в литосфере и других древних платформах. В зарубежной литературе они получили название «кимберлитовых коридоров». При этом именно таким структурам отводится ведущая роль в контроле промышленно алмазоносных кимберлитовых полей.

Внутриплитный магматизм и алмазоносность ЛБП. В пределах ЛБП на сегодняшний день установлены рифейские, вендские и среднепалеозойские проявления внутриплитного магматизма.

Магматизм рифея–венда связан с авлакогенным этапом развития Восточно-Европейской платформы и байкальской складчатостью. Он представлен средне-позднерифейскими телами и дайками основного состава, вскрытыми на Кольском полуострове в пределах Стрельнинского и Терского блоков Лапландско-Кольского орогена; Солозерским (верхнерифейским) и Войозерским (верхневендским) трапповыми комплексами, развитыми в Онежском грабене Кандалакшко-Онежского палеорифта, который, в свою очередь, приурочен к Беломорскому орогену. К этому же периоду относятся расположенные в Лапландско-Кольском орогене родственные кимберлитам проявления магматизма: рифейские (1719 ± 8 млн лет) дайки оливин-диопсид-флогопитовых и диопсид-флогопит-калишпатовых лампроитов Порьягубского комплекса; маломощные (от 1 см до 18 см) тела Зимнебережных поздневендских ($564 \pm$

10 млн лет) калиевых известково-щелочных лампрофиров типа минетты [36]. Данные породы неалмазоносны.

Магматические комплексы среднего палеозоя связаны с влиянием каледонской и герцинской складчатости. Они представлены образованиями щелочной и щелочно-ультраосновной формаций Кольской щелочной карбонатитовой провинции и Терского Берега Кольского полуострова, а также щелочно-ультраосновным и основным магматизмом юго-восточного побережья Белого моря.

Ареал магматических образований *Кольской щелочной карбонатитовой провинции* распространяется в пределы северо-западной части ЛБП со стороны Кольского кратона. Он охватывает северо-западную часть Кольского полуострова и близлежащие районы Восточной Финляндии. Кольская щелочная провинция включает более двадцати в основном карбонатитовых интрузий, два гигантских массива нефелиновых сиенитов и многочисленные тела (дайки, трубки взрыва) различных щелочно-ультраосновных и щелочных пород: мелилититов, нефелинитов, ультраосновных лампрофиров, карбонатитов, фоскоритов и др. Непосредственно в пределах ЛБП находятся такие щелочные массивы, как Ковдорский, Нива, Маврогуба, Лесная, Озерная Вараки, Турьинский и некоторые другие. Обращает на себя внимание тот факт, что магматизм данной щелочной провинции практически не распространяется на территорию Карельского архейского кратона, а в пределах ЛБП – юго-западнее Турьего мыса на побережье Кандалакшского залива. Все проявления магматизма в пределах провинции сформировались в позднем девоне в относительно узком временном интервале 380–360 млн лет.

Магматические образования Кольской щелочной карбонатитовой провинции полностью неалмазоносны. Все *проявления установленного на сегодняшний день в различной степени алмазоносного (в том числе и промышленно алмазоносного) среднепалеозойского магматизма* сосредоточены юго-восточнее неё – на Терском Берегу Кольского полуострова и на юго-восточном побережье Белого моря. При этом, необходимо подчеркнуть, что в структуре ЛБП они приурочены к его палеопротерозойской ветви – Лапландско-Кольскому коллизионному орогену. В пределах последнего их позиция контролируется Кольско-Полтинской глубинной тектонической зоной (включающей Терский и Стрельнинский террейны и совмещённой с Керещко-Пинежским палеорифтом палеорифтовой системы Белого моря).

На *Терском берегу Белого моря* известно около 60 трубообразных, дайкообразных и штокообразных тел, сложенных образованиями щелочно-ультраосновной

формации: слюдяными кимберлитами, оливиновыми и оливин-пироксеновыми мелилититами, ультраосновными фойдитами. Алмазы выявлены в двух кимберлитовых трубках – Ермаковская-7 (131 алмаз) и Ермаковская-20 (5 зёрен алмазов) [12]. Среди алмазов преобладают мелкие индивиды (0,1–0,4 мм). Алмазы крупнее 0,5 мм редки, но наличие осколков свидетельствует о раскалывании более крупных зёрен. Алмазы имеют октаэдрическую форму, бесцветны, обладают сине-голубой люминесценцией. Из глубинного материала в кимберлитах также присутствуют оливин, отдельные зёрна хромшпинелида, пирропа и хромдиоксида. Следует отметить, что в мелилититах из глубинных минералов присутствуют только редкие зёрна хромшпинелида и хромдиоксида. Для кимберлитов Терского Берега выполненные в последнее время $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования флогопитов алмазосодержащей трубки Ермаковская-7 показали возраст $375,0 \pm 2,5$ и $372,6 \pm 2,5$ млн лет [39]. Выполненные же ранее К-Аг датировки давали цифры 382 ± 14 млн лет [42] и 337–382 млн лет [16], а возраст кимберлитов, по данным Rb-Sr-изохронного метода, определялся как 465 ± 12 млн лет [12].

Пространственно (по отношению к структурным элементам ЛБП) магматические образования Терского Берега приурочены к внутренней зоне Лапландско-Кольского орогена. При этом наблюдается латеральная зональность в распределении магматизма: с юго-востока на северо-запад слюдяные убогоалмазоносные кимберлиты, приуроченные к Терскому террейну, последовательно сменяются телами неалмазоносных оливиновых и оливин-пироксеновых мелилититов, ультраосновных фойдитов, которые располагаются в пределах преимущественно Умбинского (в непосредственной близости от щелочно-ультраосновного с карбонатитами массива Турьего мыса) и Колвицкого террейнов.

Магматические комплексы юго-восточного побережья Белого моря развиты на Зимнем Берегу Белого моря и на Онежском полуострове. Они включают более сотни проявлений раннегерцинских вулканических образований различной формационной принадлежности, которые образуют территориально-сближенные сообщества тел, характеризующихся разнообразием степени алмазоносности, вещественного состава, геологического строения, возрастной позиции, свойств основных минералов спутников алмаза, типоморфных свойств алмаза, как из слабо- и убогоалмазоносных тел, так и из месторождений [13, 30]. По данным В. В. Третьяченко [30], эти магматические образования по своим типоморфным особенностям могут быть подразделены на два крупных региональных формационных таксона: щелочно-ультраосновную формацию Юго-Восточного Бело-

морья и Союна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс.

Щелочно-ультраосновная формация Юго-Восточного Беломорья включает в себя около 90 магматических тел (трубок взрыва и субинтрузивных тел кимберлитов и конвергентных пород). Практически общепринятым является выделение здесь двух основных серий (типов) пород: глинозёмистой (Al) и железо-титанистой (Fe-Ti), в составе которых, в свою очередь, выделяется ряд магматических комплексов [13, 30]. В составе глинозёмистой серии объединяются кимберлиты и пикриты Золотицкого и Верхотинского комплексов, фельдшпатоидные пикриты и оливиновые мелилититы Чидвинско-Ижмозерского, Ненокского и Суксомского комплексов. К железо-титанистой серии относятся кимберлиты и беспироксеновые щелочные пикриты Черноозерского, Кепинского, Мегорского, Мельского комплексов (см. рис. 1).

Вскрытые к настоящему времени промышленно алмазоносные кимберлиты входят в состав глинозёмистого (Al) Золотицкого (месторождение им. М. В. Ломоносова) и железо-титанистого (Fe-Ti) Черноозёрского (месторождение им. В. Гриба) комплексов. Верхотинский, Кепинский, Мегорский, Чидвинско-Ижмозерский комплексы включают как неалмазоносные, так и убогоалмазоносные тела. Алмазоносность магматических образований Мельского, Суксомского, Ненокского комплексов не установлена.

Золотицкий комплекс включает 10 кимберлитовых трубок (Первомайская, Белая, Кольцовская, им. Ломоносова, Поморская, Пионерская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Архангельская, Снегурочка), расположенных линейно в виде цепочки субмеридионального простириания. Шесть из этих трубок – Архангельская, Карпинского-1 (объединяемых в южную группу трубок), Карпинского-2, Пионерская, Поморская и им. Ломоносова (объединяемых в северную группу трубок) – принадлежат месторождению алмазов им. М. В. Ломоносова. Все трубки месторождения являются в той или иной мере среднеалмазоносными. Для остальных тел Золотицкого комплекса характерна слабая алмазоносность.

Черноозёрский комплекс представлен на сегодняшний день одной промышленно алмазоносной кимберлитовой трубкой – месторождением алмазов им. В. Гриба. Среднее содержание алмазов здесь несколько превышает алмазоносность трубок месторождения им. М. В. Ломоносова.

В результате минералогических исследований алмазов месторождений им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба [13] установлено, что соотношения алмазов эцлогитового и ультраосновного парагенезисов различаются для трубок Южной группы (Архангельская,

им. Карпинского-I), Северной группы (Поморская, Пионерская) месторождения им. М. В. Ломоносова и трубки им. В. Гриба. Трубки Южной группы характеризуются значительной долей алмазов эклогитового парагенезиса при подчинённом значении алмазов ультраосновного парагенезиса. В отличие от Южной группы, для трубок Северной группы тел характерно доминирование алмазов высокотемпературной ультраосновной генерации. Аналогично трубкам Северной группы тел большинство алмазов из трубки им. В. Гриба, судя по включениям в них, могут быть отнесены к алмазам ультраосновной генерации. При этом характерным отличием от алмазов из трубок Северной группы, где преобладают додекаэдровиды с высокой степенью травления и коррозии, можно назвать доминирование здесь кристаллов октаэдрического габитуса при несколько меньшем количестве додекаэдров. Приведённые данные, по-видимому, могут свидетельствовать о различии в их тектонической позиции и в связи с этим в условиях образования и сохранности алмазов в литосфере в пределах областей с рассмотренными проявлениями алмазоносного магматизма. В нашей интерпретации кимберлитовые трубки месторождения им. М. В. Ломоносова расположены в пределах ядерной части (в Терском блоке) Лапландско-Кольского орогена, а трубка им. В. Гриба находится в пределах его внешней, Стрельнинской зоны.

Сояна-Пинежский долерит-базальтовый комплекс объединяет в себе три группы трубок долерито-базальтов: Соянскую, Ковальгско-Полтозерскую и Чуплега-Пинежскую. Единичные находки ксеногенных алмазов в базальтоидах позволяют сделать вывод об убогой алмазоносности пород данного комплекса [14].

На основании комплексного анализа материалов по возрасту литокластов нижнего палеозоя и растительных остатков в трубках взрыва, а также результатов изотопных датировок пород рядом исследователей [29, 31, 32] установлено, что щелочно-ультраосновные комплексы и базальтоиды Зимнего Берега и Онежского полуострова были сформированы в два этапа: Кепинский, Мегорский, Мельский комплексы и Нёнокский, Чидвинско-Ижмозёрский, Суксомский, Сояна-Пинежский комплексы с неалмазоносным и убогоалмазоносным магматизмом были сформированы в пражско-раннефранское время (410–380 млн лет); промышленно алмазоносные Золотицкий и Черноозёрский комплексы, а также убогоалмазоносный Верхотинский комплекс отнесены к позднефранско-ранневизейскому времени (375–340 млн лет). Следует отметить, что сходные показатели возраста пород, как было показано выше, установлены для щелочных и щелочно-ультраосновных магматических образований неалмазоносной Кольской щелочной карбо-

натитовой провинции и Терского Берега Кольского полуострова со слабоалмазоносными кимберлитами. Также рядом исследователей [13, 30] отмечается, что продуктивная позднефранско-ранневизейская эпоха является близким возрастным аналогом эпохи внедрения промышленно алмазоносных трубок Мало-Ботуобинского района и Алаakitского, Далдынского, Верхнемунского кимберлитовых полей Западной Якутии. Выделенная самая ранняя пражско-раннежизетская эпоха (410–390 млн лет, исходя из возраста тр. Нюрбинская – $399,6 \pm 4,6$ млн лет [23]) в принципе соответствует эпохе формирования трубок Накынского поля ЯАП.

О тектонической природе Лапландско-Беломорского пояса. Как уже указывалось, в данной работе мы придерживаемся необходимости рассмотрения Беломорид и Лапландско-Кольского орогена в составе единого Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса. Это особый тип глобальных тектонических структур. Как показали проведённые исследования данных структур [8], они обладают рядом характерных свойств: метаморфизмом пород в гранулитовой и высокой степени амфиболитовой фаций, существенно коллизионной внутренней покровно-складчатой структурой, поперечной тектонической зональностью с присутствием внешних зон – переработанных частей смежных кратонов, полициклическостью и полиметаморфизмом и, как следствие этого, тектоно-термальной переработкой пород более древних по отношению к конкретному проявлению метаморфизма и деформаций. При этом подчёркивается их коллизионная межконтинентальная тектоническая природа. Гранулитогнейсовый пояс – структуры перманентной мобильности, сохраняющие эндогенную активность на всех этапах своего существования, включая постколлизионные и внутриплитные обстановки. Данный тип структур распространён на всех континентах. К их числу относятся пояса: Лимпопо, Джугджуро-Становой, Итабуна-Курака, Гренвильский, Транссеверокитайский, Восточно-Гатский, Намаквайский, Масгрейв, Олбени Фрезер, Свеконорвежский, Мозамбикский, Рибейра, Ливийско-Нигерийский и др.

По своей тектонической природе гранулитогнейсовый пояс являются антиподами стабильных архейских кратонов, то есть в плане коренной алмазоносности попадают в разряд так называемых «исключений» из эмпирически установленного «правила Клиффорда» (главного критерия алмазоносности). Вместе с тем внекратонные обстановки не исключают присутствия в них коренных месторождений алмазов [9]. Примером в этом отношении является пояс Лимпопо Южной Африки, в пределах которого расположен ряд промышленно алмазоносных полей

мезопротерозойского (Лерала) и раннепалеозойского (Ривер Ранч, Венишия, Оак) возрастов. Следует отметить, что литосфера пояса Лимпопо имеет мощность около 200 км и крайне деплетирована, алмазы содержат преимущественно эклогитовые включения [41]. Возможно в близкой тектонической обстановке шло формирование крупного месторождения алмазов Орапа, располагающегося в северо-восточной Ботсване в районе сочленения складчатого пояса Магонди, кратона Зимбабве и пояса Лимпопо. Одни исследователи помещают его в краевую часть кратона Зимбабве [46], другие – в пояс Магонди [45]. Мощность литосферы здесь составляет порядка 200–210 км. В кимберлитах Орапа содержатся ксенолиты эклогитов. Другим примером алмазоносных кимберлитов среди гранулитов могут служить трубки Мбужи Майи в Демократической республике Конго, прорывающие высокобарические гранулитовые гнейсы щита Касаи возрастом 2400 млн лет и содержащие эклогиты в ксенолитах [44], а также кимберлиты Кентукки и Пенсильвании, расположенные на гренвилевском гранулитовом фундаменте. При этом следует отметить, что Гренвилевский пояс обладает исключительно мощной (> 200 км) протерозойской литосферой.

В свете указанной выше межконтинентальной коллизионной природы ЛБП представляется справедливым предположение, высказанное А. В. Самсоновым с соавторами [25], что, согласно межконтинентальной коллизионной модели гранулитово-гнейсовых поясов, в ходе коллизии архейских литосферных блоков (континент–континент) уже в раннем докембрии могло происходить формирование так называемых алмазоносных литосферных корней (алмазоносных килей) в основании мощной субконтинентальной литосферной мантии.

Присутствие подобных неоднородностей (их «следов») предполагается и в литосфере Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов [19–21, 25, 35 и др.].

Особенности глубинного строения литосферы Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов. В ряде работ [19–21] при выявлении литосферных неоднородностей рассматриваемого региона был использован комплекс глубинных геофизических предпосылок (косвенных геофизических факторов), которые по аналогии с другими алмазоносными регионами Мира являются их индикаторами. Выделение данных индикационных предпосылок проводилось на основе анализа и обобщения интерпретационных материалов (полученных в разные годы многими организациями и исследователями): глубинных сейсмических, геотермических, магнитотеллурических исследований; по геологии

и тектонике Лапландско-Беломорского пояса; по исследованиям ксенолитов (коровых, мантийных) из кимберлитов; результатов интерпретации аномальных особенностей потенциальных (гравитационного, магнитного) полей. При этом рассматривались и сопредельные с Лапландско-Беломорским поясом территории. Выделение тех или иных неоднородностей литосферы реализовывалось по комплексу глубинных геофизических характеристик (факторов) в режиме сопоставления, увязки и корректировки всей используемой совокупности разноплановой и разномасштабной геолого-геофизической информации.

В результате в изучаемом регионе по комплексу проанализированных данных была выделена региональная (площадью порядка 600 тыс. км²) область литосферы с мощной холодной литосферной мантией, прослеживающейся по крайней мере до глубин 200–250 км (в поле стабильности алмаза) (рис. 2). Сделано предположение, что выделенная структура может соответствовать литосферному мантийному корню (или «килю»), который по аналогии с другими алмазоносными регионами может рассматриваться как область древней алмазоносной мантии. Данное предположение подтверждается результатами исследования мантийных ксенолитов из разновозрастных кимберлитов [13, 24, 25, 37, 47–49 и др.]: восточной Финляндии, Кимозерского тела, Зимнего Берега. По этим данным устанавливается присутствие в низах литосферы (до глубин порядка 200 км и более) алмазоносной деплетированной мантии архейского возраста. В современной структуре докембрийского фундамента эта область алмазоносной мантии охватывает большие части Карельского, Кольского кратонов и разделяющего их ЛБП. В пределах данной области алмазоносной мантии расположены практически все (за исключением Тиманских) проявления разновозрастного и в различной степени алмазоносного (в том числе и промышленно алмазоносного) кимберлитового и родственного ему магматизма севера Восточно-Европейской платформы.

Следует отметить, что подобные структуры также наблюдаются в литосфере ряда алмазоносных регионов. Например, в Южной Африке мантийный киль (область алмазоносной мантии) располагается под древними кратонами Зимбабве и Каапваль и разделяющим их гранулитово-гнейсовым поясом Лимпопо. Такая же ситуация наблюдается и в литосфере Сибирской платформы, в Якутской алмазоносной провинции.

Учитывая изложенные выше взгляды на историю тектонического развития рассматриваемого региона, а также данные по изучению ксеногенного материала, вынесенного кимберлитами [13, 25, 37, 47, 49 и др.], можно сделать ряд предположений.

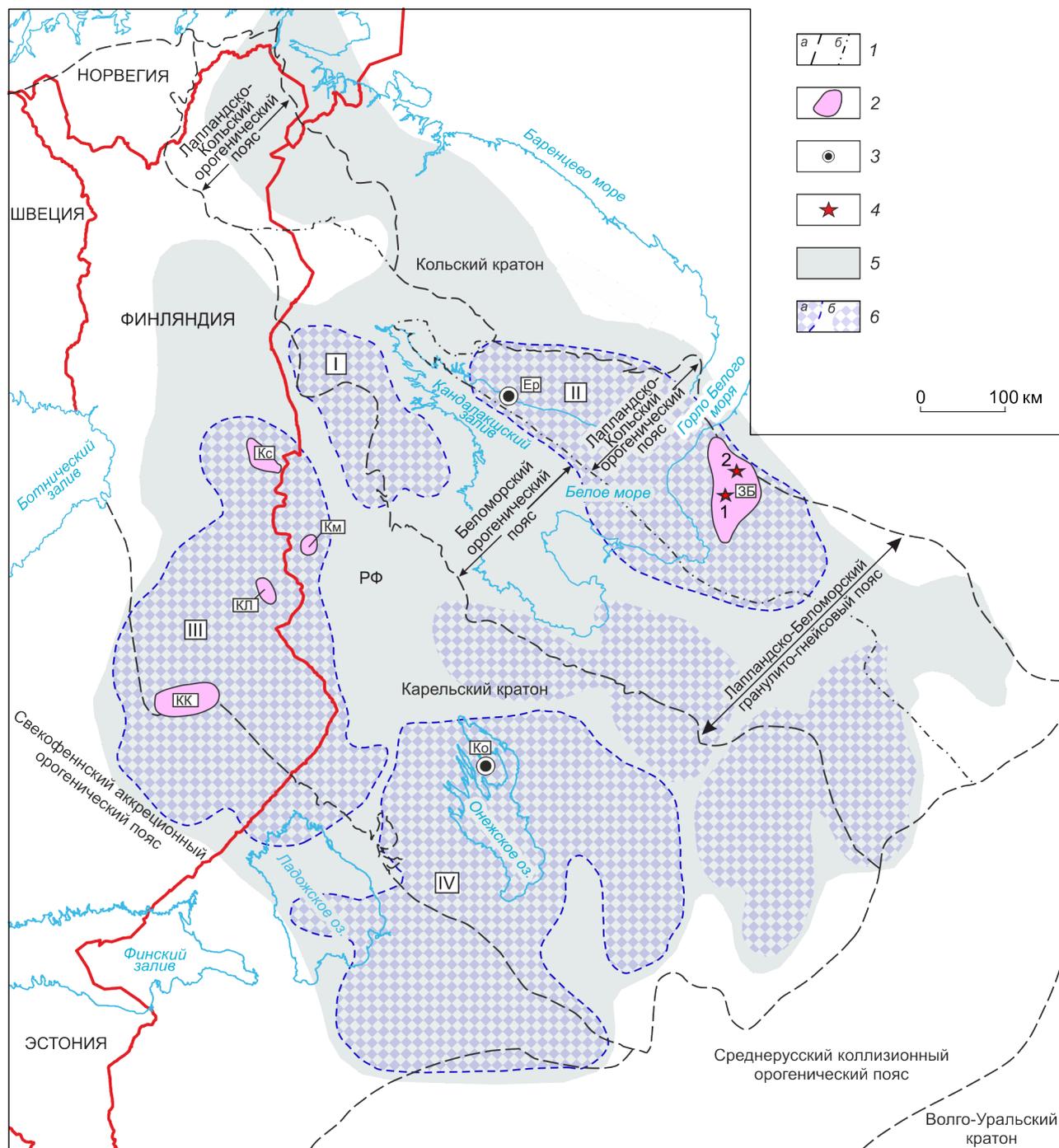


Рис. 2. Положение литосферного корня, выделенного по комплексу геолого-геофизических предпосылок на севере Восточно-Европейской платформы:

1 – границы тектонических структур: а – 1-го и б – 2-го порядков (орогенических поясов в составе Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса); 2–4 – проявления алмазоносного кимберлитового (лампроитового) магматизма: 2 – поля–районы (ЗБ – Зимнебережный, Кс – Куусамо, Км – Костомукшское, КЛ – Кухмо-Ленттиира, КК – Куопио-Каави), 3 – отдельные проявления убогоалмазоносных кимберлитов (Ер – Ермаковские Терского Берега, Ко – Кимозера), 4 – промышленно алмазоносных кимберлитов месторождений им. М. В. Ломоносова (1) и им. В. Гриба (2); 5 – область литосферного корня (древней алмазоносной мантии), выделенная по комплексу геолого-геофизических предпосылок; б – алмазоперспективные территории ранга алмазоносных (потенциально алмазоносных) субпровинций, выделенные по комплексу глубинных геофизических предпосылок: а – перспективность которых подтверждена прямыми признаками алмазоносности (I – Северо-Карельская, II – Кольско-Беломорская (Архангельская), III – Западно-Карельская, IV – Южно-Карельская), б – с неоднозначными прямыми признаками алмазоносности

Выделенный алмазоносный киль (область алмазоносной мантии) мог сформироваться ещё в архее в процессе коллизии двух стабильных блоков континентальной коры – Кольско-Норвежского и Фенно-Карельского (разделённых океаническим бассейном) – с созданием Кольско-Карельского палеоконтинента. Сформированный в архее алмазоносный мантийный киль не мог оставаться в абсолютно «законсервированном» состоянии, подвергаясь воздействию разнообразных деструктивных процессов постархейского возраста. При этом в раннем протерозое в ходе тектонических процессов, связанных с формированием свекофеннской складчатой области и Лапландско-Кольского коллизионного орогена, с одной стороны, могла произойти частичная метаморфическая модификация сформированного в архее мантийного килья. С другой стороны, в литосферной мантии самого Лапландско-Кольского орогена могли быть созданы условия, обеспечивающие продолжение образования (роста, дорастания) кристаллов алмаза. В процессе последующих этапов тектонического развития (связанных с заложением и развитием рифейской палеорифтогенной системы, байкальской складчатости и др.) литосфера рассматриваемого региона, по-видимому, претерпела интенсивную эндогенную переработку с весьма интенсивным проявлением процессов «горячего» расплавленного метасоматоза. Это способствовало уничтожению (агрессивному растворению, разрушению) алмазов в мантии. Однако даже в этом случае не происходило полного разрушения алмазоносной литосферной мантии, и, вероятно, сохранились её реликтовые блоки, с которыми и могут быть связаны перспективы коренной алмазоносности в Карело-Кольском регионе, включая территорию ЛБП. В минерагеническом плане территории этих литосферных блоков могут быть сопоставлены с алмазоносными (потенциально алмазоносными) субпровинциями.

В литосфере Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов по комплексу косвенных геолого-геофизических факторов (предпосылок) выделяется ряд областей, которые по своим характеристикам по аналогии с другими алмазоносными регионами могут соответствовать таким реликтовым блокам [19–21] (см. рис. 2). Однако вывод о правомочности такой интерпретации геофизических данных может быть сделан только по наличию связанных с территориями этих областей тех или иных прямых признаков алмазоносности: проявлений в различной степени алмазоносного кимберлитового и родственного ему магматизма; соответствующих петрохимических характеристик и возрастных определений мантийных ксенолитов, вынесенных этими магматическими проявлениями; ореолов и находок

минералов-индикаторов кимберлитов алмазоносной ассоциации; находок алмазов и др.

Перспективы коренной алмазоносности непосредственно ЛБП могут быть связаны с двумя такими реликтовыми блоками с алмазоносной мантией (с их территориями), выделенными по комплексу глубинных геофизических предпосылок и подтверждёнными прямыми признаками алмазоносности – Северо-Карельским и Кольско-Беломорским (Архангельским) (см. рисунки 1, 2).

Территория Северо-Карельского литосферного блока (сопоставляемая с одноимённой субпровинцией) охватывает приграничные районы Карелии и Мурманской области. В структуре раннедокембрийского фундамента она приурочена к внешней западной зоне Беломорского неорархейского коллизионного орогена (Беломорского пояса), входящего в состав ЛБП. Проявления кимберлитового или лампроитового магматизма здесь пока не вскрыты. Однако имеющиеся минералогические данные свидетельствуют о возможном присутствии в пределах этой площади алмазоносных магматических тел.

Территория Кольско-Беломорского литосферного блока (сопоставляемая с одноимённой или Архангельской алмазоносной субпровинцией) охватывает южную часть (включая Терский Берег Белого моря) юго-восточного замыкания Кольского полуострова и большую часть Юго-Восточного Беломорья. В геотектоническом плане в структуре раннедокембрийского фундамента она располагается в пределах Лапландско-Кольского палеопротерозойского коллизионного орогена, также выделяемого в составе ЛБП. В её пределах находятся все вскрытые проявления в различной степени алмазоносных (в том числе промышленно алмазоносных месторождений им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба) и неалмазоносных среднепалеозойских кимберлитов и родственных им пород Терского Берега Белого моря и Юго-Восточного Беломорья. По данным исследований мантийных ксенолитов из ряда тел кимберлитов и включений в алмазах [25, 37, 48, 49], литосферная мантия здесь имеет гетерогенное строение. В низах литосферы (до глубин порядка 200 км и более) отмечается присутствие алмазоносной деплетированной мантии архейского возраста. Также имеются минералогические данные, которые позволяют сделать предположение о наличии в пределах данной территории новых, ещё не вскрытых тел алмазоносных кимберлитов. В пределах территории Кольско-Беломорского литосферного блока позиция алмазоносного магматизма Терского и Зимнего берегов контролируется охарактеризованной выше Кольско-Полтинской глубинной тектонической зоной, прослеживающейся вдоль северной части Лапландско-Кольского коллизионного

орогена (включая его Терский и Стрельненский террейны). По-видимому, именно эта часть данной территории является наиболее перспективной на вскрытие новых проявлений алмазоносного магматизма.

Следует отметить, что в пределах ЛБП по комплексу глубинных геофизических предпосылок выделен ещё ряд областей литосферы, которые по своим характеристикам по аналогии с другими алмазоносными регионами могут соответствовать реликтовым блокам с алмазоносной мантией (см. рис. 2). Однако имеющиеся здесь прямые признаки алмазоносности неоднозначны. Связь находок минералов-индикаторов кимберлитов и алмазов именно с данными территориями неочевидна.

В качестве общетеоретических предпосылок возможного обнаружения проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма в пределах ЛБП можно назвать (как это было показано выше) присутствие коренных месторождений алмазов в других аналогичных структурах.

Заключение.

В данной работе Беломорский и Лапландско-Кольский орогенические пояса рассмотрены в их генетической связи в составе единого Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса – глобальной тектонической структуры коллизионной межконтинентальной тектонической природы, аналоги которой присутствуют практически на всех континентах.

В литосфере Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов с использованием комплекса глубинных геофизических предпосылок (кос-

венных геофизических факторов), а также данных исследований мантийных ксенолитов из разновозрастных кимберлитов выделена область с мощной холодной литосферной мантией, сопоставляемая с литосферным мантийным корнем. По аналогии с другими алмазоносными регионами она может рассматриваться как область древней (архейской) алмазоносной мантии.

Сделано предположение, что сформированный в архее алмазоносный мантийный корень не мог оставаться в абсолютно «законсервированном» состоянии, подвергаясь воздействию разнообразных деструктивных процессов постархейского возраста. Однако даже в этом случае не происходило полного разрушения алмазоносной литосферной мантии и, вероятно, сохранились её реликтовые блоки, с которыми и связываются алмазоносность и перспективы коренной алмазоносности Лапландско-Беломорского пояса и окружающих его регионов.

Перспективы коренной алмазоносности непосредственно ЛБП связываются с двумя реликтовыми блоками с алмазоносной мантией, выделенными по комплексу глубинных геофизических предпосылок и подтверждёнными прямыми признаками алмазоносности – Северо-Карельским и Кольско-Беломорским (Архангельским).

Рассмотрение ЛБП как типичного гранулитогнейсового пояса позволяет благоприятно оценить перспективы его алмазоносности при сравнении с известными аналогичными алмазоносными структурами такого типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азимов П. Я., Слабунов А. И., Степанова А. В., Серебряков Н. С., Бабарина И. И. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические свидетельства коллизии «континент-континент» // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции. – Петрозаводск, 2017. – С. 13–17.
2. Бабарина И. И., Степанова А. В., Азимов П. Я. и др. Тектоническая неоднородность юго-западного форланда Лапландско-Кольского орогена (центральная часть Беломорской провинции Фенноскандинавского щита) // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции. – Петрозаводск, 2017. – С. 13–17.
3. Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: Террейновый анализ // Геотектоника. – 1998. – № 2. – С. 16–28.
4. Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В., Сибелов О. С. Кинематика главных деформаций при раннедокембрийском орогенезе и экзгумации эклогитов на северо-востоке Балтийского щита // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. – С. 34–37.
5. Балувев А. С., Журавлёв В. А., Терехов Е. Н., Пржиялговский Е. С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1 500 000). – М.: ГЕОС, 2012. – 104 с.
6. Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. – 2004. – № 3. – С. 227–244.
7. Божко Н. А. Беломорско-Лапландский пояс в ряду перманентно-мобильных гранулитогнейсовых поясов Земли // Материалы научной конференции: Беломорский

- подвижный пояс и его аналоги. – Петрозаводск, 2005. – С. 119–121.
8. *Божко Н. А.* Гранулитно-гнейсовые пояса: геодинамический аспект // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2018. – № 4. – С. 13–23.
 9. *Божко Н. А.* Тектонические обстановки локализации алмазоносных кимберлитов за пределами архейских кратонов // Руды и металлы. – 2006. – № 1. – С. 31–41.
 10. *Володичев О. И., Максимов О. А.* Гридинский неархейский эклогитосодержащий комплекс: проблемы геодинамики, образования и развития // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. – С. 58–61.
 11. *Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В.* и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. – 2004. – Т. 12, № 6. – С. 609–631.
 12. *Гавриленко Б. В.* Минерагеня благородных металлов и алмазов северо-восточной части балтийского щита // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – М., 2003. – 399 с.
 13. *Гаранин В. К., Криулина, Г. Ю., Гаранин К. В., Самосоров Г. Г.* Архангельские алмазы. Новые данные. – М.: МГУ, 2018. – 260 с.
 14. *Гаранин В. К., Копчиков М. Б., Веричев Е. М., Головин Н. Н.* Новые данные о морфологии алмазов из толеитовых базальтов Зимнебережного района Архангельской алмазоносной провинции // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2008. – № 2. – С. 64–67.
 15. *Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы.* – М.: ГЕОС, 2010. – Т. 1–2. – 400 с.
 16. *Калинкин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В.* Кимберлиты и родственные породы Кольского полуострова // Петрология. – 1993. – Т. 1, № 2. – С. 205–214.
 17. *Миллер Ю. В.* Беломорский подвижный пояс Балтийского щита // Региональная геология. – 2006. – № 27. – С. 5–14.
 18. *Миллер Ю. В., Милькевич Р. И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. – 1995. – № 6. – С. 80–92.
 19. *Прусакова Н. А.* Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель Зимнебережного кимберлитового поля // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 2004. – 167 с.
 20. *Прусакова Н. А.* Элементы глубинного строения литосферы севера Восточно-Европейской платформы, контролирующие локализацию кимберлитового магматизма // Материалы Международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина «Современное состояние наук о Земле». – М., 2010. – С. 1517–1521.
 21. *Прусакова Н. А., Громцев К. В., Лаптев М. М.* Особенности глубинного строения Беломорско-Лапландского гранулитно-гнейсового пояса в связи с оценкой перспектив его алмазоносности // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (17–19 апреля 2019 г.). Сб. тезисов докладов IX международной научно-практической конференции. – М.: ЦНИГРИ, 2019. – С. 40–41.
 22. *Ранний докембрий Балтийского щита* // Гл. ред. В. А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005. – С. 711.
 23. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Гриффин В. Л.* Распределение редких элементов в глубинных минералах кимберлитов как признак плюмовых процессов на севере Русской платформы // Труды IX международного семинара. Глубинный магматизм, его источники и плюмы. – Миасс, 2009. – С. 135–170.
 24. *Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Сальникова Е. Б.* и др. Изотопная геохимия и геохронология палеопротерозойских метакимберлитов Кимозерского проявления (Центральная Карелия) // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». – Т. II. – СПб.: ИГГД РАН, 2009. – С. 158–161.
 25. *Самсонов А. В., Третьяченко В. В., Спиридонов В. А.* и др. Палеопротерозойский коллизионный ороген в фундаменте Архангельской провинции: альтернатива правилу Клиффорда и новый критерий прогноза локализации алмазоносных кимберлитов // Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути её повышения. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). – Мирный, 2018. – С. 166–169.
 26. *Сидоров М. Ю., Щипанский А. А.* Фазы углерода в УНР эклогитах и эклогитовых породах Беломорской провинции: результаты исследований методом рамановской спектроскопии // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. – С. 224–228.
 27. *Слабунов А. И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск, 2008. – 294 с.
 28. *Строение и динамика литосферы Восточной Европы* // Результаты исследований по программе EUROPROBE. – Т. 2. – М.: Геокарт, 2006. – 736 с.
 29. *Толмачёва Т. Ю., Алексеев А. С., Реймерс А. Н.* и др. Ордовикские конодонты в ксенолитах кимберлитовых трубок Юго-Восточного Беломорья // Палеострат-2008. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества. Программа и тезисы докладов. – М., 2008. – С. 55–58.
 30. *Третьяченко В. В.* Архангельская кимберлит-пикритовая область (особенности формационного состава, геотектонической позиции и минерагенического районирования, прогноз алмазоносности) // Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические

- пути её повышения. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ – НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). – Мирный, 2018. – С. 199–209.
31. Третьяченко В. В. Минерагеническое районирование кимберлитовой области Юго-Восточного Беломорья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 2008. – 220 с.
 32. Третьяченко В. В. Тектоническая позиция раннегерцинских вулканических комплексов Юго-Восточного Беломорья в системе структур рифея–раннего венда // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XV геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 2009. – С. 328–332.
 33. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.
 34. Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника. Докембрий. – М.: Недра, 1988. – 382 с.
 35. Щипанский А. А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. – 2012. – № 2. – С. 42–64.
 36. Щукин В. С., Саблуков С. М., Саблукова Л. И. Поздневендский азральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов: труды XI Междунар. семинара. – Владивосток, 2002. – С. 151–165.
 37. Щукина Е. В., Агашев А. М., Головин Н. Н., Похиленко Н. П. Эквигранулярные эклогиты из кимберлитовой трубки им. В. Гриба: свидетельства палеопротерозойской субдукции на территории Архангельской алмазоносной провинции // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 462. – С. 208–212.
 38. Ю Хуанглу, Джанг Лифей, Вей Чундинг, Ли Сяоли, Гуо Джунгуи. Возраст и P-T условия формирования эклогитов Гридино, Беломорская провинция, Россия // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. – С. 287–288.
 39. Arzamastsev A. A., Travin A. V. and Arzamastseva L. V. Final episode of Palaeozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope Dating of Diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola // Svekalapko, Europrobe project, 6th Workshop Lammi, Finland. – 2001. – P. 4.
 40. Balagansky V. V., Gorbunov L. A., Mudruk S. V. Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, Northern-Fennoscandian // Baltic shield. Precambrian high-grade mobile belts. Extended abstracts. – Petrozavodsk: KRC RAS, 2014. – P. 7–10.
 41. Barton Jr. J. M., Barnett W. P., Barton E. S. et al. The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipes, Limpopo Belt, South Africa: A complex interplay of nappe tectonics and granitoid magmatism // South African Journal of Geology. – 2003. – V. 106. – № 2–3. – P. 109–128.
 42. Beard A. D., Downes H., Hegner E. et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1998. – V. 130. – № 3–4. – P. 288–303.
 43. Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse V. J. The Lapland-Kola orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Gee D. G., Stefenson R. A. (eds). European Lithosphere Dynamics Geological Society, London memoirs, 32. – 2006. – P. 579–598.
 44. El Fadili S., Demaiffe D. Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji-Mayikimberlites (Kasai, Congo): the significance of kyanite-omphacite intergrowths // In: Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD, Richardson SH (eds) Proceedings of the 7th international kimberlite conference, National Book Printer, Cape Town. Goodwood, South Africa. – 1999. – P. 205–213.
 45. Field M., Stiefenhofer J., Robey J. and Ku S. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review // Ore Geology Reviews 34 (2008). – P. 33–75.
 46. Khoza D., Jones A. G., Muller M. R. et al. The SAMTEX team. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data // Precambrian Research 226 (2013). – P. 143–156.
 47. Lehtonen M., O'Brien H. Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on P–T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites // Bull. Geol. Soc. Finland. – 2009. – V. 81. – P. 79–102.
 48. Malkovets V., Taylor L., Griffin W. L. et al. Cratonic conditions beneath Archangelsk, Russia: garnet peridotites from the Gribkimberlites // 8 Inter. Kimberlite Conference Long Abstracts. Ottawa, 2008. FLA-0220.
 49. Shchukina E. V., Agashev A. M., Zedgenizov D. A. Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Gribkimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon // Mineralogy and Petrology, 2018. – V. 112(1). – P. 85–100.
 50. Volodichev O. I. Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. Precambrian High-Grade mobile Belts // Extended Abstracts. – Petrozavodsk, 2014. – P. 115–117.

