

# ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 2–3 / 2026

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

Е.А.Наумов (зам. главного редактора),  
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),  
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, А.И.Варламов,  
С.С.Вартанян, В.Д.Конкин, А.А.Кременецкий,  
С.Г.Кряжев, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев,  
И.Ф.Мигачёв, А.И.Черных, А.Ю.Розанов,  
Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,  
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов, Г.К.Хачатрян

## Содержание

### МИНЕРАГЕНИЯ

Дамдинов Б. Б., Агбалов О. А., Кутищева С. А.,  
Дамдинова Л. Б.

Золоторудная минерализация Баунтовского рудно-  
россыпного района: металлогеническое райониро-  
вание, проблемы, перспективы ..... 3

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Саблуков С. М.

Детальное изучение внутреннего строения кимбер-  
литовых трубок, как необходимый элемент уточ-  
нения методики и повышения эффективности поис-  
ковых, разведочных и добычных работ на алмазы ..... 31

Глухов А. Н., Колова Е. Е.

Рудогенез в эволюции рифейско-палеозойских оса-  
дочных палеобассейнов Северо-Востока Азии ..... 52

### ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Серавина Т. В.

Вещественный состав вмещающих пород, минера-  
логия и изотопная геохимия серы колчеданно-по-  
лиметаллических месторождений типа VMS Боль-  
шого Алтая ..... 62

Нигаи Е. В.

Вулканиды моадийской толщи Немта-Гурского зо-  
лотоносного района, их геологические и геохими-  
ческие особенности (Западный Сихотэ-Алинь) ..... 110

### ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Юбилей Татьяны Петровны Кузнецовой ..... 131

Памяти Бориса Игоревича Беневольского ..... 132

Редакция: Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова

Компьютерная верстка: В. Р. Марченко

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 15.06.2026

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Телефон: (495) 315-43-65, доб. 272. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: <https://www.tsnigri.ru/ru/informatsionnye-resursy/izdaniya/zhurnal-otechestvennaya-geologiya.html>

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»



## Золоторудная минерализация Баунтовского рудно-россыпного района: металлогеническое районирование, проблемы, перспективы

**Аннотация.** Рассмотрены особенности металлогенического строения Баунтовского рудно-россыпного района (РРР). Установлена многоплановость металлогенической специализации района, обусловленная наличием месторождений и проявлений как благородных, так и редких металлов. Ведущими критериями выделения и локализации золоторудных узлов являются структурный и литологический. Отмечается значительный дисбаланс в пользу россыпного золота; россыпное золото составляет более 95 % в балансе запасов и добычи. Основные причины наблюдаемого дисбаланса – слабая изученность отдельных площадей, неблагоприятные ландшафтные обстановки, исторически обусловленное направление при проведении ГРП в пользу разведки россыпей и кварцево-жильного оруденения. Исходя из особенностей металлогенического строения Баунтовского РРР можно говорить о перспективности рассматриваемой территории на выявление месторождений рудного золота разных рудно-формационных типов.

**Ключевые слова:** Баунтовский рудно-россыпной район, металлогения, россыпное золото, типы золоторудной минерализации.

ДАМДИНОВ БУЛАТ БАТУЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора, damdinov@tsnigri.ru

АГИБАЛОВ ОЛЕГ АНАТОЛЬЕВИЧ, ведущий научный сотрудник, agibalov@tsnigri.ru

КУТИЩЕВА СВЕТЛАНА АНДРЕЕВНА, ведущий инженер, kutischeva@tsnigri.ru

ДАМДИНОВА ЛЮДМИЛА БОРИСОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, damdinova@tsnigri.ru

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

## Gold ore mineralization of the Bauntovsky ore-placer region: The metallogenic zoning, problems, and prospects

B. B. DAMDINOV, O. A. AGIBALOV, S. A. KUTISCHEVA, L. B. DAMDINOVA

Federal State Budgetary Institution “Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals” (FSBI “TSNIGRI”), Moscow

**Abstract.** Metallogenic features of the Bauntovsky ore-placer region (OPR) were studied. The region was established to possess a complex metallogenic specialization caused by ore deposits and occurrences of both precious and rare metals. The leading criteria for identifying and outlining gold ore clusters within the region are the structural and lithological ones. A significant disproportion is noted in favor of placer gold that accounts for over 95 % in the reserves and production balance of the region. The main reasons for this disproportion include the poor geological knowledge of the area, unfavorable landscape conditions, and historically determined focusing upon the placer gold and quartz-vein gold mineralization. Taking into account the metallogenic features of the Bauntovsky OPR, the territory is promising for new discoveries of gold ore deposits of various ore-formational types.

**Key words:** Bauntovsky ore-placer region, metallogeny, placer gold, gold ore mineralization types.

**Введение.** Баунтовский рудно-россыпной район расположен в Западном Забайкалье, в северной части Республики Бурятия, в пределах Баунтовского эвенкийского административного района (рис. 1). Рассматриваемый рудный район известен под историческим названием «Баргузинская тайга» и характеризуется, прежде всего, наличием большого количества россыпных месторождений золота, добыча которых ведётся с середины XIX в.

Разработка россыпей начата в 1844 г. на приiske Иннокентьевском по руч. Бугарикта (бассейн р. Верхняя Ципа). В 1845 г. начато освоение россыпей в Витим-Витимканском (Карафтитском) районе. В 1857 г. открыты россыпи в Ауник-Багдаринском районе, 1861 г. – в Троицком. Из россыпей (по неполным данным) добыто более 100 т золота, отработка россыпных месторождений золота продолжается и в настоящее время. При этом, несмотря на значительное количество россыпных

месторождений, распространённых практически по всей площади Баунтовского района, промышленные золоторудные месторождения представлены единичными мелкими объектами: Троицкое ( $C_2$  – 5 т), Горное, Карафтитское, Варваринское (старательская добыча – первые десятки кг).

Основные сведения о геологическом строении района получены в ходе многочисленных поисковых работ, целью которых преимущественно являлось выявление россыпных месторождений золота, а также при геолого-съёмочных работах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, начатых в 1960-х гг., сопровождавшихся общими поисками и геохимическими исследованиями. Поиски коренных месторождений золота, проводившиеся в разном объёме, в ходе практически всех геологоразведочных работ привели к находкам многочисленных рудопроявлений и пунктов минерализации золота. Однако в целом объём коренных золоторудных объектов несопоставим с количеством до-



Рис. 1. Схема расположения Баунтовского РРР в административных границах Республики Бурятия

бытого россыпного золота, хотя поиски коренных месторождений предпринимались начиная с начала XX в. При этом следует отметить, что в 1950–1960-х гг. основной объём поисковых работ был нацелен главным образом на поиски кварцево-жильного типа золотого оруденения, а также редкометалльной и полиметаллической минерализации. В итоге подавляющее большинство известных рудопроявлений и пунктов минерализации золота представлено обломками или коренными выходами в разной степени золотоносных кварцевых жил. Кроме золоторудных проявлений в пределах Баунтовского РРР открыты мелкие месторождения и рудопроявления Be, U, Mn, Mo, W.

В настоящей публикации предлагается обсуждение причин наблюдаемого дисбаланса масштабов коренной и россыпной золотоносности в Баунтовском РРР (не касаясь особенностей распределения и происхождения других полезных ископаемых), а также рассмотрены особенности металлогенического районирования и прогнозируемые типы золоторудной минерализации.

**Геологическое строение Баунтовского РРР.** Баунтовский РРР (в понимании авторов) охватывает обширную территорию на северной окраине Витимского плоскогорья с наиболее высокой концентрацией россыпей золота, при почти полном отсутствии промышленно значимых золоторудных объектов. Примерные границы района в данном случае оконтурены по максимальному развитию россыпей золота и не в полной мере соответствуют административным границам Баунтовского Эвенкийского района Республики Бурятия. Рассматриваемая территория имеет сложное геологическое строение и входит в состав Байкало-Витимской складчатой системы, объединяющей Амалат-Еравнинскую, Икат-Багдаринскую и Турка-Курбинскую структурно-формационные зоны [17]. По данным И. В. Гордиенко и др. [5], геодинамическое развитие рассматриваемой территории определяется становлением Удино-Витимской островодужной системы кембрийского возраста, интерпретируемой как активная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа. Фрагменты островодужных комплексов образуют отдельные вулканотектонические структуры, слагающие останцы среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Баунтовский рудно-россыпной район, границы которого определены нами по максимальному распространению россыпных месторождений золо-

та, территориально входит в контур Витимкан-Ципинской структурно-формационной зоны Байкало-Витимской складчатой системы, занимая всю площадь Багдаринской и часть Икатской подзон (рис. 2). В структурном отношении Багдаринская подзона образует синформу – Багдаринский прогиб, ограниченный Шаманской (Усой-Точерской) структурой, интерпретируемой как палеоспрединовая зона [4]. Непосредственно Багдаринский прогиб выполнен карбонатными и терригенными отложениями. Ранее эти отложения были расчленены на верхнепротерозойские ороченскую и якшинскую, а также на нижнекембрийскую точерскую и верхнекембрийскую багдаринскую свиты [19]. В последние годы возраст стратифицированных образований Багдаринского прогиба был пересмотрен и определён по комплексам органических остатков как девон-ранне-, среднекаменноугольный, что подтверждается палеомагнитными данными [14, 15].