REFERENCES

1. Azimov P. Ya., Slabunov A. I., Stepanova A. V., Serebryakov N. S., Babarina I. I. Paleoproterozoyskiye vysokobarnnyye granulity Belomorskoy provintsii Fennoskandii: petrologicheskiye svдетельstva kollizii kontinent-kontinent [Paleoproterozoic high-pressure granulites of the White Sea province of Fennoscandia: petrological evidence of the continent-continent collision]. Geodinamika rannego

- dokembriya: skhodstvo i razlichiya s fanerozoyem: materialy nauchnoy konferentsii, Petrozavodsk, 2017, P. 13–17. (In Russ.)
2. Babarina I. I., Stepanova A. V., Azimov P. Ya. et al. Tektonicheskaya neodnorodnost yugo-zapadnogo forlanda Laplandsko-Kolskogo orogena (tsentralnaya chast Belomorskoy provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Tectonic heterogeneity of the southwestern foreland of the Lapland-Kola orogen (central part of the White Sea province of the Fennoscandian shield)]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstvo i razlichiya s fanerozoyem. Materialy nauchnoy konferentsii, Petrozavodsk, 2017, P. 13–17. (In Russ.)
 3. Balaganskiy V. V., Glaznev V. N., Osipenko L. G. Ranneproterozoyetskaya evolyutsiya SV Baltiyskogo shchita: Terreynovyy analiz [Early Proterozoic evolution of the NE Baltic Shield: Terrane analysis]. Geotektonika, 1998, No. 2, P. 16–28. (In Russ.)
 4. Balaganskiy V. V., Gorbunov I. A., Mudruk S. V., Sibelov O. S. Kinematika glavnykh deformatsiy pri rannedokembriyskom orogeneze i eksyumatsii eklogitov na severo-vostoke Baltiyskogo shchita [Kinematics of major deformations during the Early Precambrian orogenesis and exhumation of eclogites in the northeast of the Baltic Shield]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoyem. Materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy, Petrozavodsk, KNTS RAN publ., 2017, P. 34–37. (In Russ.)
 5. Baluyev A. S., Zhuravlov V. A., Terekhov Ye. N., Przhivalgovskiy Ye. S. Tektonika Belogo morya i prilgayushchikh territoriy (Obyasnitelnaya zapiska k Tektonicheskoy karte Belogo morya i prilgayushchikh territoriy masshtaba 1:1 500 000) [Tectonics of the White Sea and adjacent territories (Explanatory note to the Tectonic map of the White Sea and adjacent territories scale 1: 1,500,000)]. Moscow, GEOS publ., 2012, 104 p. (In Russ.)
 6. Bibikova Ye. V., Bogdanova S. V., Glebovitskiy V. A. et al. Etapy evolyutsii Belomorskogo podvizhnogo poyasa po dannym U-Pb tsirkonovoy geokhronologii (ionnyy mikrozonod NORDSIM) [Evolution stages of the White Sea mobile belt according to U-Pb zircon geochronology (NORDSIM ion microprobe)]. Petrologiya, 2004, No. 3, P. 227–244. (In Russ.)
 7. Bozhko N. A. Belomorsko-Laplandskiy poyas v ryadu permanentno-mobilnykh granulito-gneysovykh poyasov Zemli [The White Sea-Lapland belt in a series of permanently mobile granulite-gneiss belts of the Earth]. Materialy nauchnoy konferentsii: Belomorskiy podvizhnyy poyas i yego analogi, Petrozavodsk, 2005, P. 119–121. (In Russ.)
 8. Bozhko N. A. Granulito-gneysovyye poyasa: geodinamicheskiy aspekt [Granulite-gneiss belts: geodynamic aspect]. Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 4, Geologiya, 2018, No. 4, P. 13–23. (In Russ.)
 9. Bozhko N. A. Tektonicheskiye obstanovki lokalizatsii alamazonosnykh kimberlitov za predelami arkheyskikh kratonov [Tectonic settings for the localization of diamondiferous kimberlites outside the Archean cratons]. Rudy i metally, 2006, No. 1, P. 31–41. (In Russ.)
 10. Volodichev O. I., Maksimov O. A. Gridinskiy neoarkheyskiy eklogitosoderzhashchiy kompleks: problemy geodinamiki, obrazovaniya i razvitiya [Gridinsky Neoproterozoic eclogite-bearing complex: problems of geodynamics, formation and development]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoyem. Materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy, Petrozavodsk, KNTS RAN publ., 2017, P. 58–61. (In Russ.)
 11. Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova Ye. V. et al. Arkheyskiye eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiyskiy shchit) [Archean eclogites of the White Sea mobile belt (Baltic shield)]. Petrologiya, 2004, V. 12, No. 6, P. 609–631. (In Russ.)
 12. Gavrilenko B. V. Minerageniya blagorodnykh metallov ialmazov severo-vostochnoy chasti baltiyskogo shchita [Minerageny of noble metals and diamonds in the northeastern part of the Baltic shield]. Avtoref. dis. d-ra geol.-mineral. nauk, Moscow, 2003, 399 p. (In Russ.)
 13. Garanin V. K., Kriulina, G. Yu., Garanin K. V., Samosorov G. G. Arkhangelskiye almazy. Novyye dannyye [Arkhangelsk diamonds. New data]. Moscow, MGU publ., 2018, 260 p. (In Russ.)
 14. Garanin V. K., Kopchikov M. B., Verichev Ye. M., Golovin N. N. Novyye dannyye o morfologii almazov iz toleitovykh bazaltov Zimniberezhnogo rayona Arkhangel'skoy almazonosnoy provintsii [New data on the morphology of diamonds from tholeiitic basalts of the Zimniberezhny region of the Arkhangel'sk diamondiferous province]. Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 4, Geologiya, 2008, No. 2, P. 64–67. (In Russ.)
 15. Glubinnoye stroyeniye, evolyutsiya i poleznyye iskopyemye rannedokembriyskogo fundamenta Vostochno-Yevropeyskoy platformy [Deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform]. Moscow, GEOS publ., 2010, V. 1–2, 400 p. (In Russ.)
 16. Kalinkin M. M., Arzamastsev A. A., Polyakov I. V. Kimberlity i rodstvennyye porody Kolskogo poluostrova [Kimberlites and related rocks of the Kola Peninsula]. 1993, V. 1, No. 2, P. 205–214. (In Russ.)
 17. Miller Yu. V. Belomorskiy podvizhnyy poyas Baltiyskogo shchita [Belomorsk mobile belt of the Baltic shield]. Regionalnaya geologiya, 2006, No. 27, P. 5–14. (In Russ.)
 18. Miller Yu. V., Milkevich R. I. Pokrovno-skladchataya struktura Belomorskoy zony i yeye sootnosheniye s Karelskoy granit-zelenokamennoy oblastyu [Cover-fold structure of the White Sea zone and its relationship with the Karelian granite-greenstone region]. Geotektonika, 1995, No. 6, P. 80–92. (In Russ.)
 19. Prusakova N. A. Geologo-geofizicheskaya prognozno-poiskovaya model Zimniberezhnogo kimberlitovogo polya [Geological and geophysical forecasting and prospecting model of the Zimniberezhny kimberlite field]. Avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. nauk, Moscow, 2004, 167 p. (In Russ.)
 20. Prusakova N. A. Elementy glubinnogo stroyeniya litosfery severa Vostochno-Yevropeyskoy platformy, kontroliruyushchiye lokalizatsiyu kimberlitovogo magmatizma [Elements of the deep structure of the lithosphere in the north of the East European platform that control the localization of kimberlite magmatism]. Materialy Mezhdunarodnoy konferentsii, posvyashchonnoy pamyati

- Viktora Yefimovicha Khaina *Sovremennoye sostoyaniye nauk o Zemle*, Moscow, 2010, (In Russ.)
21. Prusakova N. A., Gromtsev K. V., Laptev M. M. Osobnosti glubinnogo stroyeniya Belomorsko-Laplandskogo granulito-gneysovogo poyasa v svyazi s otsenkoy perspektiv yego almazonosnosti [Features of the deep structure of the White Sea-Lapland granulite-gneiss belt in connection with the assessment of the prospects for its diamond potential]. Nauchno-metodicheskiye osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdeniy almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov (17– 19 aprelya 2019 g.). Sb. tezisev dokladov IKH Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, Moscow, TSNIGRI publ., 2019, P. 40–41. (In Russ.)
 22. Ranniy dokembriy Baltiyskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Gl. red. V. A. Glebovitskiy, St. Petersburg, Nauka publ., 2005, 711 p. (In Russ.)
 23. Sablukov S. M., Sablukova L. I., Griffin V. L. Raspredele niye redkikh elementov v glubinnykh mineralakh kimberlitov kak priznak plyumovykh protsessov na severe Russkoy platformy [Distribution of rare elements in deep minerals of kimberlites as a sign of plume processes in the north of the Russian platform]. Trudy IX mezhd. seminara. Glubinnyy magmatizm, yego istochniki i plyumy, Miass, 2009, P. 135–170. (In Russ.)
 24. Samsonov A. V., Larionova Yu. O., Salnikova E. B. et al. Izotopnaya geokhimiya i geokhronologiya paleoproterozoyskikh metakimberlitov Kimozerskogo proyavleniya (Tsentralnaya Kareliya) [Isotope geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic metakimberlites of the Kimozero occurrence (Central Karelia)]. Materialy IV Rossiyskoy konferentsii po izotopnoy geokhronologii Izotopnyye sistemy i vremya geologicheskikh protsessov, V. II, St. Petersburg, IGGD RAN publ., 2009, P. 158–161. (In Russ.)
 25. Samsonov A. V., Tretyachenko V. V., Spiridonov V. A. et al. Paleoproterozoyskiy kollizionnyy orogen v fundamente Arkhangel'skoy provintsii: alternativa pravilu Klifforda i novyy kriteriy prognoza lokalizatsii almazonosnykh kimberlitov [Paleoproterozoic collisional orogen in the basement of the Arkhangel'sk province: an alternative to Cliffords rule and a new criterion for predicting the localization of diamondiferous kimberlites]. Effektivnost geologorazvedochnykh rabot na almazy: prognozno-resursnyye, metodicheskiye, innovatsionno-tekhnologicheskiye puti yeyo povysheniya. Materialy V Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem, posvyashchonnoy 50-letiyu Almaznoy laboratorii TSNIGRI – NIGP AK ALROSA (PAO). Mirnyy, 2018, P. 166–169. (In Russ.)
 26. Sidorov M. Yu., Shchipanskiy A. A. Fazy ugleroda v UHP-eklogitakh i eklogitovykh porodakh Belomorskoy provintsii: rezultaty issledovaniy metodom ramanovskoy spektroskopii [Carbon phases in UHPeclogites and eclogite rocks of the White Sea province: results of studies using Raman spectroscopy]. Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoym. Materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy, Petrozavodsk, Karelskiy nauchnyy tsentr RAN publ., 2017, P. 224–228. (In Russ.)
 27. Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkhayskikh podvizhnykh poyasov na primere Belomorskoy provintsii Fennoskandinavskogo shchita [Geology and geodynamics of the Archean mobile belts on the example of the White Sea province of the Fennoscandian shield]. Petrozavodsk, 2008, 294 p. (In Russ.)
 28. Stroyeniye i dinamika litosfery Vostochnoy Yevropy [The structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe]. Rezultaty issledovaniy po programme EUROPROBE, V. 2, Moscow, Geokart publ., 2006, 736 p. (In Russ.)
 29. Tolmachova T. YU., Alekseyev A. S., Reymers A. N. et al. Ordovikiyskiye konodonty v ksenolitakh kimberlitovykh trubok Yugo-Vostochnogo Belomorya [Ordovician conodonts in xenoliths of kimberlite pipes of the South-Eastern White Sea]. Paleostat-2008. Godichnoye sobraniye seksii paleontologii MOIP i Moskovskogo otdel. Paleontologicheskogo obshchestva. Programma i tezis dokladov. Moscow, 2008, P. 55–58. (In Russ.)
 30. Tretyachenko V. V. Arkhangel'skaya kimberlit-pikritovaya oblast (osobnosti formatsionnogo sostava, geotektonicheskoy pozitsii i mineragenicheskogo rayonirovaniya, prognoz almazonosnosti) [Arkhangel'sk kimberlite-picrite region (features of the formation composition, geotectonic position and mineragenic zoning, forecast of diamond content)]. Effektivnost geologorazvedochnykh rabot na almazy: prognozno-resursnyye, metodicheskiye, innovatsionno-tekhnologicheskiye puti yeyo povysheniya. Materialy V Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem, posvyashchonnoy 50-letiyu Almaznoy laboratorii TSNIGRI – NIGP AK ALROSA (PAO). Mirnyy, 2018, P. 199–209. (In Russ.)
 31. Tretyachenko V. V. Mineragenicheskoye rayonirovaniye kimberlitovoy oblasti Yugo-Vostochnogo Belomorya [Mineragenic zoning of the kimberlite region of the South-Eastern White Sea]. Avtoref. dis. ... kand. geol.-mineral. Nauk, Moscow, 2008, 220 p. (In Russ.)
 32. Tretyachenko V. V. Tektonicheskaya pozitsiya rannegertsinskiykh vulkanicheskikh kompleksov Yugo-Vostochnogo Belomorya v sisteme struktur rifeya–rannego venda [Tectonic position of the Early Hercynian volcanic complexes of the Southeastern White Sea region in the system of Riphean – Early Vendian structures]. Geologiya i mineralnyye resursy Yevropeyskogo Severo-Vostoka Rossii: materialy XV geologicheskogo syezda Respubliki Komi, Syktyvkar, 2009, P. 328–332. (In Russ.)
 33. Khain V. Ye. Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans]. Moscow, Nauchnyy mir, 2001, 606 p. (In Russ.)
 34. Khain V. Ye., Bozhko N. A. Istoricheskaya geotektonika. Dokembriy [Historical geotectonics. Precambrian]. Moscow, Nedra publ., 1988, 382 p. (In Russ.)
 35. Shchipanskiy A. A. Subduksionnaya geodinamika v arkhaye i formirovaniye almazonosnykh litosfernykh kiley i ranney kontinentalnoy kory kratonov [Subduction geodynamics in the Archean and the formation of diamondiferous lithospheric keels and early continental crust of cratons]. Geotektonika, 2012, No. 2, P. 42–64. (In Russ.)

36. *Shchukin B. C., Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Pozdnevendskiy aeralnyy shchelochnoy vulkanizm riftogenogo tipa v Zimnerezhnom kimberlitovom rayone (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsiya) [Late Vendian aerial alkaline volcanism of the riftogenic type in the Zimnerezhny kimberlite region (Arkhangelsk diamondiferous province)]. *Glubinnyy magmatizm, magmaticheskiye istochniki i problemy plyumov: trudy XI Mezhdunar. Seminara, Vladivostok, 2002, P. 151–165.* (In Russ.)
37. *Shchukina Ye. V., Agashev A. M., Golovin N. N., Pokhilenko N. P.* Ekvigranulyarnyye eklogity iz kimberlitovoy trubki im. V. Griba: svidetelstva paleoproterozoyskoy subduktzii na territorii Arkhangelskoy almazonosnoy provintsiy [Equigranular eclogites from the V. Grib: evidence of Paleoproterozoic subduction on the territory of the Arkhangelsk diamondiferous province]. *Doklady Akademii nauk, 2015, V. 462, P. 208–212.* (In Russ.)
38. *Yu Khuanglu, Dzhang Lifey, Vey Chunding, Li Syaoli, Guo Dzhungui.* Vozrast i R-T usloviya formirovaniya eklogitov Gridino, Belomorskaya provintsiya, Rossiya [Age and P-T conditions for the formation of eclogites Gridino, White Sea province, Russia]. *Geodinamika rannego dokembriya: skhodstva i razlichiya s fanerozoym: materialy nauchnoy konferentsii i putevoditel nauchnykh ekskursiy. Petrozavodsk, Karelskiy nauchnyy tsentr RAN publ., 2017, P. 287–288.* (In Russ.)
39. *Arzamastsev A. A., Travin A. V. and Arzamastseva L. V.* Final episode of Palaeozoic magmatism in the NE Fennoscandian Shield: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope Dating of Diamond bearing kimberlites and picrites from the southern Kola. *Svekalapko, Europrobe project, 6th Workshop Lammi, Finland, 2001, P. 4.*
40. *Balagansky V. V., Gorbunov L. A., Mudruk S. V.* Paleoproterozoic Lapland-Kola collisional orogen, Northern Fennoscandian. Baltic shield. Precambrian high-grade mobile belts. Extended abstracts, Petrozavodsk, KRC RAS publ., 2014, P. 7–10.
41. *Barton Jr. J. M., Barnett W. P., Barton E. S.* et al. The geology of the area surrounding the Venetia kimberlite pipes, Limpopo Belt, South Africa: A complex interplay of nappe tectonics and granitoid magmatism. *South African Journal of Geology, 2003, V. 106, No. 2–3, P. 109–128.*
42. *Beard A. D., Downes H., Hegner E.* et al. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 1998, V. 130, No. 3–4, P. 288–303.*
43. *Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse V. J.* The Lapland-Kola orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. *Gee D. G., Stefenson R. A. (eds.). European Lithosphere Dynamics Geological Society, London memoirs, 32, 2006, P. 579–598.*
44. *El Fadili S., Demaiffe D.* Petrology of eclogite and granulite nodules from the Mbuji-Mayikimberlites (Kasai, Congo): the significance of kyanite-omphacite inter-growths. In: *Gurney JJ, Gurney JL, Pascoe MD, Richardson SH (eds) Proceedings of the 7th international kimberlite conference, National Book Printer, Cape Town. Goodwood, South Africa. 1999. P. 205–213.*
45. *Field M., Stiefenhofer J., Robey J. and Ku S.* Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review. *Ore Geology Reviews 34 (2008), P. 33–75.*
46. *Khoza D., Jones A. G., Muller M. R.* et al. The SAMTEX team. Tectonic model of the Limpopo belt: Constraints from magnetotelluric data. *Precambrian Research 226 (2013), P. 143–156.*
47. *Lehtonen M., O'Brien H.* Mantle transect of the Karelian Craton from margin to core based on P– T data from garnet and clinopyroxene xenocrysts in kimberlites. *Bull. Geol. Soc. Finland. 2009, V. 81, P. 79–102.*
48. *Malkovets V., Taylor L., Griffin W. L.* et al. Cratonic conditions beneath Archangelsk, Russia: garnet peridotites from the Gribkimberlites. *8 Inter. Kimberlite Conference Long Abstracts. Ottawa, 2008, FLA-0220.*
49. *Shchukina E. V., Agashev A. M., Zedgenizov. D. A.* Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Gribkimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon. *Mineralogy and Petrology, 2018, V. 112 (1), P. 85–100.*
50. *Volodichev O. I.* Evolution of metamorphic processes in the Belomorian mobile belt. *Precambrian High-Grade mobile Belts. Extended Abstracts, Petrozavodsk, 2014, P. 115–117.*

Особенности строения и минералогическая характеристика руд полиметаллического месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS) Нойон-Тологой

Установлено, что месторождение Нойон-Тологой, расположенное в пределах Приаргунской минерагенической зоны, относится к колчеданно-полиметаллическому (Нойон-Тологойскому) формационному типу в вулканогенных ассоциациях (VMS). Рудоносными для месторождения являются средне-верхнеюрские терригенно-вулканогенные отложения, объединяющиеся в вулканогенно-кремнисто-терригенную формацию. Вулканогенный разрез характеризуется преобладанием средних вулканитов от умереннощелочного до низкощелочного ряда. В результате метасоматического преобразования вулканогенно-осадочных пород месторождения Нойон-Тологой образуются березиты. В пределах месторождения полиметаллическое оруденение сосредоточено на основных рудоносных участках: Центральном, Юго-Восточном, Восточном и Юго-Западном. Серебро-полиметаллическое оруденение представлено послойными или секущими вмещающие вулканогенно-осадочные породы зонами сульфидных руд прожилковой, прожилково-гнездово-вкрапленной и вкрапленной текстур. В меньшей степени развиты жилы и линзы мощностью в первые десятки сантиметров, сложенные сульфидными агрегатами массивной текстуры. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, тетраэдрит; второстепенные – сульфосоли свинца и серебра, джемсонит, марказит, халькопирит, бурнонит. Гидротермальная система месторождения Нойон-Тологой возникла в связи с подводным вулканизмом и описывается конвективно-рециклинговой моделью.

Ключевые слова: Приаргунская минерагеническая зона, VMS, свинец, цинк, серебро, месторождение Нойон-Тологой.

КУЗНЕЦОВ ВЛАДИМИР ВЕНИАМИНОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом¹, okt@tsnigri.ru

БРЕЛЬ АНДРЕЙ ИВАНОВИЧ, главный геолог², chitageo@rusgeology.ru.

КУЗНЕЦОВА ТАТЬЯНА ПЕТРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник¹, kuznetsova@tsnigri.ru

СЕРАВИНА ТАТЬЯНА ВАЛЕРЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, зам. зав. отделом¹, seravina@tsnigri.ru

МИГАЧЁВ ИГОРЬ ФЁДОРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, советник¹, migatchev@tsnigri.ru

ДОНЕЦ АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник¹, donets@tsnigri.ru

КУДРЯВЦЕВА НЕЛЛИ ГЕОРГИЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник¹, ngkudryavtseva@tsnigri.ru

БОГОСЛАВЕЦ НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ, научный сотрудник¹, bogoslavets@tsnigri.ru

ЕЛШИНА СВЕТЛАНА ЛЬВОВНА, старший научный сотрудник¹, elshina@tsnigri.ru

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

² АО «Урангео», г. Чита

Structural features and mineralogical characteristics of the Noyon-Tologoi polymetallic VMS deposit ores

V. V. KUZNETSOV¹, A. I. BREL², T. P. KUZNETSOVA¹, T. V. SERAVINA¹, I. F. MIGACHEV¹, A. I. DONETS¹, N. G. KUDRYAVTSEVA¹, N. N. BOGOSLAVETS¹, S. L. ELSHINA¹

¹ Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow

² JSC «Urango», Chita

It was found that the Noyon-Tologoi deposit located within the Priargunskaya mineragenic zone belongs to the pyrite-polymetallic (Noyon-Tologoi) formation type in volcanogenic associations (VMS). The deposit ore is hosted by the Middle-Upper Jurassic terrigenous-volcanogenic rocks combined in a volcanogenic-siliceous-terrigenous unit. The volcanogenic section is characterized by predominance of intermediate volcanics ranging from moderately alkaline to low alkaline series. Beresites form as a result of the metasomatic transformation of the Noyon-Tologoi volcanosedimentary rocks. Within the deposit, polymetallic mineralization is concentrated in the main ore-bearing areas: Central, Southeast, East and Southwest. Silver-polymetallic mineralization is represented by multilayer veinlet, veinlet-nest-disseminated and disseminated sulfide ore zones, which can also cut host volcanosedimentary rocks. Veins and lenses of the first tens of centimeters thick composed of massive sulfide aggregates are less developed. The main ore minerals are pyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite and tetrahedrite; minor minerals are lead and silver sulfosalts, jamsonite, marcasite, chalcopyrite and bournonite. The hydrothermal system of the Noyon-Tologoi deposit formed in response to underwater volcanism and is described by a convective-recycling model.

Key words: Priargunskaya mineragenic zone, VMS, lead, zinc, silver, Noyon-Tologoi deposit.

Приаргунская минерагеническая зона (МЗ) (рис. 1) охватывает северную часть Аргунского микроконтинента, в геологическом строении которого участвуют карбонатные и терригенно-карбонатные породы рифея и кембрия, с которыми парагенетически связана полиметаллическая, золоторудная, медно-порфировая и другая минерализация, а также гранитоиды палеозоя и много малых интрузий пёстрого состава коллизионного этапа развития структуры, имеющих важное металлогеническое значение. В пределах зоны установлены продукты вулканической деятельности среднего мезозоя и присутствуют крупные наложенные юрские–раннемеловые впадины [4].

Особенности геологического строения минерагенической зоны обусловлены разноплановыми и разномасштабными процессами, протекавшими в архейскую, раннепротерозойскую, позднепротерозойскую, ранне-, средне- и позднепалеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую тектонические эпохи. Сохранность геологических образований структурных этажей различна, и поэтому судить о характере, последовательности и масштабах древних геологических событий можно лишь предположительно.

В пределах Приаргунской минерагенической зоны локализованы полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS) и в осадочных толщах (SEDEX) [7, 9]. К первому типу отнесены полиметаллические месторождения в мезозойских вулканогенно-осадоч-

ных образованиях (Нойон-Тологойский тип), которые по своим запасам относятся к категории средних и крупных объектов. Их открытие позволяет в настоящее время полностью переоценить перспективы региона.



Рис. 1. Обзорная карта Приаргунской минерагенической зоны

колчеданно-полиметаллическим составом рудных тел, которые представлены стратифицированными и штокверковыми жильными зонами. Рудные тела контролируются синвулканическими разрывными нарушениями и связанными с ними зонами трещиноватости различной ориентировки. Субсогласные зоны контролируют пологозалегающие стратифицированные рудные тела, а крутопадающие – секущие напластование штокверковые зоны.

Золото-серебро-полиметаллические рудные тела месторождения представлены послойными или секущими вмещающие вулканогенно-осадочные породы зонами сульфидных руд прожилковой, прожилково-гнездово-вкрапленной и вкрапленной текстур. В меньшей степени развиты жилы и линзы мощностью в первые десятки сантиметров, сложенные сульфидными агрегатами массивной текстуры.

В зависимости от изменения щёлочности вмещающих вулканитов выделяются минеральные типы месторождений [10]. С вулканизмом калиевого ряда связаны месторождения серебро-свинцово-цинкового минерального типа: Нойон-Тологой, Талман, Кодак, а калинатрового – золото-серебро-полиметаллические: Ново-Широкинское, Чашинское и другие. Минеральный состав руд всех месторождений характеризуется большим разнообразием. Выделяются следующие минеральные типы руд, обуславливающие зональность рудных залежей: галенитовый, галенит-сфалеритовый, сфалерит-пиритовый, пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритовый с сульфосолями свинца и серебра, арсенопирит-пиритовый. Главными рудными минералами на большинстве месторождений являются пирит, сфалерит, галенит, второстепенными и редкими – буланжерит, джемсонит, арсенопирит, тетраэдрит, марказит, халькопирит, бурнонит, касситерит и самородные серебро, висмут и золото, молибденит, станин, киноварь.

Месторождение Нойон-Тологой расположено в пределах Кличкинского рудного района. Балансовые запасы (А + В + С) месторождения составляют 1012,4 тыс. т свинца, 1130,7 тыс. т цинка и 4382,1 т серебра. Оно открыто при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 в 1964 г., промышленная значимость объекта была установлена при проведении поисковых, поисково-оценочных работ в 1989–1994 гг. экспедицией 324 Сосновского ГПП.

В геологическом строении месторождения Нойон-Тологой участвуют терригенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные образования, сформировавшиеся на этапе юрской тектоно-магматической активизации (рисунки 3, 4). Восточную часть площади месторождения слагают среднеюрские образования, представленные серо-цветными разногалечными конгломератами с прослоями полимиктовых песчаников.

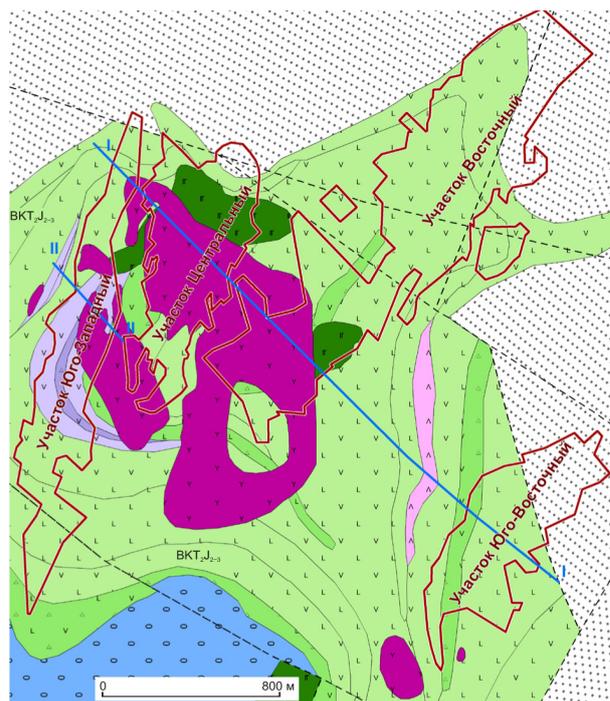


Рис. 3. Литолого-фациальная карта месторождения Нойон-Тологой:

см. услов. обозн. к рис. 2

Существенную роль в составе пород играют мелко- и среднеобломочные терригенные осадки с многочисленными углефицированными остатками растений в цементе, а в обломочной фракции преобладают чёрные графитовые сланцы. Отложения смяты в разнопорядковые складки северо-восточной ориентировки. В центральной и западной частях площади месторождения осадочные образования перекрываются породами покровных фаций. Эта сложнопостроенная толща представлена чередованием многочисленных потоков андезидацитов, андезитов, андезибазальтов и базальтов, перемежающихся с горизонтами лавобрекчий, туфолав и маломощными прослоями туфов основного и средне-основного составов, алевролитов, песчаников и конгломератов при отсутствии «сквозных» маркирующих горизонтов. Доминируют в составе эффузивной толщи андезибазальты массивной и миндалекаменной текстур, для которых характерен порфиновый облик при разнообразии структур основной массы (гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная, офитовая). Порфировые вкрапленники (плагноклаз, пироксен) размером от 0,25 до 4,0 мм занимают до 30% объёма породы; в миндалекаменных разностях присутствуют миндалины (5–30%) преимущественно кварц-карбонатного состава

размером до 10–12 мм. Установленная мощность эффузивной толщи превышает 600 м.

На севере и юге эффузивы перекрываются верхнеюрскими терригенными отложениями. В основании их разреза зачастую присутствует горизонт дацитовых туфов и туфопесчаников, а выше залегают слабоцементированные красноцветные алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты.

Разрез месторождения Нойон-Тологой завершают четвертичные образования, повсеместно перекрывающие нижележащие породы. На водоразделах они представлены элювиально-делювиальными дресвяно-щебнисто-глыбовыми отложениями с супесчаным и суглинистым заполнителем мощностью от 1–5 до 10 м в подножии склонов. В долине р. Залгатуй и в падах с временными водотоками формируются

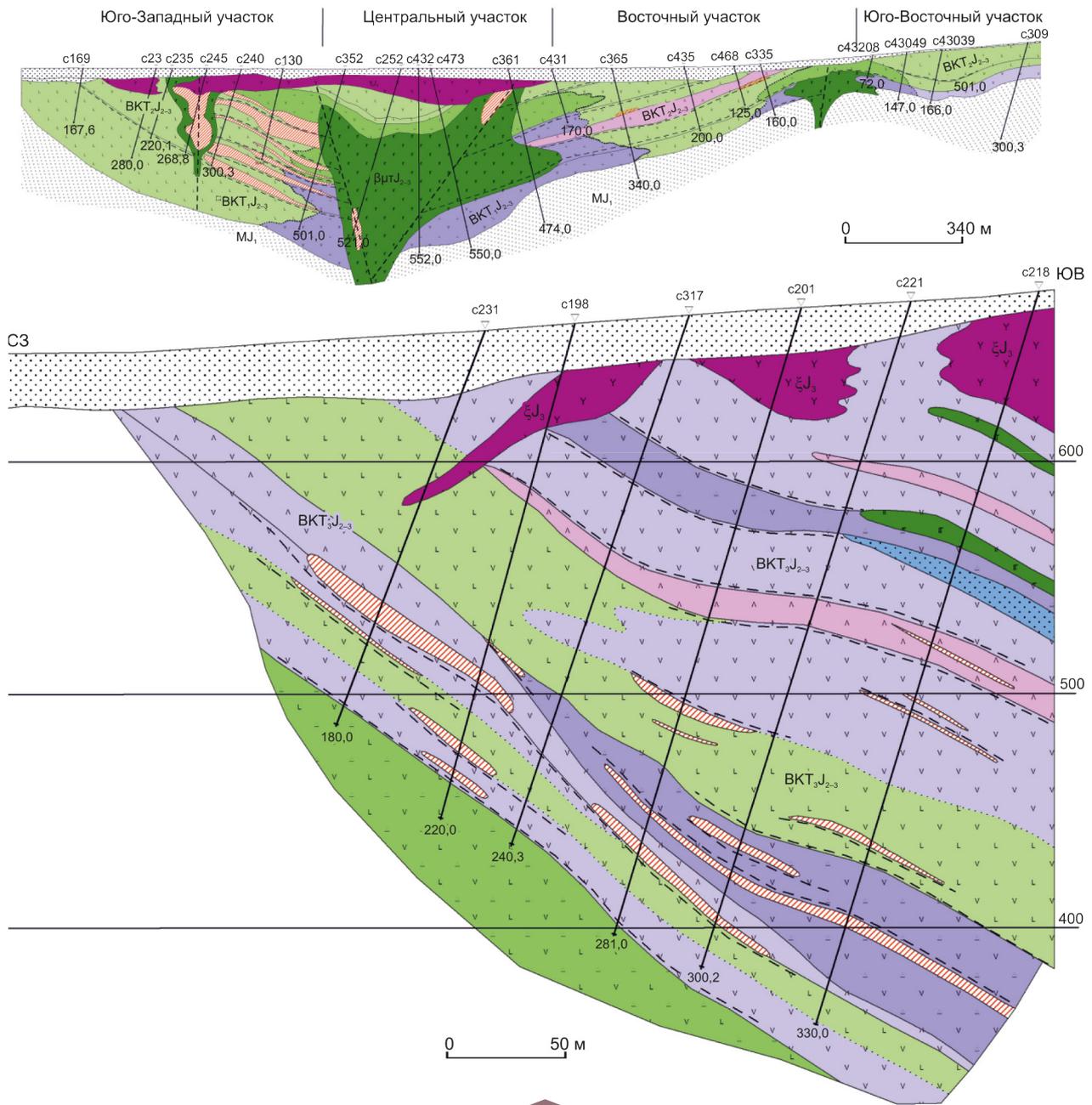


Рис. 4. Литолого-фациальные разрезы месторождения Нойон-Тологой: А – по линии I-I и Б – по линии II-II: см. услов. обозн. к рис. 2

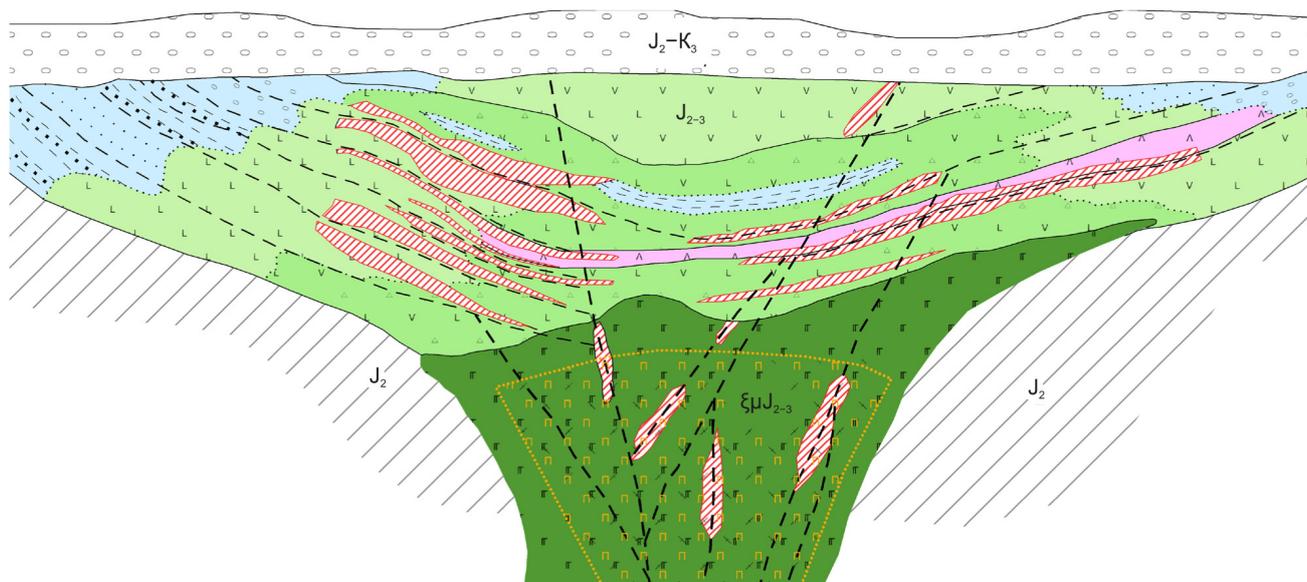


Рис. 5. Геометризованная модель месторождения Нойон-Тологой:

см. услов. обозн. к рис. 2

аллювиальные и аллювиально-пролювиальные песчано-гравийно-галечниковые отложения с прослоями суглинков, которые являются коллекторами подземных вод и достигают мощности 20–40 м.

Интрузивные образования, прорывающие стратифицированные отложения преимущественно в западной части месторождения, представлены мелкими силлами, дайками и штоками сиенит-порфиров средне-верхнеюрского возраста. Наиболее крупное субвулканическое тело сложено крупнопорфировыми разностями сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. В разрезе оно имеет форму субогласной лакколитоподобной линзы мощностью до 200 м. На дневной поверхности лакколит картируется в виде двух разобщённых тел северо-западного простирания протяжённостью 1600 и 750 м. Корневая часть тела в виде мощной (до 40 м) дайки прослежена буровыми скважинами до глубины 440 м. Она ориентирована в северо-западном направлении и падает на юго-запад под углами 30–40°. Вмещающие породы подвергнуты интенсивному контактовому метаморфизму.

Рудовмещающей (возможно и рудогенерирующей) на месторождении Нойон-Тологой является средне-верхнеюрская вулканогенно-кремнисто-терригенная геологическая формация (рис. 5). Отложения формации относятся к четырём фаціальным зонам: жерловой, околожерловой, промежуточной и удалённой.

Жерловые фации вулканизма представлены субвулканическими телами габро-долеритов, долеритов, базальтов и андезибазальтов. Околожерловые фации характеризуются преобладанием в их пределах лавобрекчий, кластолав, крупнообломочных туфов основного и среднего составов, а промежуточным фациям вулканизма свойственно развитие лав от андезибазальтового до дацитового состава, реже их туфов. Удалённые фации всех вулкаников по составу представлены туфогенными алевролитами глинистыми, глинисто-кремнистыми, кремнистыми, реже туфогенными песчаниками и туффитами.

На флангах месторождения разрез формации претерпевает значительные изменения – резко увеличивается количество отложений удалённых терригенных фаций вулканизма (алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов). Характерная особенность этой части разреза формации – примесь туфогенного (пеплового) материала во всех разностях пород и градационно-слоистых гравелито-песчаников (до пяти крупных ритмов).

Вулканогенный разрез характеризуется преобладанием основных, средних и кислых вулкаников от умереннощелочного до низкощелочного ряда (рис. 6).

В пределах месторождения Нойон-Тологой установлены осадочные (алевролиты, туфопесчаники) и вулканогенные породы основного (базальты), среднего (андезиты, андезибазальты), кислого (дациты,

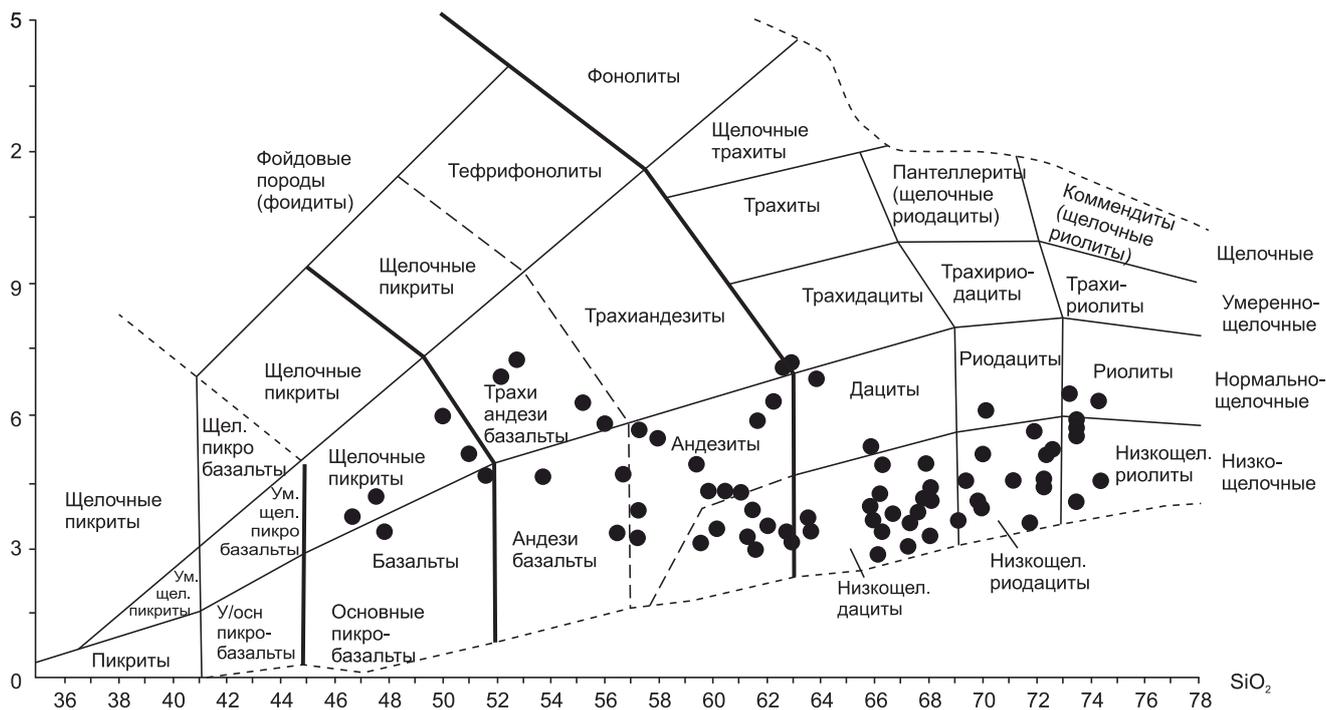


Рис. 6. Систематизация вулканогенных пород месторождения Нойон-Тологой

риодациты, риолиты) составов и метасоматиты. Отличительной особенностью пород является то, что они интенсивно подвержены гидротермально-метасоматическим преобразованиям.

В андезитах и андезитобазальтах проявились преимущественно карбонатизация, представленная магнезиальным доломитом, доломитом и кальцитом, и серицитизация – тонкозернистая основная масса кварц-полевошпатового состава замещена на 60–70% серицитом, карбонатом, кварцем, а порфировые выделения полевых шпатов – серицитом, доломитом и гематитом (рис. 7, А).

В дацитах основная масса тонко-скрытокристаллическая, кварц-полевошпатового состава, интенсивно замещённая (на 50% и более) серицитом, доломитом, кальцитом и кварцем. Вкрапленники полевых шпатов не сохраняются, они замещены обычно серицитом (см. рис. 7, Б). В породе почти всегда присутствует пирит. Иногда дациты нацело изменены и превращены в кварц-серицит-доломитовый метасоматит (см. рис. 7, В). Аналогичным образом преобразованы риолиты.

В результате гидротермально-метасоматического изменения алевролитов образуются кварц-серицит-карбонатные породы, часто с рудным минералом (рис. 8, А), а в песчаниках цемент замещён серици-

том, доломитом, а обломки плагиоклазов – серицитом (см. рис. 8, Б).

Часто породы интенсивно изменены (на 90%) и превращены в кварц-серицит-доломитовые метасоматиты, так что первичный состав пород установить затруднительно (см. рис. 8, В, Г).

Таким образом, в результате метасоматического преобразования вулканогенно-осадочных пород месторождения Нойон-Тологой образуется ассоциация кварц–серицит–карбонат (рудный минерал), которая соответствует березитам, а процесс гидротермального (околорудного) изменения классифицируется как березитизация.

Новообразованные минералы практически не содержат в своём составе железа, хотя зачастую они замещают железосодержащие минералы, следовательно, процесс метасоматического замещения сопровождался выносом из исходного вещества сидерофильных элементов с поступлением их в гидротермальный раствор. Одновременно с этим (и даже несколько раньше) в гидротермальный раствор должны были поступать халькофильные элементы, находящиеся в сульфидных и оксидных соединениях исходного вещества, так как термодинамически они менее устойчивы в твёрдых образованиях и более предпочтительны в водных растворах.

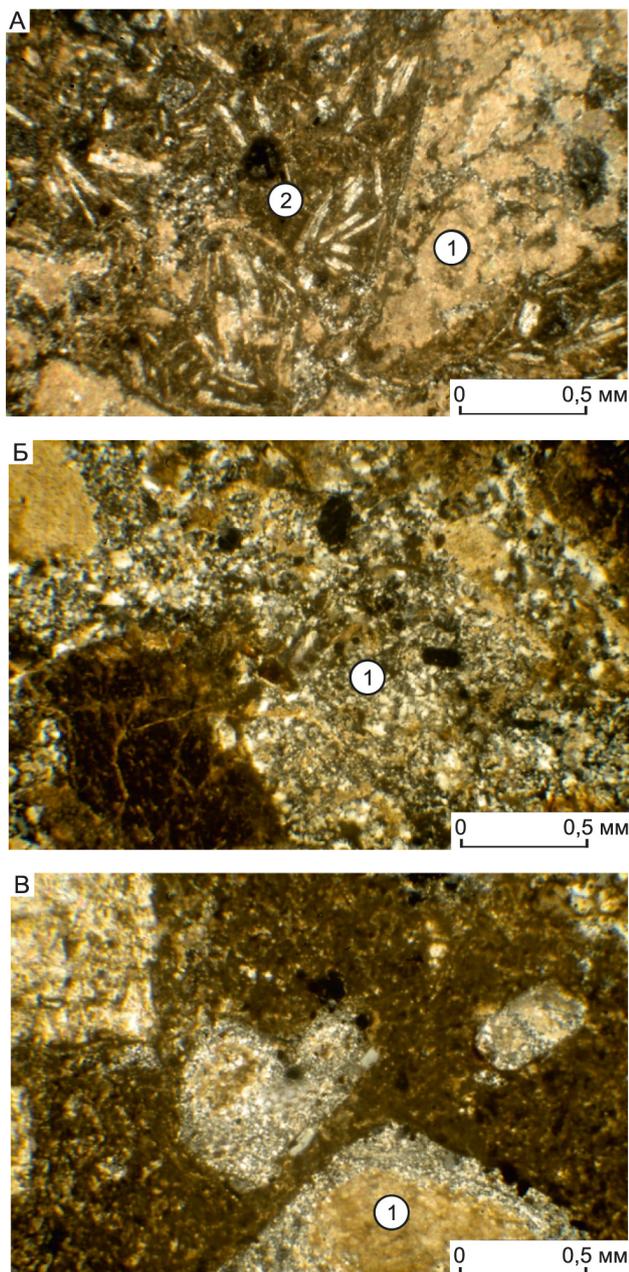


Рис. 7. Вулканогенные породы. Николи скрещены:

А – андезибазальт с порфировыми выделениями плагиоклаза (1) и микролитовой основной массой (2); Б – серицит-кварц-кальцин-доломитовая порода (1), развитая по дациту; В – дацит с серицитизированными вкрапленниками плагиоклаза (1)

Таким образом, процесс березитизации сопровождается извлечением рудных компонентов из всех составляющих исходного вещества с концентрацией их в гидротермальном растворе. Перенос этих компонентов мог осуществляться как на незначи-

тельное расстояние, так и на многие метры. В основном этот процесс зависит от массы и температуры теплового источника.

Структурные особенности месторождения определяются его положением в узле пересечения долгоживущих разломов на замыкании депрессионной структуры, характеризующейся неоднородностью строения слагающих её пород. Все разведанные запасы и основная часть прогнозных ресурсов месторождения сконцентрированы в двух мульдах, выполненных вулканитами основного состава. Крутопадающие разломы северо-восточного простирания определяют генеральный план месторождения. Они относятся к типу сбросов, выражены сосредоточенными швами с глиной трения и зеркалами скольжения и сопровождаются зонами трещиноватости и дробления вмещающих пород. В совокупности с второстепенными разрывами и трещинами эти разломы группируются в системы, образуя тектонически ослабленные зоны. Одна из них шириной около 1,0 км проходит на юго-восточном фланге месторождения. Вторая зона северо-восточных нарушений шириной до 800 м приурочена к западной части месторождения. Эта система имеет более локальный характер, но также играет важную рудоконтролирующую роль. Тектонические нарушения северо-западного простирания пересекают площадь месторождения в направлении 300° СЗ, отстают друг от друга на 2000–2200 м, трассируясь хорошо выраженными в современной орографии долинами мелких падей. Разрывы субмеридионального плана проявлены в основном на северо-западном фланге и являются западной границей месторождения. Более мелкие, внутриблоковые нарушения, оперя северо-восточные и северо-западные нарушения, образуют ослабленные зоны шириной до 150 м и наряду с ними играют важную рудоконтролирующую роль.

Интенсивное проявление складчатых дислокаций при формировании депрессий и неоднородность строения слагающих их пород обусловили широкое развитие межпластовых и послонных зон срывов, развитых по контакту толщи андезибазальтов с подстилающими осадками и внутри неё. Эти зоны являются основными рудовмещающими структурами на месторождении и морфологически представляют собой сближенные субпараллельные, зачастую притёртые поверхности скалывания, сопровождающиеся большим количеством трещин оперения.