Наиболее древние отложения архея в пределах Баунтовского РРР представлены амалатским метаморфическим комплексом, сложенным кристаллическими сланцами и мигматитами с линзами мраморов и кальцифиров. Архейские породы распространены преимущественно в южной части рудного района, слагая Амалатский кратонный террейн (Булгатов, 2015).

Стратифицированные образования раннего протерозоя характеризуются наибольшим площадным развитием и обнажаются в пределах выступов фундамента байкальских и палеозойских структур в виде разрозненных останцов-ксенолитов. Это фрагменты крупных складчатых структур, вытянутых в северо-восточном направлении, Амалатского и Витимканского антиклинориев. Раннепротерозойские отложения представлены породами гаргинской и талинской толщ, а также хойготской свиты. Гаргинская толща сложена гнейсами, сланцами с прослоями мраморизованных известняков и кварцитов. Талинская толща существенно кристаллосланцево-гнейсовая с горизонтами кристаллических известняков, кварцитов и амфиболитов. Отложения хойготской свиты преимущественно карбонатные.

Из мезозойских стратифицированных подразделений на территории рудного района выделены осадочные и осадочно-вулканогенные образования мелового возраста, представленные имской, ендондинской и зазинской свитами. Эти отложения выполняют рифтогенные впадины мезозой-

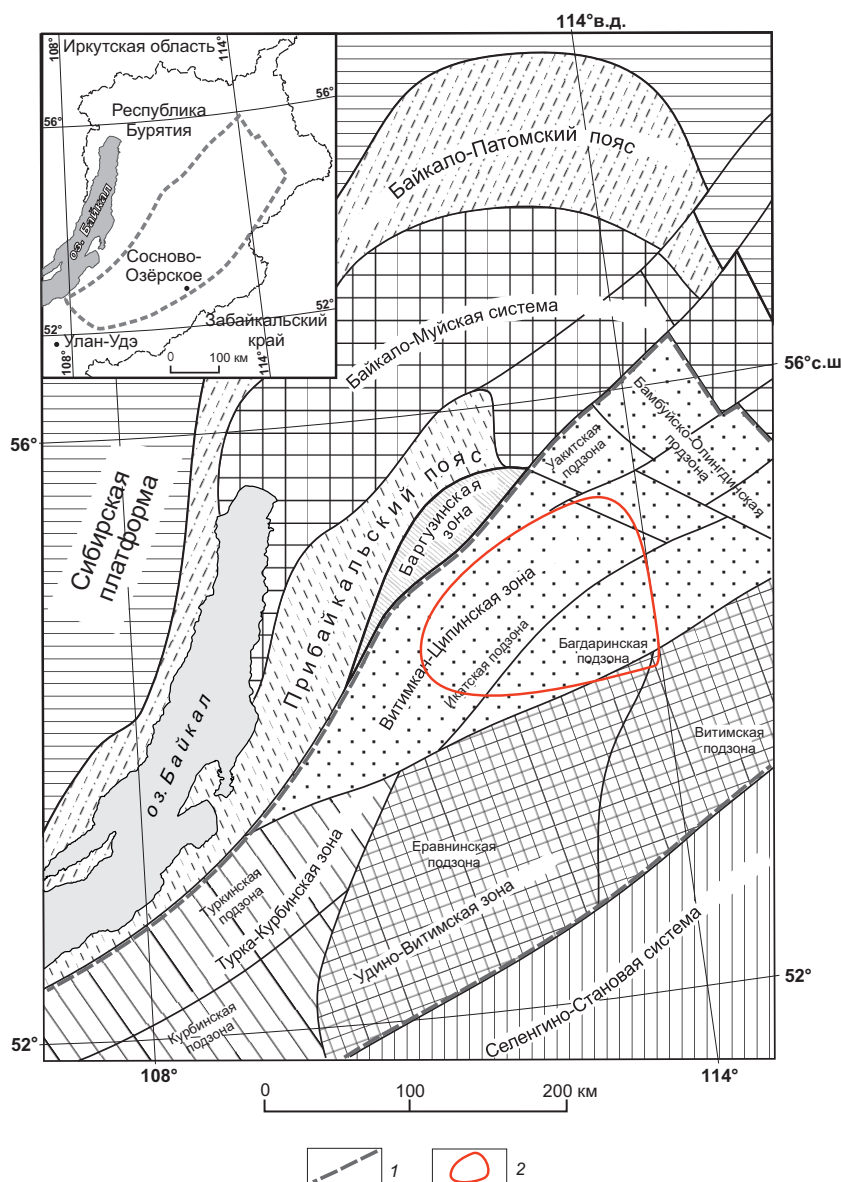


Рис. 2. Положение Баунтовского РРР на схеме тектонической зональности Байкало-Витимской складчатой системы [15]:

1 – контур Байкало-Витимской складчатой системы; 2 – граница Баунтовского РРР

ского возраста. Кайнозойские отложения представлены плиоценовыми базальтами (хойготская свита), неоген-эоплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями (чининская свита), эоплейстоценовыми аллювиальными осадками и нерасчленёнными рыхлыми отложениями неоплейстоцен-олигоценного возраста.

Интрузивные образования на территории Баунтовского РРР пользуются преимущественным

распространением. Становление интрузивных комплексов связано с различными геодинамическими обстановками формирования континентальной окраины Сибирского кратона. Наиболее широко распространены гранитоиды, слагающие огромный полихронный Ангаро-Витимский батолит (ареал-плутон), возраст которого попадает в интервал 320–280 млн лет (Цыганков и др., 2017; Травин и др., 2020). В составе батолита объединены



несколько выделенных ранее гранитоидных интрузивных комплексов (баргузинский, витимканский и др.), представленных гранитами, гранодиоритами, диоритами, граносиенитами, сиенитами. Породы основного состава включены в состав монотойского габбрового и атарханского габбро-норитового интрузивных комплексов палеозойского возраста. Интрузивные образования докембрийского возраста представлены диоритами и гранодиоритами бухточинского комплекса. Щёлочно-основные породы входят в состав итакитского габбро-пироксенит-нефелин-сиенитового комплекса, который сложен весьма широким спектром пород (габбро, габбро-пироксениты, анортозиты, монцогаббро, габбро-диориты, монцониты, диориты, сиениты, эгириновые и рибекитовые сиениты, нефелиновые сиениты).

Таким образом, Баунтовский РРР характеризуется крайне неоднородным строением, широким развитием разновозрастных (от рифея до мезозоя) стратифицированных и интрузивных образований, сформировавшихся в сложных тектонических обстановках. В географическом отношении для рассматриваемого региона характерна значительная расчленённость рельефа и наличие межгорных впадин (Ципиканская, Имаканская, Талойская, Верхне-Чининская, Алакарская), вытянутых в северо-восточном направлении. В современном структурном плане рассматриваемая площадь представляет собой сочетание многочисленных разновозрастных блоков, разграниченных зонами разломов преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений. Зоны разломов северо-восточного простирания (Турокча-Талойская, Витим-Чининская и др.) обладают признаками «глубинных» структур – большая протяжённость, длительность и унаследованность развития – характеризуются наибольшей распространённостью и значительной (свыше 100 км) протяжённостью. Обычно они состоят из серии сближенных, крутопадающих элементарных разломов, выраженных в виде зон дробления, катаклаза, милонитизации и расщепления вмещающих пород. Структуры СЗ простирания относятся к категории «скрытых» и фрагментарно фиксируются в виде зон сближенных субпараллельных разломов. В полосе влияния этих зон часто наблюдаются флексурообразные изгибы пликативных структур протерозоя и раннего палеозоя. Сложное блоковое строение с преимущественно северо-восточным и северо-западным направлением текто-

нических зон и отдельных разломов зачастую предопределяет распределение рудно-россыпных узлов и золоторудных зон.