Рудоносность месторождения обусловлена сочетанием ряда благоприятных литолого-структурных факторов. Определяющими критериями контроля и локализации оруденения являются наличие мульдообразных структур, разнонаправленных систем крутопадающих разломов и неоднородность вулканогенно-

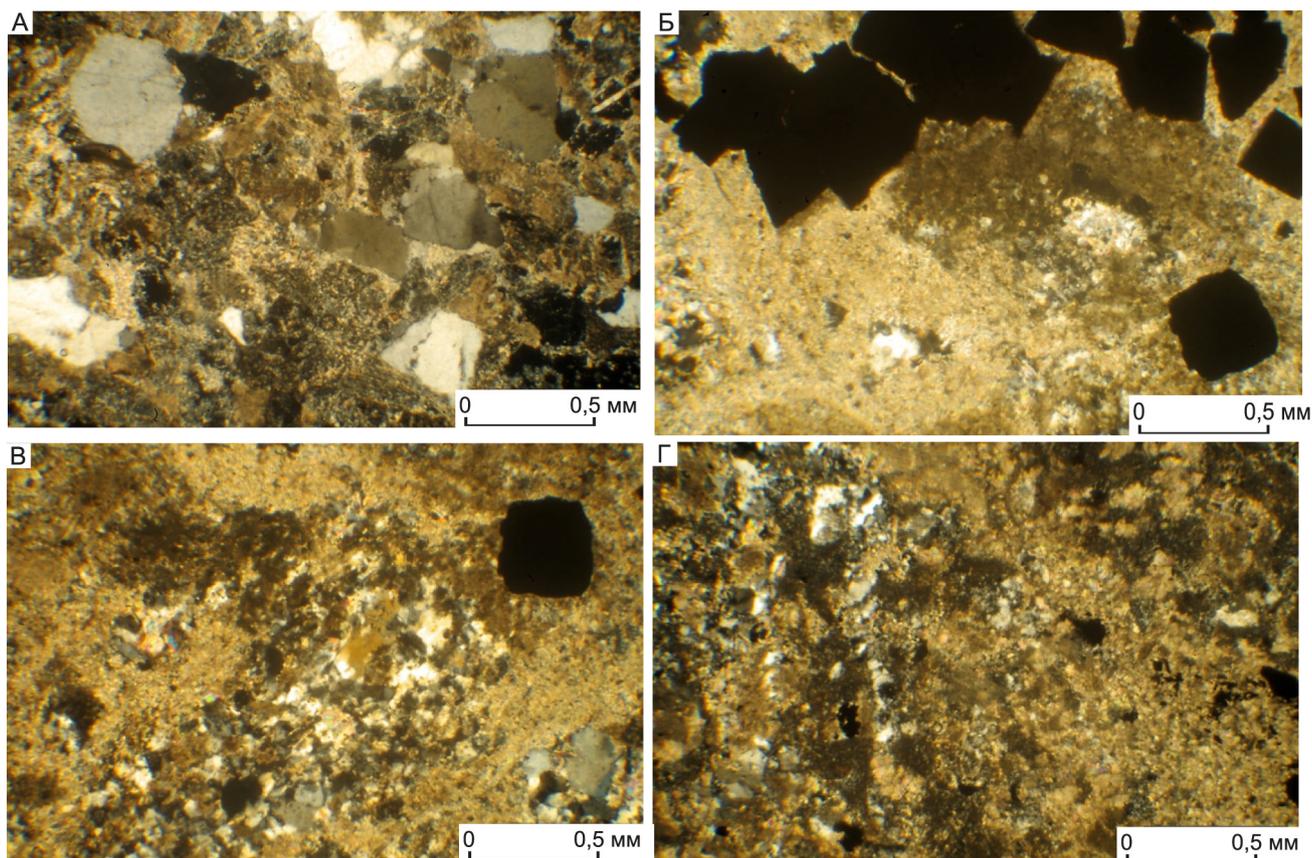


Рис. 8. Кварц-серицит-карбонатные породы. Николи скрещены:

А – алевропесчаник доломитизированный; Б – алевропесчаник интенсивно доломитизированный с вкрапленностью пирита; В, Г – березит: В – с вкрапленностью пирита, Г – с гидроксидами железа

осадочной толщи. Сбросовые и сбросо-сдвиговые перемещения вдоль крутопадающих разрывов способствовали заложению пологонаклонных нарушений по контактам литологических разностей пород. Более высокое качество полиметаллического оруденения отмечается в рудоносных трещинных зонах относительно простого строения.

Несмотря на то, что подавляющая масса оруденения локализована в эффузивах базальтового ряда и лишь в незначительной мере оно связано с терригенными осадками ложа, а также с сиенит-порфирами, определяющее влияние оказывает не состав пород, а их хрупкость, поэтому литологический фактор не имеет решающего значения.

Промышленное полиметаллическое оруденение месторождения, основными компонентами которого являются свинец, цинк и серебро, сосредоточено на основных рудоносных участках: Центральном, Юго-Восточном, Восточном и Юго-Западном (см. рисунки 2–4). Они различаются особенностями строения

рудовмещающих трещинных зон, масштабами рудоносности и качеством руд.

Центральный участок расположен в западной половине месторождения. Поле развития оруденения составляет ~ 1 км². Основной структурой на участке является рудоносная зона с кулисообразным расположением субпараллельных пологих залежей, сформировавшаяся в толще вулканитов. Зона прослеживается по падению до глубины 700 м, а в плане простирается вдоль рудоконтролирующих субмеридиональных и северо-восточных разрывов на 1000–1200 м. В её строении выделяются рудные тела мощностью 1,0–56,5 м, контролируемые основными и второстепенными срывами и разделённые некондиционными и безрудными промежулками. Оруденение представлено прожилково-вкрапленными, реже гнездово-вкрапленными рудами бедного качества. Самая рудонасыщенная часть зоны расположена в центральной части участка. Средние содержания основных компонентов составляют:

свинец – 1,14%, цинк – 1,07%, серебро – 57 г/т, коэффициент рудоносности – 0,28.

Восточный участок площадью около 2,5 км² охватывает осевую часть и восточный склон мульды на юге до её выклинивания на севере. Оруденение на участке локализуется как в базальтоидах, так и в кровле подстилающих их осадочных пород, а основными рудоносными структурами являются полойные тектонические зоны. В прибортовой части мульды к ним приурочен ряд разобщённых в разрезе маломощных (до 7 м) линзовидных рудных тел, непотяжённых по падению и простирацию. В осевой части мульды по отдельным скважинам вскрыто до 3–6 рудных тел мощностью от 0,8 до 9,7 м. Оруденение представлено бедными рудами, однако в отдельных сечениях на глубинах 470–490 м содержания основных компонентов достигают очень высоких значений: свинец – 4,79%, цинк – 25,4%, серебро – до 395 г/т.

Юго-Восточный участок расположен на одноимённом фланге месторождения и занимает площадь 0,8 км². Полиметаллическое оруденение в виде трёх пластообразных залежей прослеживается по падению на 500–520 м до глубины 200–290 м от дневной поверхности. По простирацию оруденение прослежено на протяжении 1300 м до полного выклинивания на юго-западном и северо-восточном флангах. Размеры наибольшего рудного тела составляют 650–800 м по простирацию и 70–520 м по падению при мощности от 0,5 до 10,7 м. Характер распределения оруденения неравномерный, наряду с рядовыми прожилково-вкрапленными рудами отмечаются сливные сульфидные жилы. Средние содержания основных компонентов составляют: свинец – 2,24%, цинк – 2,91%, серебро – 104,29 г/т. Подавляющая часть запасов основных и попутных компонентов на месторождении представлена первичными рудами. Окисленные руды имеют ограниченное распространение в пределах тектонических зон, в условиях близповерхностного залегания рудных тел. Установленная глубина развития зоны окисления не превышает 40–60 м.

Юго-Западный участок, выделенный по результатам разведочных работ 2009–2011 гг., находится на западном фланге месторождения и охватывает площадь ~ 1,3 км² в виде субмеридиональной полосы шириной 400–600 м. Рудоносной структурой участка является минерализованная трещинная зона, которая прослеживаются через весь участок в направлении 0–20° ССВ по его западному контуру при юго-восточном падении под углами 25–50°. Вмещающими породами являются эффузивные образования, представленные в основном андезибазальтами. Полиметаллическое оруденение в пределах рудонос-

ной зоны локализовано в виде пластообразных залежей в зонах расланцевания и гидротермально-метасоматической переработки и в соответствии с их залеганием прослеживается по падению на 300–500 м, затухая на глубинах 200–340 м от дневной поверхности. По простирацию оруденение прослежено на ~ 2500 м. Общая мощность зоны составляет 30–50 м на флангах, а в центральной части её мощность увеличивается до 80–90 м. Характер распределения оруденения в целом неравномерный, содержания основных компонентов в рудных сечениях колеблются в пределах: свинец – 0,16–4,94%, цинк – 0,52–6,78%, серебро – 11,24–272,33 г/т. Низкие содержания основных компонентов свойственны, как правило, бедным прожилково-вкрапленным рудам, а высокие – сечениям, где наряду с вкрапленными рудами отмечаются интервалы, представленные сульфидными брекчиями и жилами с гнездовым распределением сфалерита и галенита. Наряду с основными компонентами в рудных залежах Юго-Западного участка установлены повышенные концентрации золота (до 0,36 г/т), кадмия (0,0049–0,0382%), сурьмы (0,007–0,031%), мышьяка (0,06–0,97%) и серы (3,57–29,46%).

Серебро-полиметаллические рудные тела месторождения Нойон-Тологой представлены послыными или секущими вмещающие вулканогенно-осадочные породы зонами сульфидных руд прожилковой, прожилково-гнездово-вкрапленной и вкрапленной текстуры. В меньшей степени развиты жилы и линзы мощностью в первые десятки сантиметров, сложенные сульфидными агрегатами массивной текстуры.

Минеральный состав серебро-полиметаллических руд характеризуется большим разнообразием. Наряду с традиционными для этого типа месторождений главными и второстепенными минералами (сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, марказит, халькопирит) в рудах наблюдаются аномально высокие содержания сульфосолей свинца и серебра. Редко встречаются самородные золото, серебро и висмут, касситерит, молибденит, станнин, висмутин. В жильной матрице руд отмечаются кварц и кальцит, а также минералы хлорит-кварц-слюдисто-карбонатных метасоматитов. Выделяются кварц-галенитовый, галенитовый, галенит-сфалеритовый, сфалерит-пиритовый, пирит-арсенопирит-галенит-сфалеритовый с сульфосолями свинца и серебра, арсенопирит-пиритовый минеральные типы руд, обуславливающие вертикальную зональность рудных залежей [11].

Современный облик руд месторождения определён сочетанием разновозрастных минеральных ассоциаций, сложенных различными генерациями рудных и жильных минералов. Наиболее информативными для целей расшифровки процессов рудообразования

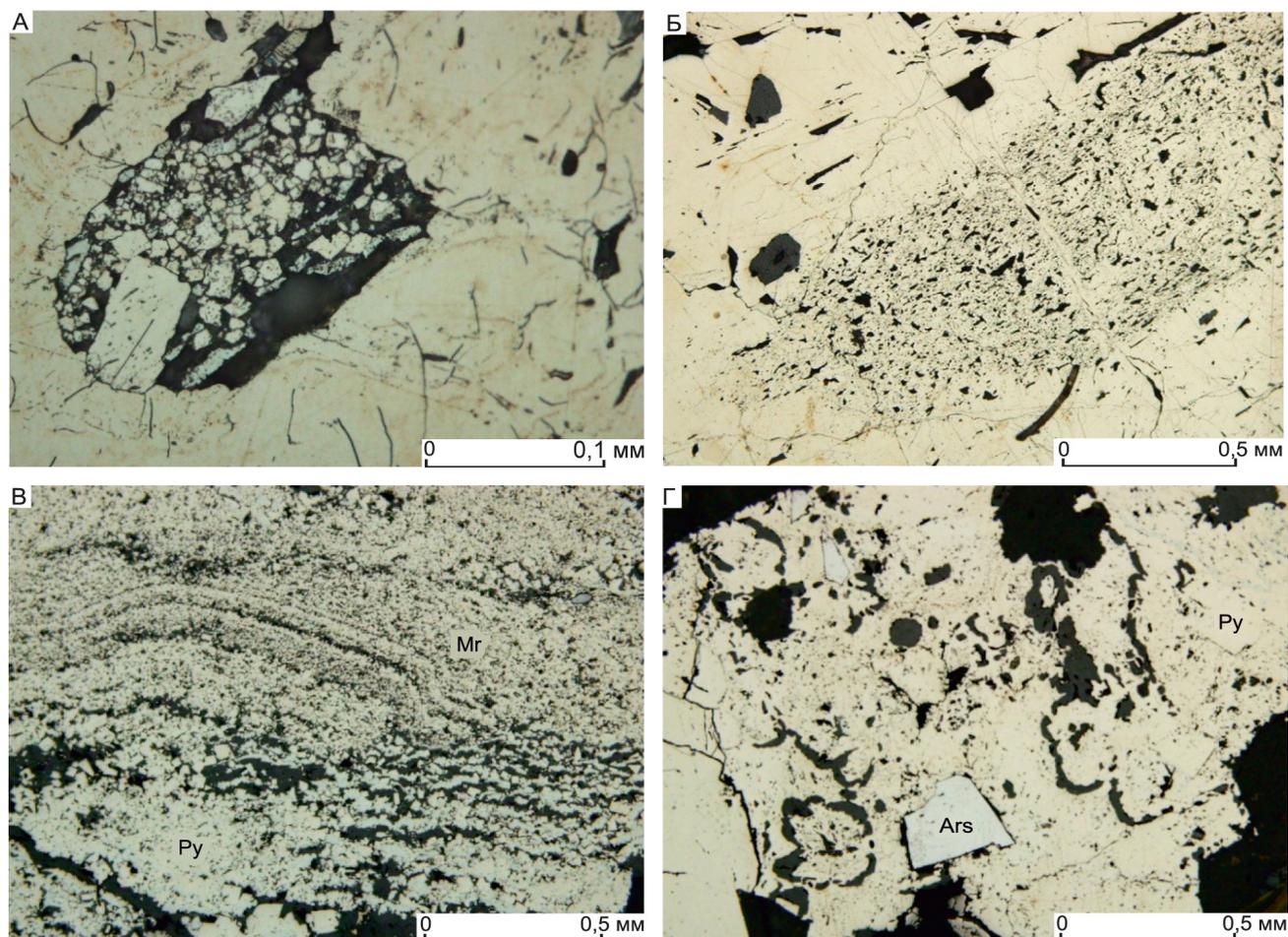


Рис. 9. Морфология выделений пирита:

А – гранобластовая структура пирита (протравлено концентрированной азотной кислотой); Б – пирит с участками тонкодисперсного строения; В – реликты колломорфного строения в пирит (Py)-марказитовом (Mr) агрегате; Г – реликты почек в аллотриоморфных выделениях пирита (Py), Ars – арсенипирит

на месторождении являются структурные особенности различных генераций пирита. К пириту-I относятся скопления пирита гранобластовой структуры, наблюдаемые в виде реликтов среди кристаллического пирита, а также выделения пирита с реликтами тонкодисперсных, колломорфных и почковидных структур (рис. 9). Кроме марказита, в ассоциации с пиритом-I отмечаются выделения кварца мозаичной структуры.

Возможно, к изменённым первичным образованиям сфалерита и галенита относятся их выделения, наблюдаемые в обломках колчеданно-полиметаллических руд в вулканогенно-осадочных породах.

Основная масса пирита и других рудных минералов представлена кристаллическими разностями,

которые концентрируются в прожилки, вкрапленность и гнёзда и характеризуются развитием разнообразных структур дробления и замещения. В ассоциации с пиритом-II наблюдаются сфалерит-II, галенит-II, буланжерит, джемсонит, сульфосоли серебра, марказит, арсенипирит, образующие тесные взаимные срастания различной морфологии. Галенит и сульфосоли в этих срастаниях отчётливо ксеноморфны по отношению к сфалериту и пириту (рис. 10). В интерстициях между зёрнами рудных минералов часто наблюдаются выделения полевого шпата и кварца.

В крупнокристаллических сульфидных рудах массивной текстуры пирит наблюдается в виде агрегатов зёрен неправильной формы размером до 2 мм, всегда ксеноморфных по отношению к арсенипириту.

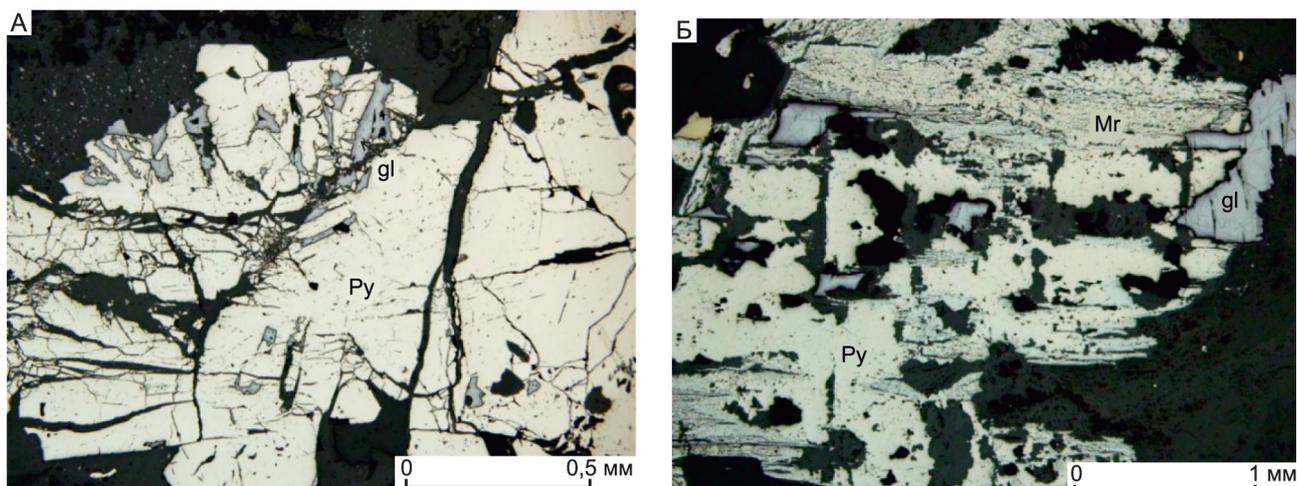


Рис. 10. Бедная тонкая сульфидная вкрапленность и прожилки в туфопесчаниках:

А – трещинки в раздробленном пирите (Py) цементируются галенитом (gl); Б – морфология выделений пирита (Py) и марказита (Mr) (сульфиды железа корродируются галенитом (gl))

Часть зёрен в центральной части насыщена включениями рудных и жильных минералов.

В крупнокристаллических сульфидных гнёздах в кварц-кальцитовых жилах общее содержание рудных минералов составляет до 31–32%, из них пирита 7,5–8%. Пирит здесь ассоциирует с марказитом (6–6,5%), сфалеритом (6–6,5%), арсенопиритом (5–5,5%), галенитом (3–3,5%), халькопиритом (1,5–2%), тетраэдритом и бурнонитом (доли процента).

Гнёзда пирита в кварц-карбонатных жилах сложены агрегатом гипидиоморфных зёрен, многие из которых насыщены мелкими включениями нерудных минералов. Как правило, они имеют чёткие ровные границы и цементируются жильным кварцем или галенитом. Иногда в них отмечаются мелкие гнёзда халькопирита

В туфопесчаниках на отдельных интервалах наблюдается бедная тонкая сульфидная вкрапленность и прожилки. Обычное содержание сульфидов 5–6%. Из них пирита 2,5–3%, арсенопирита около 2%, галенита и сфалерита по 0,4–0,5%, остальных минералов – сотые доли процента. Пирит в прожилках отмечается в виде гипидиоморфных зёрен, нередко интенсивно раздробленных. Трещинки в пирите залечены кварц-карбонатным материалом или галенитом (см. рис. 10, А, Б). В пирите наблюдаются мелкие включения галенита, редко сфалерита, имеющие коррозионные границы (особенно галенит). Кроме того, многие зёрна пирита содержат зоны, насыщенные мелкими включениями породообразующих минералов.

В прослоях алевролитов пирит и другие сульфиды образуют вкрапленность и прожилки зонального строения мощностью до 1,5 см. Среднезернистый агрегат гипидиоморфных зёрен пирита замещает ранее отложенные сульфиды и содержит многочисленные реликты сфалерита и галенита в виде удлинённых выделений, ориентированных вкrest простирания прожилков. По-видимому, замещение происходило вдоль двойниковых швов сфалерита (рис. 11).

В зонах дробления полиметаллических руд пирит образует разноморфные агрегаты брекчиевой, порфинокластической структуры обычно в ассоциации со сфалеритом, реже с другими минералами. Отмечается также вкрапленность мелких частично ограниченных, редко идиоморфных зёрен (рис. 12, А, Б).

Пирит-III наблюдается в поздних прожилках среди метасоматически изменённых пород и ранее образованных рудных скоплений. Ассоциирующие с ним минералы представлены бурнонитом, халькопиритом, поздними генерациями галенита, сфалерита, арсенопирита, которые замещают ранние сульфиды с образованием разнообразных коррозионных структур.

Сфалерит является одним из основных минералов, представляющих промышленную ценность. Выделяются несколько генераций сфалерита. Сфалерит-I отмечается в обломках брекчированных руд порфировидной текстуры в виде мелких изометричных зёрен (окатанные обломки?). К ранней генерации сфалерита, по-видимому, относятся и мелкие изометричные включения сфалерита в зёрнах крупнокристаллического пирита.

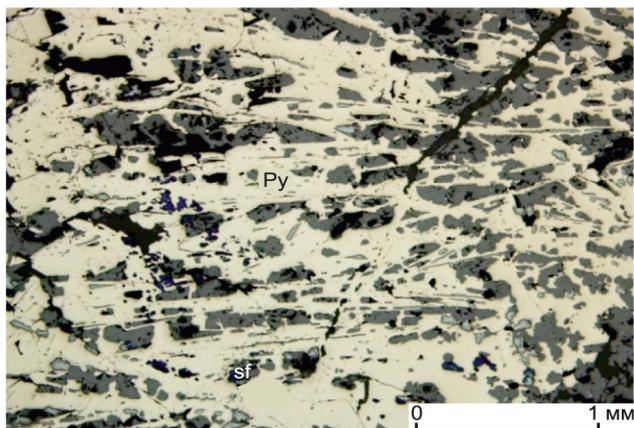


Рис. 11. Пирит (Py) с ориентированными включениями сфалерита (sf)

Мелкие (0,1–0,2 мм), неправильной формы выделения сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита наблюдаются в виде включений также и в идиоморфных кристаллах арсенопирита.

Сфалерит-II составляет основную массу этого минерала в рудах и наиболее часто образует гнёзда и прожилки в ассоциации с галенитом и пиритом, с относительно ровными или коррозионными границами, отчётливо более поздний по отношению к пириту. Многие выделения сфалерита брекчированы. Обломки сфалерита сцементированы кварц-карбонатным материалом с мелкими обломками пирита. Кроме того, сфалерит образует гнёзда диаметром до 7–8 мм, сложенные крупнокристаллическим агрегатом зёрен с полисинтетическими двойниками давления. Часть их содержит неравномерно рассеянную эмульсионную вкрапленность халькопирита. В полях сфалерита отмечаются реликты пиритовых или пирит-марказитовых выделений, частично замещённых вторичными минералами. Отмечаются участки дробления, залеченные кварц-кальцитовыми прожилками.

Сфалерит-III образует тесные сростания с галенитом, буланжеритом, джемсонитом. Галенит и сульфосоли в этих сростаниях отчётливо ксеноморфны по отношению к сфалериту, развиваясь вдоль границ его зёрен, а также образуя мелкие ветвящиеся гнёзда. В относительно крупных гнёздах поздних минералов отмечаются реликтовые выделения сфалерита (рис. 13, А–Г).

В сфалерит-пиритовых рудах сфалерит тяготеет к полям развития арсенопирита и пирита, образуя мелкие гнёзда и прожилки, пересекающие агрегаты сульфидов железа.

Галенит наряду со сфалеритом является одним из основных промышленных минералов серебро-полиметаллических руд месторождения. Его содержания колеблются в широких пределах от 0 до 10–11%. Выделяются несколько генераций галенита. Распространены тесные сростания галенита с пиритом-II, сфалеритом-II, арсенопиритом, реже с халькопиритом и буланжеритом. Отмечаются также мономинеральные прожилки и тонкая вкрапленность галенита во вмещающих породах в виде мелких (до 2 мм) гнёзд неправильной формы среди нерудных минералов, реже в полях развития пирита, сфалерита и марказита (рис. 14, А–Г).

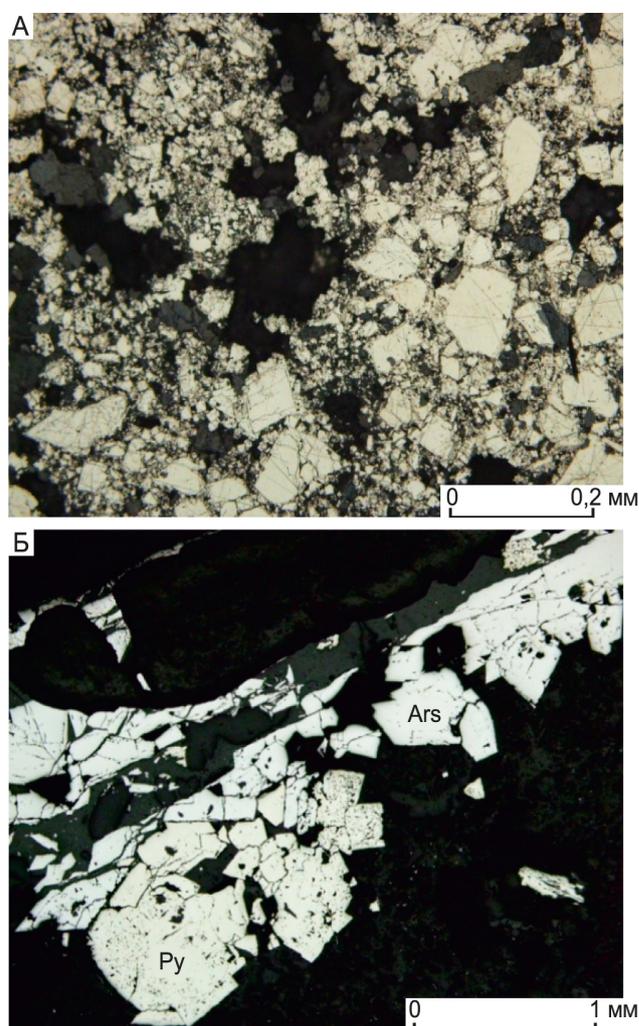


Рис. 12. Морфология выделений пирита в зоне дробления:

А – агрегаты пирита брекчиевой, порфирукластической структуры (протравлено концентрированной азотной кислотой); Б – сростания пирита (Py) и арсенопирита (Ars) гипидиоморфнозернистой структуры

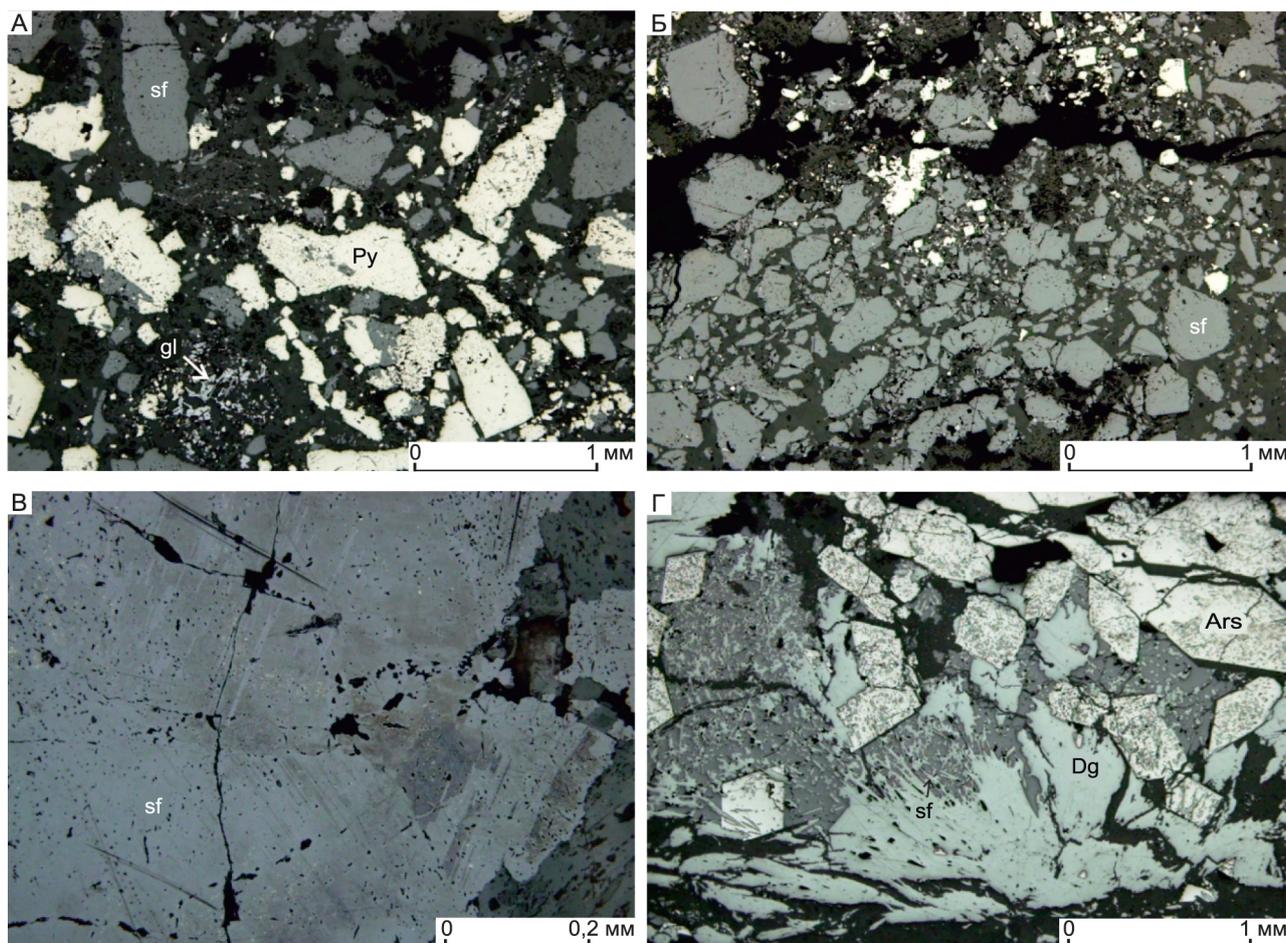


Рис. 13. Морфология выделений сфалерита:

А – брекчия галенит-сфалерит (sf)-пиритовых (Py) руд в кварц-кальцит-доломитовом цементе; Б – раздробленные выделения сфалерита (Sf) в кварц-доломитовом цементе, белый цвет – пирит; В – двойниковое строение сфалерита (sf); Г – коррозионные структуры замещения сфалерита (sf) джемсонитом (Dg), Ars – арсенопирит

Галенит корродирует и цементирует раздробленные зёрна пирита-I. Кроме того, галенит, как и халькопирит, отмечается в виде мелких гнёзд в кварц-кальцитовых прожилках.

В ассоциации с бурнонитом, сфалеритом, джемсонитом галенит отмечается в виде мелких включений неправильной формы размером 0,1–0,5 мм, приуроченных к центральным частям зёрен арсенопирита.

Арсенопирит широко распространён в рудах месторождения. В богатых крупнокристаллических сульфидных рудах массивной текстуры арсенопирит образует идиоморфные или гипидиоморфные зёрна размером до 1,5 см, находящиеся в тесных срастаниях с пиритом. Многие зёрна имеют зональное строение: их центральные части насыщены многочисленными

включениями рудных и нерудных минералов, а краевые части свободны от включений.

Во вкрапленных рудах наблюдается вкрапленность арсенопирита как в виде отдельных, как правило, идиоморфных призматических зёрен, так и их скоплений. В гнёздах и прожилках в ассоциации с буланжеритом, бурнонитом, сфалеритом, джемсонитом арсенопирит образует метакристаллы с включениями перечисленных минералов (рис. 15, А, Б).

Буланжерит образует гнёзда изометричной и неправильной формы, в которых замещает сфалерит и галенит и замещается блёклой рудой (см. рис. 15, В, Г).

Марказит образует похожие на обломки обособления среди жильных минералов, а также в полях галенита и сфалерита, сложенные мелкозернистым агрегатом таблитчатых зёрен, часто в ассоциации

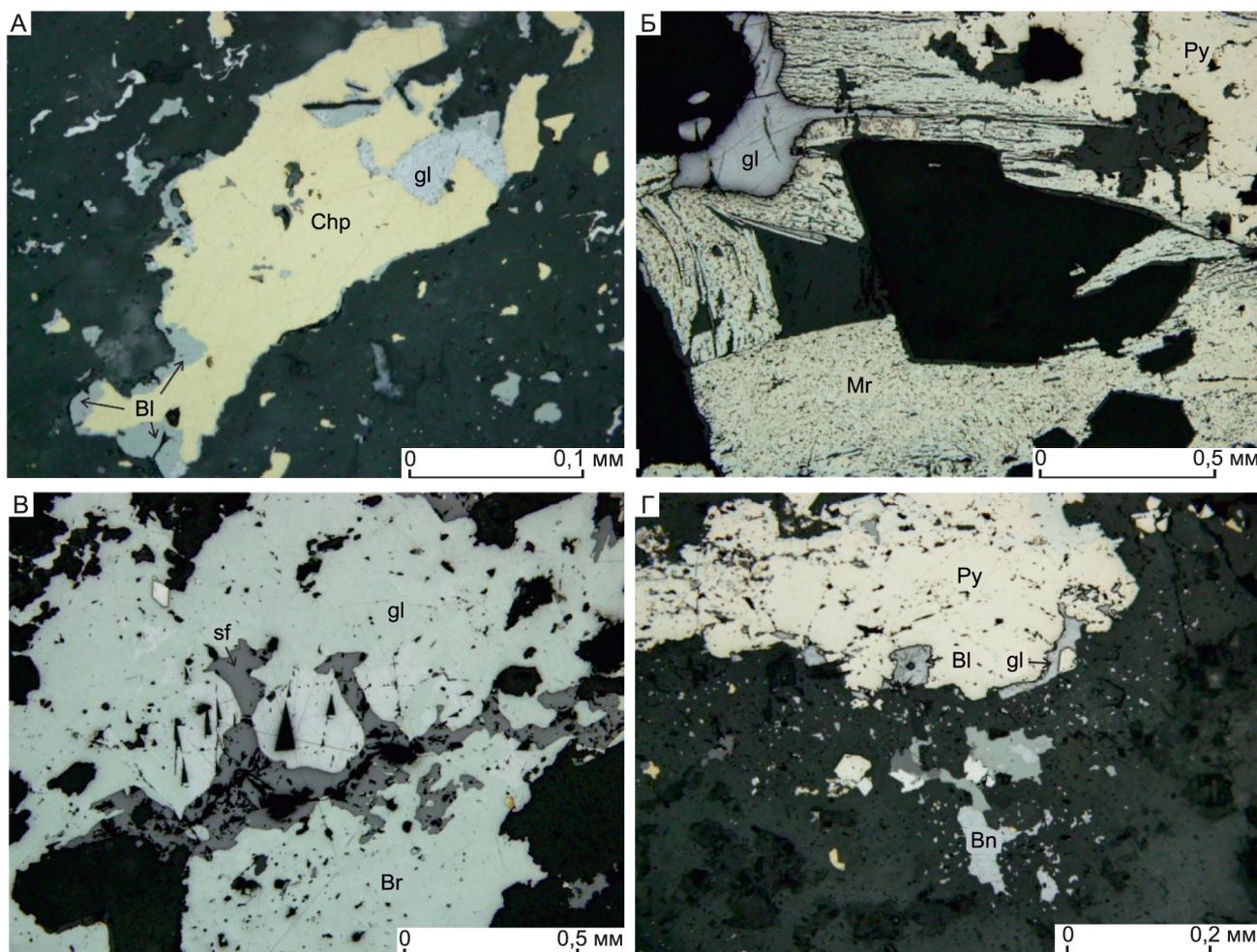


Рис. 14. Морфология выделений галенита:

А – гнездо халькопирита (Chp) с блёклой рудой (Bl) и галенитом (gl); Б – коррозионные структуры замещения пирит (Py)–марказитового (Mr) агрегата галенитом (gl); В – реликты сфалерита (sf) и галенита (gl) в буланжерите (Br); Г – гнезда и вкрапленность блёклой руды (Bl), галенита (gl) и бурнонита (Bn) в пирите (Py)

с пиритом. В отдельных зонах этих скоплений наблюдаются реликты полосчатого или колломорфного строения.

Халькопирит, блёклая руда, бурнонит образуют прожилки и мелкие (десятые-сотые доли миллиметра) гнезда неправильной формы в кварце и галените, иногда фиксируются в массивных пиритовых или пирит-марказитовых рудах.

Джемсонит наблюдался в сульфидных прожилках и гнездах, для которых характерно широкое развитие арсенопирита и практически полное отсутствие галенита. Джемсонит образует игольчатые, столбчато-призматические кристаллы с ромбическими поперечными сечениями, а также мелкозернистые агрегаты с реликтами замещаемых джемсонитом пирита

и сфалерита. В то же время более поздние метакристаллы арсенопирита содержат игольчатый и призматический джемсонит (рис. 16, А, Б).

Вопросы генезиса месторождения. Гидротермальная система месторождения возникла в связи с подводным вулканизмом и описывается конвективно-рециклинговой моделью [3, 6, 16, 17, 20]. Конвективно-рециклинговая модель предполагает наличие теплового источника с подчинёнными ему конвекционными ячейками, в которых выделяются зоны нисходящего потока, нейтральная, а также зона разгрузки (рудных тел).

В основе конвективно-рециклинговой модели лежат представления о гидротермально-метасоматических системах, которые функционировали в значительной

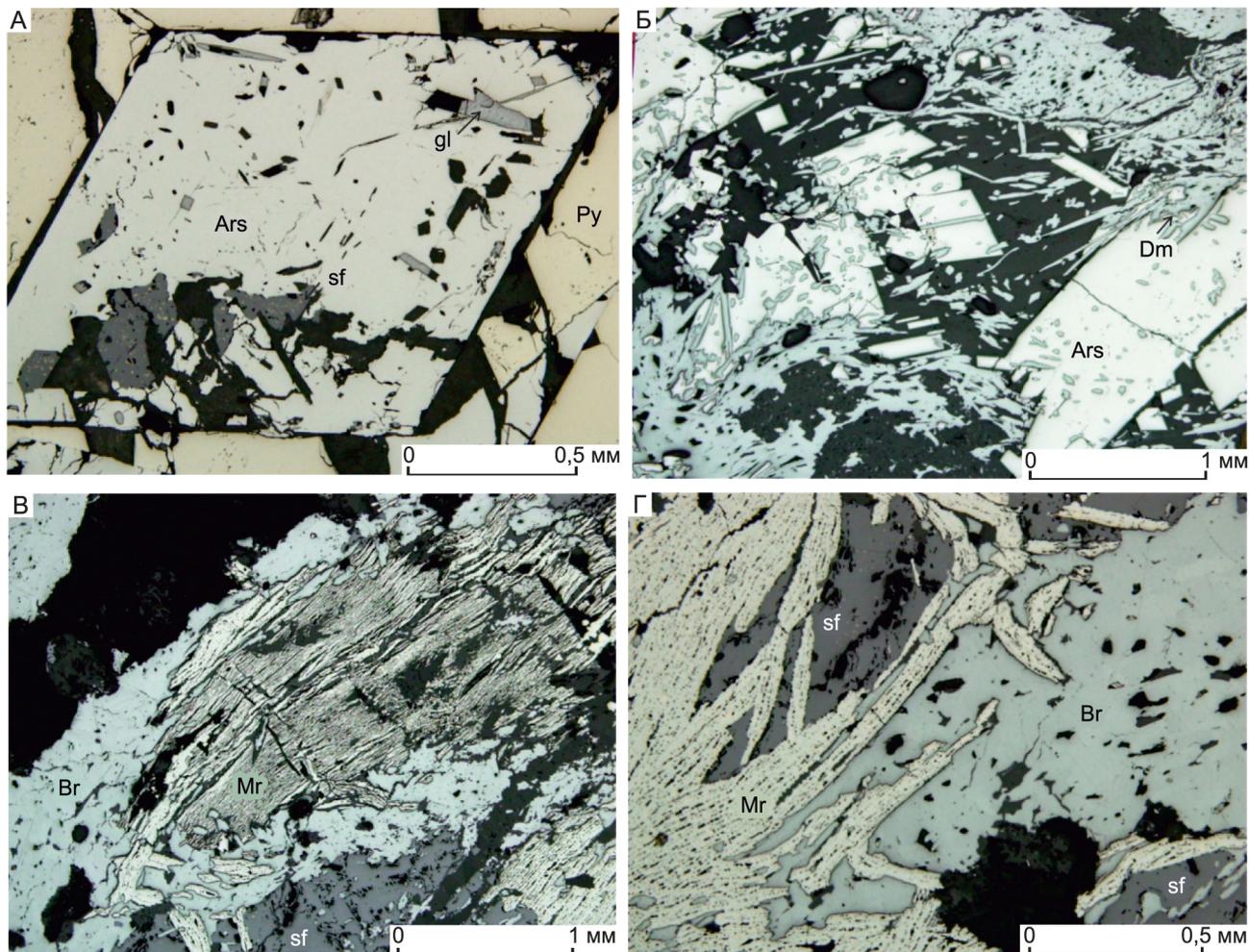


Рис. 15. Морфология выделений арсенопирита и буланжерита:

А – включения сфалерита (sf) и галенита (gl) в арсенопирите (Ars), Py – пирит; Б – морфология выделений арсенопирита (Ars) и джемсонита (Dm); В – структуры замещения марказита (Mr) и сфалерита (sf) буланжеритом (Br); Г – замещение марказита (Mr) и сфалерита (sf) буланжеритом (Br)

степени за счёт поступления морских вод. Источником энергии, обеспечивающим возникновение и функционирование таких систем, служил располагающийся в их нижней части магматический очаг. На нисходящей ветви движения морских вод происходило выщелачивание рудных элементов из вмещающих пород, морские воды нагревались и превращались в рудоносный флюид. Нагретые воды, которые становились менее плотными, по зонам повышенной проницаемости в надочаговой зоне поднимались вверх. На смену им поступали новые порции океанической воды. В придонной части морского бассейна, куда поступал рудоносный флюид из глубины, при смешении с морскими водами происходило осаждение рудных компонентов, в подрудной

зоне формировались кислотные метасоматиты центральной зоны.

Нисходящая ветвь конвективно-рециклинговой системы за счёт выщелачивания рудных компонентов из вмещающих пород является их источником. Данные о составе и поведении элементов базируются на материалах по физико-химическому моделированию процессов взаимодействия морская вода–порода, а также на материалах по изучению колчеданоносных рудных районов и узлов [2, 13 и др.].

Согласно этим исследованиям, в интервале температур от 200 до 350 °С раствор активно выщелачивает из вулканогенных пород микроэлементы (Pb, Zn, Cu), из галенита, сфалерита, халькопирита и других сульфидов с последующим их отложением

в зоне разгрузки. В результате этого процесса определяется состав вулканогенных колчеданных руд.

Согласно современным разработкам [2, 3, 6], окисленная слабощелочная морская вода, имеющая натрий-магний-хлоридно-сульфатный состав на нисходящей ветви, утрачивает Mg^{+2} , SO_4^{-2} , частично Na^+ , при этом обогащается Ca, Fe, Si, H_2S , Cu, Pb, Zn и приобретает восстановительный характер и слабокислую реакцию. Сульфидная сера поступает в раствор из вмещающих пород и за счёт восстановления сульфатов морской воды. Свинец быстро выносятся раствором из вмещающих пород, а цинк и медь частично скапливаются в виде сульфидов и выносятся медленнее. Концентрация Cu, Zn, Fe, Mn, Pb в растворах возрастает до 10^3 – 10^7 по сравнению с океанической водой [1].

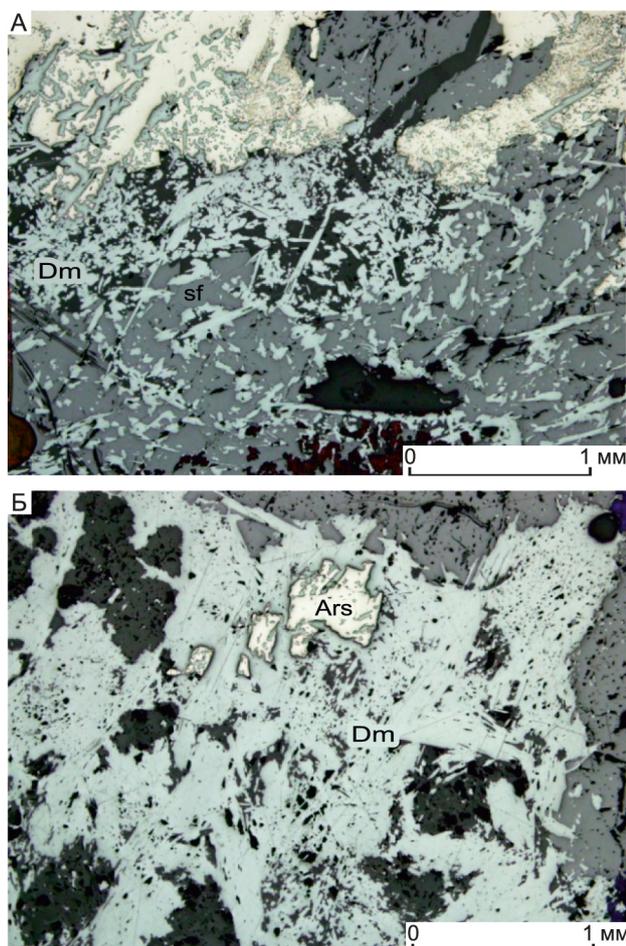


Рис. 16. Морфология выделений арсенопирита и джемсонита: А – морфология сростаний джемсонита (Dm) с пиритом (Py) и сфалеритом (sf); Б – реликты арсенопирита (Ars) в джемсоните (Dm)

Вынос рудных элементов, таким образом, мог осуществляться из различных частей нисходящей ветви конвективной ячейки. Процесс выщелачивания рудогенных элементов из вулканогенных пород подтверждается проведёнными нами геохимическими исследованиями на месторождениях Рудного Алтая, в пределах Лазурского и Корбалихинского рудных полей [5]. Установлено, что содержания свинца, цинка и меди в нижележащих отложениях, из которых происходило выщелачивание, значительно понижены. Количество выщелоченных рудных элементов было настолько велико, что обеспечило формирование месторождений с известными в настоящее время запасами.