**Металлогеническое районирование.** Важность металлогенического районирования в проблеме локализации и определения ведущих рудно-формационных типов (РФТ) золотого оруденения обусловлена в первую очередь тем, что характер минерализации определённым образом сочетается с характером геологических структур.

С 1960-х гг. с проведения на территории Баунтовского РРР кондиционной геологической съёмки масштаба 1 : 200 000 началось геологическое изучение площади и первые металлогенические исследования. Металлогеническое районирование для рассматриваемой территории выполнялось различными исследователями: В. П. Арсентьев (1964), Д. Н. Алексеев (1976), В. И. Давыдов (1981), А. А. Карбаинов (1992), И. В. Позднякова (2008) и др. В металлогенических построениях металлогеническая (структурно-металлогеническая – СМЗ) зона принята в качестве базового пространственного таксона как эквивалента структурно-формационной зоны (СФЗ). Последние образованы рядами родственных и сопряжённых в пространстве и времени геологических формаций, возникших в течение определённого отрезка тектоно-магматического цикла при сходном или близком режиме развития [6].

Одними из наиболее ранних для рассматриваемого района явились металлогенические построения В. И. Давыдова (1980-е гг.), в основе которых лежат представления о том, что конкретные СМЗ, рудные зоны (РЗ) и рудные площади отвечают определённым металлогеническим эпохам (карельской, байкальской, каледонской, герцинской, мезозойской, кайнозойской). Граница между структурами байкальского (Баргузино-Муйская СМЗ) и каледонского (Удино-Витимская СМЗ) возраста проходит вдоль долин рек Чина и Талой (рис. 3). Удино-Витимская СМЗ включает в себя Курба-Багдаринскую, Еравнинскую и Амалатскую структурно-металлогенические подзоны (СМП). В пределах рассматриваемой территории расположена Курба-Багдаринская СМП, которая охватывает северо-западную окраинную часть Удино-Витимского геосинклинального прогиба (преддуговой бассейн) и характеризуется, по мнению В. И. Давыдова, главным образом Pb-Zn минерализацией в карбонатных породах и железорудной – в скарнах. В то же время он выделяет

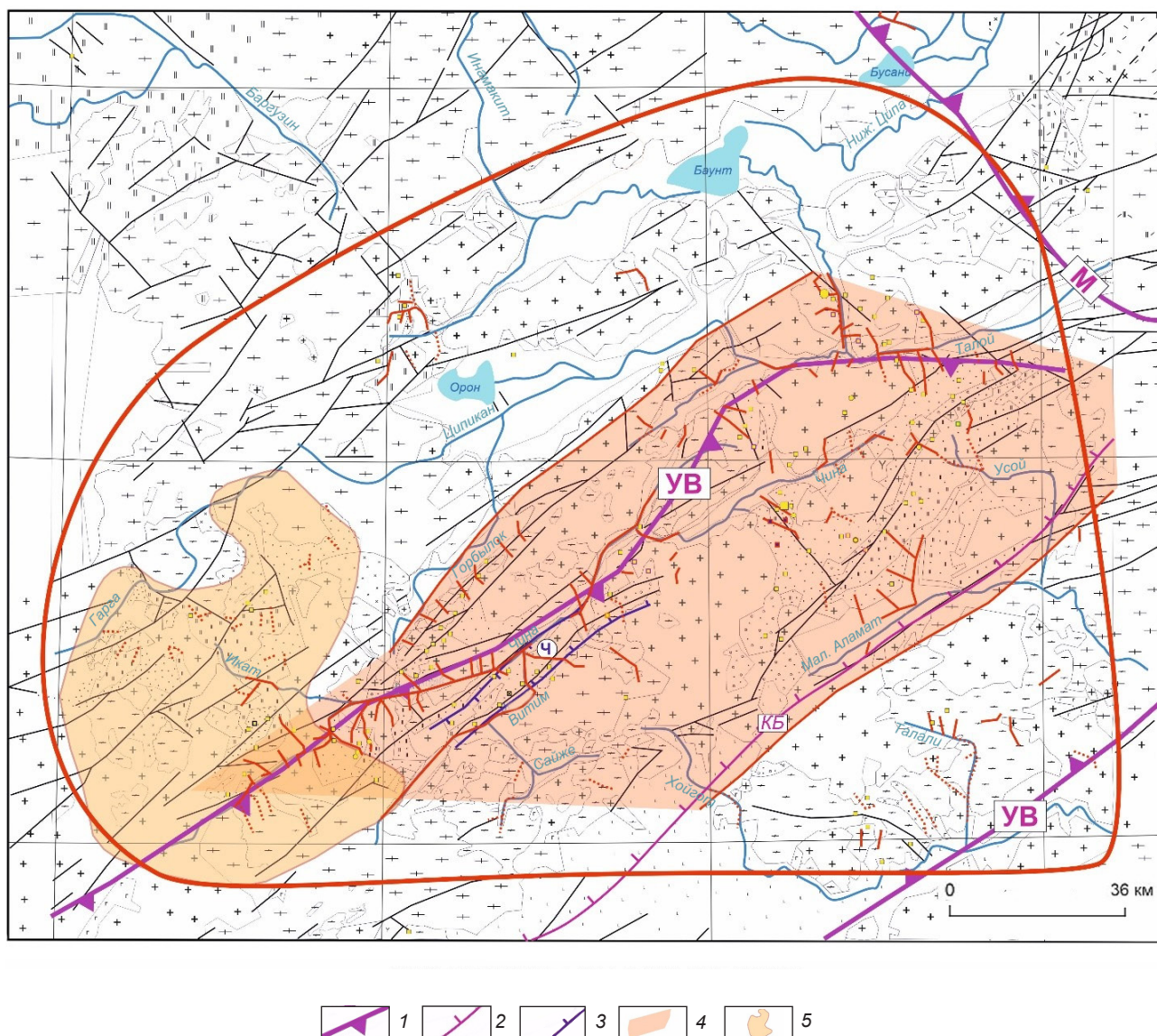


Рис. 3. Схема металлогенического районирования, по В. И. Давыдову, 1981:

1 – структурно-металлогенические зоны (СЗМ): УВ – Удино-Витимская, М – Муйская; 2 – Курба-Багдаринская (КБ) структурно-металлогеническая зона; 3 – Чининская зона серебро-полиметаллического оруденения; 4 – Карафтит-Ципиканская рудная зона (Au, Ag, Pb, Zn, Cu); 5 – Икат-Гаргинская золото-шеелитоносная площадь (W, Au, Ag)

Чининскую зону серебряно-полиметаллического оруденения, локализованную в узкой (5–7 км) полосе ниже-среднекембрийских карбонатно-терригенных отложений, с развитыми в её пределах проявлениями Au-Ag-Zn-Pb руд и многочисленными золото-кварц-сульфидными жилами (участки Агендинский, Чининский и др.).

Центральную часть рассматриваемой нами территории занимает Карафтит-Ципиканская золоторудная зона, расположенная в северо-восточной части Удино-Витимской СМЗ и частично выходящая за её пределы. На площади рудной зоны обнажаются крупные останцы кровли, представленные кристаллическими породами нижнего про-

терозоя и венд-нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными отложениями. В пределах зоны выявлены Троицкое и Карафтитское месторождения и ряд проявлений золота, связанных главным образом с кварц-сульфидными жилами и прожилками.

Частично в пределы Удино-Витимской СМЗ попадает Икат-Гаргинская золото-шеелитоносная площадь, расположенная в западной части рассматриваемой территории и имеющая блоковое строение. Среди венд-кембрийских отложений и гнейсо-кристаллосланцевых образований нижнего протерозоя выявлено несколько Au-Ag-W проявлений (Скалистое, Казачья поляна, Снежное, Орион).

Металлогенические построения, выполненные И. В. Поздняковой (2008), базировались в целом на основе геосинклинальной концепции, модернизированной представлениями о тектоно-магматической активизации ТМА региона, хотя в её работе и упоминалась необходимость учёта геодинамических обстановок, что нашло отражение в структуре условных обозначений к комплексу геологических карт (см. рис. 2).

Основным металлогеническим таксоном, выделяемым для данной территории, является Курба-Багдаринская СМЗ, которая, также как и выделенная ранее Удино-Витимская СМЗ, в структурном отношении приурочена к полосе развития дизъюнктивов Турка-Каларского (Селенга-Каларского) структурного шва. В строении СМЗ принимают участие сложные грабен-синклинальные структуры, представленные структурно-вещественными комплексами фундамента древней платформы и венд-раннепалеозойскими терригенно-карбонатными комплексами. Плутонические формации образованы разновозрастными интрузиями: позднепротерозойские (гнейсо-граниты), раннепалеозойские (гранодиорит-граниты), средне-позднепалеозойские (габбро-сиениты), позднепалеозойские (гранит-гранодиорит-габбро-диориты).

В пределах Курба-Багдаринской СМЗ выделены Ципикан-Багдаринский и Икат-Чининский рудные районы (РР) (рис. 4).

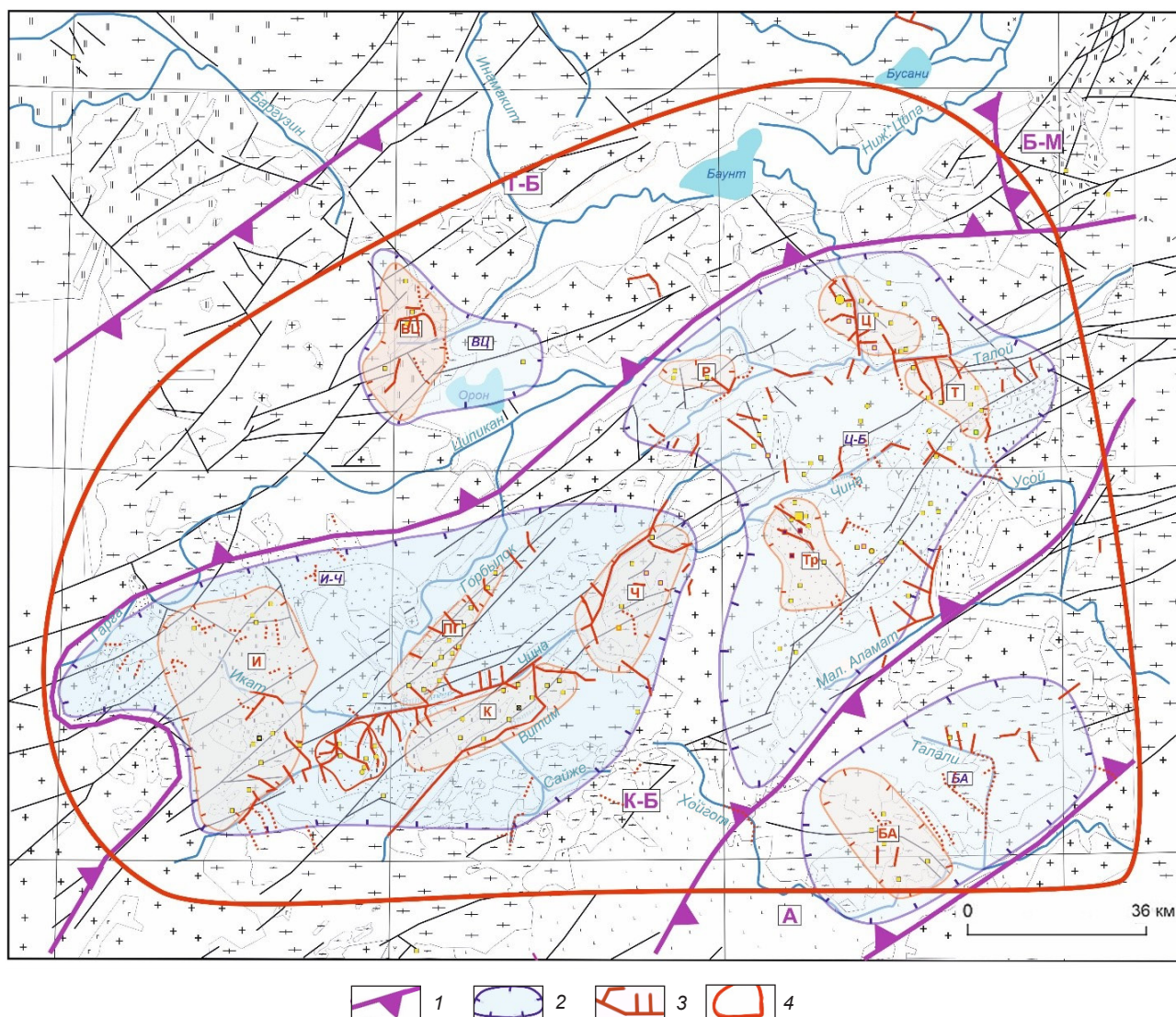
Ципикан-Багдаринский РР (3500 км<sup>2</sup>) обрамляется четырьмя мезозойскими (Амалатская, Талойская, Мало-Амалатская, Чининская) и кайнозойской Ципиканской впадинами. Подавляющая часть золоторудных объектов района локализована в породах осадочно-метаморфического суб-

страта в непосредственном окружении по периферии гранитоидных интрузивных массивов или вдоль мощных зон разрывных нарушений. В пределах Ципикан-Багдаринского РР выделены Ципиканский, Троицкий, Рябцевский и Талойский рудные узлы (РУ). Ципиканский и Рябцевский РУ приурочены к останцам, сложенным протерозойскими кристаллосланцевыми образованиями, в обрамлении интрузий витимканского комплекса. Ципиканский РУ характеризуется золото-редкометалльной (золото-молибденитовой) металлогенической специализацией; золоторудная минерализация в пределах Рябцевского РУ представлена преимущественно золото-сульфидно-кварцевой формацией кварцево-жильного типа. Талойский РУ сложен преимущественно породами песчано-сланцевой (флишоидной) формации, прорванными гранитоидами витимканского комплекса; золоторудная минерализация золото-сульфидно-кварцевой формации локализована в зонах крупных разрывных нарушений: Усойская, Мариинская и Талойская. Наиболее широко развита золоторудная минерализация в пределах Троицкого РУ, она представлена следующими типами:

- золото-сульфидно-кварцевым и золото-кварцевым (месторождение Троицкое);
- золото-сульфидным (рудопроявления Точерское, «Зона Галенитовая» и «Сульфидизированные известняки»);
- золотоносным колчеданно-полиметаллическим (Шапхойское проявление);
- золото-скарновым.

Икат-Чининский РР (5000 км<sup>2</sup>) отличается сложным (мозаично-блоковым) геологическим строением и широким развитием гидротермально-изменённых минерализованных пород. В западной и северо-западной части площади располагается Амалатская глыба, сложенная структурно-вещественными комплексами основания проточехла и плутоническими образованиями муйского и баргузинского интрузивных комплексов, по обрамлению и южнее развиты венд-кембрийские образования, слагающие грабен-синклинальную структуру, которая разбита на блоки разломами северо-восточного простирания, прорываемые гранитоидами витимканского комплекса. В восточной и северо-восточной частях района отмечаются повышенные концентрации полиметаллов, вольфрама, молибдена, олова и золота; центральная и юго-западная части характеризуются многочисленными проявлениями золото-полиметаллического





**Рис. 4. Схема металлогенического районирования, по И. В. Поздняковой, 2008:**

1 – структурно-металлогеническая зона (МЗ): Т-Б – Турка-Бамбуйская, Б-М – Баргузино-Муйская, К-Б – Курба-Багдаринская, А – Амалатская; 2 – рудные районы: И-Ч – Икат-Чининский, Ц-Б – Ципикан-Багдаринский, ВЦ – Верхнеципинский, БА – Большеамалатский; 3 – рудные узлы: Ц – Ципиканский, Р – Рябцевский, Т – Талойский, Тр – Троицкий, И – Икатский, ПГ – Правогорбылокский, К – Карафтитский, Ч – Чининский, ВЦ – Верхнеципинский, БА – Большеамалатский; 4 – граница Баунтовского РРП

оруднения золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций. По условиям размещения, характеру и типу золоторудной минерализации выделяются: Икатский, Правогорбылокский, Чининский, Карафтитский и Верхневитимский РУ.

В пределах Икатского РУ установлены крупное комплексное золото-серебряно-вольфрамовое проявление Скалистое и золото-сульфидно-квар-

цевое проявление Снежное, которые связывают с интрузивными образованиями витимканского комплекса. Правогорбылокский РУ приурочен к Горбылокской зоне разломов, являющейся ветвью Витимкан-Ципиканской зоны, в пределах которой развита золоторудная минерализация, представленная жильно-прожилковым морфологическим типом золото-сульфидно-кварцевой формации.