Восходящая ветвь конвективной ячейки находится над локальными зонами растяжения, расположенными над магматическими очагами. Они фиксируются вулканическими центрами, телами субвулканических интрузий. После завершения магматического этапа над магматической камерой формируются депрессионные структуры. При формировании депрессии образуются разломы, по которым поднимаются восходящие потоки конвективно-рециклинговой ячейки.

Наличие признаков эпигенетичности рудообразования – жильных, прожилковых, прожилково-вкрапленных текстур, широко развитых на месторождениях, – позволяет сделать вывод о том, что часть рудных тел была сформирована в субмаринных мало-глубинных обстановках по модели придонного («sub-seafloor») отложения рудных залежей путём метасоматоза и выполнения полостей отслоения слаболифитизированных осадков.

Несцементированные породы позволяют проникать морской воде в поровые пространства вмещающих пород до и во время перерыва гидротермальной активности, обеспечивая среду для бактериального восстановления сульфата в морской воде, а также образования H_2S и фрамбоидального пирита [18]. Кроме того, большое количество холодной морской воды в отложениях создаёт полупроницаемую среду с температурными, окислительно-восстановительными и химическими градиентами, с которыми могут взаимодействовать более горячие, поднимающиеся гидротермальные флюиды [12]. Наличие полупроницаемой среды значительно повышает вероятность осаждения металлов и определяет их количество. Холодная морская вода в придонных условиях создаёт температурный градиент, в связи с чем увеличивается интенсивность смешивания в водной среде, что приводит к возрастанию количества осаждаемых металлов как на границе сред, так и в придонных отложениях [13–15]. Нелифитизированный характер придонных пород также обуславливает латеральную

транспортировку гидротермальных флюидов и образование дополнительных дистальных рудных залежей в стороне от основных синвулканических структур, контролирующей гидротермальный процесс [19].

Значительную роль в формировании месторождения играют также постседиментационные преобразования руд в результате процессов диагенеза, эпигенеза и метаморфизма (контактового и дислокационного).

Изложенный в статье материал позволяет сделать некоторые общие выводы:

- месторождение Нойон-Тологой относится к колчеданно-полиметаллическому (Нойон-Тологойскому) формационному типу в вулканогенных ассоциациях (VMS);
- рудоносными (рудовмещающими) для месторождения являются средне-верхнеюрские терригенно-вулканогенные отложения, объединяющиеся в вулканогенно-кремнисто-терригенную формацию;
- вулканогенный разрез характеризуется преобладанием средних вулканитов от умереннощелочного до низкощелочного ряда;
- в результате гидротермально-метасоматических преобразований вулканогенно-осадочных пород месторождения Нойон-Тологой образуются березиты;

- в пределах месторождения полиметаллическое оруденение сосредоточено на основных рудоносных участках: Центральном, Юго-Восточном, Восточном и Юго-Западном;

- серебро-полиметаллические зоны оруденения представлены послойными или секущими вмещающие вулканогенно-осадочные породы телами сульфидных руд прожилковой, прожилково-гнездово-вкрапленной и вкрапленной текстур. В меньшей степени развиты жилы и линзы мощностью в первые десятки сантиметров, сложенные сульфидными агрегатами массивной текстуры;

- главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, тетраэдрит; второстепенными – сульфосоли свинца и серебра, джемсонит, марказит, халькопирит, бурнонит;

- гидротермальная система месторождения Нойон-Тологой возникла в связи с подводным вулканизмом и описывается конвективно-рециклинговой моделью;

- месторождение Нойон-Тологой является эталонным для Восточного Забайкалья, а характеристики его геологического строения, вещественного состава руд, вмещающих пород и метасоматитов – надёжными поисковыми критериями и признаками при поисках колчеданно-полиметаллических месторождений региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. – М.: Научный мир, 2004. – 344 с.
2. Гричук Д. В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. – М.: Научный мир, 2000. – 303 с.
3. Гричук Д. В., Суцневская Н. М., Васюта Ю. В., Кононова Н. Н. О роли магматических флюидов в формировании химического состава гидротерм срединно-океанических хребтов // Геохимия. – 1988. – № 12. – С. 1741–1750.
4. Козеренко В. Н. Геологическая характеристика Приаргунской полиметаллической зоны // Тр. ИГЕМ АН СССР. – 1963. – Вып. 83.
5. Кривцов А. И., Волчков А. Г. Минина О. В. Месторождения колчеданного семейства. Серия «Модели месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» // Под ред. А. И. Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 232 с.
6. Кривцов А. И., Константинов М. М., Кузнецов В. В. Система моделей месторождений благородных и цветных металлов // Отечественная геология. – 1995. – № 3. – С. 11–31.
7. Кузнецов В. В., Брель А. И., Богославец Н. Н. и др. Металлогения Приаргунской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. – 2018. – № 2. – С. 32–43.
8. Кузнецова Т. П. Минеральное разнообразие серебро-полиметаллических руд месторождения Нойон-Тологой в Восточном Забайкалье // Доклады VIII Международного симпозиума «Минеральное разнообразие – исследование и сохранение» 9–11 октября 2015 г. – София: Национальный музей «Земля и люди», 2015.
9. Серавина Т. В., Богославец Н. Н., Алеко С. В., Петухов А. А. Рудно-формационные типы колчеданно-полиметаллических месторождений Приаргунской минерагенической зоны // Материалы IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск, 2018. – С. 559–561.
10. Серавина Т. В., Кузнецова Т. П., Кузнецов В. В., Богославец Н. Н. Колчеданно-полиметаллические месторождения Приаргунской минерагенической зоны // Материалы IX научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов – состояние и перспективы». – М., 2019. – С. 198–199.
11. Сердюк Л. В. Метасоматические и рудные формации Южного Приаргунья // Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Иркутск, 2003. – 226 с.
12. Converse D. R., Holland H. D. and Edmond J. M. Flow rates in the axial hot springs of the East Pacific Rise (21°N): Implications for the heat budget and the formation of massive sulfide deposits // Earth and Planetary Science Letters. – 1984. – V. 69. – P. 158–175.
13. Doyle M. G., Allen R. L. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits // Ore Geol. Reviews. – 2003. – V. 23. – P. 183–222.

14. *Doyle M. G., Huston D. L.* The subsea-floor replacement origin of the Ordovician Highway-Reward VMS deposit, Mount Windsor Subprovince, northern Queensland // *Economic Geology*. – 1999. – V. 94. – P. 825–844.
15. *Gibson H. L., Morton R. L. and Hudak G. J.* Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanically associated massive sulfide deposits // *Reviews in Economic Geology*. – 1999. – V. 8. – P. 13–51.
16. *Kajiwaru J., Kazama H.* Two dimensional complex manifold with vanishing cohomology set // *Mathematische Annalen*. – 1973. – Vol. 204. – Is. 1. – P. 1–12.
17. *Large R. R.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains // *Economic Geology*. – 1977. – V. 72. – P. 549–572.
18. *Seal R. R.* Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2006. – V. 61. – P. 633–677.
19. *Piercey S. J., Squires G. C. and Brace T. D.* Lithostratigraphic, hydrothermal, and tectonic setting of the Boundary volcanogenic massive sulfide deposit, Newfoundland Appalachians, Canada: Formation by subseafloor replacement in a Cambrian rifted arc // *Economic Geology*. – 2014. – V. 109. – P. 661–687.
20. *Spooner E. T. C.* Cu-pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust: the ophiolitic ore deposits of Cyprus, in the continental crust and its mineral deposits. / Ed. Strangway D. W. // *Special Paper. Geological Association of Canada, Toronto, Ontario, Canada* – 1980. – No. 20. – P. 685–704.
6. *Krivtsov A. I., Konstantinov M. M., Kuznetsov V. V.* Sistema modeley mestorozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov [A system of models of deposits of noble and non-ferrous metals]. *Otechestvennaya geologiya*, 1995, No. 3, P. 11–31. (In Russ.)
7. *Kuznetsov V. V., Brel A. I., Bogoslavets N. N.* et al. Metallogeniya Priargunskoy strukturno-formatsionnoy zony [Metallogeny of the Priargunsk structural-formation zone]. *Otechestvennaya geologiya*, 2018, No. 2, P. 32–43. (In Russ.)
8. *Kuznetsova T. P.* Mineralnoye raznoobraziye srebro-polimetallicheskikh rud mestorozhdeniya Noyon-Tologoy v Vostochnom Zabaykalye. *Doklady VIII Mezhdunarodnogo simpoziuma “Mineralnoye raznoobraziye – issledovaniye i sokhraneniye”* 9–11 oktyabrya 2015 g. [Mineral diversity of silver-polymetallic ores of the Noion-Tologoi deposit in Eastern Transbaikalia // *Reports of the VIII International Symposium “Mineral Diversity – Research and Conservation”* October 9–11, 2015] Sofiya, Natsionalnyy muzey “Zemlya i lyudi”, 2015. (In Russ.)
9. *Seravina T. V., Bogoslavets N. N., Aleko S. V., Petukhov A. A.* Rudno-formatsionnyye tipy kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy Priargunskoy mineragenicheskoy zony [Ore-formational types of pyrite-polymetallic deposits of the Priargunskaya mineragenic zone]. *Materialy IX Sibirskoy konferentsii molodykh uchenykh po naukam o Zemle, Novosibirsk*, 2018, P. 559–561. (In Russ.)
10. *Seravina T. V., Kuznetsova T. P., Kuznetsov V. V., Bogoslavets N. N.* Kolchedanno-polimetallicheskiye mestorozhdeniya Priargunskoy mineragenicheskoy zony. *Materialy IX nauchno-prakticheskoy konferentsii “Nauchno-metodicheskiye osnovy prognoza, poiskov i otsenki mestorozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov – sostoyaniye i perspektivy”* [Pyrite-polymetallic deposits of the Priargunskaya mineragenic zone. // *Materials of the IX scientific-practical conference “Scientific and methodological foundations of forecasting, prospecting and evaluation of deposits of noble and non-ferrous metals – state and prospects”*]. Moscow, 2019, P. 198–199. (In Russ.)
11. *Serdyuk L. V.* Metasomaticheskiye i rudnyye formatsii Yuzhnogo Priargunya [Metasomatic and ore formations of the Southern Argun region]. *Dis. ... kand. geol.-mineral. Nauk, Irkutsk*, 2003, 226 p. (In Russ.)
12. *Converse D. R., Holland H. D. and Edmond J. M.* Flow rates in the axial hot springs of the East Pacific Rise (21°N): Implications for the heat budget and the formation of massive sulfide deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, V. 69, P. 158–175.
13. *Doyle M. G., Allen R. L.* Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geol. Reviews*, 2003, V. 23, P. 183–222.
14. *Doyle M. G., Huston D. L.* The subsea-floor replacement origin of the Ordovician Highway-Reward VMS deposit, Mount Windsor Subprovince, northern Queensland. *Economic Geology*, 1999, V. 94, P. 825–844.
15. *Gibson H. L., Morton R. L. and Hudak G. J.* Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable

REFERENCES

1. *Vikentyev I. V.* Usloviya formirovaniya i metamorfizm kolchedannykh rud [Formation conditions and metamorphism of pyrite ores]. Moscow, Nauchnyy mir publ., 2004, 344 p. (In Russ.)
2. *Grichuk D. V.* Termodinamicheskiye modeli submarinnykh gidrotermalnykh system [Thermodynamic models of submarine hydrothermal systems]. Moscow, Nauchnyy mir publ., 2000, 303 p. (In Russ.)
3. *Grichuk D. V., Sushchevskaya N. M., Vasyuta Yu. V., Kononkova N. N.* O roli magmaticheskikh flyuidov v formirovaniy khimicheskogo sostava gidroterm sredinno-okeanicheskikh khrebtov [On the role of magmatic fluids in the formation of the chemical composition of fluids of mid-oceanic ridges]. *Geokhimiya*, 1988, No. 12, P. 1741–1750. (In Russ.)
4. *Kozerenko V. N.* Geologicheskaya kharakteristika Priargunskoy polimetallicheskoy zony [Geological characteristics of the Priargunskaya polymetallic zone]. *Tr. IGEM AN SSSR*, 1963, Is. 83. (In Russ.)
5. *Krivtsov A. I., Volchkov A. G., Minina O. V.* Mestorozhdeniya kolchedannogo semeystva. Seriya “Modeli mestorozhdeniy almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov” [Deposits of pyrite family. Series “Models of deposits of

- for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology*, 1999, V. 8, P. 13–51.
16. *Kajiwara J., Kazama H.* Two dimensional complex manifold with vanishing cohomology set. *Mathematische Annalen*, 1973, Vol. 204, Is. 1, P. 1–12.
 17. *Large R. R.* Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains. *Economic Geology*, 1977, V. 72, P. 549–572.
 18. *Seal R. R.* Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2006, V. 61, P. 633–677.
 19. *Piercey S. J., Squires G. C. and Brace T. D.* Lithostratigraphic, hydrothermal, and tectonic setting of the Boundary volcanogenic massive sulfide deposit, Newfoundland Appalachians, Canada: Formation by subseafloor replacement in a Cambrian rifted arc. *Economic Geology*, 2014, V. 109, P. 661–687.
 20. *Spooner E. T. C.* Cu-pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust: the ophiolitic ore deposits of Cyprus, in the continental crust and its mineral deposits. Ed. *Strangway D. W.* Special Paper. Geological Association of Canada, Toronto, Ontario, Canada. 1980, No. 20, P. 685–704.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается.

Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, недопустимо.

Удурчуканская свита и аякитский комплекс: размещение, возраст, геохимия (Буреинский массив, Сихотэ-Алинь)

Неогеновые базальты на востоке Буреинского массива и прилегающей к нему Курско-Комсомольской зоны Сихотэ-Алиньской складчатой системы рассредоточены вдоль зон Хинганского, Амгуньского и Танлу-Харпийского глубинных разломов, в области высокой тектонической и сейсмической активности. Анализ датировок их возраста в исследуемых районах указывает на 3 этапа проявленности базальтоидного магматизма в миоцене: раннемиоценовый (удурчуканская свита: 22,6–18,6 млн лет), среднемиоценовый (аякитский комплекс: 14,8–13,0 млн лет) и позднемиоценовый (аякитский комплекс: 10,0–9,3 млн лет). Исследуемые образования – базальты (Аякитское плато), андезибазальты (Удурчуканское плато), лейцититы (о. Ядасен) – обогащены оксидами натрия, калия, титана, железа, магния, фосфора. Две пробы из щелочных оливинных базальтов Аякитского плато показали высокие Кк Те (578,0) и Ag (172,7), повышенные Кк – у высокозарядных Nb (6,2), Та (3,4) и радиоактивных Th (2,7), U (2,4). Содержания Co, Ni, Zr, Mo, W, Zn, Sr, Ba, Hg, лёгких и средних РЗЭ выше кларковых значений для пород основного состава в 1,1–1,5 раза и более. Отмечается небольшой дефицит Sb, Cs, Bi, Cu, Li, Sc, Rb, Tm, Yb, Lu (Кк < 0,7). Близкий к ним химический состав базальтов САСС вблизи пос. Солнечный и на о. Ядасен может указывать на единый для них источник магмы.

Ключевые слова: аякитский комплекс, удурчуканская свита, базальты, андезибазальты, лейцититы, возраст, химический состав, Буреинский массив, Сихотэ-Алиньская складчатая система.

НИГАЙ ЕЛЕНА ВАЛЕНТИНОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории тектоники, helenvn54@gmail.com

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИТИГ ДВО РАН), г. Хабаровск

Udurchukan formation and ayakit complex (Bureya massif, Sikhote-Alin): location, age and geochemistry

E. V. NIGAI

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences (ITIG FEB RAS), Khabarovsk

Neogene basalts in the eastern of the Bureya massif and the adjacent Kursk-Komsomolskaya zone of the Sikhote-Alin fold system occur in the seismically and tectonically active area along the Khingan, Amgun and Tanlu-Kharpi deep faults. Analysis of age constraints on the timing of basaltoid magmatism in the Miocene suggests three phases of magmatism in the study areas: Early Miocene (Udurchukan Formation: 22,6–18,6 Ma); Middle Miocene (Ayakit Complex: 14,8–13,0 Ma), and Late Miocene (Ayakit Complex: 10,0–9,3 Ma). Rock studies have found that basalts (Ayakit plateau), basaltic andesites (Udurchukan plateau), and leucitites (Yadasen Island) are enriched in sodium oxides, potassium, titanium, iron, magnesium, and phosphorus. Two samples of alkaline olivine basalts from the Ayakit plateau yielded high KkTe (578,0) and Ag (172,7); elevated Kk in high field-strength Nb (6,2), Ta (3,4) and radioactive Th (2,7), U (2,4). The contents of Co, Ni, Zr, Mo, W, Zn, Sr, Ba, Hg, light and middle REE are 1,1–1,5 times or even higher than the clarke values for mafic rocks. There is a slight deficit of Sb, Cs, Bi, Cu, Li, Sc, Rb, Tm, Yb, Lu (Кк < 0,7). A similar chemical composition of the SASS basalts (Solnechny settlement and Yadasen Island) suggests that they have a common magma source.

Key words: Ayakit complex, Udurchukan Formation, basalts, basaltic andesites, leucitites, age, chemical composition, Bureya massif, Sikhote-Alin fold system.

Районы исследований – восточная часть Буреинского массива (БМ) и прилегающая к нему часть Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС), объекты исследований – миоценовые базальтоиды удурчуканской свиты и аякитского комплекса. Ареалы распространения этих молодых базальтоидных образований свидетельствуют о высокой сейсмической и тектонической активности земной коры в зоне их локализации. Здесь часты землетрясения магнитудой от 3 до 7 баллов. Высокая активность разломной тектоники и высокая водонасыщенность горных пород явились, в частности, причиной образования крупного Буреинского оползня 2018 г. Характерны повышенные значения теплового потока, составляющие 30–35 мВ/м² [9, 30]. Геотермические аномалии проявлены в виде горячих гидротермальных источников (Кульдур и др.).

Миоценовые базальтоиды (как и более молодые неоген-четвертичные и домиоценовые) могут играть важную роль индикаторов оруденения, в том числе скрытого. На это обратили внимание В. И. Гаврилов и В. В. Онихимовский, писавшие, что «изучение минералогии и геохимии базальтов... позволит использовать базальты в качестве провинциального индикатора скрытого оруденения» [4, с. 105]. Минералогические исследования искусственных шлихов, изготовленных из проб миоценовых базальтов, отобранных в Комсомольском рудном районе, позволили выявить в их составе магнетит, ильменит, хромит, цирконы, единичные зёрна касситерита, пирита, халькопирита, арсенопирита, пироморфита, шеелита, турмалина. Содержание в них TiO₂, MgO, CaO было повышенным, а содержание Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Sn значительно выше кларковых [4, с. 102]. В. Г. Хомич и Н. Г. Борискина, изучавшие особенности размещения платинометаллальной минерализации Сибири и Дальнего Востока, подчеркнули роль молодого вулканизма, показав на схеме Удокан-Чинейского рудного района широкое распространение неоген-четвертичных трахибазальтов в районе локализации Удоканского, Чинейского и Катугинского рудных полей [22]. С. В. Рассказов, изучавший неогеновые базальтоиды Удоканского вулканического района (вблизи упомянутого Удокан-Чинейского рудного района), указал на связь рудогенерирующего магмообразования с молодым вулканизмом [16, с. 3]. Им же в соавторстве с В. С. Приходько, Е. В. Сараниной и др. изучались мантийно-коровые компоненты в позднекайнозойских базальтоидах потенциально рудоносных площадей Среднеамериканской впадины [17].

Проблеме генезиса и возраста позднекайнозойских покровных и субвулканических базальтов Дальнего Востока, изучению минералого-геохимического

и изотопного составов, выяснению их эволюции в крупных структурах фанерозоя посвящена обширная литература. В то же время исследования неогеновых базальтов восточной части Буреинского массива проводились в основном в рамках картосоставительских работ среднего и мелкого масштабов. Большое значение имеют картосоставительские работы по ГДП-200 [1, 2, 7, 8] и масштаба 1:1 000 000 третьего поколения [3, 15].

Цель настоящих исследований – выяснение геологических особенностей размещения базальтоидов удурчуканской свиты и аякитского комплекса БМ, включая аякитские базальты приграничных частей САСС, сравнение их возраста и петрогеохимии, интерпретация геодинамической обстановки.

Исходными материалами для составления схем геологического строения явились геологические карты масштабов 1:1 000 000, 1:1 500 000 и 1:200 000 [2, 3, 7, 8, 15, 19]. Для построения диаграмм были использованы данные по химическому и элементному составу неогеновых вулканитов исследуемых районов [1, 2, 7, 8, 16] и новые данные по элементному составу двух проб оливиновых щелочных базальтов, отобранных из Аякитского плато.

Методы исследований заключаются в следующем: это сравнительный анализ особенностей размещения, возраста, состава базальтоидов удурчуканской свиты и аякитского комплекса, составление схем геологического строения исследуемой площади, подбор диаграмм; петрохимические расчёты, построение типовых петро- и геохимических диаграмм. Элементный состав щелочных оливиновых базальтов (53 элемента) определен в ИТиГ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (аналитики А. В. Штарева, А. Ю. Лушников) на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (USA).

Результаты исследований. Особенности размещения. Континентальная кора восточной части Буреинского массива претерпела длительную историю геологического развития. Это докембрийский период гранитоидного магматизма, крупные периоды раннепалеозойского магматизма, следующего за ним крупного пермско-триасового, поздне триасового и мелового магматизма и неоген-четвертичного базальтоидного вулканизма. В миоцене вдоль Хингано-Амгуньского, Курского и Танлу-Харпийского разломов произошли излияния базальтов удурчуканской свиты и аякитского комплекса.

На востоке Буреинского массива аякитский комплекс представлен покровами платобазальтов вдоль зоны Хингано-Амгуньского разлома (рисунки 1 и 2). Базальты с вкрапленниками оливина, пироксена, плагиоклаза (лабрадор, битовнит), магнетита слагают крупное Аякитское плато (площадь 30 × 40 км², мощность 300 м), залегая на поздне меловых вулканитах

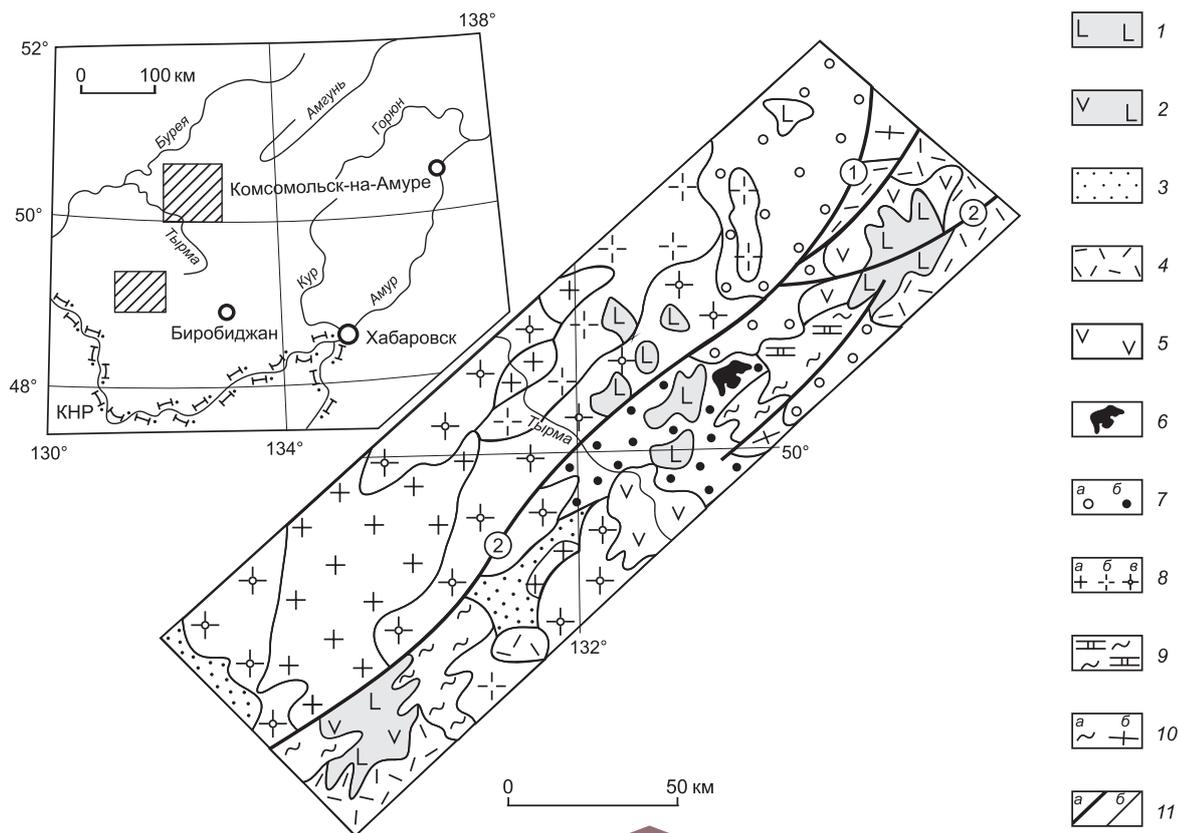


Рис. 1. Схема размещения миоценовых базальтов на востоке Буреинского массива. Составила Е. В. Нугай с использованием данных [3, 7, 8, 15]:

миоценовые: 1 – базальты аякитского комплекса, 2 – андезибазальты удурчуканской свиты; 3 – эоцен-миоценовые алевропелиты, глины, пески, галечники, лигниты; позднемиоценовые: 4 – риолиты, риодациты и 5 – андезиты, андезидациты; 6 – раннемиоценовые порфириты иороханского комплекса; 7 – юрские терригенные и кремнисто-терригенные осадочные породы с примесью туфов (а), юрско-меловые угленосные толщи ургальской серии (б); 8 – гранитоидные комплексы: а – харинский (Т₃-Т₁), б – тырмо-буреинский (Р₃-Т₁), в – суларинский, кивилийский, биробиджанский (Є-О); 9 – кварциты, мраморы, кристаллические сланцы (PR₁) гуджальской свиты; 10 – докембрийские кристаллосланцы, амфиболиты амурской серии и дяддаглейской толщи (а), плагиограниты, гранитогнейсы древнебуреинского комплекса (б); 11 – разломы: а – Тастахский (1) и Хинганский (Хингано-Амгуньский) (2), б – прочие; районы исследований показаны штриховкой на врезке

Баджальского вулcano-плутона. К западу от Аякитского плато они с размывом залегают на осадочных породах Тырминской впадины, Буреинского и Гуджикского прогибов и магматитах палеозоя и мезозоя (см. рис. 2). Разность отметок подошвы и кровли базальтовых покровов составляет в среднем от 50 до 300 м [1, 8].

К востоку от Буреинского массива базальты аякитского комплекса получили развитие в северо-восточной части Курско-Комсомольской зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы, в долинах рек бассейна р. Амгунь (см. рис. 2), где образуют покровы средней величины (18 × 20 км²). Часть их приурочена к Дукинскому и Курскому разломам, остальные (1,5 × 2,0 км²) размещаются в Эльгинской, Хогдинской и других впадинах. Покровы базальтов слагают во-

доразделы, иногда борта впадин и прогибов. Толща (190 м) трахиандезибазальтов к северу от р. Горин закартирована в долине р. Эвур (Эвурское плато, 40 × 20 км²). Она перекрывает позднемиоценовые вулканические омельдинской толщи. Это оливковые и оливково-пироксеновые базальты, их туфы и лавобрекчии мощностью 120 м (истоки р. Харпичикан). Мощность базальтов в верховьях р. Силинка 90 м. Покров базальтов мощностью 60 м описан в устье р. Харпин (впадает в оз. Болонь) [3, 12].

Базальты аякитского комплекса, слагающие Болоньский вулкан на о. Ядасен (оз. Болонь; рис. 2, пробы 12, 1, 3), по возрасту близки базальтам Аякитского плато (табл. 1). Остров представляет собой остаток потухшего вулкана площадью 270 × 120 м², с двумя некками и свежими пористыми лавовыми

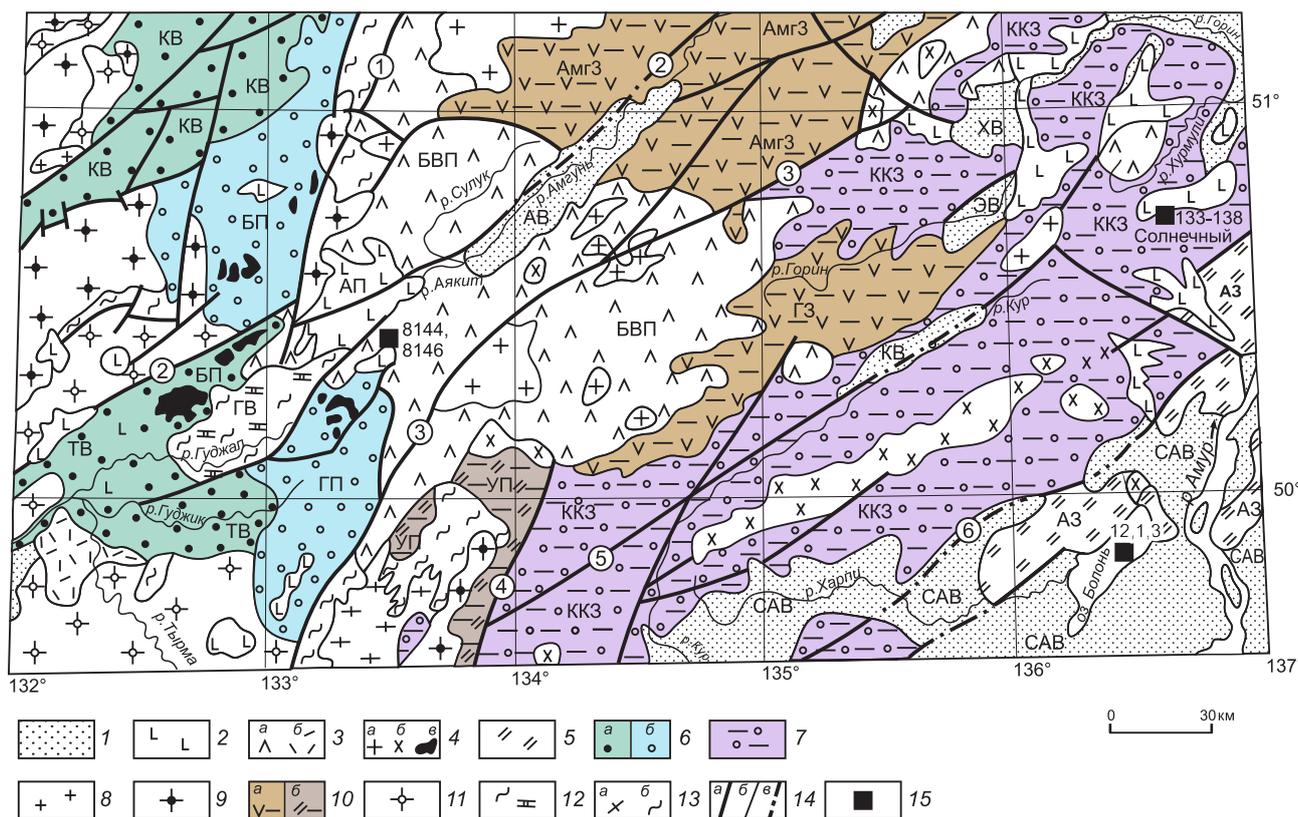


Рис. 2. Размещение базальтов аякитского комплекса в восточной части Бурейского массива и приграничной Курско-Комсомольской зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы. Составила Е. В. Нигай на основе [3, 7, 8, 19,]:

1 – обломочные отложения позднекайнозойских впадин; 2 – миоценовые базальты аякитского комплекса: АП – Аякитское плато; 3 – позднемеловые: а – дациты, риолиты, андезиты, б – риолиты, дациты: БВП – Баджальский вулcano-плутон; 4 – позднемеловые: а – граниты, б – гранодиориты и в – диориты иороханского комплекса; 5 – песчаники, алевролиты, аргиллиты раннего мела Амурской зоны (АЗ); 6 – молассоиды (J_3-K_1) Кындальской (КВ) и Тырминской (ТВ) впадин (а), алевролиты, песчаники, туфы, бентониты (J_1-J_3) Бурейского (БП) и Гуджикского (ГП) прогибов (б); 7 – вулканогенно-терригенные и кремнистые с известняками толщи (Т, J) Курско-Комсомольской (ККЗ) зоны; 8 – гранитоиды харинского комплекса (T_3-J_1); 9 – гранитоиды тырмо-бурейского комплекса (P_3-T_1); 10 – терригенно-карбонатные толщи Амгуньской (АмгЗ) и Горинской (ГЗ) зон (а) и Урмийского прогиба (УП) (б) (D, C, P); 11 – гранитоиды кивийского и биробиджанского комплексов (Е-О); 12 – кварциты, метапесчаники, слюды, графитовые сланцы (PR_1) Гуджальского выступа (ГВ); 13 – плагииграниты ($AR_2?$) древнебурейского комплекса (а), гнейсы, амфиболиты, кварциты ($AR?$) дягдаглейской толщи (б); 14 – разломы: а – основные (1 – Тастахский, 2 – Хинганский, 3 – Дукинский, 4 – Уликанский (Куканский), 5 – Курский, 6 – Танлу-Харпийский), б – прочие, в – под рыхлыми отложениями; 15 – места отбора проб, их номера; впадины: АВ – Амгуньская, САВ – Среднеамурская, ХВ – Хогдинская, ЭВ – Эльгинская, КВ – Курская

базальтовыми потоками, обнажёнными в прибрежных частях острова, свежесть и сохранность которых говорит о более молодом возрасте базальтов по сравнению с установленным (9,3 млн лет). Превышения высот над урезом воды оз. Болонь составляют 20–25 м; глубина оз. Болонь 4–5 м [29].

Субвулканические интрузии базальтов, также относимые к аякитскому комплексу, представлены штоками и дайками базальтов, мелким штоком *лимбургитов* и чёрными массивными долеритами. Размещаются по периферии хр. Нони, на востоке Ая-

китского плато, прорывая вулканиты позднего мела. Дайки долеритов комагматичны базальтам аякитской толщи. Они закартированы в долине р. Сулук [1, 2, 8].

Удурчуканская свита андезибазальтов Малого Хингана слагает базальтоидный покров (22×25 км², мощность 180 м) на водоразделе рек Хинган и Удурчукан, несогласно перекрывающий вулканиты мела и домеловые породы. В магнитном поле имеет знакопеременные значения, жерловины фиксируются положительными магнитными аномалиями.

1. Возраст миоценовых базальтов востока БМ и приграничной части САСС

Название комплекса	Ареал распространения, места отбора проб	Возраст, млн лет, [источник]
1. Аякитский комплекс	Аякитское плато (БМ)	10,0 [2]
2. Аякитский комплекс	пос. Солнечный (САСС)	13,0; 14,8 [12]
3. Аякитский комплекс	о. Ядасен (оз. Болонь, САСС)	9,3; 9,68 [16].
4. Удурчуканская толща	Удурчуканское плато (БМ)	18,6; 22,1; 22,3; 22,6 [8]
5. Острогорский комплекс	Верховья рек Гур, Анюй, Немта (САСС)	11,0; 18,0 [10]
6. Острогорский комплекс	Правобережье р. Анюй (САСС)	27,0 [10]

От вулканитов мела отличаются более низкой радиоактивностью. В основании свиты – линзы галечников (до 10 м) и вулканических стёкол. Установлены 4 потока тёмно-серых андезибазальтовых лав, разделённых слоями осадочных пород; в центре лавы массивные, по окраинам – пористые. Вверх по разрезу увеличивается основность эффузивов – от андезитов до трахибазальтов. От базальтов мела отличаются свежестью пироксена и других включений [8].

К юго-востоку от Буреинского массива, вдоль восточного борта Среднеамурской впадины широко распространены базальтоиды *острогорского* комплекса САСС [3, 10], близкие по возрасту и составу удурчуканской свите и аякитскому комплексу. Возраст их олигоцен-миоценовый (см. табл. 1). Площадь выхода острогорских базальтов в 3–4 раза больше, чем аякитских. Для них характерен и более широкий возрастной диапазон проявленности магматизма.

2. Химический состав базальтов Аякитского плато [1]

Компонент	4025	9-1	К-1280	3318	383	572	552	321-1	321-2
SiO ₂	45,13	44,10	48,04	46,11	43,86	42,89	49,67	47,43	48,25
TiO ₂	2,58	2,65	2,27	2,05	2,52	2,29	1,74	1,97	2,04
Al ₂ O ₃	14,56	14,54	14,00	14,31	14,59	14,65	15,48	15,72	16,67
Fe ₂ O ₃	4,69	3,79	3,18	4,15	4,64	4,56	2,67	2,67	5,31
FeO	6,88	8,17	8,88	6,96	7,93	8,13	6,70	8,47	5,59
MnO	0,13	0,15	0,16	0,14	0,17	0,18	0,17	0,14	0,19
MgO	8,67	8,42	8,22	8,77	8,66	8,39	7,69	8,55	7,20
CaO	8,64	8,93	7,98	8,68	8,50	10,6	7,62	8,51	8,41
Na ₂ O	3,49	4,30	1,62	3,07	3,92	3,96	3,15	2,94	3,00
K ₂ O	2,20	1,84	1,46	1,62	1,37	1,36	1,47	1,65	1,73
P ₂ O ₅	0,68	0,78	0,58	0,41	0,89	0,98	0,38	0,39	0,41
SO ₂	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01
CO ₂	0,16	0,29	0,63	0,34	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
H ₂ O	1,74	1,54	1,52	3,05	2,41	2,06	1,98	1,90	1,64
Σ	99,6	99,5	99,8	99,5	99,4	100,0	98,72	100,4	100,5

Возраст базальтов аякитского комплекса по многочисленным изотопным калий-аргоновым датировкам валовых проб представлен в табл. 1. Единичные датировки по цирконам, показавшие раннепалеозойский возраст, не соответствуют позднекайнозойскому геологическому возрасту базальтов, поэтому они не приводятся (содержатся в отчёте С.Н. Добкина по составлению ГГК-200/2 за 2015 г.). В базальтах о. Ядасен возраст установлен по лейцититу [17]. Для сравнения приведены данные по возрасту острогорских базальтов. Как видно из табл. 1, самыми молодыми являются базальты о. Ядасен, базальты Аякитского плато также имеют позднемиоценовый возраст, а андезибазальты удурчуканской свиты наиболее древние (ранний миоцен).

Минералого-геохимические особенности. В аякитских базальтах преобладают субщелочные оливиновые базальты с вкрапленниками оливина, пироксена, полевых шпатов. Трахибазальты с плагиоклазом, пироксеном отличаются от них ясной порфировой структурой. В щелочных базальтах Аякитского

плато помимо оливина, пироксена и полевых шпатов есть нефелин, роговая обманка, авгит. Поры заполнены цеолитом, анальцимом, халцедоном, шабазитом. Щелочные базальты по составу близки к оливиновым тефритам и базанитам, а повышенное содержание TiO_2 (до 3,6%) сближает их с ультраосновными фойдитами [2]. Андезибазальты удурчуканской толщи с вкрапленниками авгита, пироксена, оливина, андезина, лабрадора (от 3–7 до 20%) натрий-кальциевого типа. Коэффициент окисленности железа составляет 0,64.

Химический состав петрогенных оксидов в базальтах Аякитского плато представлен в табл. 2 [2].

Как видно из табл. 2, базальты Аякитского плато обогащены оксидами натрия, калия, титана, железа ($Fe_2O_3 + FeO$), магния и фосфора. Содержание пентоксида фосфора в несколько раз выше, чем в базальтах вулканов Курильских островов – 0,1–0,2% [6].

В табл. 3 приведены новые данные по составу элементов-примесей и их кларков концентраций (Кк)

3. Содержания и Кк отдельных элементов в базальтах Аякитского плато

Элемент	8144	8146	Элемент	8144	8146	Элемент	8144	8146
Li (г/т)	9,03/0,4	9,22/0,5	Y	18,82/0,7	21,84/0,8	Tb	0,83/1,2	1,06/1,5
Be	1,35/3,4	1,46/3,6	Zr	166,9/1,1	222,27/1,5	Dy	4,64/0,9	5,74/1,1
B	4,14/0,8	5,37/1,1	Nb	27,16/3,9	43,73/6,2	Ho	0,85/0,7	1,03/0,9
P	2154,1/1,7	3000,7/2,4	Mo	1,89/1,5	3,38/2,6	Er	2,31/0,8	2,82/0,9
Sc	21,51/0,7	22,31/0,7	Ag	2,85/28,5	17,28/172,7	Tm	0,26/0,1	0,32/0,1
Ti	11369,7/1,0	15187,3/1,4	Cd	0,06/0,3	0,10/0,5	Yb	1,81/0,9	2,28/1,1
V	181,76/0,6	197,01/0,7	Sn	1,33/0,7	1,70/0,8	Lu	0,23/0,5	0,29/0,6
Cr	269,35/1,2	226,73/0,6	Sb	0,19/0,5	0,04/0,1	Hf	4,81/2,5	6,25/2,5
Mn	1615,05/1,1	1380,79/0,9	Te	4,05/578,5	4,05/578,0	Ta	2,14/2,1	3,43/2,6
Co	42,58/1,4	41,56/1,4	Cs	0,28/0,3	0,41/0,4	W	1,15/1,1	1,28/1,3
Ni	109,84/1,4	123,20/1,5	Ba	316,06/1,1	330,3/1,1	Re	0,001/0,0	0,001/0,0
Cu	39,28/0,4	51,04/0,6	La	21,77/1,3	32,85/1,9	Hg	0,03/0,8	0,08/2,6
Zn	107,51/1,3	111,58/1,3	Ce	48,12/1,5	68,65/2,2	Tl	0,001/0,0	0,001/0,0
Ga	19,96/1,1	22,95/1,3	Pr	5,95/1,6	8,20/2,2	Pb	5,62/0,9	5,88/1,0
Ge	1,25/0,8	1,34/0,9	Nd	26,26/1,6	35,60/2,2	Bi	0,01/0,2	0,03/0,5
As	3,77/1,9	3,51/1,7	Sm	5,89/1,5	7,65/1,9	Th	3,90/2,2	4,93/2,7
Rb	29,69/0,6	25,31/0,5	Eu	1,95/1,3	2,43/1,6	U	1,05/1,8	1,45/2,4
Sr	1041,6/2,7	833,50/1,8	Gd	6,85/1,5	8,82/1,9	<i>Всего: 53 элемента</i>		

Примечание. В числителе – содержание, в знаменателе – Кк; выделены Кк > 1; анализы выполнены методом ISP-MS в лаборатории ИТиГ ДВО РАН А. В. Штаревой и А. Ю. Лушниковой в 2017 г.

4. Состав базальтов аякитского комплекса Курско-Комсомольской зоны САСС [16]

Компонент	133	134	135	136	137	138	12	1	3
SiO ₂ , %	48,25	48,37	46,19	48,37	49,58	47,47	44,02	44,28	44,44
TiO ₂	1,92	1,92	2,11	1,82	1,59	1,80	2,37	2,36	2,42
Al ₂ O ₃	16,08	15,45	14,07	14,37	14,07	14,84	13,75	13,45	13,80
Fe ₂ O ₃	10,66	2,50	2,18	2,67	3,01	1,77	3,04	5,33	5,60
FeO	Н. д.	7,80	8,94	8,26	7,93	8,74	7,88	5,69	5,62
MnO	0,15	0,13	0,15	0,13	0,12	0,13	0,17	0,17	0,15
MgO	5,69	7,70	9,82	9,70	8,43	9,44	10,38	10,22	10,02
CaO	8,54	8,27	8,12	7,62	7,36	7,67	8,50	8,59	8,10
Na ₂ O	3,49	3,07	2,64	2,90	3,18	2,94	4,07	4,17	4,25
K ₂ O	1,97	1,36	1,65	1,41	1,19	1,44	3,89	3,79	3,63
P ₂ O ₅	0,55	0,36	0,49	0,36	0,28	0,36	1,14	1,16	1,18
H ₂ O ⁻	Н. д.	0,42	0,55	0,52	1,05	0,47	0,08	0,12	0,32
H ₂ O ⁺	Н. д.	2,77	3,58	2,44	1,95	2,87	0,96	1,11	0,93
Сумма	97,27	100,12	100,49	100,57	99,74	99,94	100,25	100,44	100,46
Sc (мкг/г)	Н. д.	24,4	22,8	27,1	25,0	27,3	18,3	18,6	23,0
Rb	26,0	15,0	26,4	19,7	19,5	22,5	50,3	52,4	56,3
Sr	692	547	910	584	424	762	1102	1109	1274
Y	18,0	21,1	20,5	23,1	23,5	21,1	26,2	26,4	28,8
Zr	187	159	197	175	144	157	261	261	278
Nb	23	22,6	41,3	27,9	22,8	23,3	79	80	87
Sn	Н. д.	1,42	1,67	1,47	1,12	1,25	1,64	1,89	2,09
Cs	Н. д.	0,25	0,46	0,18	0,26	0,56	0,97	0,90	1,03
Ba	230	182	292	242	200	199	679	689	739
La	Н. д.	16,6	24,1	19,2	26,7	17,3	61,4	61,4	64,6
Ce	Н. д.	35,4	49,6	40,8	44,9	36,5	112,5	114,5	119,8
Pr	Н. д.	4,57	5,91	5,22	5,08	4,73	13,78	13,86	14,53
Nd	Н. д.	19,9	26,1	25,4	21,4	22,4	50,7	50	56,5
Sm	Н. д.	4,46	5,4	5,38	4,69	4,49	9,46	9,60	10,17
Eu	Н. д.	1,46	1,73	1,60	1,40	1,53	2,93	3,07	2,95
Gd	Н. д.	4,80	4,92	4,80	4,83	4,22	7,79	7,92	7,68
Tb	Н. д.	0,68	0,73	0,79	0,74	0,66	1,10	1,16	1,30
Dy	Н. д.	3,57	3,59	4,15	3,43	3,67	5,39	5,55	5,86
Ho	Н. д.	0,65	0,62	0,71	0,60	0,61	0,87	0,86	0,98
Er	Н. д.	1,72	1,54	1,75	1,68	1,75	2,32	2,45	2,75
Tm	Н. д.	0,25	0,23	0,29	0,30	0,29	Н. д.	Н. д.ю	0,32
Yb	Н. д.	1,38	1,20	1,47	1,67	1,53	1,78	1,82	1,98
Lu	Н. д.	0,17	0,17	0,19	0,22	0,21	0,25	0,25	0,30
Hf	Н. д.	3,12	3,93	3,51	3,03	3,47	6,03	5,99	6,47
Ta	Н. д.	1,14	2,03	1,53	1,32	1,27	4,71	4,58	4,59
Pb	5	3,5	3,7	4,0	3,9	3,1	4,8	4,7	6,9
Th	3	2,07	3,15	2,61	2,76	2,01	7,02	6,85	7,47
U	Н. д.	0,71	0,99	0,79	0,65	0,62	1,79	1,81	2,16

Примечание. 133–138 – базальты пос. Солнечный; 12, 1, 3 – базальты оз. Болонь, по С. В. Рассказову и др., 2003; выделены содержания выше кларковых (Кк > 1), кларки для основных пород приняты по [20].

(пробы отобраны из базальтов Аякитского плато). РЗЭ и другие элементы в базальтах определены в ХИАНЦ ИТиГ ДВО РАН.

Как видно из табл. 3, содержания большей части металлов и фосфора выше кларка пород основного состава в 1,1–2,0 раза, что говорит в пользу обогащённого металлами мантийно-корового источника магмы. Высокие Кк имеют Те – 578,0, Ag – 172,7, что характерно и для иороханского золотоносного диоритового комплекса, распространённого в восточной части Буреинского массива [13]. Повышенные Кк: Nb, Ta, Sr, Hf, Mo, Th, U (Кк > 2,5). Содержания Co, Ni, Cr, лёгких и средних РЗЭ, Zr, W, Sr, Ba, Zn, Ga выше кларковых значений для пород основного состава в 1,1–1,5 раза и более. Наблюдается небольшой дефицит Sb, Cs, Bi, Cu, Li, Sc, Rb, Lu, Tm (Кк < 0,7). Остальные имеют близкие к кларковым значения, принятые для пород основного состава по [20], в том числе Sn, Pb, Cr, Mn, Ge, Y, Yb, Ho.

Химический состав базальтов аякитского комплекса вблизи пос. Солнечный и о. Ядасен, расположенных в прилегающей к Буреинскому массиву приграничной части СССС, представлен в табл. 4. На основании этих данных нами построены диаграммы (представлены далее), позволяющие сравнивать особенности химического состава и элементов-примесей базальтоидов Аякитского и Удурчуканского плато, пос. Солнечный и о. Ядасен. Сопоставляя базальты пос. Солнечный и о. Ядасен, отметим, что первые менее титанистые, менее магниальные, в них меньше Na, K, P. В базальтах о. Ядасен отмечается повышенная концентрация P₂O₅ (1,2%): в 4 раза больше, чем в пос. Солнечный и в 5–10 раз больше, чем в неоплейстоценовых базальтах вулканов Ветровой, Тятя, в которых содержание P₂O₅ 0,12–0,25% [6]. По сравнению с пос. Солнечный концентрации Rb, Ba, Nb, Cs, Nd, Th, U, La выше в 2 раза (см. табл. 4).

Химический состав андезибазальтов удурчуканской свиты представлен в таблицах 5 и 6 [8]. Эти данные использовались при построении диаграмм.

Систематика миоценовых вулканитов. На диаграмме Na₂O+K₂O–SiO₂ [14] вулканиты чётко разделились на два комплекса (рис. 3, А) – аякитский и удурчуканский, что объясняется разницей в содержании кремнезёма (на 5–8%). Первый представлен доминирующими субщелочными трахибазальтами, высокощелочными базальтами (лейцититами) о. Ядасен (оз. Болонь), щелочными оливиновыми базальтами и щелочными пикробазальтами Аякитского плато. Удурчуканская свита представлена в основном андезибазальтами, андезитами, трахиандезибазальтами и трахиандезитами. Диаграмма разделения вулканитов по соотношениям K₂O/Na₂O (см. рис. 3, Б) [28] показывает, что большая часть

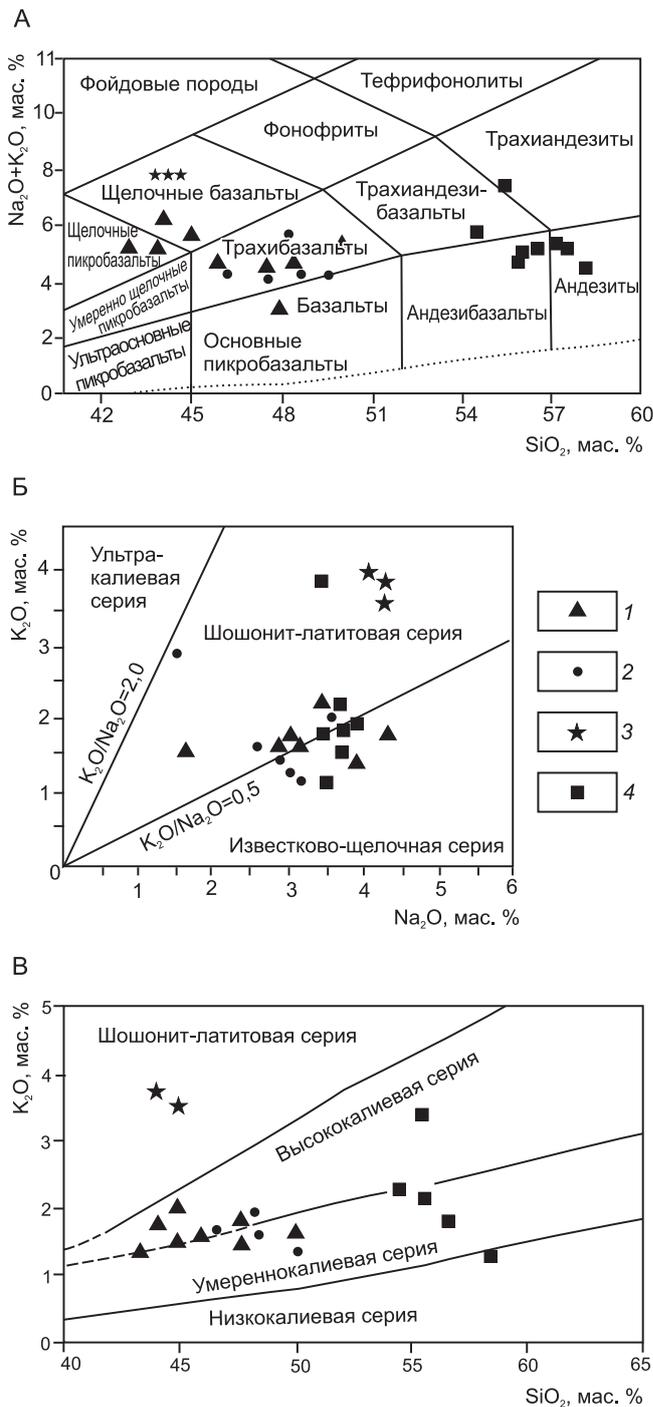


Рис. 3. Сравнительные классификационные диаграммы для миоценовых вулканитов аякитского комплекса и удурчуканской свиты:

А – классификационная TAS-диаграмма для вулканических пород Na₂O+K₂O–SiO₂ [14]; Б – разделение вулканитов по соотношениям K₂O/Na₂O, границы по [28]; Б' – разделение по содержанию калия K₂O–SiO₂, границы по [27]; 1–3 – аякитский комплекс: 1 – щелочные пикробазальты и трахибазальты Аякитского плато, 2 – трахибазальты пос. Солнечный, 3 – высокощелочные базальты (лейцититы) оз. Болонь (о. Ядасен); 4 – андезибазальты удурчуканской свиты Малого Хингана

5. Химический состав андезибазальтов удурчуканской свиты [8]

Компонент	1176	743	775	783	3205	K-911	852
SiO ₂	55,89	56,50	57,44	54,36	58,32	55,93	61,79
TiO ₂	1,71	1,56	1,77	1,66	1,59	1,6	1,0
Al ₂ O ₃	14,35	14,51	13,9	14,33	14,08	15,73	17,5
Fe ₂ O ₃	2,28	2,76	4,98	3,09	4,23	3,77	2,87
FeO	6,58	5,71	4,24	6,72	4,03	5,75	3,85
MnO	0,11	0,12	0,12	0,12	0,14	0,10	0,11
MgO	4,82	4,69	5,02	5,43	4,64	4,27	2,07
CaO	6,7	6,53	5,96	6,15	5,17	6,79	3,27
Na ₂ O	3,43	3,68	3,69	3,45	3,52	3,6	3,37
K ₂ O	1,69	1,5	1,68	2,22	1,24	1,24	1,24
P ₂ O ₅	0,28	0,25	0,28	0,32	0,21	0,28	0,0
SO ₂	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,21
CO ₂	0,15	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,12
H ₂ O	1,23	1,20	0,92	1,36	0,89	0,79	2,09
Σ	99,42	99,01	99,40	99,71	98,06	100,05	100,52

6. Химический состав и элементы-примеси в андезибазальтах удурчуканской свиты [8]

Компонент	40	41	42	43
SiO ₂ (%)	55,46	57,24	54,77	57,25
TiO ₂	1,89	1,60	1,97	1,49
Al ₂ O ₃	15,16	15,65	15,29	15,50
FeO ¹	8,37	7,78	9,00	8,71
MnO	0,11	0,12	0,12	0,13
MgO	3,97	4,57	4,35	4,26
CaO	5,58	6,37	6,11	6,54
Na ₂ O	3,86	3,77	3,67	3,84
K ₂ O	3,38	1,66	2,95	1,25
P ₂ O ₅	0,62	0,29	0,57	0,24
Σ	98,41	99,06	98,80	99,21
Va (мкг/г)	1080/3,7	526/1,8	919/3,1	328/1,1
Nb	40/5,7	12/1,7	32/4,6	8/1,1
Ni	74/0,9	101/1,3	78/1,0	106/1,3
Pb	6/1,0	4/0,7	6/1,0	3/0,5
Rb	74/1,5	31/0,6	54/1,1	25/0,5
Sr	839/1,8	502/1,1	861/1,9	346/0,7
Th	4/2,2	2/1,1	4/2,2	2/1,1
Y	15/0,5	17/0,6	17/0,6	17/0,6
Zr	200/1,3	131/0,9	188/1,2	143/0,9

Примечание. В числителе – содержание, в знаменателе – Кк; выделены Кк > 1; кларки для пород основного состава по [20].

фигуративных точек попала в область шононит-латитовой серии. Наблюдается также их скопление на границе со значениями K₂O/Na₂O = 0,5 (или Na₂O/K₂O = 2). При этом основная часть точек, характеризующих удурчуканскую свиту, попала в область известково-щелочной серии. По содержанию K₂O [27] базальтоиды аякитского комплекса относятся к высококалиевым и умереннокалиевым (см. рис. 3, В).

Сравнение пород аякитского комплекса и удурчуканской свиты на основе анализа представленных вариационных диаграмм для петрогенных элементов [18] указывает на заметные различия в характере их распределения (рис. 4). В первую очередь отмечается высокое содержание титана, особенно в щелочных базальтах Аякитского плато и трахибазальтах о. Ядасен (оз. Болонь): содержания TiO₂ варьируют от 1,8–2,8 до 3,57% [3]. Для удурчуканских андезибазальтов и базальтов пос. Солнечного доля TiO₂ в 2 раза меньше. Содержания Al₂O₃ в базальтоидах миоценового возраста восточной части Буреинского массива и Курско-Комсомольской зоны САСС отличаются на 2,5–3,0%: от 16,0–16,8% (Удурчуканское и Аякитское плато БМ) до 13,5–14,8% (о. Ядасен, пос. Солнечный), что говорит о более высокой глинозёмистости миоценовых базальтоидов Буреинского массива. Удурчуканские андезибазальты образуют обособленные группы на графиках Fe₂O_{3,общ}–SiO₂ и MgO–SiO₂. Аякитские базальты отличаются повышенными значениями железистости (9,0–12,5%) и особенно магнезиальности (7,5–10,5%), удурчуканские андезибазальты менее железистые (8,0–9,5%), в них в 2 раза меньше MgO (4,0–5,5%).

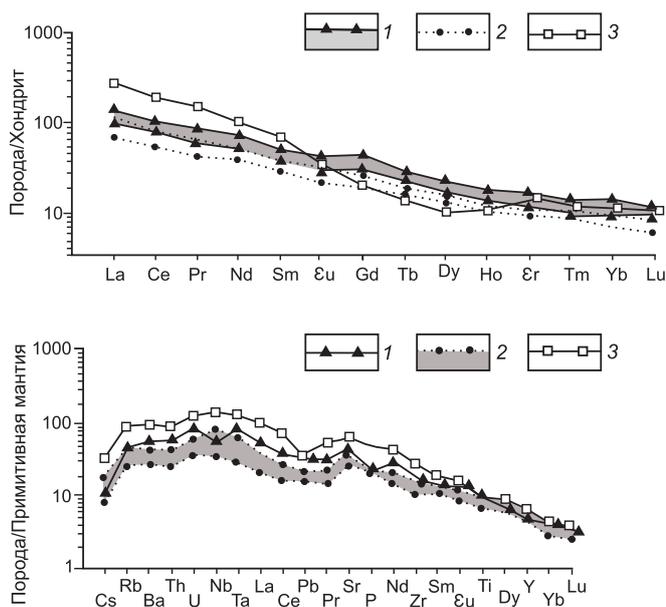


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных и редких элементов, нормированные по хондриту и примитивной мантии, состав их, по [25]:

1 – Аякитское плато; 2 – пос. Солнечный; 3 – оз. Болонь (о. Ядасен)

Содержание СаО зависит от того или иного количества кальцийсодержащих минералов (пироксенов, анортита и др.). Аякитские базальты более основные по составу, они имеют СаО – 7,5–10,5%, а удурчуканские андезибазальты – 5,0–6,5%. Преобладание Na₂O над K₂O (2:1) характерно для базальтоидов вследствие преобладания в их составе натриевых основных плагиоклазов (анортита, битовнита, лабрадора) над калиевыми полевыми шпатами – ортоклазом и микроклином. Самую высокую щёлочность имеют базальты Аякитского плато и о. Ядасен (5,8–6,0 и 7,8–7,9%), базальты последнего получили название «лейцититы» – по классификации Н. А. Румянцевой [11]. Они сильно обогащены P₂O₅ (1,18%). К этим значениям приближается и содержание P₂O₅ в базальтах Аякитского плато (0,8–0,9%). Менее насыщенные P₂O₅ удурчуканские и солнечногогорские вулканы (0,2–0,6 и 0,25–0,5% соответственно).

Спектр РЗЭ, нормированных по хондриту, показывает высокую обогащённость лёгкими РЗЭ и небольшую – тяжёлыми. Отношение La/Yb составляет 12,0–14,4. Наиболее заметная контрастность в распределении значений характерна для лейцититов о. Ядасен (оз. Болонь). Отсутствует европиевый минимум. В целом кривые имеют плавный характер распределения. Сопоставление спектра редких и РЗЭ

в исследуемых породах с примитивной мантией, по [25], показывает дифференцированный характер распределения сопоставляемых элементов (рис. 5). При этом максимумы характерны для Rb, Ba, Sr, Th, U, Nb, Ta, La, Nd, а также для высокозарядных Nb, Ta и радиоактивных Th, U. Минимумы характерны для тяжёлых лантаноидов. Отмечается отсутствие европиевого минимума. При этом графики распределения РЗЭ и редких элементов в базальтах Аякитского плато, пос. Солнечного и о. Ядасен близки по характеру, что говорит в пользу единого источника магмы, предположительно мантийно-корового. Наибольшей контрастностью распределения элементов обладают лейцититы о. Ядасен.

Геодинамические обстановки. Диаграмма FeO*–MgO (рис. 6, А) указывает на сходство геодинамических обстановок [21], в которых находились базальты аякитского комплекса и удурчуканской свиты. При этом первые имеют сходный состав с базальтами OIB и MORB, а вторые – сходство с составом IAB, а также с MORB.

Соотношения Th/La и La/Yb (см. рис. 6, Б) в породах аякитского комплекса приближаются к таковым в породах Гавайских островов, по [23], характеризующих горячие точки в плюмовых областях. Отличие от них заключается в более высоких соотношениях La/Yb.

Диаграмма К. Конди Zr/Nb–Nb/Th [24] (см. рис. 6, В) показывает, что отношения Zr/Nb и Nb/Th для вулкаников аякитского комплекса и удурчуканской свиты довольно низкие и максимально приближены к составу океанических островов OIB с рециклированным компонентом [5], что подтверждает рифтогенную природу внутриплитных базальтов. Под ними предполагается астеносферный выступ или мантийный плюм.

На диаграмме Zr/Y–Zr по Дж. Пирсу и др. [26] основная часть фигуративных точек аякитского комплекса попала в область внутриплитных базальтов (см. рис. 6, Г). Точки, характеризующие удурчуканскую свиту, расположены вблизи области WPB; для её пород соотношения Zr/Y выше.

В заключение отметим, что покровы базальтов миоценового возраста являются свидетельством молодого магматизма, изменившего в неогене палеорельеф востока Буреинского массива и прилегающих зон Сихотэ-Алинской складчатой системы. Они размещаются вдоль зон Хинганского, Амгуньского и Танлу-Харпийского разломов и их крупных ответвлений. Извержения вулканического материала и излияния базальтоидной магмы происходили во внутриплитной рифтогенной обстановке, изучение геодинамики которой сопряжено с множеством проблем, в первую очередь с недостатком информации

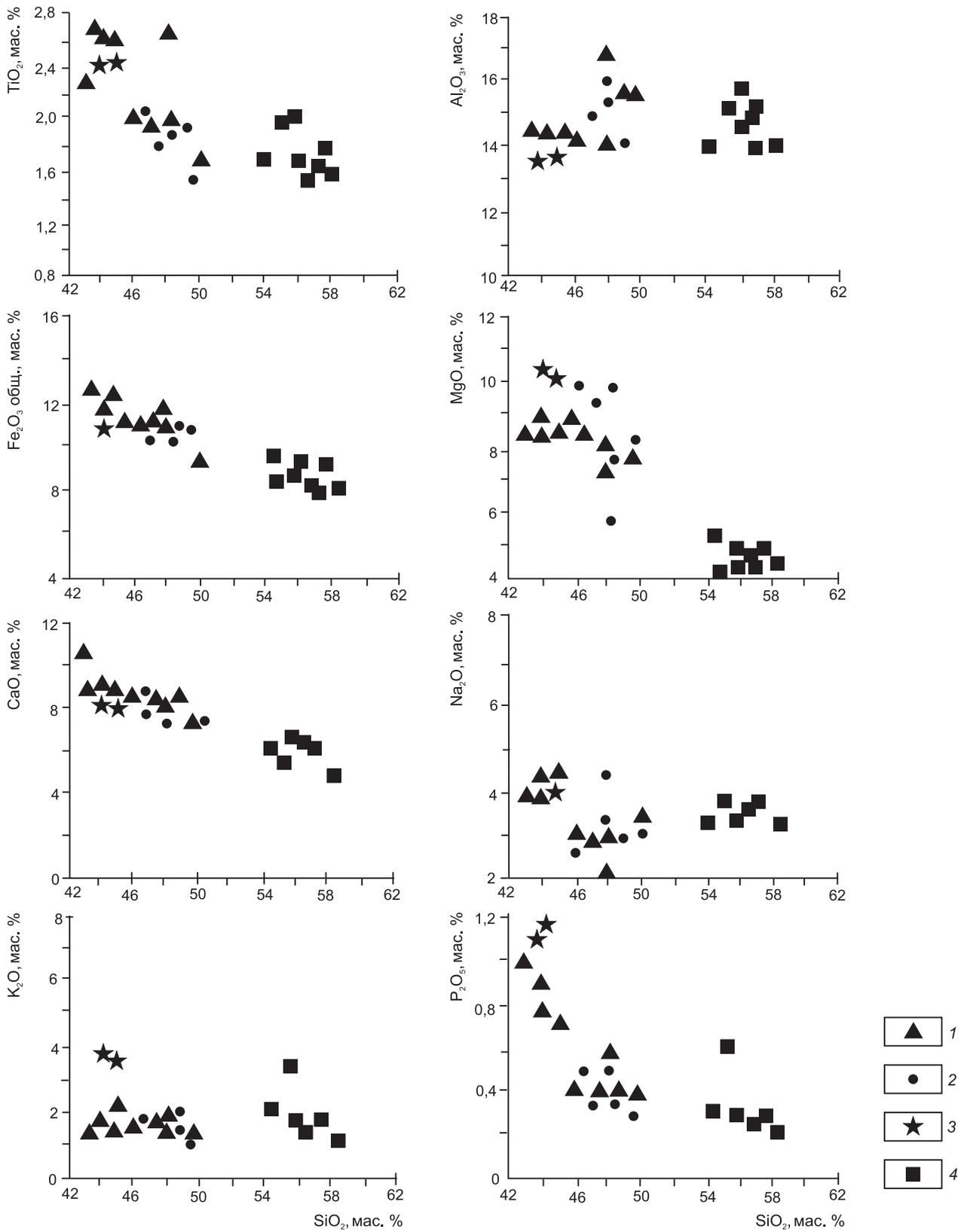


Рис. 5. Вариационные диаграммы для пород аякитского комплекса и удурчуканской свиты [18]:

1 – Аякитское плато; 2 – пос. Солнечный; 3 – оз. Болонь; 4 – андезибазальты Удурчуканского плато

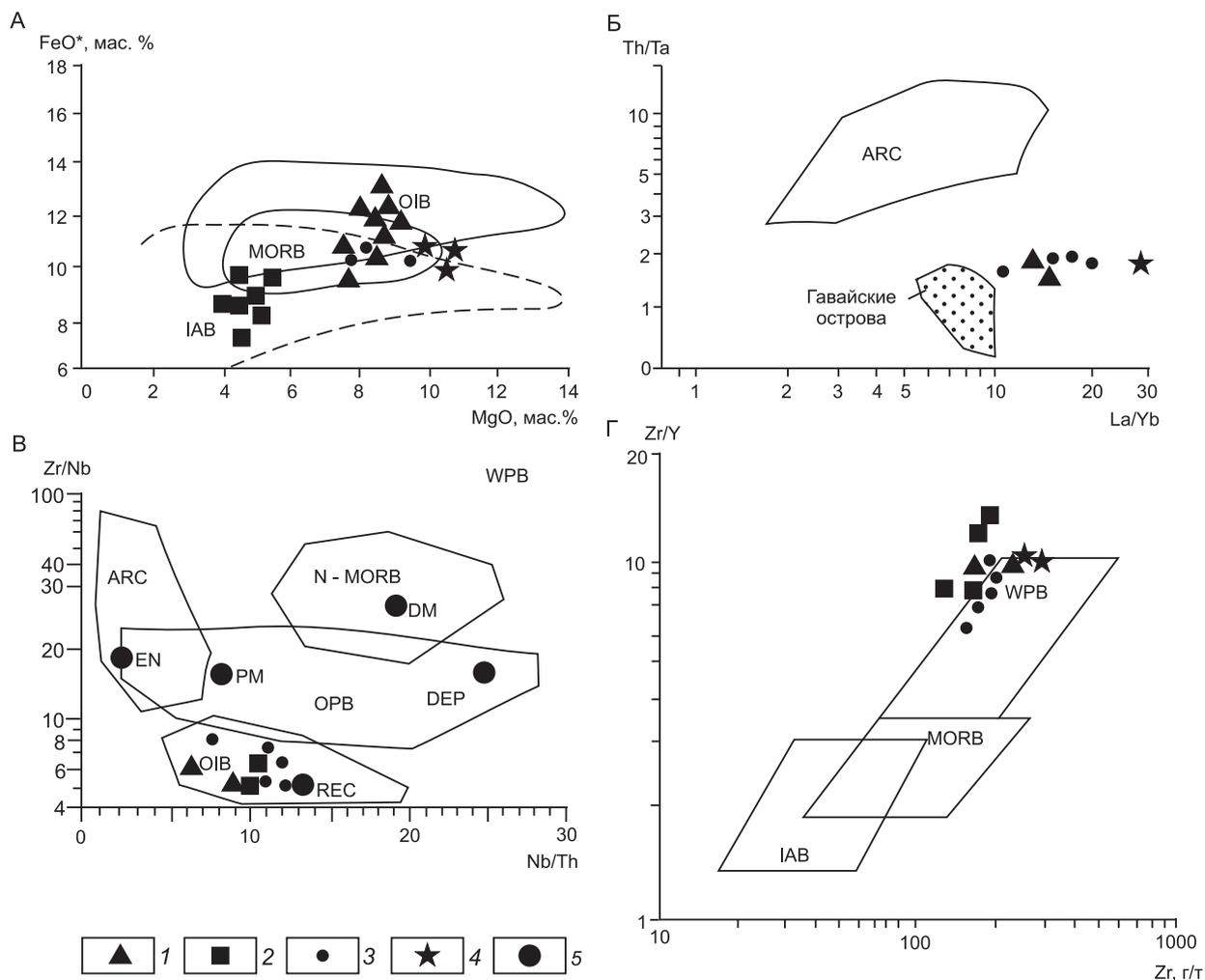


Рис. 6. Диаграммы: А – FeO*–MgO [21]; Б – Th/Ta–La/Yb [23]; В – Zr/Nb–Nb/Th [24]; Г – Zr/Y–Zr [26]:

1, 3, 4 – аякитский комплекс; 2 – удурчуканская свита; 5 – геодинамические обстановки; IAB, ARC – базальты островных дуг; MORB, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, REC – рециклированный компонент, EN – обогащенный компонент, WPB – внутриплитные базальты

по датированию молодых вулканических пород, а также с методами его определения.

Анализ имеющихся датировок возраста рассмотренных базальтоидов позволил установить 3 этапа магматизма в миоцене. Это раннемиоценовый (Удурчуканское плато: 22,6–18,6 Ма), среднемиоценовый (пос. Солнечный: 14,8–13,0 Ма) и позднемиоценовый (Аякитское плато и о. Ядасен: 10,0; 9,3; 9,68 Ма).

Главные особенности химизма рассмотренных миоценовых базальтоидов (оливиновых базальтов, трахибальтов, щелочных андезибазальтов, лейцититов) заключаются в следующем. Они, как правило, обогащены Na, K, а также Ti, Fe, Mg и особенно

фосфором (базальты о. Ядасен). Установлено, что отдельные пробы из базальтов Аякитского плато (новые данные) имеют высокие кларки концентраций (Кк) Te (578,0) и Ag (172,7, 28,5), повышенные Кк Nb (6,2) и Ta (3,4), радиоактивных Th, U (2,7 и 2,4). Содержания Co, Ni, Zr, Mo, W, Zn, Sr, Ba, лёгких и средних РЗЭ выше кларковых для пород основного состава в 1,1–1,5 раза и более. Отмечается дефицит Sb, Cs, Bi, Cu, Li, Sc, Rb, Y, Er, Ho, Lu, Tm (Кк < 0,8). Остальные элементы, включая Sn, Pb, Cr, Mn, Ge, Ho, Dy, Yb, Y, имеют содержания, близкие к кларковым для пород основного состава. Близкий к ним химический состав базальтоидов Сихотэ-Алинской

складчатой системы (пос. Солнечный и о. Ядасен) указывает на единый для них источник магмы, предположительно мантийно-коровый.

Высокие Кк металлов (и неметаллов), входящих в состав рудных минералов, в слабоизученных, но потенциально рудоносных районах, сложенных при этом молодыми базальтами, могут стать важным индикатором, указывающим на рудоносность участка либо на скрытые под базальтами зоны рудной минерализации. Их детальное минералогическое и петролого-геохимическое изучение (при условии необходимого количества анализов) может привести к открытию новых рудных площадей.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН при поддержке Федерального агентства по недропользованию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анойкин В. И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. – 123 с.
2. *Анойкин В. И., Заблоцкий Е. М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Буреинская. Лист М-53-XIV. Объяснит. записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. – 102 с.
3. *Васькин А. Ф., Дымович В. А., Атрашенко А. Ф.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53. Объяснит. записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 376 с.
4. *Гаврилов В. И., Онихимовский В. В.* Некоторые минералого-геохимические особенности базальтов // Вулканогенное оруденение на Дальнем Востоке. – Владивосток: ДВНЦ, 1980. – С. 100–106.
5. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. В.* и др. Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 856–873.
6. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. – М.: Наука, 1967. – 281 с.
7. *Добкин С. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (2-е изд.). Масштаб 1:200 000. Лист М-53-XIII. Буреинская серия. Объяснит. записка // Под ред. Г. В. Роганова. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 384 с.
8. *Добкин С. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации (2-е изд.). Масштаб 1:200 000. Лист М-52-XXX. Буреинская серия. Объяснит. записка // Под ред. Г. В. Роганова. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. – 236 с.
9. *Дучков А. Д., Железняк М. Н., Аюнов Д. Е.* и др. Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 2015. – 157 с.
10. *Дымович В. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXX. Объяснит. записка. – М.: Союзгеолфонд, 1987. – 111 с.
11. *Ефремова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические исследования горных пород. Справочное пособие. – М.: Недра, 1985. – 511 с.
12. *Забродин В. Ю., Бородин А. М., Гурьянов В. А.* и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 3-е поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-53 (Шантарские о-ва). Объяснит. Записка // Гл. ред. Г. В. Роганов. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 448 с.
13. *Низгай Е. В.* Иороханский интрузивный комплекс: размещение, возраст, золотоносность, петрохимия // Маркшейдерия и недропользование. – 2018. – № 5. – С. 29–34.
14. *Петрографический кодекс России.* Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
15. *Петрук Н. Н., Волкова Ю. Р., Шилова М. Н.* и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52. Благовещенск. Объяснит. записка / Гл. ред. А. С. Вольский. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 496 с.
16. *Рассказов С. В.* Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона). – Новосибирск: Наука, 1985. – 144 с.
17. *Рассказов С. В., Приходько В. С., Саранина Е. В.* и др. Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 3. – С. 3–27.
18. *Сасим С. А., Дриль С. И., Травин А. В.* и др. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья.⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст, геохимия и Sm-Nd изотопный состав пород Акатуевской вулcano-плутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 962–982.
19. *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов* // Под ред. Л. П. Карсакова. Объяснит. записка к тектонической карте масштаба 1:1 500 000. – Владивосток: ДВО РАН, 2005. – 264 с.
20. *Требования к геохимической основе госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000.* – М., 2001.
21. *Туркина О. М., Ножкин А. Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология. – 2008. – № 3. – С. 3–21.
22. *Хомич В. Г., Борискина Н. Г.* Особенности размещения платинометалльной минерализации на юго-

- востоке России // Геология и геофизика. – 2014. – № 7. – С. 1065–1080.
23. *Condie K. C.* Sources of Proterozoic mafic dyce swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // *Precambrian Research*. – 1997. – V. 81. – P. 3–14.
24. *Condie K. C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. – 2005. – V. 79. – P. 491–504.
25. *Mac Donough, Sun S. S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120, № 3–4. – P. 223–253.
26. *Pearse J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contr. Miner. Petrol.* – 1979. – V. 69. – P. 33–47.
27. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contr. Miner. Petrol.* – 1976. – V. 58, № 1. – P. 63–81.
28. *Turner S., Arnaud N., Liu J., et al.* Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *Journal of petrology*. – 1996. – V. 37. – P. 45–71.
29. *Сайт Хабаровска* [Электронный ресурс]. – URL: www.dv.hab.ru/ (дата обращения 21.06.2021).
30. *Электронный геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока* [Электронный ресурс]. – URL: <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/>. Дата обращения 21.12.2020.

REFERENCES

1. *Anoykin V. I.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izd. 2-ye. Seriya Bureinskaya. List M-53-VIII (Chegdomyn). Obyasnit. Zapiska [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200,000. 2nd. Bureinskaya series. Sheet M-53-VIII (Chegdomyn). Explain note]. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2002, 123 p. (In Russ.)
2. *Anoykin V. I., Zablotkiy Ye. M.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izd. 2-ye. Seriya Bureinskaya. List M-53-XIV. Obyasnit. Zapiska [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200 000. Ed. 2nd. Bureinskaya series. Sheet M-53-XIV. Explain note]. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2004, 102 p. (In Russ.)
3. *Vaskin A. F., Dymovich V. A., Atrashenko A. F. et al.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (3-ye pokoleniye). Seriya Dalnevostochnaya. List M-53. Obyasnit. Zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (3rd generation). Far Eastern series. Sheet M-53. Explain note]. St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2009, 376 p. (In Russ.)
4. *Gavrilov V. I., Onikhimovskiy V. V.* Nekotoryye mineralogo-geokhimicheskiye osobennosti bazaltov [Some mineralogical and geochemical features of basalts]. Vulkanogennoye orudneniye na Dalnem Vostoke, Vladivostok, DVNTS publ., 1980, P. 100–106. (In Russ.)
5. *Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Mazukabzov A. V. et al.* Mezoproterozoyskiy mantiynnyy plyum pod severnoy chastyu Sibirskogo kratona [Mesoproterozoic mantle plume beneath the northern part of the Siberian craton]. *Geologiya i geofizika*, 2016, V. 57, No. 5, P. 856–873. (In Russ.)
6. *Gorshkov G. S.* Vulkanizm Kurilskoy ostrovnnoy dugi [Volcanism of the Kuril island arc]. Moscow, Nauka publ., 1967, 281 p. (In Russ.)
7. *Dobkin S. N.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii (2-ye izd.). Masshtab 1:200 000. List M-53-XIII. Bureinskaya seriya. Obyasnit. Zapiska [State Geological Map of the Russian Federation (2nd ed.). Scale 1: 200,000. Sheet M-53-XIII. Bureinskaya series. Explain note]. Pod red. G. V. Roganova, St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2015, 384 p. (In Russ.)
8. *Dobkin S. N.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii (2-ye izd.). Masshtab 1:200 000. List M-52-XKHKH. Bureinskaya seriya. Obyasnit. zapiska [State Geological Map of the Russian Federation (2nd ed.). Scale 1: 200,000. Sheet M-52-XXX. Bureinskaya series. Explain note]. Pod red. G. V. Roganova, St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2000, 236 p. (In Russ.)
9. *Duchkova A. D., Zheleznyak M. N., Ayunov D. Ye. et al.* Geotermicheskiy atlas Sibiri i Dalnego Vostoka [Geothermal Atlas of Siberia and the Far East]. Novosibirsk, Institut neftegazovoy geologii i geofiziki SO RAN, 2015, 157 p. (In Russ.)
10. *Dymovich V. A.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Sikhote-Alinskaya. List M-53-XXX. Obyasnit. Zapiska [State geological map of the USSR on a scale of 1: 200,000. Sikhote-Alin series. Sheet M-53-XXX. Explain note]. – Moscow, Soyuzgeolfond publ., 1987, 111 p. (In Russ.)
11. *Yefremova S. V., Stafeyev K. G.* Petrokhimicheskiye issledovaniya gornyx porod. Spravochnoye posobiye [Petrochemical studies of rocks. Reference manual]. Moscow, Nedra publ., 1985, 511 p. (In Russ.)
12. *Zabrodin V. Yu., Borodin A. M., Guryanov V. A. et al.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Masshtab 1:1 000 000 (3-ye pokoleniye). Seriya Dalnevostochnaya. List N-53 (Shantarskiye o-va). Obyasnit. Zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (3rd generation). Far Eastern series. Sheet N-53 (Shantar Islands). Explain Note]./Gl. red. G. V. Roganov, St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2007, 448 p. (In Russ.)
13. *Nigay Ye. V.* Iorokhanskiy intruzivnyy kompleks: razmeshcheniye, vozrast, zolotonosnost, petrokhimiya [Iorokhansk intrusive complex: location, age, gold content, petrochemistry]. *Marksheyderiya i nedropolzovaniye*, 2018, No. 5, P. 29–34. (In Russ.)
14. *Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya*

- [Petrographic Code of Russia. Magmatic, meta-morphic, metasomatic, impact formations]. St. Petersburg, VSEGEI publ., 2009, 200 p. (In Russ.)
15. *Petruk N. N., Volkova Yu. R., Shilova M. N.* et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Masshtab 1:1 000 000 (3-ye pokoleniye). Seriya Dalnevostochnaya. List M-52. Blagoveshchensk. Obyasnit. Zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1,000,000 (3rd generation). Far Eastern series. Sheet M-52. Blagoveshchensk. Explain note]. Gl. red. A. S. Volskiy, St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2012, 496 p. (In Russ.)
 16. *Rasskazov S. V.* Bazaltoidy Udokana (Baykalskaya riftovaya zona) [Basaltoids of the Udokan (Baikal rift zone)]. Novosibirsk, Nauka publ., 1985, 144 p. (In Russ.)
 17. *Rasskazov S. V., Prikhodko V. S., Saranina Ye. V.* et al. Prostranstvenno-vremennyye variatsii mantiynykh i korovykh komponentov v pozdnekaynozoykskikh vulkani cheskikh porodakh Sredneamurskoy vpadiny [Spatio-temporal variations of mantle and crustal components in Late Cenozoic volcanic rocks of the Middle Amur Basin]. *Tikhookeanskaya geologiya*, 2003, V. 22, No. 3, P. 3–27. (In Russ.)
 18. *Sasim S. A., Dril S. I., Travin A. V.* et al. Shoshonit-latitovaya seriya Vostochnogo Zabaykalya: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vozrast, geokhimiya i Sm-Nd izotopnyy sostav porod Akatuyevskoy vulkano-plutonicheskoy assotsiatsii Aleksandrovo-Zavodskoy vpadiny [Shoshonite-latite series of Eastern Transbaikalia: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, geochemistry and Sm-Nd isotopic composition of rocks of the Akatuevskaya volcano-plutonic association of the Aleksandrovo-Zavodskaya depression]. *Geologiya i geofizika*, 2016, V. 57, No. 5, P. 962–982. (In Russ.)
 19. *Tektonika*, glubinnoye stroyeniye, metallogeniya oblasti sochleneniya Tsentralno-Aziatskogo i Tikhookeanskogo poyasov [Tectonics, deep structure, metallogeny of the junction area of the Central Asian and Pacific belts]. Pod red. L. P. Karsakova. Obyasnit. zapiska k tektonicheskoy karte masshtaba 1:1 500 000. Vladivostok, DVO RAN, 2005, 264 p. (In Russ.)
 20. *Trebvaniya k geokhimicheskoy osnove gosgeolkarty RF masshtaba 1:1 000 000* [Requirements for the geochemical basis of the state geological map of the Russian Federation on a scale of 1: 1 000 000]. Moscow, 2001. (In Russ.)
 21. *Turkina O. M., Nozhkin A. D.* Okeanicheskiye i riftogenyye metavulkanicheskiye assotsiatsii zelenokamennykh poyasov severo-zapadnoy chasti Sharyzhalgayskogo vystupa, Pribaykalye [Oceanic and riftogenic metavolcanic associations of greenstone belts in the northwestern part of the Sharyzhalgai uplift, Cisbaikalia]. *Petrologiya*, 2008, No. 3, P. 3–21. (In Russ.)
 22. *Khomich V. G., Boriskina N. G.* Osobennosti razmeshcheniya platinometalloy mineralizatsii na yugo-vostoke Rossii [Peculiarities of the location of platinum-metal mineralization in the south-east of Russia]. *Geologiya i geofizika*, 2014, No. 7, P. 1065–1080. (In Russ.)
 23. *Condie K. C.* Sources of Proterozoic mafic dyce swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios, Precambrian Research, 1997, V. 81, P. 3–14.
 24. *Condie K. C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 2005, V. 79, P. 491–504.
 25. *Mac Donough, Sun S. S.* The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 1995, V. 120, No. 3–4, P. 223–253.
 26. *Pearse J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Miner. Petrol*, 1979, V. 69, P. 33–47.
 27. *Peccerillo A., Taylor S. R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Miner. Petrol*, 1976, V. 58, No. 1, P. 63–81.
 28. *Turner S., Arnaud N., Liu J.*, et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of petrology*, 1996, V. 37, P. 45–71.
 29. *Khabarovsk* website, available at: <https://www.dvhab.ru/> (21.06.2021)
 30. *Electronic geothermal atlas of Siberia and the Far East*, available at: [https://maps.nrcgit.ru/geoterm/\(21.12.2020\)](https://maps.nrcgit.ru/geoterm/(21.12.2020))

Термогидравлический эффект как возможная причина образования природных алмазов и условия его проявления

Показано, что образование алмазов может быть связано с проявлением термогидравлического эффекта – взрывной реакцией воды на импульсивное воздействие сверхвысоких температур, в данном случае кимберлитовых магм. Особенность процесса состоит в том, что в нём одновременно разрушается «старое» и создаётся «новое» с возможностью синтеза и сохранности идиоморфных кристаллов алмаза. Рассмотрены вопросы осуществления процесса в природных условиях. Отмечено наличие общей закономерности в размещении месторождений алмазов, состоящей в их предпочтительной приуроченности к немагнитным и слабомагнитным полям земной коры, которым свойственна восстановительная обстановка, благоприятная для образования алмазов и других полезных ископаемых.

Ключевые слова: термогидравлический эффект в образовании алмазов, закономерности размещения алмазных месторождений.

ЛИХАЧЁВ АЛЕКСАНДР ПЕТРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Thermohydraulic effect as a possible reason for natural diamonds formation and its manifestation conditions

A. P. LIKHACHEV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow

It is shown that diamond formation can be associated with the manifestation of the thermohydraulic effect, the explosive water reaction to the impulse action of ultrahigh temperatures (kimberlite magmas). The process simultaneously destroys the “old” diamonds and creates the “new” ones, with possible synthesis and preservation of idiomorphic diamond crystals. The issues of the process occurrence in natural conditions are considered. The general pattern in diamond deposits distribution is noted, which is their preferable confinement to non-magnetic and weakly magnetic fields of the Earth’s crust; these fields are characterized by a reducing environment favorable for diamonds and other minerals formation.

Key words: thermohydraulic effect in diamond formation, patterns of diamond deposit location.

Вопросы происхождения эндогенных алмазов по-прежнему остаются актуальными как в практическом, так и научном отношениях. Некоторые данные и представления о них получены автором в ходе многолетних исследований мафит-ультрамафитового магматизма и связанных с ним месторождений полезных ископаемых [11, 14–16].

В представленной статье основное внимание уделяется возможностям образования алмазов в пределах земной коры. Показывается, что в её условиях может проявляться процесс импульсивного воздействия высокотемпературной магмы на содержащуюся в коре воду, при котором совершается взрывная реакция воды, создающая высокие и сверхвысокие

давления. Данный процесс можно назвать термогидравлическим эффектом. Его осуществление наблюдалось автором в экспериментах по изучению состояния и поведения веществ при сверхвысоких температурах и давлениях, достигающих параметров устойчивости алмаза и превышающих их [13].

Исследования основывались на выявленном Прохоровым А. М. с сотрудниками [1, 2] светогидравлическом эффекте, возникающем в фокусе импульсного воздействия лазерного луча на вещества и предметы, погружённые в воду.

В экспериментах применялись квантовые генераторы, работающие на рубиновом и неодимовом стержнях. Энергия генератора на выходе изменялась от 2

до 300 Дж при длительности генерации от 500 до 1 мсек. Температура в фокусе луча, по приближительной оценке, достигала ≥ 5000 °С, а давление ≥ 100 ГПа.

В качестве исходного материала (мишени) использовались породы и руды норильских месторождений: пикритовый, такситовый и оливиновый габбро-долериты, пентландит-халькопирит-пирротиновые агрегаты, зёрна моноклинного пироксена (авгита) оливинового габбро-долерита.