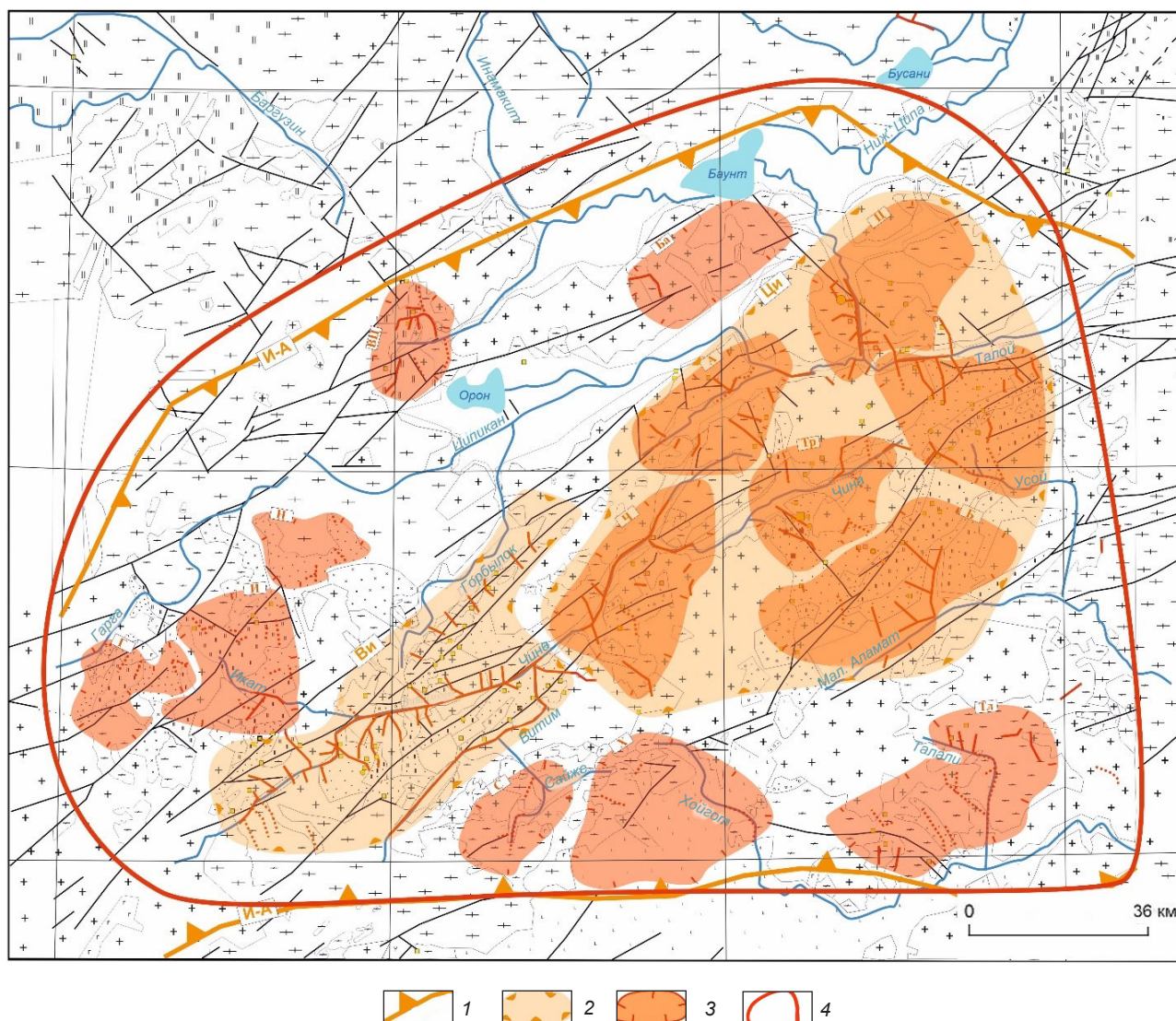
Проявления и точки минерализации Чининского РУ представлены золото-сульфидно-кварцевой формацией с повышенным содержанием серебра и золото-редкометалльным, золото-молибденовым и золото-шеелитовым типами оруденения в кварцевых жилах и в зонах кварц-сульфидного прожилкования, которые приурочены к Витимкан-Чининской и Марикта-Огаринской зонам разломов северо-восточного направления. Карафтитский РУ в геологическом отношении представляет собой останец грабен-синклинальной структуры, выполненной венд-кембрийскими образованиями среди гранитоидов витимканского интрузивного комплекса. Золоторудная минерализация представлена преимущественно золото-кварцевой формацией (Карафтитское месторождение). Верхневитимский РУ характеризуется наиболее широким распространением стратифицированных образований, в то время как магматические породы здесь развиты в подчинённом количестве. В его пределах выявлены 15 рудопроявлений и одно месторождение (Верхнехолинское) золоторудной и золото-редкометалльной формаций.

Один из вариантов схемы минерагенического районирования опубликован в ГИС системе Института Карпинского (<https://atlaspacket.karpin-skyinstitute.ru/>). Согласно данной схеме, в состав Баунтовского рудного района почти полностью входит Икат-Амалатская минерагеническая зона, большая часть Верхневитимской, фрагменты Муйской и Тунгиро-Витимской минерагенических зон. В составе Икат-Амалатской МЗ выделяются тринадцать рудных узлов, из которых десять золоторудно-россыпные: Баунтовский, Верхнеципинский, Ципиканский, Алакарский, Нерунгдинский, Чининский, Багдаринский, Икатский, Гаргинский, Карафтитский. Верхневитимская МЗ в составе Баунтовского рудно-россыпного района расположена в южной части и включает Витимский урановорудный район, а также ряд рудных узлов, преимущественно урановорудных с золотом – Сайжекский, Хойготский, Муясинский, Кыджымитский и собственно золоторудно-россыпной Талалинский узел. В северной части района в составе Муйской МЗ выделены Уакитский и Кудур-Таликитский золоторудно-россыпные узлы. В восточной части рудного района в составе Тунгиро-Витимской МЗ известен Орекитканский молибденоворудный узел, включающий одноимённое молибденовое месторождение.

Согласно наиболее поздним представлениям [19] рассматриваемая территория расположена в пределах Баргузино-Витимской минерагенической субпровинции, Икат-Амалатской уран-бериллий-молибден-золоторудно-россыпной минерагенической области, которая пространственно приурочена к северной окраине Икат-Багдаринского синклинория, выполненного кембрийскими отложениями. Икат-Амалатская минерагеническая область включает в себя Ципиканский и Витимканский РР (рис. 5), золотое оруденение в пределах которых связано с интрузиями витимканского комплекса и контролируется мощными зонами тектонических нарушений.

Ципиканский рудный район объединяет шесть рудно-россыпных узлов (РРУ):

- Ципиканский (Au, Mo, U) сложен метаморфическими сланцами и метаморфизованными известняками ципиканской толщи, в его пределах выявлено золоторудное месторождение Горное и около пятидесяти пунктов минерализации золота жильного, прожилкового и вкрапленного типа;
- Алакарский (Au, fl, Mo) включает Рябцевское золото-сульфидно-кварцевое проявление;
- Талойский (Au, Mn), в пределах которого развиты вулканогенно-осадочные (точерская, якшинская свиты) и карбонатные породы ороченской свиты, прорванные плутонами гранитоидов витимканского рудоносного комплекса на его территории установлены жильно-прожилковые зоны окварцевания и сульфидизации с проявлениями и пунктами минерализации золота;
- Троицкий (Au) включает наиболее крупное в пределах рассматриваемой площади месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации Рудная Горка (Троицкое);
- Чининский (Au, Mo, U), проявления рудного золота пространственно и генетически связано гранитами витимканского комплекса, слагающими крупный Огаринский массив и ряд небольших массивов в его западном обрамлении, в роли рудовмещающих структур выступают зоны тектонических нарушений, сопровождающиеся околорудными метасоматическими изменениями пород – пропилитизацией, березитизацией и аргиллизацией;
- Багдаринский (Au, Be, U), в его пределах к перспективным на рудное золото отнесены субвулканические и вулканогенно-осадочные образования точерской свиты, где было выявлено золоторудное проявление Инноканское, приуроченное



**Рис. 5. Схема металлогенического районирования, по [19]:**

1 – Икат-Амалатская структурно-металлогеническая зона; 2 – рудные районы: Ци – Ципиканский, Ви – Витимканский; 3 – рудные узлы: Ц – Ципиканский, А – Алакарский, Т – Талойский, Тр – Троицкий, Б – Багдаринский, Ба – Баунтовский, Н – Нерунгдинский, И – Икатский, Г – Гаргинский, Тл – Талалинский, Х – Хойготский, Ч – Чининский, ВЦ – Верхнеципинский, С – Сайжеконский; 4 – граница Баунтовского РРР

к березитизированным вулканическим брекчиям кислого состава с линзовидными телами и жилами метасоматического кварца и дайками диоритовых порфиров и гранит-порфиров.