Среди новообразованных продуктов находились идиоморфные кристаллы силикатных минералов (в основном состава пироксенов), выросшие за микросекундное время на шариках силикатного расплава (рис. 1, А, Б), а также отдельные их разновидности (см. рис. 1, В, Г).

Литературный поиск других воздействий сверхвысоких температур на воду приводит к известному электрогидравлическому эффекту (ЭГЭ), или эффекту Л. А. Юткина, который представляет собой высоковольтный электрический разряд в жидкой среде (заявка 1950 г. совместно с Л. А. Гольцевой «Способ получения высоких и сверхвысоких давлений»; авторское свидетельство получено в 1957 г., в дальнейшем они оформили около 150 изобретений на основе этого эффекта).

Наибольшее применение электрогидравлические методы получили при металлообработке в целях формования, штампования, калибрования, прессования, очистки, упрочнения, а также для воздействия на твёрдые и жидкие среды с целью изменения объекта, его избирательного разрушения, структурных преобразований среды. Этими методами осуществляется дробление самых различных материалов, начиная от простого превращения каменных глыб в щебень.

В современных представлениях полагается, что во время электрического разряда в воде происходят сложные процессы. На первой его стадии, длящейся микросекунды, образуется плазменный канал с температурой до 40 000 °С. Плазма расширяется со скоростью звука в воде (1410 м/с), создавая первую ударную волну и полость, наполненную раскалённым паром и газом, которая затем начинает пульсировать и в конце концов схлопывается. Возникающее давление может достигать 10^4 МПа и более.

Анализ происходящих при этом событий показывает, что в данном процессе, как и в автогидравлическом эффекте [1, 2], основной причиной возникновения высокого давления и его влияния на вещество, находящееся в водной среде или содержащее её в своём составе, является взрывная реакция воды на резкое (импульсное) воздействие высокой температуры.

На основании приведённых и других данных автором был сделан вывод [4], что вода земной коры

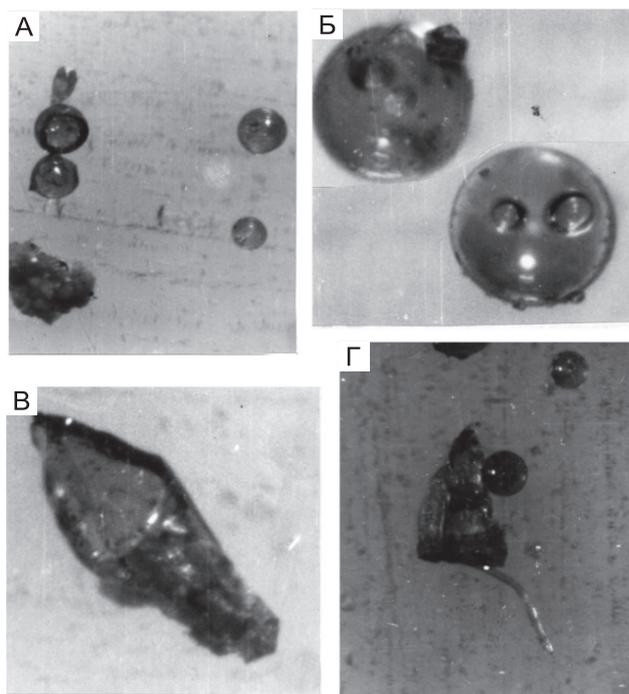


Рис. 1. Продукты, полученные при воздействии сфокусированного лазерного луча на образцы пород, погружённых в воду [12]:

А, Б – кристаллы на шариках силикатного расплава; В, Г – отдельные кристаллы, увел. 130; приблизительные параметры воздействия: энергия импульса ~ 2 Дж, температура в фокусе ~ 6000 °С, давление ~ 1 ГПа

может способствовать образованию алмазов и иных высокобарических фаз при импульсном воздействии на неё высокотемпературных мантийных магм.

Это допущение позволяет рассматривать кимберлитовые трубки как скоростные инъекции высокотемпературного расплава мантии в обводнённые тектонически нарушенные участки земной коры, которые сопровождаются термогидравлическими взрывами, вызываемыми импульсивным воздействием магмы на воду коры.

Следовательно, в данных случаях для образования алмазов кроме углерода требуются сверхвысокая температура магматического расплава и наличие существенного количества воды.

Сверхвысокая температура (до 1600 °С и более) является характерной особенностью кимберлитовых магм [22, 24], а наличие воды проявлено в массовой гидратации кимберлитов, включениях воды и гидрофлюидов в кристаллах алмаза и в том факте, что кимберлитовые трубки формируются и находятся в самой верхней, обычно обводнённой части земной коры (рис. 2). К тому же само образование трубок

определяется наличием воды. Без неё не происходит взрыва, то есть образуются в основном кимберлитовые дайки, не содержащие алмазов. Раструбная же (взрывная и наиболее алмазоносная) часть известных кимберлитовых трубок находится в водонасыщенной области разреза земной коры, располагаясь выше водоупорных горизонтов (см. рис. 2).

Скопления глубинных вод обычно свойственны тектонически нарушенным зонам. Размещение алмазоносных трубок также контролируется ими.

К разломным зонам, как известно, приурочены и русла рек планеты, питающих по своей протяжённости водой глубинные части разреза земной коры. При этом возможно формирование локальных участков, благоприятных для проявления термогидравлических взрывов и образования алмазоносных трубок.

Следовательно, русла рек древнего заложения могут контролировать нахождение таких трубок. Например, некоторые признаки их контроля проявлены в размещении кимберлитовых трубок Сибирского кратона и Южной Африки (рис. 3).

При сравнительно небольшом сечении каналов поступления высокотемпературной кимберлитовой магмы соприкосновение её с водной средой сопровождается однонаправленными импульсивными взрывами, которые разрушением встречаемых пород обеспечивают дальнейшее продвижение расплава и создают высокобарические условия для образования алмазов (рис. 4, А).

В этих взрывах, реакционных по сути и продуктивных по результативности, одновременно совершаются два процесса: разрушение (дробление и частичное плавление) «старого» и образование «нового». Разрушению подвергаются в основном твёрдые вещества (см. рис. 4, Б), а синтез осуществляется за счёт растворённых в воде компонентов. При наличии в водном растворе углерода могут синтезироваться алмазы идиоморфного габитуса, сохраняющиеся в целостности до завершения процесса кристаллизации кимберлитового расплава (см. рис. 4, В).

Импульсные взрывы имеют локальный характер. Они происходят на границе высокотемпературной магмы с вышележащей водной средой. Вначале магматический расплав поднимается в спокойном состоянии, создавая дайкообразные каналы, фиксируемые в настоящее время подводными дайками кимберлитовых трубок (см. рис. 2). Как только магма таких каналов достигает водонасыщенных горизонтов, начинают последовательно проявляться (по мере продвижения магмы) импульсные взрывы термогидравлического характера. И здесь же начинает формироваться раструбная часть трубок, как и происходит образование самих алмазов.

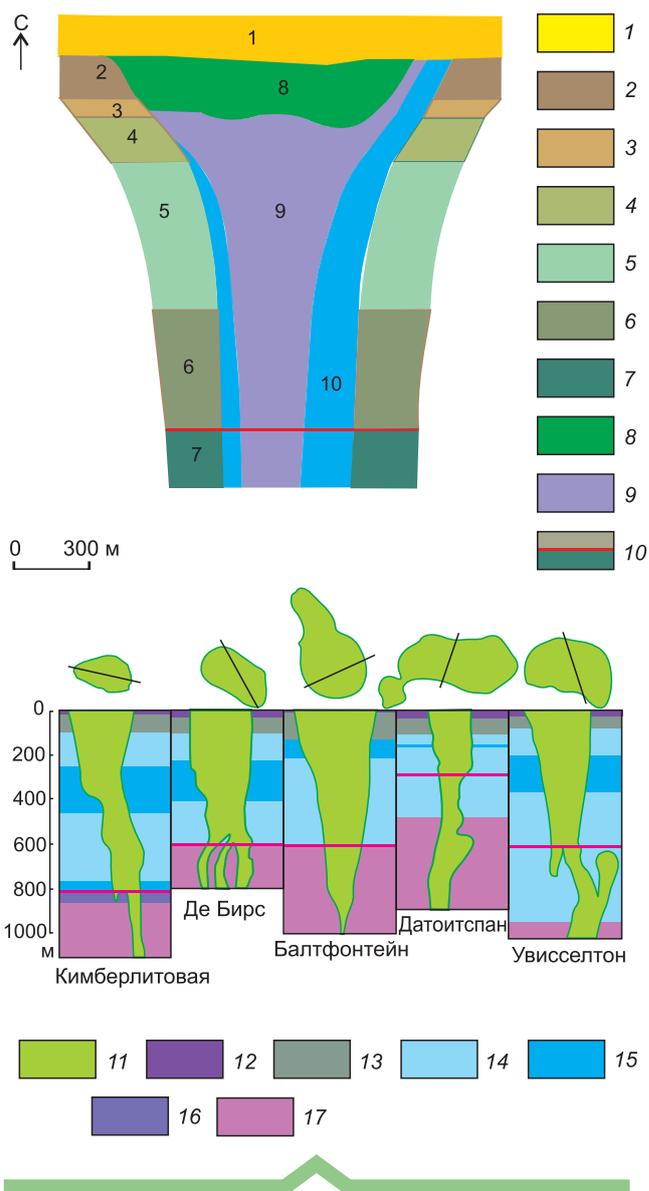


Рис. 2. Морфология и уровни размещения кимберлитовых трубок:

А – трубка Юбилейная Сибирской платформы [8]: 1 – перекрывающие породы верхнего палеозоя (углистые алевролиты, песчанистые алевролиты, разнозернистые песчаники, туфоалевролиты; 2–7 – вмещающие породы: 2 – известняки лландоверийского яруса меикской свиты, 3 – мергелистые и глинистые известняки кылахской свиты, 4 – доломиты и песчанистые известняки сохолоохской свиты, 5 – доломиты, глинистые доломиты и доломитистые известняки олдондинской свиты, 6 – терригенно-карбонатные породы маркокинской свиты, 7 – глинисто-карбонатные породы мархинской свиты; 8–9 – кимберлитовые породы: 8 – порфиоровые породы первой фазы внедрения, 9 – автолитовые брекчии второй фазы внедрения; 10 – приблизительная верхняя граница водоупорного горизонта; Б – трубки Южной Африки (очертания поверхности и вертикальные разрезы) [27]: 11 – кимберлиты; 12 – долериты и 13 – сланцы Карру; 14 – андезитовые лавы, 15 – кварциты и 16 – конгломераты формации Вентерсдорп 17 – гнейсы, амфиболиты, сланцы архейского фундамента

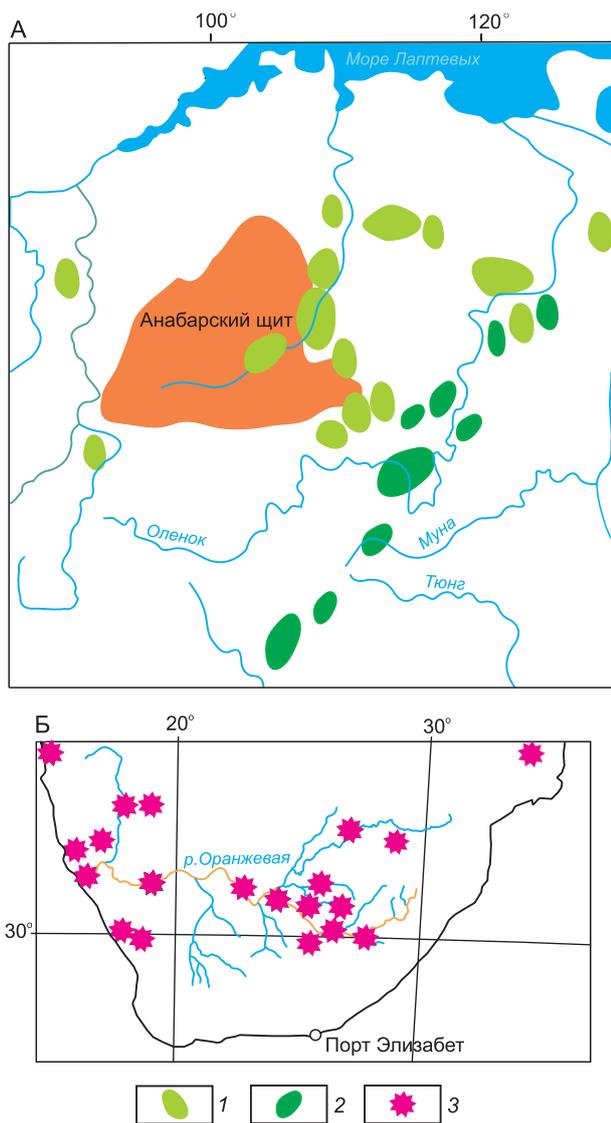


Рис. 3. Размещение кимберлитовых полей и трубок Сибири (А) и Южной Африки (Б) в соотношении с руслами рек:

поля: 1 – мезозойского и 2 – палеозойского возраста [23]; 3 – кимберлитовые трубки (данные сети интернета)

Раструбное расширение каналов осуществляется за счёт поступления новых порций магмы. Они вызывают новые импульсные взрывы, которые обеспечивают дальнейшее расширение раструба и продвижение трубки вверх. Всё это происходит до тех пор, пока поднимающаяся масса не приблизится к земной поверхности и не произойдёт открытый декомпрессионный взрыв, сопровождающийся снижением давления и обычно не образующий алмазы (см. рис. 4, А).

Образование алмазов совершается в области термогидравлического взрыва за счёт углерода, содер-

жащегося в водном флюиде. Под действием ударной волны, проходящей во флюидной среде, атомы углерода концентрируются в отдельных точках с образованием сначала зародышей (центров кристаллизации), а затем и самих кристаллов алмаза. Количество и размер их в основном зависят от содержания углерода во флюиде, которое, в свою очередь, определяется его растворимостью во флюидной среде. Рост кристаллов алмаза осуществляется практически мгновенно [12] и может продолжаться под действием последующих взрывов.

Во время взрыва, как говорилось выше, твёрдая составляющая среды подвержена механическому разрушению, продукты которого цементируются основной магматической массой кимберлитов наряду с цементацией порфировых выделений оливина и образованных кристаллов алмаза (см. рис. 4, Б).

На пути подъёма мантийным расплавом захватываются различные фрагменты вмещающих сред, представленные тугоплавкими реститами (в основном оливином) исходного материала и разнообразными

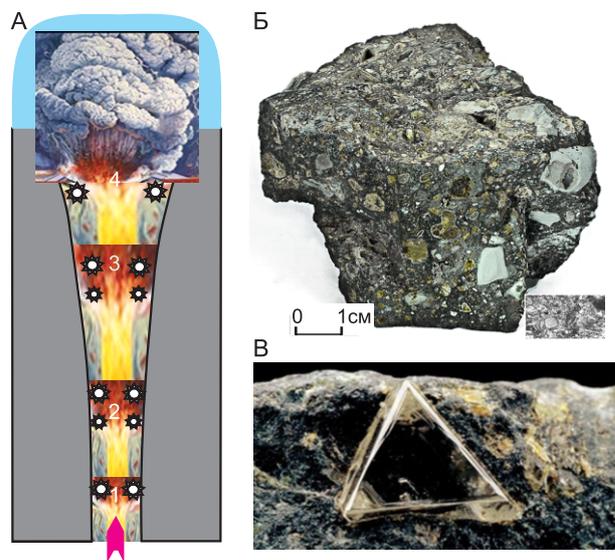


Рис. 4. Схема импульсивного внедрения кимберлитовой магмы с проявлением термогидравлических взрывов и образованием алмазов:

А – схема внедрения магмы; Б – продукты разрушения и цементации кимберлитовой магмой твёрдых веществ: порода насыщена ксенолитами аргиллитов (голубовато-серые), редкими обломками кимберлитов ранних фаз (коричневатые), единичными фрагментами глубинных ксенолитов (тёмно-коричневые) и ксенокристаллами оливина, серпентинизированная основная масса содержит порфировые вкрапленники оливина (данные Википедии); В – кристалл алмаза в кимберлите (данные Википедии)

ксенолитами, в том числе содержащими карбонаты, за счёт которых образуется некоторая часть алмазов.

Находящиеся в основной кимберлитовой массе включения обычно имеют беспорядочное распределение, свидетельствующее об отсутствии течений в магме, и «взвешенный» характер, выраженный в отсутствии соприкосновений между ними и указывающий на незначительное влияние гравитации (рис. 5). Всё это, как и мелкая зернистость основной массы породы, является признаком быстрой её кристаллизации в неуравновешенном состоянии, характерном для взрывных образований термогидравлического типа.

Условия для реализации перечисленных выше событий создавались на протяжении длительного времени эволюции Земли.

Общая дифференциация расплавленной массы планеты привела к образованию первичной мантии, которая в дальнейшем, испытывая частичное (парциальное) плавление, служила источником формирования земной коры и проявленных в ней магматических образований (рис. 6).

Кимберлитовые магмы относятся к продуктам частичного плавления наиболее магнезиальной и соответственно высокотемпературной части исходного вещества (см. рис. 6, А, ультрамафическая серия; и табл. 1), потерявшей мафическую и мезомафическую составляющие в более ранних процессах и представляющей собой реститовый материал.

Причём расплав кимберлитового состава является небольшой и наиболее легкоплавкой частью этого рестита, не захватывающей металлы платиновой группы (МПГ). Они остаются в конечном ультрамафитовом концентрате [11].

При зарождении кимберлитового расплава и образовании им малообъёмных кимберлитовых трубок платиноносный материал мантии находится в неподвижном состоянии из-за малой степени его плавления. Но при большем плавлении он становится подвижным, что обеспечивает его диапировый подъём в земную кору с проявлением меймечитового маг-

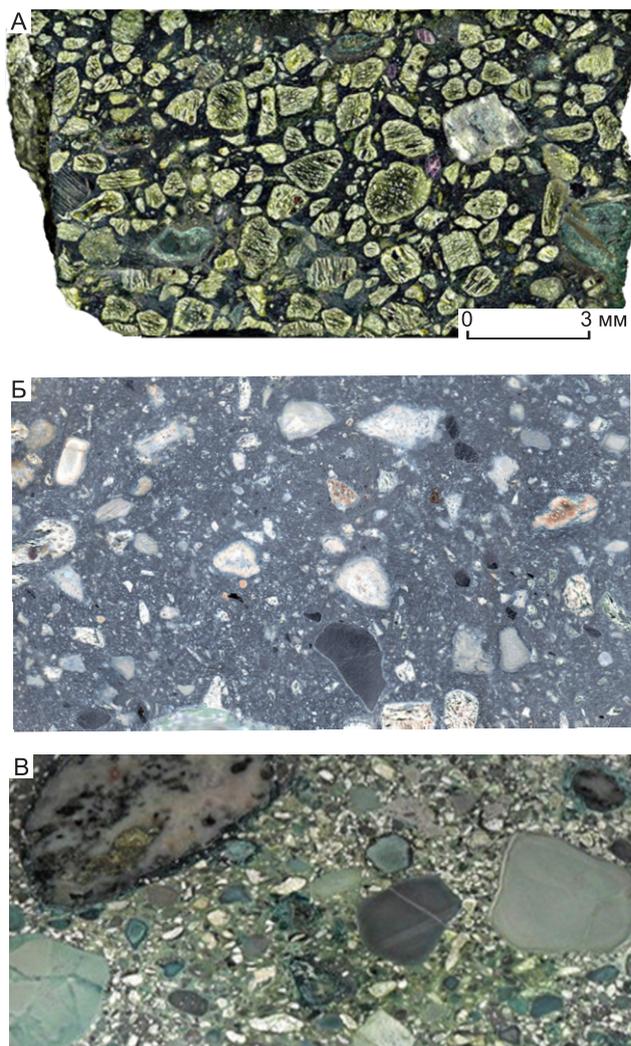


Рис. 5. Характер распределения включений в основной массе кимберлитов:

А – порфировый кимберлит трубки Интернациональная, на 60–70 % сложен мегакристаллами оливина; Б – кимберлит трубки Мир; В – кимберлитовая основная масса, цементирующая различные по составу фрагменты пород (данные сети интернет)

1. Сравнение составов кимберлита с перидотитом, дунитом и пироцитом по главным компонентам (в мас.%)

Компоненты	Перидотит	Дунит	Кимберлит	Пироцит
SiO ₂	44,44	43,81	40,4	49,4
FeO общ.	8,63	8,81	12,23	8,8
MgO	37,21	48,7	47,37	41,8

матизма и образованием платиноносных щелочно-ультраосновных комплексов [11, 16].

Платиноносность щелочно-ультраосновных комплексов является их неперемным свойством [15]. Например, исходя из этой закономерности, автором в 1983–1984 гг. были обоснованы перспективность на МПГ щелочно-ультраосновных комплексов Маймече-Котуйской площади и постановка на ней поисковых работ. Выполнение их (с непосредственным участием автора) в 1984 г. и в последующие годы Полярной экспедицией ПГО «Красноярскгеология»

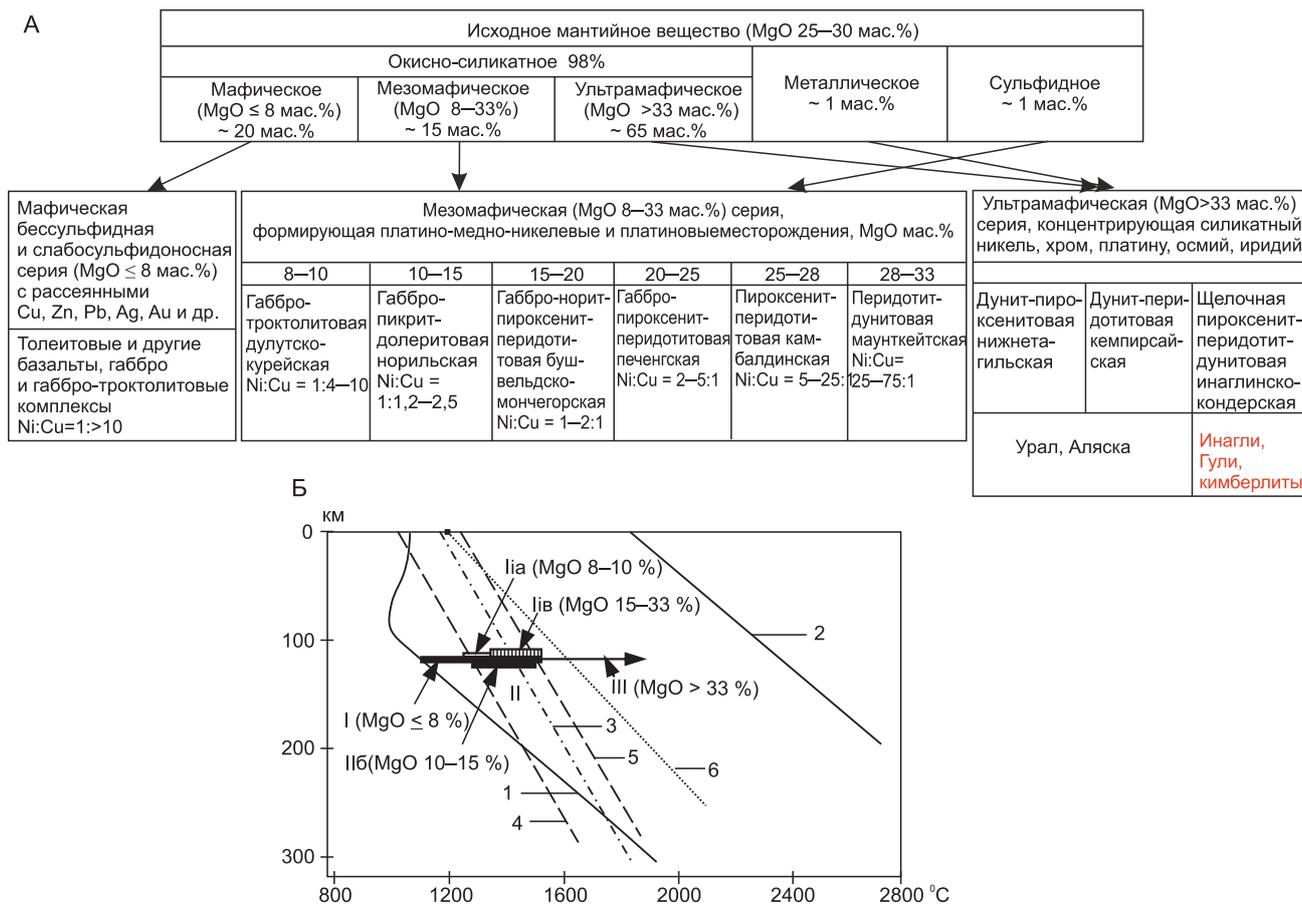


Рис. 6. Схемы генетической взаимосвязи магматических рудоносных формаций и месторождений [14, 15]:

А – общая взаимосвязь; Б – условия образования магматических продуктов: 1, 2 – линии солидуса и ликвидуса пиролита, содержащего 0,1% воды; 3 – линия солидуса пирротина; 4, 5 – предполагаемые линии солидуса и ликвидуса сульфидов мантии; 6 – сухой солидус перидотита; I – участок зарождения сравнительно низкотемпературных бессульфидных и слабосульфидоносных магм (MgO ≤ 8 %); участки зарождения сульфидоносных магм: IIa – относительно низкотемпературных (MgO 8–10 %), несущих богатые медью (по отношению к никелю) сульфиды (Ni:Cu = 1:2,5–10), IIб – среднетемпературных (Mg 10–15 %), включающих всю сульфидную фракцию исходного вещества (Ni:Cu = 1:1,2–2,5), IIв – высокотемпературных (MgO 15–33 %), содержащих бедные медью сульфиды (Ni:Cu = 1–>10:1); III – участок образования бессульфидных высокотемпературных магм ультрамафического состава (MgO > 33 %)

дало положительные результаты (Акт о завершении внедрения рекомендации в производстве геолого-разведочных работ, первый этап, 1985 г.): 1) установлена платиноносность интрузивных массивов Гули, Кугда, Бор-Урях; 2) выявлены платиноносные участки аллювиальных и делювиальных отложений в пределах Гулинского интрузива, рекомендуемые для постановки поисково-оценочных работ; 3) оценены прогнозные ресурсы МПГ категорий P₁ и P₂ на перспективных участках Гулинского массива). В результате была открыта новая платиноносная Маймече-Котуйская провинция и находящиеся в ней конкретные платиноносные объекты [19, 29]. В дальнейшем к из-

учению платиновой минерализации Маймече-Котуйских массивов подключилось довольно большое количество сотрудников различных организаций, которые расширили сведения об их платиноносности [3, 9, 10, 20 и др.].

Необычной в рассматриваемых вопросах является сверхвысокая температура кимберлитовых магм. Она не согласуется с максимальной температурой (~ 1400 °C), устанавливаемой для глубинных ксенолитов, присутствующих в кимберлитах, и не находит объяснения в литературе [31]. Отмечается только то, что тугоплавкость кимберлитовых систем свидетельствует в пользу допущения неизвестного дополнительного

источника тепла в процессе образования кимберлитовых магм [24].

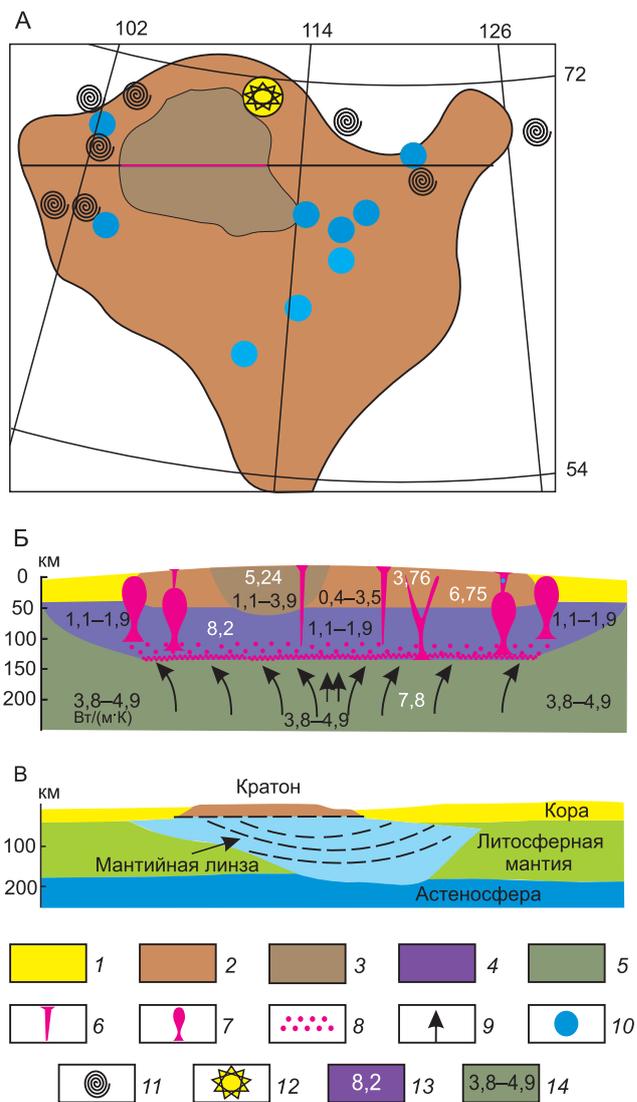
Подобные вопросы возникали у автора [11, 15] при выполнении исследований, касающихся классификации, причин образования и рудоносности магматических комплексов мафит-ультрамафитового ряда (см. рис. 6).

В них на примере Севера Сибирской платформы было показано, что аномальные температуры кимберлитовых, меймечитовых и щелочно-ультраосновных магм могли быть связаны с «перегревом» мантийного вещества из-за экранирования глубинного теплового потока (геотермического и, возможно, горячего плюма) мощной толщей кратона (рис. 7, А, Б), обладающей более низкой теплопроводностью, чем нижележащие уровни мантии (табл. 2). Этим объясняется и постоянная приуроченность данных магматических образований к щитам и кратонам.

Сделанные выводы согласуются с результатами более поздних геофизических и других исследований глубинного строения кратонов. Как показано в [25], одним из главных достижений сейсмотомографии конца XX в. стало доказательство существования глубинных высокоскоростных корней архейских кратонов. Высокая скорость сейсмических волн в корнях кратонов связывается с высокими содержаниями в них MgO. А с повышением магнезиальности пород, как известно, уменьшается их теплопроводность наряду с увеличением скорости сейсмических волн (см. табл. 2).

Принципиальная модель строения подкратонной мантии предложена Д. В. Снайдером на примере североамериканского кратона Slave (рис. 7, В) и опи-

рается на результаты изучения архейских областей на базе глубинного сейсмического профилирования и сравнительного анализа геохимии ксенолитов [26, 29, 32].



2. Теплопроводность и сейсмическая скорость пород докембрийских щитов и кратонов: земной коры (желтое), подкоровой литосферы – деплетированной верхней мантии – рести́та (зеленое) и нижележащей неистощенной мантии (голубое)

Порода	Вт/(м·К)	vr, км/с
Гранит	1,1–3,9	5,24
Базальт	0,4–3,5	
Диабаз	1,7–3,3	3,76
Габбро	1,6–3,0	6,75
Дунит	1,1–1,9	8,2
Перидотит	3,8–4,9	7,8

Рис. 7. Схемы строения кратонов и подстилающей мантии: А, Б – Сибирская платформа; В – обобщенная модель кратонов, по [32]:

1 – верхняя часть земной коры; 2 – кратон; 3 – щит; 4 – рести́товая мантия; 5 – астеносфера; 6 – кимберлитовые трубки; 7 – щелочно-ультраосновные комплексы; 8 – расплав частичного плавления рести́товой мантии; 9 – направление течения теплового потока; 10–12 – места известных находждений: кимберлитовых трубок (10), щелочно-ультраосновных комплексов (11), Попигайской астроблемы (12); 13 – теплопроводность, Вт/(м·К); 14 – скорость продольных сейсмических волн (vr, км/с)

Подобная картина глубинной организации проявляется и для Сибирского кратона [25]. В его литосферной мантии по результатам сверхглубинного сейсмического зондирования с помощью мирных атомных взрывов выделено несколько скоростных аномалий, которые рассматриваются как сложный корень кратона [30].

В вопросах происхождения природных алмазов ключевым фактам и закономерностям можно отнести: 1) отсутствие алмазных включений в мантийных минералах (оливинах) кимберлитов при широком распространении в самих алмазах включений почти всех окружающих веществ; 2) сохранность идиоморфного габитуса хрупких кристаллов алмаза среди деструктивных материалов земной коры и мантии; 3) преимущественное нахождение алмазов в раструбной (взрывной) части кимберлитовых трубок; 4) отсутствие в трубках следов и признаков течения магмы, как и влияния гравитации на распределение минеральных включений, находящихся в основной массе породы; 5) преимущественное размещение алмазоносных кимберлитов в немагнитных и слабомагнитных полях земной коры.

Вывод о практическом отсутствии включений кристаллов алмаза в протооливинах и других первичных минералах кимберлитов основывается на том, что в доступных публикациях не обнаруживаются конкретные описания и наглядные демонстрации подобных проявлений. Имеются два снимка одного и того же зерна оливина в окружении двух кристаллов алмаза (рис. 8, А, Б). В объяснениях снимка допускается, что оливин включает меньший кристалл алмаза, а сам включён в больший алмаз, и что причиной тому является их совместная кристаллизация. Однако ксеноморфный габитус оливина свидетельствует о более раннем (доалмазном) его выделении и последующем преобразовании. Таким образом, факт отсутствия (или, по крайней мере, незначительной распространённости) включений алмазов в мантийных минералах кимберлитов может указывать на то, что в большинстве случаев алмазов не было там, где кристаллизовались протоминералы этих пород.

Включения в протооливинах в основном представлены магматическими расплавами и их минералами. Многие из них могут являться продуктами распада оливинового твёрдого раствора. Большинство включений свойственно наиболее поздним порфировым выделениям оливина с преимущественным расположением в их краевых частях (см. рис. 8, В).

Расплавные включения во вкрапленниках оливина неизменённых кимберлитов трубки Удачная-Восточная захватывались, как предполагается авторами [5], на позднемагматическом этапе формирования ким-

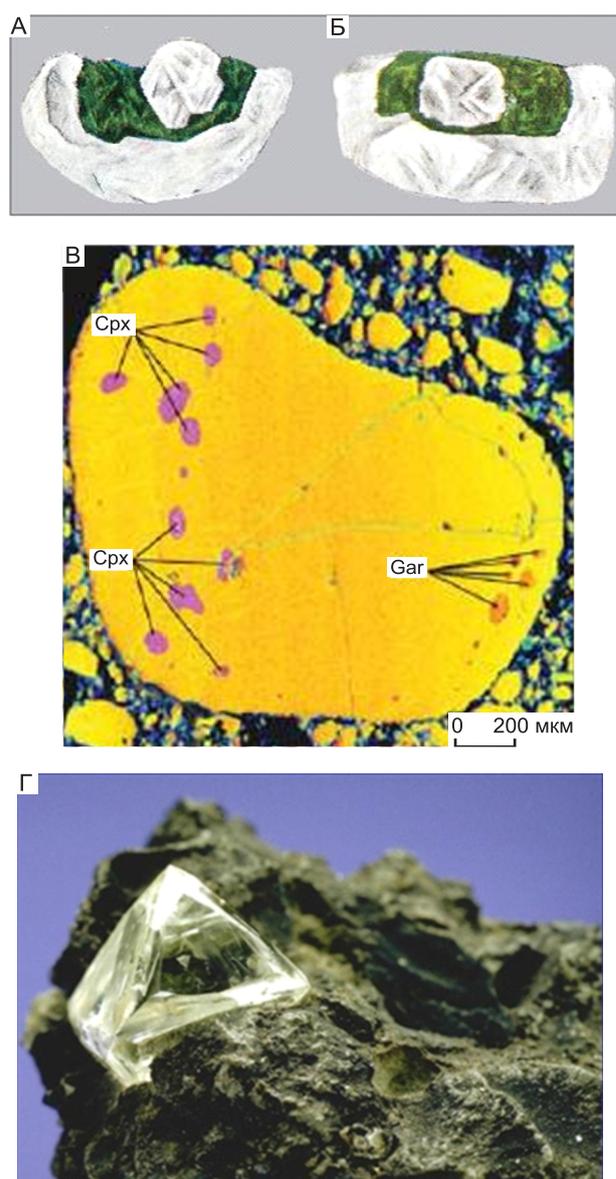


Рис. 8. Соотношения и включения минералов кимберлитов: А, Б – соотношения зёрен протооливина и алмаза [34]; В – включения клинопироксена и граната в оливине [23]; Г – кристалл алмаза в основной массе кимберлита (данные сети интернет)

берлитов, возможно, при давлении < 1 кбар и температуре 800–1000 °С.

Фазовый состав включений представлен тонкораскристаллизованным агрегатом, содержащим карбонаты, сульфаты, хлориды, газ [7]. Среди прозрачных дочерних минералов включений определены силикаты (тетраферрифлогопит, оливин, клиногумит, диопсид, монтичеллит), карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, нортапит и Na-Ca карбонаты), хлориды Na и Ca, щелочные сульфаты.

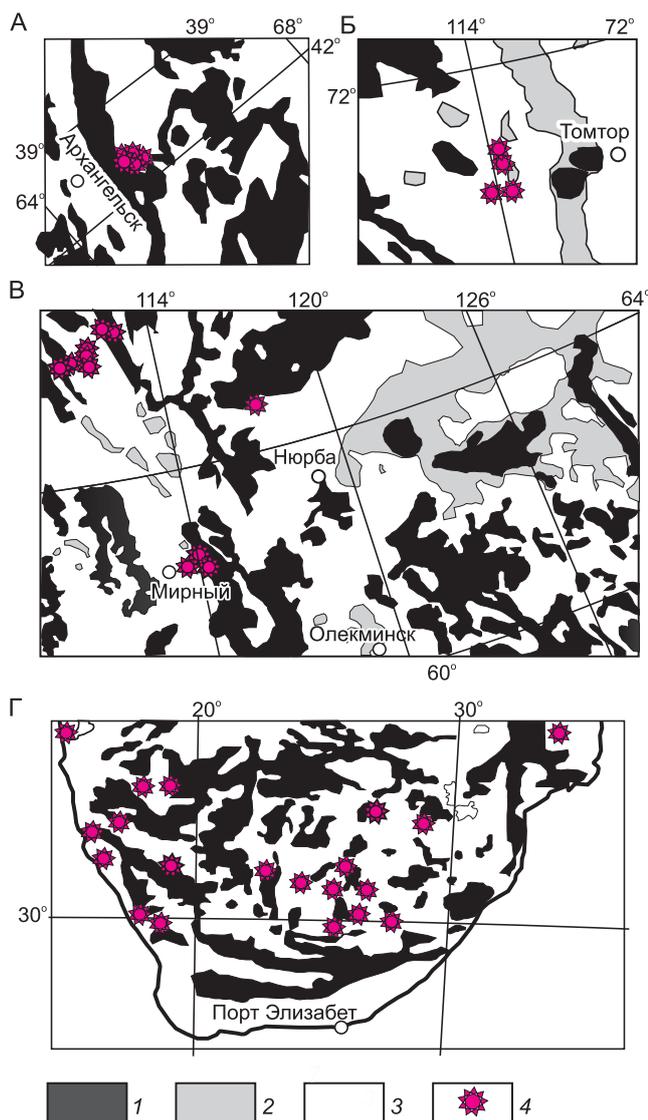


Рис. 9. Размещение месторождений алмазов России и Южной Африки в соотношении с магнитными полями [16]:

регионы: А – Архангельский, Б, В – Якутский, Г – Южноафриканский; значения магнитного поля (ΔT , нТл): 1 – положительные аномалии 50–2000, 2 – слабомагнитные (50–100), 3 – нулевые и отрицательные – немагнитные (50–более -1000); 4 – месторождения алмазов

Во включениях в алмазах находятся следующие материалы, обычно относящиеся к образованиям земной коры: сидерит (Гвинея, Канкан), доломит (Бразилия – трубка Коллиер 4, Гвинея – Мачадо), кальцит (Бразилия – Джуин, Якутия – трубки Мир, Спутник, Африка – Лесото), кальцит + доломит (Бразилия – Сорисо), магнезит (Якутия – трубка Мир, Намибия), карбонаты Са, Na, Mg, Fe, гидрокарбонаты (Ботсвана – Джваненг, Заир, Бразилия, Яку-

тия – трубка Юбилейная, Конго), биотит [33], флогопит [21], SiO_2 .

Изотопный состав кислорода изученных включений SiO_2 в алмазах достигает величины $\delta^{18}\text{O} = 12,9\%$, что считается указанием на коровое происхождение их протолитов. А изотопный состав углерода алмазов варьирует в широких пределах: от $-26,5$ до $-6,7\%$ $\delta^{13}\text{C}$, лёгкая часть которого соответствует органическому материалу [6].

Среди включений в алмазах находятся также хлоридно-карбонатный флюид [7], вода, водород, диоксид углерода, аргон, этилен, этиловый спирт, бутан, кислород.

Нахождение идиоморфных кристаллов алмаза среди преобразованных взрывом ксеноморфных веществ земной коры и мантии (см. рис. 4, В) свидетельствует о том, что алмазов не было до взрыва. Они могли образоваться во время взрыва, то есть в основном на месте нахождения кимберлитовых трубок.

Преимущественное размещение алмазов в раструбной (взрывной) части кимберлитовых трубок также указывает на их образование на месте нахождения и в основном позднее ассоциирующих с ними первичных минералов (главным образом оливинов), но до завершения кристаллизации кимберлитового расплава (рис. 8, Г).

Отсутствие в трубках следов и признаков течения магмы, как и влияния гравитации на распределение минеральных включений, находящихся в породе (см. рис. 5), может быть связано со взрывным внедрением магматической массы и кратковременной её кристаллизацией.

Наличие общей закономерности в размещении месторождений алмазов, состоящей в их предпочтительной приуроченности к немагнитным и слабомагнитным полям земной коры (рис. 9), объясняется присущей таким полям восстановительной обстановкой, благоприятной для образования месторождений алмазов, золота и других полезных ископаемых [17], но неподходящей для выделения магнетита, образующегося за счёт свободного кислорода и являющегося основной причиной существования региональных и локальных магнитных аномалий земной коры [17].

Сами же алмазоносные кимберлитовые трубки могут быть магнитными из-за содержания в них вторичного магнетита, выделяющегося при гидратации (в основном серпентинизации) оливина и других пороодообразующих минералов.

Благоприятная для образования алмазов восстановительная обстановка создаётся в тех случаях, когда в водной среде практически отсутствует свободный кислород. Наличие его препятствует выделению алмазов и приводит к образованию магнетита, генерирующего магнитные аномалии в земной коре [18].

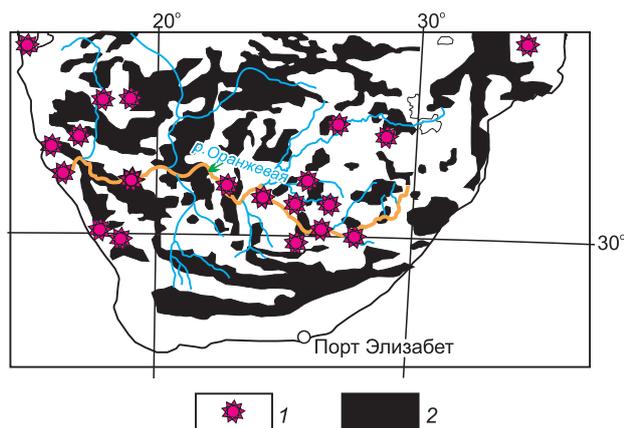


Рис. 10. Размещение месторождений алмазов Южной Африки в соотношении с руслами рек и магнитными полями, по материалам сети интернет:

1 – месторождения алмазов; 2 – магнитные поля

Проникновение вод в глубины земной коры сопровождается потерей ими растворённого (свободного) кислорода. Основной причиной тому является повышение температуры среды под влиянием геотермического тепла и магматических воздействий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аскаръян Г. А., Прохоров А. М., Чантурия Г. Ф., Шипуло Г. П. Луч оптического квантового генератора в жидкости // Журнал экспериментальной и теоретической физики. – 1963. – Т. 44, вып. 6. – С. 2180–2182.
2. Аскаръян Г. А., Прохоров А. М., Шипуло Г. П. Светогидравлический эффект. Авт. свид. № 65 // Бюл. Изобретений. – 1969. – № 19. – С. 3.
3. Балмасова Е. А., Смольская Я. С., Лопатина Л. А. и др. Самородный осмий и иридоосмин Гулинского массива // Доклады Академии наук. – 1992. – Т. 323, № 4. – С. 748–751.
4. Годлевский М. Н., Лихачёв А. П. Условия образования и эволюции рудоносных ультраосновных магм // ЗВМО. – 1981. – Вып. 6. – С. 646–655.
5. Головин А. В., Шарыгин В. В., Похиленко Н. П. Расплавные включения во вкрапленниках оливина из неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): некоторые аспекты эволюции кимберлитовых магм на поздних стадиях кристаллизации // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 2. – С. 178–195.
6. Зедгенизов Д. А., Рагозин А. Л., Шацкий В. С. Хлоридно-карбонатный флюид в алмазах из ксенолита эклогита // Докл. РАН. – 2007. – Т. 415, № 6. – С. 800–803.
7. Зедгенизов Д. А., Рагозин А. Л., Каги Х. и др. Включения SiO₂ в сублитосферных алмазах // Геохимия. – 2019. – Т. 64, № 9. – С. 948–957.
8. Зинчук Н. Н. Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 105–114.
9. Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Лопатин Г. Г. Геохимия ультрамафитов платиноносного Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции // Геохимия. – 1993. – № 11. – С. 1523–1531.
10. Лазаренков В. Г. Средние содержания элементов платиновой группы в ультрамафитах // Записки ВМО. – 1999. – Ч. 128. – Вып. 1. – С. 15–24.
11. Лихачёв А. П. Генетические модели сульфидно-никеленосных формаций в связи с другими эндогенными формациями // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1988а. – С. 158–166.
12. Лихачёв А. П. К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах // Отечественная геология. – 2017. – № 6. – С. 80–93.
13. Лихачёв А. П. Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // Геохимия. – 1978. – № 10. – С. 1554–1557.
14. Лихачёв А. П. О природе магматических месторождений // Советская геология. – 1973. – № 5. – С. 33–47.
15. Лихачёв А. П. Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит-гипербазитового состава // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 238, № 2. – С. 447–450.
16. Лихачёв А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006. – 496 с.