В пределах Витимканского рудного района (Au, U, W) выявлено Карафтитское месторождение золота, представленное простыми жилами и неправильной формы залежами с большим количеством различных сульфидов и преимуществен-

но тонким золотом. Вмещающие кембрийские породы якшинской свиты ороговикованы и сульфидизированы.

За пределами Ципиканского и Витимканского РР выделяются золотороссыпные (Баунтовский, Верхне-Ципинский, Нерунгдинский, Гаргинский, Талалинский), с предполагаемой ролью рудного золота, и комплексные (Икатский (Au, W, Mn), Хойготский (Au, U), Сайжеконский (U, Al, Au)) узлы.

**Таблица. Металлогенические таксоны в пределах Баунтовского РРР, по данным различных авторов (Давыдов, 1981; Позднякова, 2008; Фишев, 2011)**

| Структурно-металлогенические зоны                    | Рудно-россыпные районы (рудные площади, подзоны)                                                | Рудно-россыпные узлы                                                                                                                                                         | Авторы, год      |
|------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
| Удино-Витимская<br>(Карафтит-Ципиканская)            | Икат-Гаргинская<br>площадь (W, Au, Ag)<br>Курба-Багдаринская<br>подзона (Au, Ag, Pb,<br>Zn, Cu) | —                                                                                                                                                                            | Давыдов, 1981    |
| Турка-Бамбуйская<br>Курба-Багдаринская<br>Амалатская | Икат-Чининский                                                                                  | Икатский<br>Правогорбылокский<br>Карафтитский<br>Чининский                                                                                                                   | Позднякова, 2008 |
|                                                      | Ципикан-Багдаринский                                                                            | Рябцевский<br>Ципиканский<br>Талойский<br>Троицкий                                                                                                                           |                  |
|                                                      | Верхнеципинский                                                                                 | Верхнеципинский                                                                                                                                                              |                  |
|                                                      | Большеамалатский                                                                                | Большеамалатский                                                                                                                                                             |                  |
| Икат-Амалатская                                      | Витимканский<br>(Au, U, W)                                                                      | —                                                                                                                                                                            | Фишев, 2011      |
|                                                      | Ципиканский                                                                                     | Чининский (Au, Mo, U)<br>Алакарский (Au, fl, Mo)<br>Ципиканский (Au, Mo, U)<br>Талойский (Au, Mn)<br>Троицкий (Au)<br>Багдаринский (Au, Be, U)                               |                  |
|                                                      |                                                                                                 | Гаргинский (Au)<br>Икатский (Au, W, Mn)<br>Нерунгдинский (Au)<br>Верхнеципинский (Au)<br>Баунтовский (Au)<br>Сайжекский (U, Al, Au)<br>Хойготский (Au, U)<br>Талалинский (U) |                  |

Таким образом, исходя из представленного краткого обзора, видно, что, несмотря на ряд общих закономерностей, схемы металлогенического районирования Баунтовского рудно-россыпного района у разных авторов различаются. При этом в составе наиболее крупных подразделений – минерагенических зон – в ряде случаев выделяются рудные районы, в других случаях – только рудные

узлы, контуры которых на разных схемах также отличаются. В таблице представлено сопоставление приведённых выше схем металлогенического районирования Баунтовского РРР.

Как видно из таблицы, более поздние металлогенические схемы имеют более дробное строение, количество таксонов (рудных узлов) увеличивается, что можно объяснить большей изучен-



ностью и появлением дополнительной информации по рудной золотоносности. Следует также отметить многоплановость металлогенической специализации района, обусловленной наличием месторождений и проявлений как благородных, так и редких металлов. Проявления редких металлов связывают с формированием гранитоидов витимканского комплекса (раннепалеозойский этап), повышенные их концентрации повсеместно отмечаются в апикальных частях гранитоидных массивов и часто приурочены к небольшим штокам – сателлитам интрузий гранитов. В то же время большинство проявлений золота приурочено к останцам стратифицированных комплексов метаморфогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных пород (венд-нижнепалеозойского возраста), образованных преимущественно в условиях эпиплатформенных чехлов (грабены и впадины) и континентальных окраин различных геодинамических обстановок [15]. Таким образом, ведущим критерием выделения и локализации золоторудных узлов считается структурно-литологический. В целом стратифицированные толщи являются благоприятной средой для локализации месторождений и проявлений золота, к ним отнесены: терригенно-карбонатные позднепалеозойские отложения мелководного шельфового прогиба (точерская, якшинская, ороченская и другие свиты); метаморфизованные венд-среднекембрийские карбонатно-сланцевые и вулканогенно-терригенные отложения задуговых окраинных бассейнов (суванихинская, давыкшинская, икатская свиты); метаморфизованные известняково-сланцевые и вулканогенно-осадочные верхнерифейские отложения островных дуг и задуговых бассейнов (ципиканская, сиваконская свиты).

Перечисленные выше метаморфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи часто содержат значительную примесь пирита от 2–3 до 5–15 %, смяты в складки, для которых характерен межпластовый кливаж и присутствие многочисленных продольных взбросов. Породы рассматриваемых стратиграфических подразделений в большинстве своём претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм.

Важность литологического критерия отмечается и для локализации россыпной золотоносности; максимальной продуктивностью характеризуются участки россыпей, имеющие на ближних участках или в плотике сульфидизированные метавулканиды средне-основного состава и высоко-

углеродистые сульфидизированные чёрные известняки, доломиты и сланцы [20]. Россыпи в долинах водотоков на магматических породах редки и, как правило, обладают гораздо меньшей продуктивностью по сравнению с россыпями на первично-осадочных породах.

Структурные критерии включают в себя все установленные и предполагаемые зоны разломов длительного развития, сопровождающиеся зонами расщепления, милонитизации (Ципинская, Ципиканская, Чина-Талойская); шовные структуры (Шаманская), представляющие собой зоны катаклаза, милонитизации, интенсивного динамометаморфизма. Локальный контроль золоторудной и золотосодержащей минерализации заключается в том, что установленные рудные тела приурочены к узлам сопряжения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Благоприятными структурами являются также участки флексурных перегибов слоистых пород, резких погружений (воздыманий) шарниров складок.

Обобщая вышесказанное следует отметить, что предшественниками выделено большое количество перспективных площадей (рудных районов и узлов), определены основные прогнозно-поисковые критерии и признаки выявления и локализации золоторудной минерализации, установлено многообразие видов минеральных образований рудного золота (прожилково-вкрапленная сульфидно-кварцевая, кварцевые золоторудные жилы, кварцево-полиметаллические золоторудные жилы, зоны вкрапленной золото-сульфидной минерализации и др.) при весьма скромных результатах в отношении промышленно значимых золоторудных объектов. Известно несколько мелких месторождений (Троицкое, Горное, Карафтитское) с суммарными запасами золота в несколько тонн, что особенно контрастирует в сравнении с богатой россыпной золотоносностью; добыча из россыпей (по неполным данным) составила более 100 т и продолжается по настоящее время.

**Возможные причины дисбаланса рудного и россыпного золота.** Рассматривая проблему связи и соотношения рудной и россыпной золотоносности, следует отметить, что начиная с 1940-х гг. широко проводились поиски золоторудных месторождений, в том числе по известным россыпям и прежде всего вблизи тех россыпей, образование которых за счёт перемиыва древнего, доголоценового золотоносного аллювия исключалось.



В результате было выявлено многообразие видов минеральных образований рудного золота (часто недостаточно изученных), разработаны литолого-стратиграфические и тектонические критерии, благоприятные для выявления золотого оруденения, установлено широкое развитие гидротермально-метасоматических процессов. При этом в пределах обширной территории района было разведано и введено в эксплуатацию единственное мелкое месторождение Троицкое с запасами золота 5 т категории С<sub>2</sub>.

Таким образом, как отмечалось выше, налицо значительный дисбаланс между рудным и россыпным золотом; россыпное золото составляет более 95 % в балансе запасов и добычи.

В то же время примеры обобщения данных по золотоносности различных провинций мира [24] свидетельствуют о том, что добыча из россыпей составляет от 5 до 50 % суммарной добычи. Такому соотношению, которое с известной долей условности можно принять за нормальное, отвечают, например, самые продуктивные «старые», хорошо изученные золотодобывающие районы юго-восточного Забайкалья (Дарасунский, Могочинский, Балейский, Шахтаминский, Газимуро-Заводской и др.) [12].