На рис. 10 видно, что речные русла, не содержащие проявлений алмазоносных трубок, обычно находятся в полях расположения магнитных аномалий. Это указывает на отсутствие на данных участках внедрений кимберлитовых и иных магм, которые могли бы своим разогревом понизить содержание свободного кислорода в окружающей среде и создать условия для образования алмазов.

Основные выводы состоят в следующем.

1. Причиной образования эндогенных алмазов может быть термогидравлический эффект, представляющий собой взрывную реакцию воды на импульсивное воздействие сверхвысоких температур, при котором достигаются сверхвысокие давления.

2. Благоприятные условия для осуществления термогидравлического эффекта имеются в пределах земной коры, главным образом там, где «перегретые» магмы кимберлитового состава проникают в водонасыщенные горизонты коры. Сочетание таких факторов характерно для щитов и кратонов в ходе проявления кимберлитового магматизма.

3. Перспективными для обнаружения алмазоносных трубок являются немагнитные и слабомагнитные площади в пределах щитов и кратонов, нередко содержащие локальные магнитные аномалии, связанные с гидратацией кимберлитовых тел и образованием вторичного магнетита.

17. Лихачёв А. П. Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых // Отечественная геология. – 2013. – № 6. – С. 40–50.
18. Лихачёв А. П. Условия образования магнетита и его рудных скоплений // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 44–53.
19. Лихачёв А. П., Кириченко В. Т., Лопатин Г. Г. и др. Особенности платиноносности массивов щелочно-ультраосновой формации // ЗВМО. – 1987. – Вып. 1. – С. 122–125.
20. Сазонов А. М., Звягина Е. А., Леонтьев С. И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновые интрузии Полярной Сибири. – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001. – 510 с.
21. Соболев Н. В., Логвинова А. М., Ефимова Э. С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1588–1606.
22. Соболев А. В., Соболев С. В., Кузьмин Д. В. и др. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1293–1334.
23. Соболев Н. В., Соболев А. В., Томиленко А. А. и др. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 337–360.
24. Сокол А. Г., Крук А. Н. Алмазы и кимберлитовый магматизм: обзор экспериментальных данных // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 316–336.
25. Степашко А. А. Структура литосферной мантии Сибирского кратона и сейсмодинамика деформационных волн в Байкальской сейсмической зоне // Геодинамика и тектонофизика. – 2013. – № 4. – С. 387–415.
26. Chen C. W., Rondenay S., Evans R. L., Snyder D. B. Geophysical detection Geophysical detection of relict metasomatism from anarachean (~ 3,5 Ga) subduction zone // Science. – 2009. 326 (5956). – P. 1089–1091.
27. Field M., Robey J., Kurszlaukis S. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review // Ore Geology Reviews. – 2008. – № 34. – P. 33–75.
28. Likhachev A. P. The discovery of a new Maimecha-Kotuyskaya platinum bearing province in the north of the Siberian platform: prognosis and its practical corroboration // 8th International platinum symposium Abstract. – Rustenburg, 1998. – P. 203–205.
29. O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // Tectonophysics. – 2006. 416 (1–4). – P. 289–309.
30. Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. Tectonophysics. – 2006. – № 416 (1–4). – P. 33–52.
31. Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // Treatise on geochemistry / Eds. H. D. Holland, K. K. Turekian. – 2003. Elsevier. – P. 171–275.
32. Snyder D. V. Lithospheric growth at margins of cratons // Tectonophysics. – 2002. – № 355 (1–4). – P. 7–22.
33. Walmsley J. C., Lang A. R. Oriented biotite inclusions in diamond coat // Miner. Mag. – 1992. – V. 56. – P. 108–111.
34. Williams A. F. The genesis of the diamond. Two vols. Ernest Benn Ltd. – London, 1932.

REFERENCES

1. Askaryan G. A., Prokhorov A. M., Chanturiya G. F., Shipulo G. P. Luch opticheskogo kvantovogo generatara v zhidkosti [Beam of an optical quantum generator in a liquid]. Zhurnal eksperimentalnoy i teoreticheskoy fiziki, 1963, V. 44, Is. 6, P. 2180–2182. (In Russ.)
2. Askaryan G. A., Prokhorov A. M., Shipulo G. P. Svetogidravlicheskiy effekt. Avt. svid. № 65 [Svetohydraulic effect. Auth. wit. No. 65]. Byul. Izobreteniy, 1969, No. 19, P. 3. (In Russ.)
3. Balmasova Ye. A., Smolskaya Ya. S., Lopatina L. A. et al. Samorodnyy osmiy i iridosmin Gulinskogo massiva [Native osmium and iridosmin of the Gulinsky massif]. Doklady Akademii nauk, 1992, V. 323, No. 4, P. 748–751. (In Russ.)
4. Godlevskiy M. N., Likhachev A. P. Usloviya obrazovaniya i evolyutsii rudosnosnykh ultrasnosnykh magm [Conditions of formation and evolution of ore-bearing ultrabasic magmas]. ZVMO, 1981, Is. 6, P. 646–655. (In Russ.)
5. Golovin A. V., Sharygin V. V., Pokhilenko N. P. Rasplavnyye vklyucheniya vo vkraplennikakh olivina iz neizmenennykh kimberlitov trubki Udachnaya-Vostochnaya (Yakutiya): nekotoryye aspekty evolyutsii kimberlitovykh magm na pozdnykh stadiyakh kristallizatsii [Melt inclusions in olivine phenocrysts from unaltered kimberlites of the Udachnaya-Vostochnaya pipe (Yakutia): some aspects of the evolution of kimberlite magmas at late stages of crystallization]. Petrologiya, 2007, V. 15, No. 2, P. 178–195. (In Russ.)
6. Zedgenizov D. A., Ragozin A. L., Shatskiy V. S. Khloridno-karbonatnyy flyuid v amazakh iz ksenolita eklogita [Chloride-carbonate fluid in diamonds from eclogite xenolith]. Dokl. RAN, 2007, V. 415, No. 6, P. 800–803. (In Russ.)
7. Zedgenizov D. A., Ragozin A. L., Kagi Kh. et al. Vklyucheniya SiO₂ v sublitosfernykh amazakh [SiO₂ inclusions in sublithospheric diamonds]. Geokhimiya, 2019, V. 64, No. 9, P. 948–957. (In Russ.)
8. Zinchuk N. N. Osobennosti almazonosnosti raznykh faz vnedreniya kimberlitov [Peculiarities of diamond content of different phases of kimberlite intrusion]. Otechestvennaya geologiya, 2017, No. 1, P. 105–114. (In Russ.)
9. Lazarenkov V. G., Malich K. N., Lopatin G. G. Geokhimiya ultramafitov platinonosnogo Gulinskogo massiva Maimecha-Kotuyskoy provintsii [Geochemistry of ultramafic rocks from the platinum-bearing Guli massif of the Maimecha-Kotuy province]. Geokhimiya, 1993, No. 11, P. 1523–1531. (In Russ.)

10. Lazarenkov V. G. Sredniye sodержaniya elementov platinovoy gruppy v ultramafitakh [Average contents of platinum group elements in ultramafic rocks]. Zapiski VMO, 1999, Ch. 128, Is. 1, P. 15–24. (In Russ.)
11. Likhachev A. P. Geneticheskiye modeli sulfidno-nikeleunosnykh formatsiy v svyazi s drugimi endogennymi formatsiyami [Genetic models of sulfide-nickel formations in connection with other endogenous formations]. Rudobrazovaniye i geneticheskiye modeli endogennykh rudnykh formatsiy, Novosibirsk, Nauka, 1988, P. 158–166. (In Russ.)
12. Likhachev A. P. K voprosam obrazovaniya, povedeniya i fraktsionirovaniya khimicheskikh elementov, ikh izotopov i mineralov v prirodnykh protsessakh [On the formation, behavior and fractionation of chemical elements, their isotopes and minerals in natural processes]. Otechestvennaya geologiya, 2017, No. 6, P. 80–93. (In Russ.)
13. Likhachev A. P. Lazernyy sposob issledovaniya veshchestv pri sverkhvysokikh temperaturakh i davleniyakh [Laser method for studying substances at ultrahigh temperatures and pressures]. Geokhimiya, 1978, No. 10, P. 1554–1557. (In Russ.)
14. Likhachev A. P. O prirode magmaticheskikh mestorozhdeniy [On the nature of magmatic deposits]. Sovetskaya geologiya, 1973, No. 5, P. 33–47. (In Russ.)
15. Likhachev A. P. Ob usloviyakh obrazovaniya rudonosnykh i bezrudnykh magm bazit-giperbazitovogo sostava [On the conditions of formation of ore-bearing and barren magmas of basic-hyperbasite composition]. Dokl. AN SSSR, 1978, V. 238, No. 2, P. 447–450. (In Russ.)
16. Likhachev A. P. Platino-medno-nikelevyye i platinovyye mestorozhdeniya [Platinum-copper-nickel and platinum deposits]. Moscow, Eslan publ., 2006, 496 p. (In Russ.)
17. Likhachev A. P. Prichiny i usloviya sushchestvovaniya magnitnykh i nemagnitnykh poley zemnoy kory, opredelyayushchikh formirovaniye i razmeshcheniye mestorozhdeniy zolota,almazov, nefti, gaza i drugikh poleznykh iskopayemykh [The reasons and conditions for the existence of magnetic and non-magnetic fields of the earth's crust, which determine the formation and placement of deposits of gold, diamonds, oil, gas and other minerals]. Otechestvennaya geologiya, 2013, No. 6, P. 40–50. (In Russ.)
18. Likhachev A. P. Usloviya obrazovaniya magnetita i yego rudnykh skopleniy [Conditions of formation of magnetite and its ore accumulations]. Otechestvennaya geologiya, 2017, No. 4, P. 44–53. (In Russ.)
19. Likhachev A. P., Kirichenko V. T., Lopatin G. G. et al. K osobennostyam platinonosnosti massivov shchelochno-ultraosnovnoy formatsii [To the peculiarities of platinum-bearing massifs of the alkaline-ultrabasic formation]. ZVMO, 1987, Is. 1, P. 122–125. (In Russ.)
20. Sazonov A. M., Zvyagina Ye. A., Leontyev S. I. et al. Platinonosnyye shchelochno-ultraosnovnyye intruzii Polyarnoy Sibiri [Platinum-bearing alkaline-ultrabasic intrusions of Polar Siberia]. Tomsk, TSNTI publ., 2001, 510 p. (In Russ.)
21. Sobolev N. V., Logvinova A. M., Yefimova E. S. Singeneticheskiye vklyucheniya flogopita v almazakh kimberlitov: svidetelstvo roli letuchikh v obrazovanii almazov [Syngenetic inclusions of phlogopite in kimberlite diamonds: evidence of the role of volatiles in the formation of diamonds]. Geologiya i geofizika, 2009, V. 50, No. 12, P. 1588–1606. (In Russ.)
22. Sobolev A. V., Sobolev S. V., Kuzmin D. V. et al. Mekhanizm obrazovaniya sibirskikh meymechitov i priroda ikh svyazi s trappami i kimberlitami [The mechanism of formation of Siberian meimechites and the nature of their connection with traps and kimberlites]. Geologiya i geofizika, 2009, V. 50, No. 12, P. 1293–1334. (In Russ.)
23. Sobolev N. V., Sobolev A. V., Tomilenko A. A. et al. Paragenезis i slozhnaya zonalnost vkraplennikov olivina iz neizmenennogo kimberlita trubki Udachnaya-Vostochnaya (Yakutiya): svyaz s usloviyami obrazovaniya i evolyutsiyey kimberlita [Paragenesis and complex zoning of olivine phenocrysts from unaltered kimberlite from the Udachnaya-Vostochnaya pipe (Yakutia): relationship with the formation conditions and evolution of kimberlite]. Geologiya i geofizika, 2015, V. 56, No. 1–2, P. 337–360. (In Russ.)
24. Sokol A. G., Kruk A. N. Almazy i kimberlitovyy magmatizm: obzor eksperimentalnykh dannykh [Diamonds and kimberlite magmatism: a review of experimental data]. Geologiya i geofizika, 2015, V. 56, No. 1–2, P. 316–336.
25. Stepashko A. A. Struktura litosfernoy mantii Sibirskogo kratona i seysmodinamika deformatsionnykh voln v Baykalskoy seysmicheskoy zone [The structure of the lithospheric mantle of the Siberian craton and the seismodynamics of deformation waves in the Baikal seismic zone]. Geodinamika i tektonofizika, 2013, No. 4, P. 387–415.
26. Chen C. W., Rondenay S., Evans R. L., Snyder D. B. Geophysical detection Geophysical detection of relict metasomatism from anarchean (~ 3,5 Ga) subduction zone. Science, 2009, 326 (5956), P. 1089–1091.
27. Field M., Robey J., Kurszlauskis S. Kimberlite-hosted diamond deposits of southern Africa: A review. Ore Geology Reviews, 2008, No. 34, P. 33–75.
28. Likhachev A. P. The discovery of a new Maimecha-Kotuyskaya platinum bearing province in the north of the Siberian platform: prognosis and its practical corroboration. 8th International platinum symposium Abstract, Rustenburg, 1998, P. 203–205.
29. O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications. Tectonophysics, 2006, 416 (1–4), P. 289–309.
30. Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. Tectonophysics, 2006, No. 416 (1–4), P. 33–52.
31. Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. Treatise on geochemistry. Eds. H. D. Holland, K. K. Turekian. 2003, Elsevier, P. 171–275.
32. Snyder D. V. Lithospheric growth at margins of cratons. Tectonophysics, 2002, № 355 (1–4), P. 7–22.
33. Walmsley J. C., Lang A. R. Oriented biotite inclusions in diamond coat. Miner. Mag, 1992, V. 56, P. 108–111.
34. Williams A. F. The genesis of the diamond. Two vols. London, Ernest Benn Ltd, 1932.

Комплексная работа ЦНИГРИ в Ленском золотоносном районе: от изучения россыпей до оценки потенциала Сухого Лога

Статья посвящена системным исследованиям Ленского золотоносного района силами ЦНИГРИ (до 1957 г. НИГРИЗолото). Представлены важнейшие результаты работы Ленской экспедиции этого института (1938–1963 гг.). Освещена роль её участников в ранних исследованиях золоторудного месторождения Сухой Лог, проводившихся совместно со специалистами Иркутского геологического управления. Показан вклад ЦНИГРИ в дальнейшее многолетнее изучение Сухого Лога в целях корректной оценки запасов золота этого крупнейшего месторождения золота.

Ключевые слова: Ленский золотоносный район, НИГРИЗолото, золоторудное месторождение Сухой Лог, золотоносные пласты россыпей, типоморфные признаки золота, тонкое золото.

ИВАНОВ АНАТОЛИЙ ИННОКЕНТЬЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, научный руководитель, tsnigri@tsnigri.ru

СИДОРОВА ЕВГЕНИЯ ВИКТОРОВНА, кандидат биологических наук, научный сотрудник, sidorova@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Comprehensive TsNIGRI work in the Lena gold-bearing area: from placer study to the Sukhoi Log potential assessment

A. I. IVANOV, E. V. SIDOROVA

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow

The paper reviews to the systematic research of the Lena gold-bearing area by TsNIGRI (until 1957 NIGRIZoloto). The most important results of Lena expedition of this Institute (1938–1963) are presented. The role of crew members of the Lena field season in the early studies of the Sukhoi Log gold deposit conducted in cooperation with the Irkutsk Geological Department specialists is highlighted. TsNIGRI contribution to the further long-term study of the Sukhoi Log aimed at correct estimation of this giant gold deposit's reserves is shown.

Key words: Lena gold-bearing area, NIGRIZoloto, Sukhoi Log gold deposit, gold-bearing placer strata, typomorphic signs of gold, fine gold.

Открытие рудных месторождений никогда не происходит случайно: по большому счёту каждое такое событие – итог фундаментальных исследований. И важная задача научного сообщества – анализировать историю этих исследований. Ранний период изучения геологии крупнейшего золотоносного района России, расположенного на северной окраине Байкальской горной области в бассейне реки Лены и её притоков, хорошо освещён в литературе [5, 9, 25]. Первые работы здесь вели В. А. Обручев, А. П. Герасимов, А. К. Мейстер, В. К. Котульский, П. И. Преображенский. К середине 1930-х годов существовала схема стратиграфии протерозойских и четвертичных отложений Ленского золотоносного района, были

освещены некоторые вопросы магматизма и метаморфизма; рекомендации В. А. Обручева способствовали открытию крупных россыпей в бассейнах рек Б. Догалдын и Б. Ченчик. И, разумеется, в этом старейшем золотоносном районе страны в советское время начали активно работать специалисты государственных организаций – в первую очередь треста «Лензолото», НИГРИЗолото, ВСЕГЕИ, Геологического института АН СССР, Иркутского геологического управления, Лаборатории геологии Докембрия АН СССР (ныне Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук). В течение 1930–1950-х годов советскими геологами были накоплены и систематизированы данные, позволившие

вскоре найти целый ряд месторождений коренного золота. В их числе крупнейшее в России и одно из самых значительных в мире золоторудное месторождение Сухой Лог [2] – 60-летие его открытия отмечалось в 2021 г. При этом, как ни парадоксально, история советского периода геологических исследований на Золотой Лене освещена довольно слабо. Одна из ключевых причин – закрытость работ, связанных с поисками благородных металлов. Например, имена и научные достижения многих талантливых советских геологов, самоотверженно трудившихся в 1930–1950-е годы в Научно-исследовательском геологоразведочном институте золота, практически неизвестны широкой научной общественности, поскольку на протяжении нескольких десятилетий исследования этого института проводились под грифом секретности. Между тем роль сотрудников НИГРИЗолото (ЦНИГРИ с 1957 г.) в изучении Ленского золотоносного района значительна и заслуживает специального разговора.

Благодаря работам НИГРИЗолото – ЦНИГРИ были получены следующие знания о Ленском золотоносном районе, ставшие основой его дальнейшего изучения:

- получены первые детальные данные о геологии региона: стратиграфии докембрийских отложений, тектонике, магматизме, метаморфизме;
- собраны и обобщены полные данные о геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений, о неотектонике района;
- изучены закономерности распределения россыпей золота;
- исследовано распределение золота в россыпях и его типоморфные признаки, впервые систематизированы данные о распределении разных форм самородного золота в пределах Ленского района;
- выделены россыпи золота со слабоокатанным золотом, в том числе в сростках с кварцем и сульфидами, бассейны которых перспективны на поиски коренных месторождений;
- составлена геологическая карта масштаба 1:100 000 (24 листа); вкладом ЦНИГРИ в общегосударственную геологическую съёмку территории СССР стали листы Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 для площади всего Ленского района.
- создана первая прогнозно-металлогеническая карта района масштаба 1:100 000;
- составлены крупномасштабные специализированные карты золотоносности основных рудных полей и узлов Ленского района;
- выделены наиболее перспективные территории для поисков крупных коренных месторождений золота.



Рис. 1. В. К. Флеров, руководитель изучения россыпных месторождений в НИГРИЗолото в 1936–1941 гг.

Учреждённый в 1935 г. как отдел в системе Государственного Всесоюзного золотоплатинового геологоразведочного треста «Золоторазведка» НИГРИЗолото спустя год получил статус научно-исследовательского геологоразведочного института. Одним из основных направлений его работы стало изучение россыпных месторождений. Основателем этого направления был Валериан Константинович Флёров (рис. 1), эрудированный специалист, соратник профессора Михаила Антоновича Усова (так же как и первый директор и научный руководитель НИГРИЗолото Николай Николаевич Горностаев). В 1938 г. в журнале «Советская геология» В. К. Флёров опубликовал программную статью о том, что необходимо предпринять для развития самой в тот момент отсталой отрасли геологического знания – геологии россыпей: изучить генезис, состав и морфологию, геоморфологию и стратиграфию россыпей [33]. По его инициативе институт уже в 1938 г. приступил к региональным геолого-геоморфологическим исследованиям важнейших золотоносных районов – Ленского, Енисейского, Уральского, Восточно-Забайкальского. Одной из первых была создана Ленская экспедиция НИГРИЗолото, сотрудников которой консультировал В. А. Обручев. Все работы проводились в тесном контакте с производственными предприятиями и завершались методическими рекомендациями. Осенью 1941 г. вышло

первое в СССР руководство по эксплуатационной геологии россыпей, подготовленное В. К. Флёровым в соавторстве с А. А. Усовой [32]. К огромному сожалению, Валериан Константинович Флёров, ушедший добровольцем на фронт, погиб в первые месяцы войны. Но организованная им Ленская экспедиция НИГРИЗолото – ЦНИГРИ продуктивно работала на протяжении почти тридцати лет.

Пионерные исследования НИГРИЗолото на Золотой Лене

Первый состав Ленской экспедиции (1938–1948 гг.) (рис. 2) возглавил выпускник Ленинградского горного института Георгий Лазаревич Юдин – ученик профессора Санкт-Петербургского Горного института Дмитрия Васильевича Наливкина (академика с 1946 г.), участник первых экспедиций АН СССР

и Геолкома на Памир (1928–1930 гг.), герой книги П. Н. Лукницкого «Путешествие по Памиру»¹ (1955). Группа во главе с Юдиным была направлена в Ближнюю и Среднюю тайгу Ленского района и стала самым крупным коллективом НИГРИЗолото, проводившим региональные работы в связи с перспективностью данной территории, имевшей богатые глубоко залегающие россыпи и при этом отличающейся большой геоморфологической и геологической сложностью (рис. 3). Промышленные коренные месторождения золота на территории тогда не были известны.

¹ П. Н. Лукницкий (1902–1973) – известный писатель, журналист, биограф поэтов Серебряного века А. А. Ахматовой и Н. С. Гумилёва, работал в Ленской экспедиции в первый полевой сезон, и сделанные им фотографии включены в отчёт НИГРИЗолото 1940 г. [8].



Рис. 2. Участники Ленской экспедиции НИГРИЗолото. 1941 г.

1-й ряд (слева направо): Г. Д. Карамышева, Н. А. Воскресенская, Г. Л. Юдин (руководитель экспедиции), А. Р. Бурачек, Б. Н. Красильников; 2-й ряд: И. Пылеев, Н. С. Каткова, Е. Д. Скворцова, И. М. Иванов, Л. А. Лион, Н. И. Королёв (парторг экспедиции), О. А. Глико, Н. Шпак, М. А. Грабовская



Рис. 3. Река Кадали ниже устья реки Кадаликана:

А. Кливаж в известковистых сланцах; Б. Общий вид обнажений известковистых сланцев. 1938 г. Фото П. Н. Лукницкого

Перед Великой Отечественной войной в составе Ленской экспедиции работали три геологических партии НИГРИЗолото. С самого начала перед сотрудниками стояла задача разобраться, почему россыпей золота много в центральной части Ленского района – в бассейне р. Бодайбо, а по периферии интенсивность золотоносности падает. Перспективы золотоносности Ленской тайги дискутировались в работах Владимира Афанасьевича Обручева и Александра Карловича Мейстера, по-разному оценивавших генезис рыхлых отложений района и источники золота в его россыпях [21, 24].

В 1941 г. на обсуждение научно-технического совета НИГРИЗолото был представлен сводный отчёт, написанный Г. Л. Юдиным, Н. С. Катковой, И. М. Ивановым, А. Р. Бурачком, С. Г. Мирчинк, Б. Н. Красильниковым, О. А. Глико, Н. В. Петровской, А. И. Фасталовичем [28]. Он содержит данные геологической съёмки бассейнов рек Бодайбо, Энгажимо, Вачи и верховьев рек Тахтыга, Б. Патом, Хомолхо, Жуи (рис. 4). Сотрудники института получили ценные данные, позволившие найти новые поисковые признаки для выявления россыпных месторождений золота.

Ещё в 1900–1901 гг. А. П. Герасимов [9, 10] впервые указал на наличие остатков древней гидрографической сети в Ленском районе. Эту догадку подтвердили работы НИГРИЗолото. Новейшие четвертичные деформации земной коры изменили контуры речных бассейнов. Пионерные геоморфологические

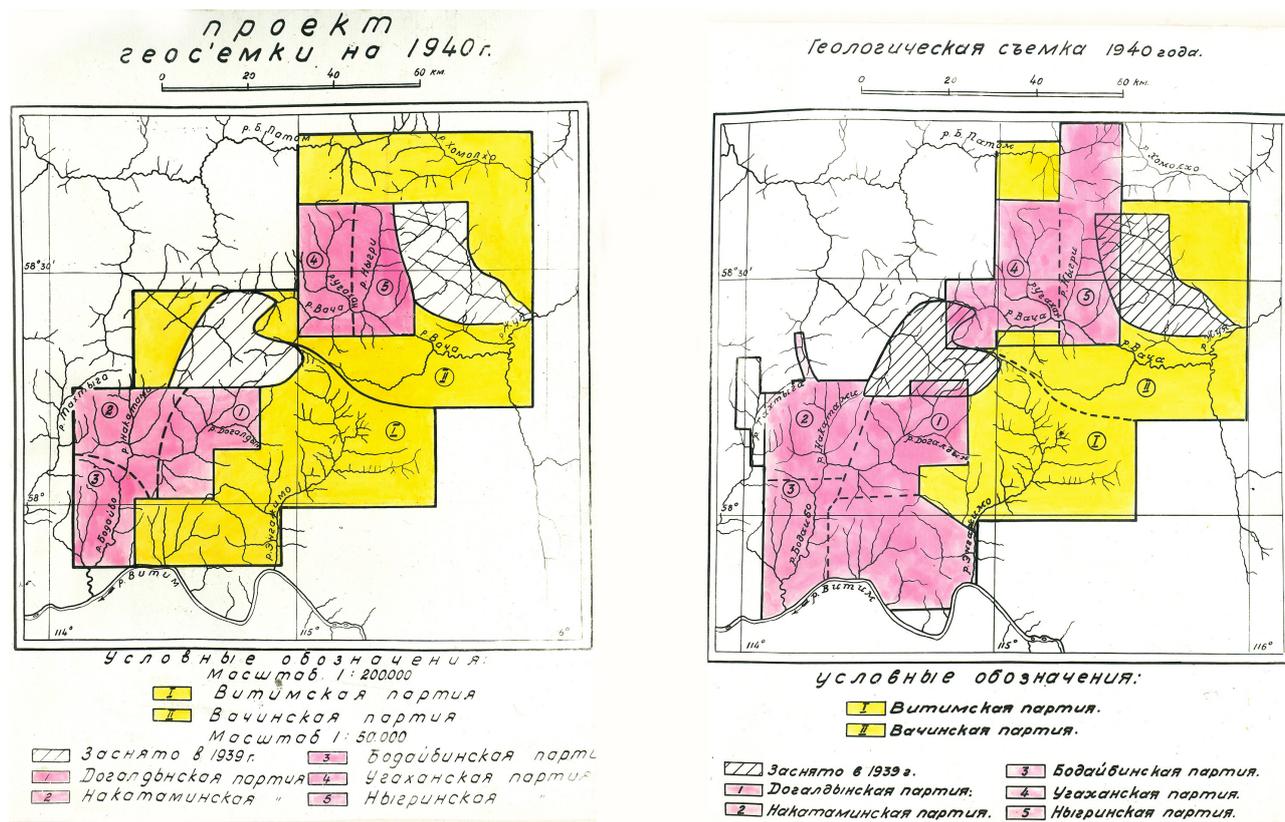


Рис. 4. Площади проведения геологической съёмки на правом берегу реки Витим. Масштаб 1:50 000. 1940 г. [29]

исследования начали Софья Георгиевна Мирчинк вместе с Алексеем Рафаиловичем Бурачком, Галиной Дмитриевной Карамышевой и другими коллегами [8, 23, 30]. Оказалось, что ледниковые отложения либо перекрывали золотоносный аллювий, либо деформировали его, перемещаясь с ним, либо полностью уничтожали золотоносный пласт.

Олег Александрович Глико руководил исследованиями по бассейну р. Бодайбо – от верховьев до устья ключа Черкесского, М.А. Грабовская – от устья ключа Черкесского до Сухого ключа, И.М. Иванов и Н.С. Шпак – ниже ключа Сухого. Полученные данные позволили им впервые поставить ряд вопросов о геологии района, ответы на которые дали следующие поколения исследователей, в том числе сотрудники новых составов Ленской экспедиции НИГРИЗолото. Так, О.А. Глико получил первые детальные результаты в отношении тектоники, стратиграфии и золотого оруденения: он собрал данные ситовых анализов металла из россыпей р. Бодайбо и на основании пространственного распределения различных по крупности и окатанности разновид-

ностей золота сделал ряд заключений о возможном местоположении коренных источников [28].

Морфологию и внутреннюю структуру золота в 1939–1941 гг. изучили Нина Васильевна Петровская и Александр Иосифович Фасталович на основе 100 образцов из разных россыпей (рек Бодайбо, Ныгри, Уахан). Они пришли к выводу, что золото из россыпей имеет типичные признаки рудного золота: сростки с кварцем и пиритом [28]. Его внутренняя структура в россыпях свойственна золоту коренных месторождений, которое выделилось в одну из последних стадий минералообразования. Сегодня названные положения кажутся тривиальными, однако в 1941 г., когда они были опубликованы впервые, это были пионерные работы в данном направлении. Уже в начале 1940-х годов Н.В. Петровская и А.И. Фасталович предположили, что возможно существование ещё одной генерации золота, рассеянного первоначально в пирите, и указали, что новообразованный металл – тонкое золото на поверхности самородков – в силу незначительных количеств не может играть существенной

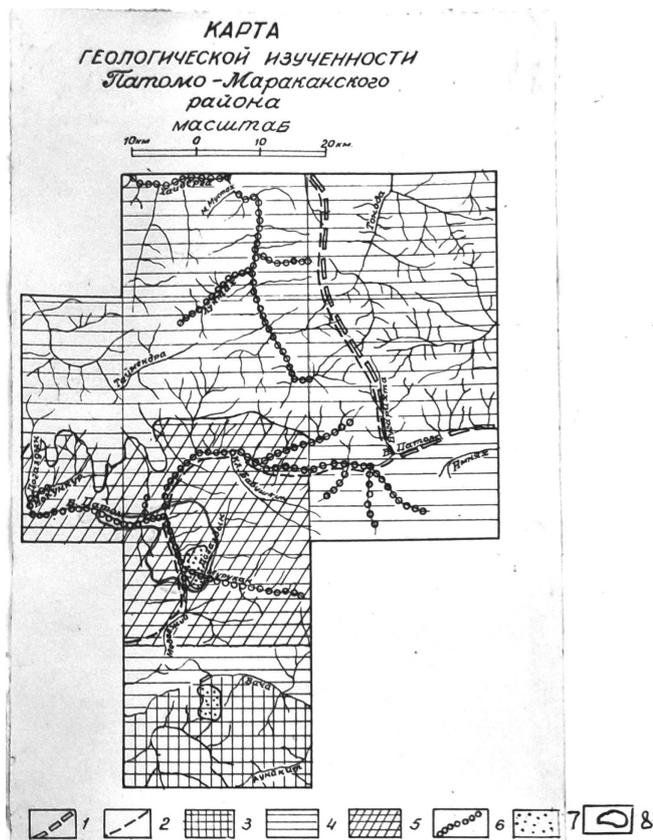


Рис. 5. Карта-схема геологической изученности Патомо-Мараканского района. 1890–1953 гг. [6]

1 – маршрут В. А. Обручева в 1990 г.; 2 – маршруты П. И. Преображенского 1902–1903 гг.; 3 – геолого-геоморфологическая съёмка А. Р. Бурачека 1939 г.; 4 – геологическая съёмка Восточно-Сибирского геологического управления 1947–1949 гг.; 5 – геоморфологическая съёмка масштаба 1: 200 000 А. Р. Бурачека 1949–1950 гг.; 6 – шлиховая съёмка треста «Лензолото» 1949–1953 гг.; 7 – работы рудных партий треста «Лензолото» 1953 г.; 8 – работы Мараканской геолого-поисковой партии 1954 г.

роли в обогащении ленских россыпей. Это положение долгое время вызывало дискуссии – вплоть до конца 1960-х годов, но в отношении Ленского района вопрос был решён однозначно в пользу точки зрения Н. В. Петровской. Она и А. И. Фасталович первыми указали на то, что данные о структурах рекристаллизации и интенсивной электрохимической коррозии, характерных для золота погребённых россыпей, но обнаруженных в русловых современных россыпях, должны навести геолога на мысль о присутствии в районе (в глубоких тальвегах) перемываемых реками древних россыпей. Нина Васильевна продолжала эти перспективные исследования. Её соавтор и супруг Александр Иосифович Фасталович погиб на фронте в 1944 г., но очень многие работы

Нины Васильевны, опубликованные ею во второй половине XX в., имеют двойное авторство: Н. В. Петровская, А. И. Фасталович.

После войны работа в Ленском районе возобновилась. Вторым составом Ленской экспедиции (1949–1952 гг.) руководил Теодор Максевич Дембо. По итогам трёхлетней работы экспедиции был составлен фундаментальный отчёт [7], в котором обобщены, в частности, результаты исследований одного из ведущих сотрудников Ленской экспедиции НИГРИЗолото А. Р. Бурачека, в течение ряда лет проводившего геоморфологическую съёмку в пределах Патомо-Мараканского района (рисунки 5, 6). Два года спустя талантливый геолог, натуралист, художник А. Р. Бурачек умер от инфаркта, настигшего его во время многодневного пешеходного геологического маршрута в самой удалённой, глухой северной части Ленского района. Похоронен на одной из безымянных таёжных вершин Ленского района.

Стратиграфию четвертичных отложений Ленского района разработала Елена Яковлевна Синюгина (рис. 7), которая сумела выявить особенности золотоносных пластов и влияния на них ледниковых процессов [20, 27] (рис. 8). Эти данные, несколько уточнённые, вошли во второй том классической монографии «Ленский золотоносный район» (1972) [19]. В целом в Ленской тайге были выделены долинные, террасовые и русловые россыпи золота. Наиболее крупными оказались погребённые россыпи. Золотоносные пласты россыпей обладали различным генезисом, возрастом, гранулометрическим составом, разным оказалось распределение золота в них. Учитывая полигенность россыпей, специалисты НИГРИЗолото предложили основной классификационной единицей считать золотоносный



Рис. 6. Рисунок из полевого дневника геоморфолога Ленской экспедиции А. Р. Бурачека. Полевой сезон 1953 г.



Рис. 7. Е. Я. Синюгина, сотрудник Ленской экспедиции НИГРИЗолото, ведущий исследователь стратиграфии четвертичных отложений Ленского района

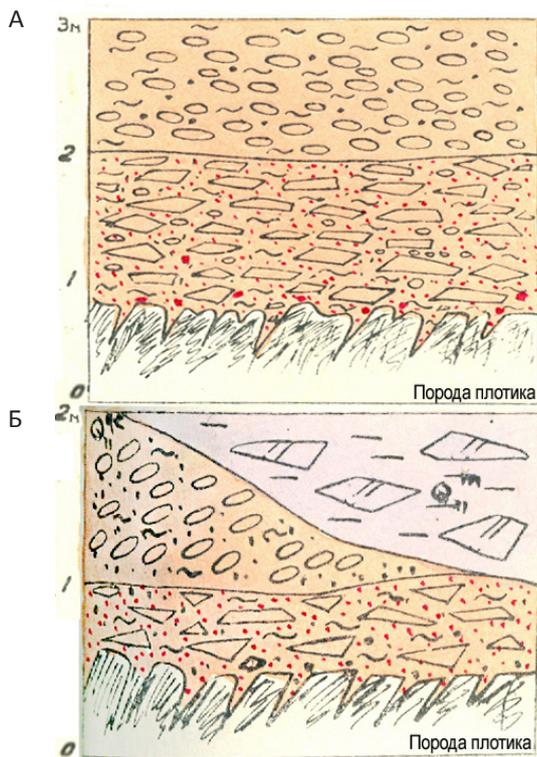


Рис. 8. Зарисовки забоев, иллюстрирующие некоторые характерные особенности распределения золота (обозначено красным цветом) террасовой россыпи р. В. Аканак:

А – богатый пласт центральной части россыпи, Б – морена в кровле пласта. Данные 1957 г. [20]

пласт. Большую роль в расчленении рыхлых отложений района по возрастному принципу сыграли данные споро-пыльцевого анализа, полученные геоморфологом института Лидией Яковлевной Лапиной [19].

Детальные изучения самородного золота, начатые Н. В. Петровской и А. И. Фасталовичем, продолжила выпускница МГРИ им. С. Орджоникидзе Л. А. Николаева [22].

Третья Ленская экспедиция НИГРИЗолото – ЦНИГРИ

Задачи третьего состава Ленской экспедиции (1953–1963 гг.), работавшего под руководством Юлии Петровны Казакевич (рис. 9), значительно расширились. Исследованиями были охвачены Ближняя и Средняя тайга. В этот период уточнены научные представления о геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений, о неотектонике района, продолжено изучение россыпей и типоморфных признаков золота, определены источники россыпной золотоносности района и сделан прогноз относительно промышленно ценных коренных месторождений [6].

Ленская экспедиция была практически единственной в ЦНИГРИ, проведшей работы по государственным геологическим съёмкам, составлению в 1959–1961 гг. стотысячной геологической карты и на её основе листов двухсоттысячной государственной геологической карты [4]. Данная работа не являлась функцией ЦНИГРИ, но именно этот институт располагал многолетними полевыми материалами, позволявшими в короткие сроки завершить составление листов государственной геологической карты Ленского района. Сотрудники ЦНИГРИ доказали необходимость издания во ВСЕГЕИ карты Ленского района на основе имеющихся материалов. По воспоминаниям доктора геолого-минералогических наук С. Д. Шера, большая кропотливая работа по подготовке сводной легенды Бодайбинской серии для карты масштаба 1:200 000 была проведена ими вместе с Т. П. Жадновой, Ю. П. Казакевич и специалистами Иркутского геологического управления.

Для выявления погребённых россыпей в 3-й Ленской экспедиции были применены геофизические методы. На основе минералогических и палинологических исследований И. Л. Шофман установила наличие в Дальней тайге на водоразделах рек М. и Б. Валухты мезозойских россыпей золота, единственных в Ленском районе [34].

Самый значительный прорыв был сделан в выявлении коренных источников золота в россыпях района. К началу работы экспедиции длительные безуспешные поиски привели к пессимистическим выводам об отсутствии промышленно ценных коренных

месторождений; предполагалось, что коренные источники питания россыпей были уничтожены эрозией, новыми источниками служили породы с тонкодисперсным рассеянным в них золотом, впоследствии укрупнившимся в россыпях. Едва начавшись, рудные разведки были прерваны Второй мировой войной и прекратились до 1950-х годов. Рудная партия Ленской экспедиции НИГРИЗолото начала исследования закономерностей размещения и типов коренных источников питания в 1954 г. под руководством Сергея Дмитриевича Шера (будущего автора классической двухтомной монографии «Металлогения золота» (1972, 1974) (рис. 10). Начали с самой изученной и богатой части Ленской тайги – Ближней тайги с 70% запасов в россыпях. И при этом богатстве выявленных рудных месторождений не было. Партия НИГРИЗолото провела ревизию геологической карты верхнего и среднего течения р. Бодайбо масштаба 1:100 000, геологическую съёмку окрестностей Васильевского прииска в масштабе 1:25 000 и 1:10 000. Для уточнения ситуации С. Д. Шер предпринял беспрецедентный шаг: он документировал водоотливные горные выработки, пересекающие коренные породы в различных участках района – бедроки (название времен английской концессии). Расшифровывать геологическое строение нужно было непосредственно в золотоносных долинах, где разрабатывались россыпи. Наиболее протяжённым (14 км) был Васильевский бедрок. Картировали в трудных условиях – освещая поверхность пород посредством специальной водостойчивой карбидки, зачастую по пояс в ледяной воде, делая короткий привал каждые 2 км, когда можно было подняться из подземного тоннеля наверх через лихтлох – световое окно².

В итоге С. Д. Шер иначе расшифровал складчатую структуру района [11] благодаря выявленному им расчленению мощной терригенной толщи, перекрывающей углистые кварциты вачской свиты – не две свиты, а одна, связанная с наложенными гидротермальными процессами. Автор считал, что главным процессом для золотоносности явилась листовитизация, с которой генетически связано формирование кварцевых и кварцево-карбонатных жил, приуроченных к широким зонам гидротермальных изменений пород. Формирование богатых золоторудных тел связано с переотложением рассеянного золота сульфидов. Сотрудники НИГРИЗолото предложили рекомендации по направленности геологоразведочных работ на площади Васильевского поля.

² Работа, на основании которой был составлен Отчёт НИГРИЗолото № 3919, описана в документальной повести С. Д. Шера «Моя геологическая жизнь» (2020).



Рис. 9. Ю. П. Казакевич, руководитель Ленской экспедиции НИГРИЗолото – ЦНИГРИ в 1953–1963 гг.

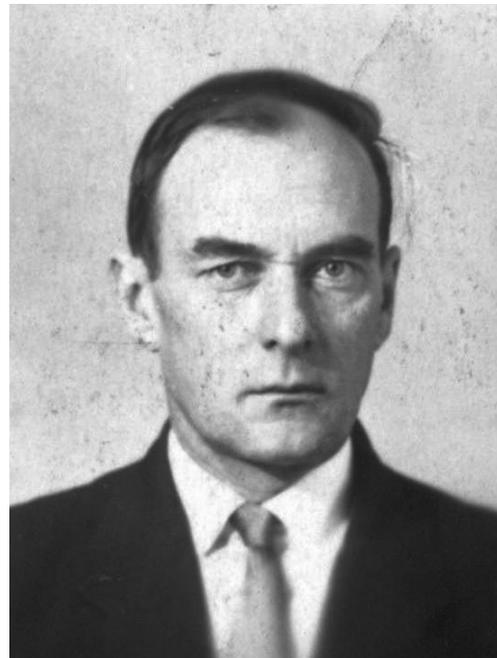


Рис. 10. С. Д. Шер, сотрудник Ленской экспедиции НИГРИЗолото – ЦНИГРИ в 1954–1961 гг., руководитель группы изучения коренных источников золота в россыпях Ленского района

С. Д. Шер и его коллеги на основе детальных исследований пришли к однозначному выводу о том, что источником крупного золота ленских золотых россыпей были кварцевые жилы (впервые это предположил К. Мейстер, расхившийся в данной оценке с В. А. Обручевым). Надо сказать, что это положение вызывало непрерывные дискуссии. Так, М. М. Гапеева из ВСЕГЕИ защищала идею о том, что источник золота на Лене – древние протерозойские россыпи [3], то есть слои песчаников, слагающих огромные площади аналогично протерозойским конгломератам Витватерсранд в Южной Африке.

Прогнозируя перспективы Ленского района, С. Д. Шер пришёл к выводу, что сульфидный вкрапленно-прожилковый тип минерализации, давший отдельные второстепенные россыпи, отличается от кварцево-жильного значительно большими размерами рудопроявлений и более стабильным (хотя и не таким высоким) уровнем содержания золота. Он указал на необходимость искать и меридиональные, и наклонные жилы по образцам кварца в свалах (в частности, на склонах Догалдынского хребта) и на необходимость оценки вмещающих жилы пород, так как в них было отмечено довольно высокое содержание золота. Он предположил, что рудопроявления этого типа представляют интерес как месторождения коренного золота. Ранее о необходимости изучения этих пород писал и В. А. Обручев.

Наиболее перспективной зоной сульфидной вкрапленности Сергей Дмитриевич Шер считал участок Сухой Лог, где первоначально, ещё в начале века, разрабатывали небольшую золотоносную жилу. Эти положения начал разрабатывать и аспирант Геологического института СО АН СССР Владимир Афанасьевич Буряк, который в 1961 г. показал перспективность изучения золотоносных сульфидно-вкрапленных руд Сухого Лога, выявив геохимическую аномалию и установив высокие содержания золота в образцах пород месторождения. Однако после первого удачного опыта бурения поиски застопорились. В 1963 г. после безуспешных поисков был поставлен вопрос о целесообразности продолжения геологоразведочных работ на Сухом Логу. С. Д. Шер и директор ЦНИГРИ член-корреспондент АН СССР И. С. Рожков составили «Заключение о направлении работ в Ленском районе», в котором настаивали, что рудное поле Сухой Лог для оценки его промышленного значения необходимо доразведать посредством горных и буровых работ. В итоге в 1966 г. в Госплане СССР и Министерстве геологии СССР состоялись специальные коллегии, и было принято решение продолжить доразведку Сухого Лога. Дальнейшую разведку последнего поручили Иркутскому геологическому управлению, курировал работу старший геолог управле-

ния Владимир Алексеевич Лисий. В соответствии с рекомендациями ЦНИГРИ разведку вели с учётом характера сульфидно-вкрапленного месторождения, и вскоре научный сотрудник ИЗК СО АН В. А. Буряк [1] и сотрудники Иркутского геологического управления подтвердили факт существования в данном регионе самого крупного в нашей стране и в мире золоторудного месторождения. По последним оценкам, запасы Сухого Лога составляют 40 млн унций золота при среднем содержании в руде – 2,3 г/т.

Продолжение работы ЦНИГРИ на Патомском нагорье

В середине 1970-х годов ЦНИГРИ вновь был приглашён к участию в изучении месторождения Сухой Лог и его окрестностей, составлении геологической карты. На данном этапе руководил исследованиями доктор геолого-минералогических наук С. Д. Шер [16, 26, 31]. В 1977–1978 гг. состоялось утверждение оценённых геологами запасов золота золоторудного месторождения Сухой Лог. В это время сотрудники ЦНИГРИ под руководством учеников С. Д. Шера, кандидатов геолого-минералогических наук Д. А. Дорофеева и Е. А. Зверевой уже изучали другие проявления коренного золота в окрестностях Сухого Лога – Вернинское и Александро-Невское.

Работа ЦНИГРИ в пределах Бодайбинского рудного района продолжилась и в начале XXI века. В течение ряда лет большой исследовательский коллектив ЦНИГРИ во главе с кандидатом геолого-минералогических наук Игорем Алексеевичем Карпенко готовил комплексную технологическую и геолого-экономическую переоценку запасов месторождения золота Сухой Лог [17]. Важным элементом предложенного коллегами подхода стали инновационные технологии переработки руд с предварительным обогащением минерального сырья, которое снижало стоимость переработки 1 тонны руды на 41 %. В 2010 г. в ЦНИГРИ была подготовлена Концепция инновационного освоения золоторудного месторождения Сухой Лог в Иркутской области (рис. 11), согласно которой его золотые запасы составили 2 752 т, прогнозные ресурсы золота в рудном поле насчитывают 1 тыс. т.

Золотоносный потенциал Байкало-Патомской металлогенической провинции очень значителен [12, 18], степень геолого-геофизической и геолого-геохимической изученности площади неравномерна, поэтому сотрудники ЦНИГРИ по-прежнему ведут всё более детальные поиски проявлений золотоносности в сотрудничестве с производственными организациями (рис. 12). Так, совместно с ЗАО «Сибирская геологическая компания» изучено Светловское рудное поле, расположенное в восточной части

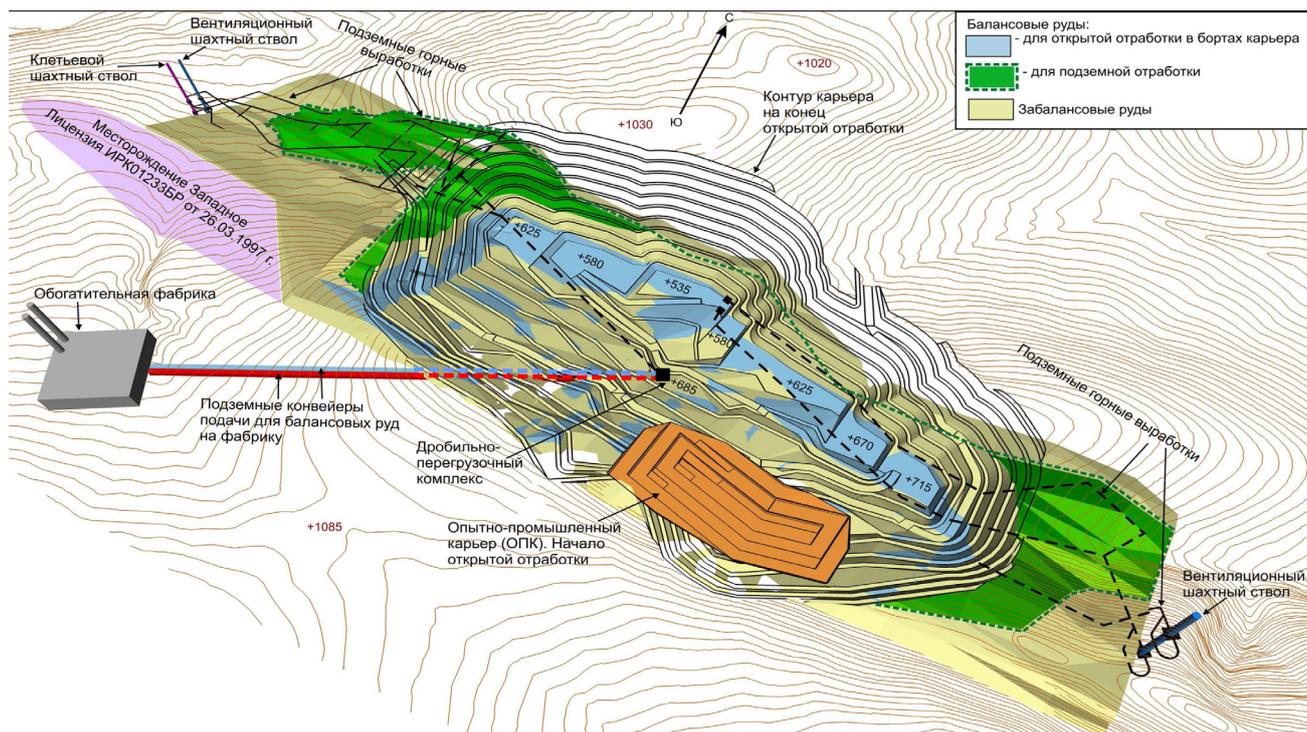


Рис. 11. Общий вид месторождения Сухой Лог при открытой и подземной отработке (из Концепции инновационного освоения золоторудного месторождения Сухой Лог в Иркутской области, 2010 г.)



Рис. 12. Геологи ЦНИГРИ и ООО «Сибирская геологическая компания» на Малококнудерской площади (южный фланг Бодайбинского рудного района). Иркутская область. 2016 г.

Бодайбинского рудного района [14], в 2021 г. получены новые данные о золотом оруденении в южной части Байкало-Патомской металлогенической провинции – Икибзякском рудном поле [15]. Для выявления золоторудных объектов в условиях Ленской тайги специалисты ЦНИГРИ применяют оригинальный экспрессный горно-буровой минералого-геохимический метод поисков [13].

В год 60-летия открытия золоторудного гиганта Сухой Лог, разработка которого начнётся в обозримом будущем, можно констатировать: поисковые работы в Ленской тайге, начатые нашими коллегами на рубеже XIX и XX вв., увенчавшиеся большим успехом в середине 20 столетия и продолженные новым поколением геологов, по-прежнему имеют хорошие перспективы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В. А. Закономерности размещения и генезис золотого оруденения Байкало-Патомского нагорья // Автореферат дисс. ... д-ра геол.-минерал. наук. – М.: 1973. – 45 с.
2. Вуд Б. Л., Попов Н. П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 3. – С. 315–341.
3. Гапон А. Е., Ганеева М. М. Закономерности локализации золоторудных узлов в южной части Патомского нагорья // Доклады АН СССР. – 1969. – Т. 185, № 2. – С. 408–411.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, Серия Бодайбинская, О-50-ХІІІ (объяснительная записка) // Отв. ред. Ю. П. Казакевич // Отчёт № 3176Ю – 1961. – 89 с.
5. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район // Труды Комиссии для собрания и разработки сведений о Сибирской золотопромышленности и для составления программы исследований золотоносных районов. – Вып. 7. – Санкт-Петербург: типография М. М. Стасюлевича, 1910. – 138 с.
6. Геологическое строение и золотоносность Патомского района / Отв. ред. Ю. П. Казакевич // Отчёт № 2545. – М.: НИГРИЗолото, 1956. – 865 с.
7. Геологическое строение, золотое оруденение, геоморфология и россыпи западной части Ленского золотоносного района / Отв. ред. Т. М. Дембо // Отчёт № 1318. – М.: НИГРИЗолото, 1951. – 1240 с.
8. Геолого-геоморфологические исследования в бассейне р. Кадали / Отв. ред. С. Г. Мирчинк // Отчёт № 545. – М.: НИГРИЗолото, 1940. – 92 с.
9. Герасимов А. П. Геологические исследования в бассейнах рек Кадали и Энгажимо в Ленском горном округе в 1901 г. // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. – Вып. 2. – Санкт-Петербург: типография М. М. Стасюлевича, 1903.
10. Герасимов А. П. Геологические исследования в бассейнах руч. Вачи и Кадали в Ленском горном округе в 1900 г. // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. – Вып. 1. – Санкт-Петербург: типография М. М. Стасюлевича, 1901.
11. Гидротермальная минерализация и золотое оруденение верхней и средней части бассейна р. Бодайбо (Отчёт рудной партии Ленской экспедиции за 1955 г.) / Отв. ред. С. Д. Шер // Отчёт № 3919. – М.: НИГРИЗолото, 1956. – 235 с.
12. Иванов А. И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 3–23.
13. Иванов А. И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных условиях // Руды и металлы. – 2014. – № 1. – С. 36–42.
14. Иванов А. И., Агеев Ю. Л., Конкин В. Д. К оценке достоверности бороздового опробования жильно-прожилковых рудных зон с крупным золотом на примере Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район) // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 81–89.
15. Иванов А. И., Агеев Ю. Л., Мезенцев А. В. и др. Золотое оруденение в гранитоидах в Икибзякском рудном поле – новая веха в исследовании золотоносности Байкало-Патомской провинции // Отечественная геология. – 2021. – № 2. – С. 4–18.
16. Изучение закономерностей локализации золота в рудных полях Вернинском и Высочайшем с целью обоснования их оценки / Отв. ред. Е. А. Зверева, С. Д. Шер // Отчёт № 6542. – 1981. – 143 с.
17. Комплексная технологическая и геолого-экономическая переоценка месторождения Сухой Лог на основе разработки инновационных технологий / Отв. ред. И. А. Карпенко // Отчёт № 10657. – 2007. – 215 с.
18. Конкин В. Д., Иванов А. И., Котельников Е. Е. и др. К методике оценки прогнозных ресурсов рудного золота в углеродистых карбонатно-терригенных отложениях Бодайбинского рудного района // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 64–80.
19. Ленский золотоносный район // Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района. – М.: Недра, 1972. – Т. 2. – 150 с.
20. Литолого-минералогическая характеристика, условия формирования и возраст рыхлых отложений и россыпей бассейна р. Бодайбо / Отв. ред. Е. Я. Синюгина // Отчёт № 3779. – М.: НИГРИЗолото, 1957. – 448 с.
21. Мейстер А. К. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. – 1910. – Вып. 5. – С. 86–88.
22. Николаева Л. А. Некоторые морфологические особенности золота различных генетических типов в Ленском золотоносном районе // Труды ЦНИГРИ. – 1961. – Вып. 38. – С. 107–118.

23. *О комплексных геологических исследованиях бассейна р. Вачи / Отв. ред. С. Г. Мирчинк // Отчёт № 781. – М.: НИГРИЗолото, 1940. – 18 с.*
24. *Обручев В. А. Ледники или грязевые потоки в Олекминско-Витимской горной стране (Критика грязевой гипотезы А. К. Мейстера) // Геологический вестник. – 1916. – Т. 2, № 5. – С. 247–265.*
25. *Обручев В. А. Мои путешествия по Сибири. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1963. – 295 с.*
26. *Особенности внутреннего строения рудных полей Кропоткинского узла и размещения в них золоторудной минерализации / Отв. ред. С. Д. Шер // Отчёт № 6221. – 1979. – 190 с.*
27. *Рельеф, рыхлые отложения и россыпи Ленского золотоносного района / Отв. ред. Е. Я. Синюгина // Отчёт № 3065. – Т. 3. – 1958. – 524 с.*
28. *Сводный Отчёт по геологической съёмке бассейнов рек Бодайбо, Энгажимо, Вачи и верховьев рек Тахтыги, Б. Патом, Хомолох, Жуи / Отв. ред. Г. Л. Юдин // Отчёт № 648. – М.: НИГРИЗолото, 1941. – 239 с.*
29. *Сводный предварительный отчёт по полевым работам Ленской экспедиции / Отв. ред. Г. Л. Юдин // Отчёт № 602. – М.: НИГРИЗолото, 1940. – 121 с.*
30. *Составление геоморфологической карты погребенного рельефа долин рр. Б. Догалдын и Накатами системы р. Бодайбо / Отв. ред. Г. Л. Юдин // Отчёт № 503. – М.: НИГРИЗолото, 1939. – 41 с.*
31. *Структура рудных полей и литолого-структурный контроль промышленного оруденения золоторудных месторождений Ленского района (1 этап – Сухоложское месторождение) // Закономерности локализации золотоносных зон и рудных тел на Сухоложском месторождении / Отв. ред. С. Д. Шер // Отчёт № 5336. – 1974. – 235 с.*
32. *Флеров В. К., Усова А. А. Руководство по эксплуатационной геологии россыпей. – М.: Госгеолтехиздат, 1941. – 229 с.*
33. *Флеров В. К. Очередные задачи научно-исследовательских геологоразведочных работ по геологии россыпей // Советская геология. – 1938. – Т. 8, № 12. – С. 27–37.*
34. *Шофман И. Л., Лапина Л. Я. О мезозойских отложениях на Патомском нагорье // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. Геол. – 1968. – Т. 43, Вып. 3. – С. 55–58.*
- the southern part of the Patom Upland]. Doklady AN SSSR, 1969, V. 185, No. 2, P. 408–411. (In Russ.)
4. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000, Seriya Bodaybinskaya, O-50-XIII (obyasnitelnaya zapiska) [Geological map of the USSR on a scale of 1: 200,000, Bodaybinskaya series, O-50-XIII (explanatory note)]. Отв. ред. Yu. P. Kazakevich, Otchet No. 3176Yu, 1961, 89 p. (In Russ.)*
5. *Geologicheskkiye issledovaniya v zolotonosnykh oblastyakh Sibiri. Lenskiy zolotonosnyy rayon [Geological research in the gold-bearing areas of Siberia. Lensky gold-bearing region]. Trudy Komissii dlya sobraniya i razrabotki svedeniy o Sibirskoy zolotopromyshlennosti i dlya sostavleniya programmy issledovaniy zolotonosn. Rayonov, Is. 7, St. Peterburg, tipografiya M. M. Stasyulevicha, 1910, 138 p. (In Russ.)*
6. *Geologicheskoye stroyeniye i zolotonosnost Patomskogo rayona [Geological structure and gold content of the Patom region]. Отв. ред. Yu. P. Kazakevich, Otchet No. 2545, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1956, 865 p. (In Russ.)*
7. *Geologicheskoye stroyeniye, zolotoye orudneniye, geomorfologiya i rossypi zapadnoy chasti Lenskogo zolotonosnogo rayona [Geological structure, gold mineralization, geomorphology and placers of the western part of the Lensky gold-bearing region]. Отв. ред. T. M. Dembo, Otchet No. 1318. Moscow, NIGRIZoloto publ., 1951, 1240 p. (In Russ.)*
8. *Geologo-geomorfologicheskkiye issledovaniya v basseynе r. Kadali [Geological and geomorphological studies in the basin of the river. Kadali]. Отв. ред. Mirchink S. G, Otchet No. 545, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1940, 92 p. (In Russ.)*
9. *Gerasimov A. P. Geologicheskkiye issledovaniya v basseynakh rek Kadali i Engazhimo v Lenskom gornom okruge v 1901 [Geological research in the basins of the Kadali and Engagimo rivers in the Lena mountain district in 1901]. Geologicheskkiye issledovaniya v zolotonosnykh oblastyakh Sibiri. Lenskiy zolotonosnyy rayon, Is. 2, St. Peterburg: tipografiya M. M. Stasyulevicha publ., 1903. (In Russ.)*
10. *Gerasimov A. P. Geologicheskkiye issledovaniya v basseynakh ruch. Vachi i Kadali v Lenskom gornom okruge v 1900 [Geological research in the basins of the brook. Vachi and Kadali in the Lena mountain district in 1900]. Geologicheskkiye issledovaniya v zolotonosnykh oblastyakh Sibiri. Lenskiy zolotonosnyy rayon, Is. 1, St. Peterburg: tipografiya M. M. Stasyulevicha publ., 1901. (In Russ.)*
11. *Gidrotermalnaya mineralizatsiya i zolotoye orudneniye verkhney i sredney chasti basseyna r. Bodaybo (otchet rudnoy partii Lenskoy ekspeditsii za 1955 god) [Hydrothermal mineralization and gold mineralization of the upper and middle parts of the river basin. Bodaibo (report of the ore party of the Lena expedition for 1955)]. Отв. ред. S. D. Sher, Otchet No. 3919, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1956, 235 p. (In Russ.)*
12. *Ivanov A. I. Rol metamorficheskikh usloviy preobrazovaniya uglerodistykh karbonatno-terrigennykh otlozheniy dlya formirovaniya zolotogo orudneniya na raznykh etapakh kollizionnoy epokhi razvitiya Baykalo-Patomskoy metallogenicheskoy provintsii [The role of metamorphic conditions of transformation of carbonaceous carbonate-terrigenous deposits for the formation of gold*

REFERENCES

1. *Buryak V. A. Zakonomernosti razmeshcheniya i genezis zolotogo orudneniya Baykalo-Patomskogo nagorya [Regularities of distribution and genesis of gold mineralization of the Baikal-Patom Upland]. Avtoreferat diss. ... d-ra geol.-mineral. Nauk, Moscow, 1973, 45 p. (In Russ.)*
2. *Vud B. L., Popov N. P. Gigantskoye mestorozhdeniye zolota Sukhoy Log (Sibir) [Sukhoi Log Giant Gold Deposit (Siberia)]. Geologiya i geofizika, 2006, V. 47, No. 3, P. 315–341. (In Russ.)*
3. *Gapon A. Ye., Gapeyeva M. M. Zakonomernosti lokalizatsii zolotorudnykh uzlov v yuzhnoy chasti Patomskogo nagorya [Regularities of localization of gold-ore nodes in*

- mineralization at different stages of the collisional epoch of development of the Baikal-Patom metallogenic province]. *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 4, P. 3–23. (In Russ.)
13. *Ivanov A. I.* Ekspressnyy metod poiskov zolotorudnykh mestorozhdeniy v slozhnykh gorno-tayezhnykh usloviyakh [Express method of prospecting for gold deposits in difficult mountain-taiga conditions]. *Rudy i metally*, 2014, No. 1, P. 36–42. (In Russ.)
 14. *Ivanov A. I., Ageyev Yu. L., Konkin V. D.* K otsenke dostovernosti borozhdovogo oprobovaniya zhilno-prozhilkovykh rudnykh zon s krupnym zolotom na primere Svetlovskogo rudnogo polya (Bodaybinskiy rudnyy rayon) [On the assessment of the reliability of furrow sampling of vein-vein ore zones with large gold on the example of the Svetlovsky ore field (Bodaibinsky ore region)]. *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 4, P. 81–89. (In Russ.)
 15. *Ivanov A. I., Ageyev Yu. L., Mezentsev A. V.* et al. Zolotoye orudneniye v granitoidakh v Ikibzyakskom rudnom pole – novaya vekha v issledovanii zolotonosnosti Baykalo-Patomskoy provintsi [Gold mineralization in granitoids in the Ikibzyak ore field – a new milestone in the study of the gold content of the Baikal-Patom province]. *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 2, P. 4–18. (In Russ.)
 16. *Izucheniye zakonornostey lokalizatsii zolota v rudnykh polyakh Verninskoy i Vysochayshem s tselyu obnoveniya ikh otsenki* [Study of the patterns of localization of gold in the ore fields Verninskoye and Vysochayshy in order to substantiate their assessment]. *Otv. red. Ye. A. Zvereva, S. D. Sher, Otchet No. 6542*, 1981, 143 p. (In Russ.)
 17. *Kompleksnaya tekhnologicheskaya i geologo-ekonomicheskaya pereotsenka mestorozhdeniya Sukhoy Log na osnove razrabotki innovatsionnykh tekhnologiy* [Comprehensive technological and geological and economic reevaluation of the Sukhoy Log field based on the development of innovative technologies]. *Otv. red. I. A. Karpenko, Otchet No. 10657*, 2007, 215 p. (In Russ.)
 18. *Konkin V. D., Ivanov A. I., Kotelnikov Ye. Ye.* et al. K metodike otsenki prognoznykh resursov rudnogo zolota v uglerodistykh karbonatno-terrigennykh otlozheniyakh Bodaybinskogo rudnogo rayona [On the method of assessing the predicted resources of ore gold in carbonaceous carbonate-terrigeneous sediments of the Bodaibo ore region]. *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 4, P. 64–80. (In Russ.)
 19. *Lenskiy zolotonosnyy rayon* [Lensky gold-bearing region]. *Geologiya kaynozoykskikh otlozheniy i tipy zolotonosnykh rossypey Lenskogo rayona*. Moscow, Nedra publ., 1972, V. 2, 150 p. (In Russ.)
 20. *Litologo-mineralogicheskaya kharakteristika, usloviya formirovaniya i vozrast rykhlykh otlozheniy i rossypey basseyna r. Bodaybo* [Lithological and mineralogical characteristics, conditions of formation and age of loose deposits and placers of the river basin. Bodaibo]. *Otv. red. Ye. Ya. Sinyugina, Otchet No. 3779*, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1957, 448 p. (In Russ.)
 21. *Meyster A. K.* Geologicheskiye issledovaniya v zolotonosnykh oblastiakh Sibiri [Geological research in the gold-bearing regions of Siberia]. *Lenskiy zolotonosnyy rayon*, 1910, Is. 5, P. 86–88. (In Russ.)
 22. *Nikolayeva L. A.* Nekotoryye morfologicheskiye osobennosti zolota razlichnykh geneticheskikh tipov v Lenskom zolotonosnom rayone [Some morphological features of gold of various genetic types in the Lena gold-bearing region]. *Trudy TSNIGRI*, 1961, Is. 38, P. 107–118. (In Russ.)
 23. *O kompleksnykh geologicheskikh issledovaniyakh basseyna r. Vachi* [About complex geological studies of the river basin Vachi]. *Otv. red. Mirchink S. G. Otchet No. 781*, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1940, 18 p. (In Russ.)
 24. *Obruchev V. A.* Ledniki ili gryazevyye potoki v Olekminsko-Vitimskoy gornoy strane (Kritika gryazevoy gipotezy A. K. Meystera) [Glaciers or mud streams in the Olekminsko-Vitim mountainous country (Criticism of the mud hypothesis of A. K. Meister)]. *Geologicheskii vestnik*, 1916, V. 2, No. 5, P. 247–265. (In Russ.)
 25. *Obruchev V. A.* Moi puteshestviya po Sibiri [My travels in Siberia]. Moscow, Izdatelstvo Akademii nauk SSSR publ., 1963, 295 p. (In Russ.)
 26. *Osobennosti vnutrennego stroyeniya rudnykh poley Kropotkinskogo uzla i razmeshcheniya v nikh zolotorudnoy mineralizatsii* [Features of the internal structure of the ore fields of the Kropotkinsky cluster and the placement of gold mineralization in them]. *Otv. red. S. D. Sher, Otchet No. 6221*, 1979, 190 p. (In Russ.)
 27. *Relyef, rykhlyye otlozheniya i rossypi Lenskogo zolotonosnogo rayona* [Relief, loose deposits and placers of the Lensky gold-bearing region]. *Otv. red. Ye. Ya. Sinyugina, Otchet No. 3065*, V. 3, 1958, 524 p. (In Russ.)
 28. *Svodnyy otchet po geologicheskoy syemke basseynov rek Bodaybo, Engazhimo, Vachi i verkhovyev rek Takhtygi, B. Patom, Khomolokh, Zhui* [Summary report on geological survey of the basins of the Bodaibo, Engagimo, Vachi rivers and the upper reaches of the Takhtygi, B. Patom, Khomolokh, Zhui rivers]. *Otv. red. G. L. Yudin, Otchet No. 648*, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1941, 239 p. (In Russ.)
 29. *Sostavleniye geomorfologicheskoy karty pogrebennoy relyefa dolin rr. B. Dogaldyn i Nakatami sistemy r. Bodaybo* [Compilation of a geomorphological map of the buried relief of the river valleys. B. Dogaldyn and Nakatami of the r. Bodaibo]. *Otv. red. G. L. Yudin, Otchet No. 503*, Moscow, NIGRIZoloto publ., 1939, 41 p. (In Russ.)
 30. *Struktura rudnykh poley i litologo-strukturnyy kontrol promyshlennogo orudneniya zolotorudnykh mestorozhdeniy Lenskogo rayona (1 etap – Sukholozhskoye mestorozhdeniye)* [The structure of ore fields and lithological-structural control of industrial mineralization of gold deposits in the Lena region (stage 1 – Sukholozhskoe mestorozhdeniye)]. *Zakonornosti lokalizatsii zolotonosnykh zon i rudnykh tel na Sukholozhskom mestorozhdenii*, *Otv. red. S. D. Sher, Otchet No. 5336*, 1974, 235 p. (In Russ.)
 31. *Flerov V. K., Usova A. A.* Rukovodstvo po ekspluatatsionnoy geologii rossypey [Guide to the operational geology of placers]. Moscow, Gosgeoltekhizdat publ., 1941, 229 p. (In Russ.)
 32. *Flerov V. K.* Ocherednyye zadachi nauchno-issledovatel'skikh geologorazvedochnykh rabot po geologii rossypey [The next tasks of research geological exploration in the geology of placers]. *Sovetskaya geologiya*, 1938, V. 8, No. 12, P. 27–37. (In Russ.)
 33. *Shofman I. L., Lapina L. Ya.* O mezozoykskikh otlozheniyakh na Patomskom nagorye [About Mesozoic sediments in the Patom Upland]. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otd. Geol.*, 1968, V. 43, Is. 3, P. 55–58. (In Russ.)

Памяти Александра Петровича Лихачёва



1933–2021

29 ноября 2021 г. ушёл из жизни Александр Петрович Лихачёв, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ЦНИГРИ, известный учёный в области геологии, прогноза и поисков платино-медно-никелевых месторождений и технологии переработки минерального сырья.

Свою трудовую деятельность в геологии А. П. Лихачёв начал в 1950 г. рабочим гидрогеологической партии Киргизского геологического управления (КГУ), потом работал геофизиком-наблюдателем, коллектором, занимался поисками урановых месторождений и геологической съёмкой, участвовал в открытии уран-ториевого месторождения Чангет. В 1954–1959 годах, не прекращая работать в КГУ, учился на дневном отделении Фрунзенского политехнического института, по окончании которого по собственной просьбе был направлен в Норильский горно-металлургический комбинат (НГМК). В 1959–1962 годах работал на Норильском горно-металлургическом комбинате инженером-геологом, исполнял обязанности главного геолога рудника «Угольный ручей». Участвовал в поисках, разведке и промышленной добыче медно-никелевых руд.

С 1962 г. и до последних дней жизни трудился в ЦНИГРИ, куда был приглашён одним из ведущих сотрудников института, профессором М. Н. Годлевским. В 1965 г. А. П. Лихачёв защитил кандидатскую диссертацию на тему «Роль лейкократового габбро в формировании рудоносных дифференцированных интрузий Норильского района», а в 1980 г. докторскую диссертацию на тему «Геология, генезис и прогнозирование медно-никелевых месторождений».

Александр Петрович изучал геологию платино-медно-никелевых и платиновых месторождений и связь их с мафит-ультрамафитовым магматизмом. Он создал геолого-генетическую классификацию магматических формаций и связанных с ними месторождений, концепцию развития магматизма и благоприятных обстановок образования месторождений. Разрабатывал и внедрял методические основы поисков и оценки месторождений никеля, кобальта, платиноидов. Выделил новые перспективные площади и дал характеристику открытой на основе сделанного прогноза новой платиноносной Меймеча-Котуйской провинции. С 1980 г. был главным куратором Министерства геологии СССР по никелю, кобальту, металлам платиновой группы.

В 1986–1990 гг. в институте «Гинцветмет» Министерства цветной металлургии СССР на базе теоретических и экспериментальных разработок А. П. Лихачёв предложил ряд принципиально новых высокоэффективных технологий переработки руд и продуктов цветной металлургии, провёл работы по созданию укрупнённых установок непрерывного действия, получил данные для проектирования промышленных аппаратов.

В ЦНИГРИ А. П. Лихачёвым разработаны геолого-генетические модели рудообразующих систем норильского типа, обоснована роль сейсмогравитационного фактора в образовании платиновых руд и слоённости рудоносных комплексов, выдвинуты принципиальные положения об определяющей роли воды в формировании и эволюции Земли, а также петролого-металлогенической интерпретации глубинных геофизических профилей. В последние годы Александр Петрович исследовал возможности использования глубинных геофизических данных в прогнозно-металлогенических целях. В результате выявлена общая закономерность размещения золоторудных и других месторождений, позволяющая сокращать поисковые площади на золото, алмазы, нефть, газ.

С 2013 г. работал в отделе цветных металлов, занимался изучением вещественного состава вулканогенно-осадочных пород, вмещающих полиметаллическое оруденение в Восточном Забайкалье.

Результаты исследований Александра Петровича Лихачёва опубликованы в более чем 200 индивидуальных печатных и 100 рукописных работах. На протяжении нескольких десятилетий он активно печатался в журнале «Отечественная геология». Вниманию наших читателей в этом номере предлагаем последнюю статью Александра Петровича, поступившую в редакцию незадолго до его кончины.

Коллеги в ЦНИГРИ всегда будут хранить память об Александре Петровиче Лихачёве, известном исследователе и глубоком, талантливым человеке.

*Дирекция
Учёный Совет*

**Список статей, опубликованных в журнале
«Отечественная геология» в 2021 году**

**ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА,
НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ**

Аксёнов С. А. Основные результаты геологоразведочных работ на твёрдые полезные ископаемые в 2020 г. и задачи на 2021 г. № 1. С. 19.

Алексеев Я. В., Попов И. В. «Заявительный принцип», основные результаты работ на алмазы, благородные и цветные металлы. № 3–4. С. 3

**НОРМАТИВНО-ПРАВОВОЕ РЕГУЛИРОВАНИЕ,
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ И ПРИКЛАДНОЕ
ОБЕСПЕЧЕНИЕ**

Антонец А. В., Вахрушев А. М., Черных А. И. Анализ транспортной доступности и геологической изученности на основе ГИС-технологий для планирования геологоразведочных работ в Алтае-Саянской складчатой области. № 1. С. 40.

Лось В. Л., Ужкенов Б. С. Методология и пути развития научно-технологического обеспечения оценки недр на рудные полезные ископаемые. № 1. С. 25.

МИНЕРАГЕНИЯ

Иванов А. И., Агеев Ю. Л., Мезенцев А. В., Молочный В. Г., Конкин В. Д. Золотое оруденение в гранитоидах в Икибзякском рудном поле – новая веха в исследовании золотоносности Байкало-Патомской металлогенической провинции. № 2. С. 4.

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Авдонин В. В., Сергеева Н. Е. Реликты придонной фауны в рудах колчеданных месторождений. № 3–4. С. 11.

Алексеев Я. В., Заскинд Е. С., Конкина О. М. К вопросу выделения минерально-сырьевых центров твёрдых полезных ископаемых. № 2. С. 19.

Безруков В. И. Основные направления и предварительные результаты прогнозирования золоторудных месторождений в восточной (российской) части Фенноскандинавского щита. № 2. С. 28.

Дьячков Б. А., Мизерная М. А., Пяткова А. П., Бисатова А. Е., Мирошникова А. П., Кузьмина О. Н., Зимановская Н. А., Ойцева Т. А., Черненко З. И. К проблеме формирования колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. № 5. С. 3.

Звездов В. С. Структурно-петрофизические обстановки формирования медно-порфириновых штоковерков. № 6. С. 3.

Зинчук Н. Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе. № 2. С. 41.

Мельников А. В., Моисеенко В. Г., Степанов В. А. Самоходное золото, добытое в Приамурье за 150 лет. № 2. С. 57.

Некрасов Е. М., Некрасов А. Е. Типы, строение и размещение трещинных золоторудных гнезд. № 1. С. 62.

Салихов В. С. Чешуйчато-надвиговые структуры и их роль в формировании золоторудных месторождений Забайкалья. № 1. С. 52.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Божско Н. А., Прусакова Н. А., Громцев К. В. Особенности тектонического строения Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового пояса и перспективы его коренной алмазоносности. № 6. С. 45.

Кременецкий А. А. Новая модель формирования Атлантико-Арктической гетерохронной рифтогенной системы: концепция и базовые положения. № 3–4. С. 18.

**ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ**

Габлина И. Ф. Роль геохимических барьеров при формировании сульфидных руд в различных геологических обстановках. № 2. С. 63.

Глухов А. Н., Тихомиров П. Л. Эргувеемский рудный район Восточной Чукотки: влияние тектоники рудоносных вулканоструктур на состав золото-серебряной минерализации. № 3–4. С. 52.

Зинчук Н. Н. Об особенностях исследований постмагматических и гипергенных изменений кимберлитовых пород. № 5 С. 26.

Кузнецов В. В., Брель А. И., Кузнецова Т. П., Серавина Т. В., Мигачев И. Ф., Донец А. И., Кудрявцева Н. Г., Богославец Н. Н., Елишина С. Л. Особенности строения и минералогическая характеристика руд полиметаллического месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS) Нойон-Тологой. № 6. С. 65.

Литвиненко А. К., Романова Е. И. Закономерности образования прозрачной шпинели с месторождения Кухилал, Юго-Западный Памир. № 5. С. 17.

Лихачёв А. П. Основные причины образования веществ и проявления природных процессов. № 1. С. 76.

Миляев С. А. Вторичные ореолы рассеяния в золотоносной коре выветривания месторождения Васильковское (Северный Казахстан). № 3–4. С. 28.

Нигай Е. В. Удурчуканская свита и аякитский комплекс: размещение, возраст, геохимия (Буреинский массив, Сихотэ-Алинь). № 6. С. 85.

Серавина Т. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К. Особенности вещественного состава вмещающих пород и руд Лазурского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудноалтайская минерагеническая зона). № 3–4. С. 36.

Филатов Е. И., Филатова Л. К. Геологическая и геохимическая специализация рудоносных формаций. № 3–4. С. 48.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Авдони В. В. Погребённые железомарганцевые конкреции дна Мирового океана. № 5. С. 65.

ДИСКУССИИ

Барышев А. Н. Вулкан Олдоиньо Ленгаи (Танзания) и сущность его современных извержений. № 3–4. С. 60.

Глухов А. Н. Применение плей-анализа при прогнозировании и поисках рудных месторождений. № 5. С. 45.

Игнатов П. А., Толстов А. В., Проценко Е. В., Колесник А. Ю., Мальцев М. В. Вилуй-Мархинское междуречье Якутии – перспективный район на Cu-Ni с платиноидами оруденение. № 5. С. 51.

Лихачёв А. П. Термогидравлический эффект как возможная причина образования природных алмазов и условия его проявления. № 6. С. 100.

Отзыв на статью А. Н. Глухова «Применение плей-анализа при прогнозировании и поисках рудных месторождений». № 5, С. 43.

Четвертаков И. В., Иванов А. В., Михеева Е. А., Чикишева Т. А., Якич Т. Ю. Перспективы коренной золотоносности юга Сибирской платформы по результатам изучения морфо-геохимических особенностей шлихового золота. № 1. С. 97.

НОВОСТИ, СОБЫТИЯ

Орлов В. П., Киселёв Е. А., Морозов А. Ф., Фаррахов Е. Г., Гермаханов А. А., Черных А. И., Сидорова Е. В., Шумкова В. М., Григорович В. Я., Голиков С. И., Яшина С. В. Детско-юношеское геологическое движение как фактор формирования кадрового потенциала геологической отрасли России. № 1. С. 5.

Состоялось заседание Коллегии Федерального агентства по недропользованию. № 2. С. 3.

ПОЗДРАВЛЕНИЯ

60-летие Сергея Гавриловича Кряжева. № 1. С. 117.

70-летие Анатолия Иннокентьевича Иванова. № 1 С. 115.

75-летие Николая Петровича Похиленко. № 5. С. 73.

80-летие Александра Александровича Кременецкого. № 5. С. 70.

80-летие Виктора Дмитриевича Конкина. № 5. С. 69.

80-летие Виктора Петровича Филиппова. № 5. С. 72.

80-летие Леонида Павловича Антоновича. № 5. С. 67.

85-летие Бориса Игоревича Беневоляского. № 1. С. 118.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Иванов А. И., Сидорова Е. В. Комплексная работа ЦНИГРИ в Ленском золотоносном районе: от изучения россыпей до оценки потенциала Сухого Лога. № 6. С. 112.

Сидорова Е. В. Стратег и новатор в организации системных исследований руд для освоения месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. № 2. С. 74.

Памяти Владимира Дмитриевича Крюкова. № 2. С. 90.

Памяти Владимира Ильича Куторгина. № 1. С. 120.

Памяти Александра Петровича Лихачёва. № 6. С. 125.

Памяти Николая Васильевича Межеловского. № 3–4. С. 72.

Памяти Виктора Петровича Орлова. № 3–4. С. 70.

Памяти Евгении Евгеньевны Савари. № 5. С. 75.

Памяти Игоря Борисовича Флёрова. № 5. С. 77.

III

**МОЛОДЕЖНАЯ
НАУЧНО-ОБРАЗОВАТЕЛЬНАЯ
КОНФЕРЕНЦИЯ ЦНИГРИ**

**16–18
февраля**

Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов

ОТ ПРОГНОЗА К ДОБЫЧЕ

Организатор конференции – ФГБУ «ЦНИГРИ».

Принимаются заявки от студентов, аспирантов, молодых учёных и специалистов в возрасте до 35 лет.

На конференции запланировано проведение лекций ведущими специалистами академических и отраслевых институтов.

Конференция пройдёт в смешанном формате: докладчики будут иметь возможность выступить в зале конференций ФГБУ «ЦНИГРИ», для тех, кто не сможет приехать, доступно выступление в прямом эфире. Все лекции и выступления будут транслироваться онлайн.

НАПРАВЛЕНИЯ КОНФЕРЕНЦИИ



Металлогения, минерагения и рудогенез



Прогноз, поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых



Разработка прогнозно-поисковых и геолого-генетических моделей месторождений твёрдых полезных ископаемых



Методы изучения вещественного состава пород и руд



Физико-химические условия минералообразования



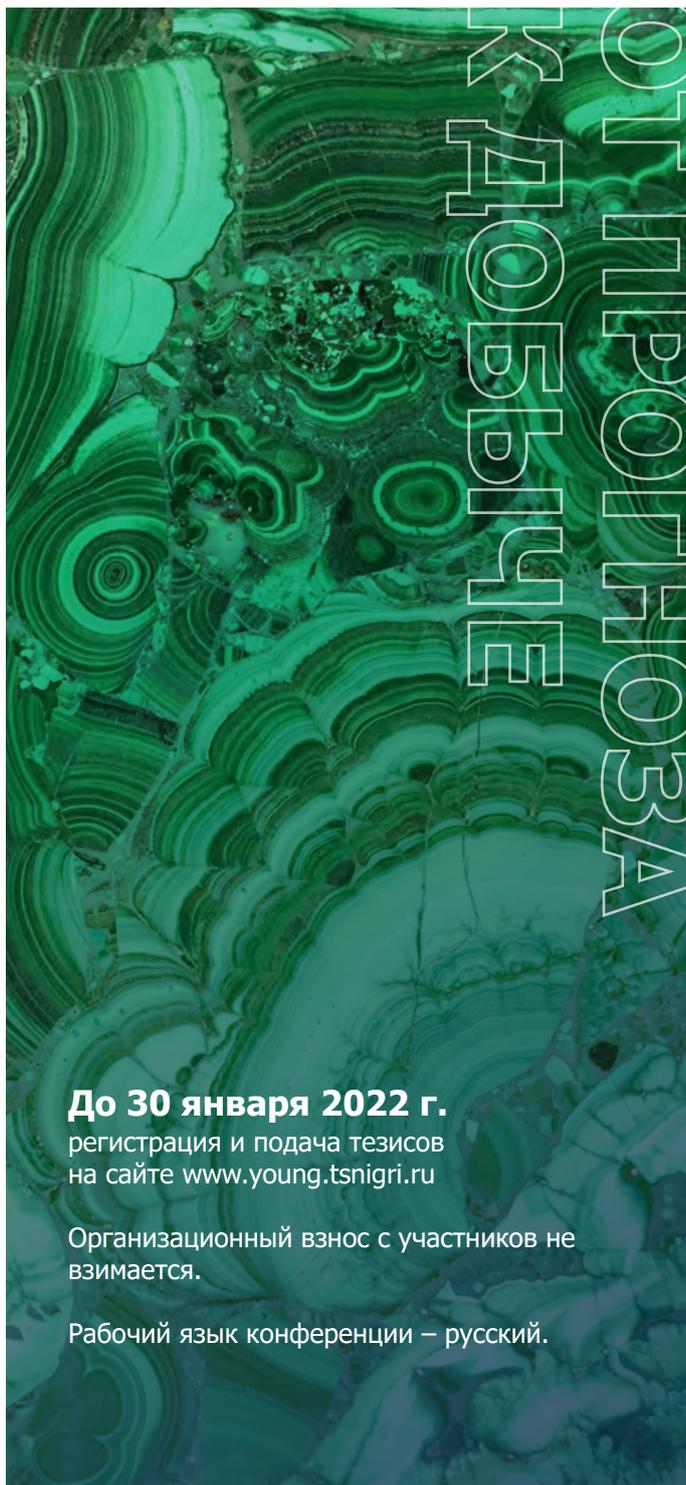
Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и участков недр



Использование геоинформационных технологий и пространственных данных в геологической отрасли



Современные технологии добычи и переработки минерального сырья



До 30 января 2022 г.

регистрация и подача тезисов
на сайте www.young.tsnigri.ru

Организационный взнос с участников не
взимается.

Рабочий язык конференции – русский.



antonetc@tsnigri.ru
www.young.tsnigri.ru



8(495) 315-26-01, секретарь конференции
Анастасия Владимировна Антонеч



г. Москва, Варшавское шоссе,
д. 129 к. 1

XI МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ



НАУЧНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

12–15
АПРЕЛЯ
2022

МОСКВА  ЦНИГРИ

К участию приглашаются представители территориальных органов Роснедр, геологоразведочных предприятий, компаний-недропользователей, научно-исследовательских отраслевых и академических институтов, вузов.

Программа конференции включает пленарное заседание, устные и стендовые доклады на тематических секциях, а также полевую экскурсию на полевометаллические и золоторудные месторождения Рудного Алтая.

Конференция пройдет в смешанном (очном и онлайн) формате. У докладчиков будет возможность выступить в зале конференций ФГБУ «ЦНИГРИ». Для тех, кто не сможет приехать, доступно выступление онлайн. Все выступления будут транслироваться в прямом эфире.

Официальные языки конференции – русский и английский

Организационный взнос с участников не взимается.

Участие в экскурсиях платное.

Окончания приёма заявок и оплаты участия в полевых экскурсиях – 1 марта 2022 г.

ТЕМАТИКА КОНФЕРЕНЦИИ

- Минералогия АБЦМ
- Приоритетные направления прогнозно-поисковых работ на АБЦМ
- Перспективные объекты для постановки геологоразведочных работ на АБЦМ различных стадий
- Опыт проведения и результаты геологоразведочных работ на АБЦМ
- Научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков, оценки и разведки
- Использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки АБЦМ
- Разработка и реализация инновационных методов, методик и технологий ГРП



conference@tsnigri.ru
www.conference.tsnigri.ru



8(495) 315-26-83, ученый секретарь
Ирина Геннадьевна Третьякова



г. Москва, Варшавское шоссе,
д. 129 к. 1

Требования к авторам статей

1. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, надо указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. Научные статьи, поступившие в редакцию, подлежат обязательному рецензированию с целью их экспертной оценки. В случае отклонения статьи (отрицательная рецензия) редакция направляет авторам рецензию или мотивированный отказ за подписью главного редактора; редколлегия не вступает в дискуссию с авторами отклоненных статей; статьи, отклоненные редколлекцией, повторно не рассматриваются.

4. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований.

5. Объем статьи не должен превышать 20 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует выставлять поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. Текст предоставляется в формате MS Word (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@tsnigri.ru

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 7) представляются в цветном или черно-белом варианте. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170×237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw, JPEG, TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Excel. Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

9. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

10. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.