Для объяснения дисбаланса руда–россыпи как в пределах Баунтовского РРР, так и в ряде других регионов, часто предлагаются следующие соображения:

1. Богатые россыпи могут при наличии благоприятных геоморфологических обстановок формироваться за счёт зон рассеянной золотой минерализации и главным образом за счёт рассеянных по площади кварцевых жил с небольшими запасами, пригодными в лучшем случае для старательской отработки. Действительно, в пределах Баунтовского РРР отмечается большое количество мелких месторождений, рудопроявлений (Холинское, Горное и др.) и пунктов минерализации, представленных кварцевыми золоторудными жилами с относительно крупным золотом, наиболее благоприятным для россыпной золотоносности. И наличие такого вида минерализации могло быть причиной для образования ряда россыпей. В то же время нельзя не отметить, что месторождение Троицкое, расположенное в верхней части богатой россыпи Сиво, долгое время считалось мелким рудопроявлением жильного типа и только в результате масштабных разведочных работ перешло в разряд месторождения штокверкового типа

с прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализацией, при том, что расположено оно в благоприятных ландшафтных условиях, на водоразделе, с относительно хорошей обнажённостью; одно из названий месторождения – Рудная Горка.

Следует также отметить, что небольшое по масштабам золото-кварцевое оруденение, в виде отдельных жильных тел, часто с очень неравномерным распределением золота, нередко сопровождается большеобъёмное оруденение золото-сульфидной или золото-сульфидно-кварцевой формации. Так, на западном участке Олимпиадинского месторождения (Енисейский кряж) среди сульфидно-вкрапленных руд встречаются быстро выклинивающиеся по падению короткие кварцевые жилы, линзы и желваки кварца, которые служили источником для ряда известных с XIX в. россыпей (Олимпиадинская, Иннокентьевская, Васильевская и др.) с крупным золотом, включая самородки весом до 2,9 кг [13]. При этом само Олимпиадинское месторождение (запасы около 300 т) долгое время рассматривалось как мелкое золото-сурьмяное рудопроявление, а его «вклад» в россыпеобразование состоял в единичных находках мелкого (до 0,1 мм) «горчичного» золота, образованного в зоне окисления. Аналогичную картину можно наблюдать и на ряде других месторождений, например, Сухой Лог (Ленский район) или Воронцовское (Урал). Таким образом, наличие рассеянной золото-кварцевой минерализации не является строго «отрицательным» критерием для прогнозирования более крупнообъёмного оруденения, а, напротив, в ряде случаев с учётом конкретных геологических обстановок может служить дополнительным поисковым признаком.

2. Наличие богатой россыпной золотоносности при отсутствии адекватной по масштабу рудной есть следствие глубокого эрозионного среза и можно ожидать выявления лишь корневых частей рудных месторождений. Такое объяснение, например, предлагалось для Аленгуйского и Кручининского россыпных узлов, для россыпи Каменские конгломераты (Забайкальский край), где выявлены и в значительной степени отработаны богатые россыпи золота, а поиски их коренных источников не дали положительных результатов.

С одной стороны, в пользу данного соображения говорит сам масштаб россыпной золотоносности Баунтовского РРР. Как можно заключить из эмпирических данных, в россыпях обычно накапливаются порядка 5–10 % золота, т. е. в 10–20 раз



Рис. 6. Щебнисто-глинистая кора выветривания в верхней части зоны окисления сульфидизированных терригенно-карбонатных пород в плотике руч. Глубокий (Багдаринский РУ)

меньше по сравнению с тем количеством, которое находилось в сэродированной части коренных источников [2], т. е. исходя из количества добытого россыпного золота около 100 т, количество сэродированного рудного – более 1000 т. С другой стороны, наличие мощных зон окисления и кор выветривания на ряде участков рассматриваемого района может косвенно свидетельствовать об относительно слабом эрозионном срезе известных золоторудных проявлений. В частности, на Троицком месторождении (Троицкий РУ), несмотря на его водораздельное положение, сохранилась зона окисления (мощностью до 75 м) с наиболее высокими содержаниями золота. Кроме того, 90 % запасов мелкого месторождения Горное сосредоточено в «слепом», не выходящем на поверхность кварцевожильном теле [8]. Линейные коры выветривания, прослеженные до глубины 200 м, установлены на месторождении Горное (Ципиканский РУ). На Точерском рудопроявлении (Троицкий РУ) также сохранилась зона окисления мощностью 72 м. Вскрытые окисленные верхние части сульфидизированных зон, с повышенными содержаниями Pb (по данным РФА) встречаются в плотиках и

бортах ряда долин рек Усой, Багдарин, руч. Глубокий (Багдаринский РУ), р. Кайдакон (Талойский РУ) и др. (рис. 6).

Приведённые данные свидетельствуют в пользу того, что далеко не везде наблюдается глубокий эрозионный срез рудных объектов, а на некоторых участках отмечается вскрытие только самых верхних частей зон окисления.

С другой стороны, даже наличие значительного эрозионного среза не является строгим «запретом» для существования золото-сульфидного оруденения. Так, по данным [1], промышленное золото-сульфидное оруденение располагается не всегда на тех же глубинах, где на современном уровне вскрыты золотоносные жилы и в связи с ними сформировались золотоносные россыпи. Более того, по мнению этого автора, для поисков золото-сульфидного оруденения предпочтительнее всего те площади, где эрозионный срез весьма значительный и вскрывает нижние горизонты золотоносных жильных зон.

3. Представления о нетрадиционном генезисе россыпей, не связанном с коренными источниками, развивались рядом геологов-россыпников,

долгие годы работавших в пределах Баунтовского РРР (М. Ф. Шелковников, В. М. Долгов, В. Л. Заставная и др.). В кратком виде, согласно их представлениям, на склонах долин золото образует воднорастворимые соединения с сернокислым железом, затем в днище долины на геохимическом барьере происходит осаждение железистых соединений и золота, в пределах т. н. железистой кирасы [23]. При химическом распаде кирасы происходит зарождение и рост частиц россыпного золота, сама же она переходит в обычное состояние золотоносных горизонтов.

На наш взгляд, подобные процессы могут иметь место в ограниченном масштабе и весьма специфических условиях, подобным зонам вторичного обогащения в пределах золото-сульфидных рудных тел, например, упомянутое выше «горчичное» золото в зоне окисления Олимпиадинского месторождения. В общем масштабе формирования россыпной золотоносности они могут занимать очень незначительное место, причём в весьма своеобразных геологических условиях, характеризующихся повышенной кислотностью вод. В тех случаях, когда получается достаточно детально изучить типоморфные особенности россыпного золота и золота из близрасположенных коренных источников, удаётся достаточно уверенно определить генетическую близость рудного и россыпного золота, вплоть до определения горизонтов рудно-магматических систем, откуда золото поступало в россыпи [16], поэтому необходимости создания «альтернативной» теории россыпеобразования, на наш взгляд, нет.

По мнению авторов данной работы, основными причинами наблюдаемого дисбаланса россыпной и коренной золотоносности являются: слабая изученность отдельных площадей в пределах Баунтовского РРР; неблагоприятные ландшафтные обстановки, не позволившие выявить скрытые золоторудные месторождения традиционными поисковыми методами; а также исторически обусловленное распределение сил при проведении ГРР в пользу поисков и разведки россыпей, при поисках рудного золота основной упор делался на выявление кварцево-жильного оруденения.

Основным фактором слабой результативности поисков коренных источников, как показывает опыт проведения поисковых работ в Ленском районе [10], является недостаточный учёт ландшафтных особенностей, при котором не рассматривается возможность погребения рудных источников

в бортах золотоносных долин дальнепринесными безрудными делювиальными курумовыми развалами или делювиально-солифлюкционными отложениями, что может создавать впечатление «безрудности» золотороссыпной площади.

Другим фактором, послужившим представлению о слабой рудной золотоносности рассматриваемой территории, является то, что в геохимическом отношении площадь Баунтовского РРР изучена неравномерно и неравноценно. При проведении геохимических поисков количество анализируемых элементов было неодинаковым (от 16 до 40 элементов) и определялось в каждом случае геологическим заданием. Одним из недостатков геохимических исследований является и то, что геохимические (металлометрические) пробы проанализированы на элементы с недостаточной (низкой) чувствительностью анализа (на золото, мышьяк, вольфрам, висмут, сурьма и др.), а золото анализировалось в очень малом количестве проб.

Следует отметить, что на ландшафтах Витимского плоскогорья применение геохимических методов, как отмечалось выше, осложняет широкое развитие мощных склоновых отложений на склонах и в бортах долин. Обычно это значительные по площади марево-болотные ландшафты, занимающие пологие склоны, низкие водоразделы и широкие долины. Мощность солифлюкционных и делювиальных отложений значительна, и вторичные ореолы в средней и нижней частях склонов не выходят на поверхность.

**Прогнозируемые типы золоторудной минерализации.** Таким образом, учитывая особенности металлогенического строения Баунтовского РРР, историю его геологического изучения и высокие показатели россыпной золотоносности как прямого поискового признака, можно говорить о перспективности рассматриваемой территории на выявление месторождений рудного золота различных рудно-формационных типов (РФТ), прежде всего золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого и золото-сульфидного, хотя присутствуют признаки наличия и других формационных типов золотого оруденения.

Наиболее хорошо изученным объектом *золото-кварцевой формации*, представленным кварцевыми золоторудными жилами, является месторождение Горное (Ципиканский РУ), которое было выявлено в 1930 г. в районе Ципикана. Площадь рудного поля сложена метаморфическими сланцами и метаморфизованными известняками ципикан-



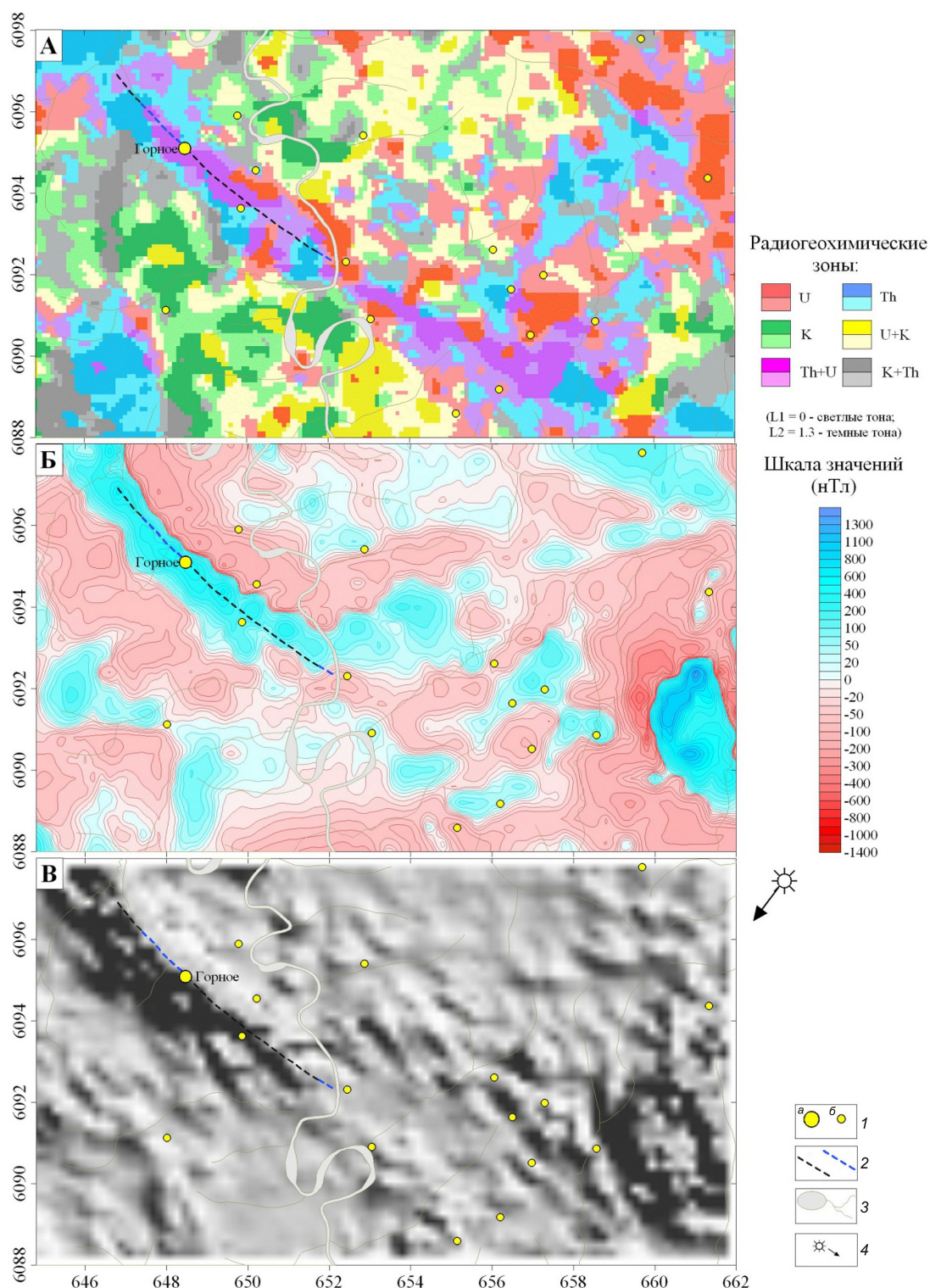


**Рис. 7. Геологическая карта рудного поля Горное (междуречье Ципикан–Большой Кавыктан–Сивак), по [8]:**

1 – четвертичные аллювиальные ( $Q_{iv}$ ) и 2 – неоген-четвертичные аллювиальные отложения; 3 – биотит-полевошпат-кварцевые сланцы; 4 – углеродсодержащие сланцы; 5 – амфиболовые сланцы, амфиболиты; 6 – биотит-амфиболовые, карбонат-амфиболовые сланцы; 7 – мраморы, карбонатные сланцы; 8 – граниты, гранодиориты; 9 – вторичные ореолы рассеяния золота; 10 – проявление золота Горное; 11 – предполагаемый контур зоны жильно-прожилкового окварцевания с золоторудной минерализацией; 12 – разрывные нарушения: а – достоверные и б – предполагаемые

ской толщи, прорванными гранитами витимканского комплекса и в разной степени окварцованными, метасоматически изменёнными и сульфидизированными. Рудоконтролирующие структуры представлены мелкой складчатостью с разрывными нарушениями северо-западного направления, сложенными зонами дробления и рассланцевания пород, к которым приурочены кварцевые жилы и кварцевое прожилкование с золотым оруденением, образующими минерализованную зону,

детально изученную лишь в пределах месторождения Горное. Общая мощность зон окварцевания около двух км, в её пределах фиксируется ряд вторичных литогеохимических ореолов золота (рис. 7); все притоки р. Ципикан, пересекающие эту зону (Жеребцовский, Соловей, Иннокентьевский, Щеголь, Сивак), несут богатые золотоносные россыпи. Признаки рудной минерализации отмечались при разведке россыпей участка, так, например, интенсивная пиритизация (5–10 %) и



**Рис. 8. Карты геофизических полей Ципикан-Талойской площади:**

1 – месторождения (а), проявления (б); 2 – ось зоны повышенной проводимости; 3 – гидросеть; 4 – источник и направление освещения [9]: А – вторичной радиогеохимической зональности, Б – локальной составляющей магнитного поля и В – модуля полного градиента магнитного поля

окварцевание сланцев и габбро-диоритов (с повышенным содержанием золота) отмечаются в плотике россыпи Сивак [11]. Рудоконтролирующие структуры сопровождаются полосами метасоматически изменённых трещиноватых пород (хлоритизация, актинолитизация, окварцевание, серицитизация); содержания золота – в основном десятые доли г/т, иногда достигают 1,5–3 г/т.

Месторождение Горное приурочено к линейной структуре, хорошо выраженной в геофизических полях, интерпретируемой как крупная минерализованная зона (рис. 8). Предполагаемая минерализованная зона образует контрастную радиогеохимическую аномалию с торий-урановой доминантой, совпадающей с локальными повышениями магнитного поля и с зоной повышенной проводимости, выделенной по данным аэроэлектро-разведки. К этой структуре приурочены несколько рудопроявлений золота, что косвенно подтверждает наличие потенциально рудоносной зоны и расширяет перспективы обнаружения более крупнообъёмного золоторудного объекта в районе Горного золото-кварцевого месторождения.

Месторождение Троицкое (Троицкий РУ) относится к *золото-сульфидно-кварцевой* формации и является наиболее крупным из всех известных к настоящему времени золоторудных объектов рассматриваемого района. Морфологически рудные тела близки к штокверковому типу, сформированному при сопряжении систем трещин северо-восточного и северо-западного простираний. Все высокие содержания золота приурочены к штокверкоподобным сгущениям сульфидно-кварцевых прожилков и зонам интенсивного окварцевания, которые формируют своеобразный «кварцевый горизонт», охватывающий в основном кварцевые песчаники (рис. 9). Породы, составляющие «кварцевый горизонт», представлены в различной степени преобразованными разномасштабными (от грубозернистых до мелкозернистых) кварцевыми песчаниками с горизонтом мелкогалечных конгломератов. Протяжённость кварцевого горизонта по простиранию 1300 м. Мощность горизонта как по простиранию, так и по падению не выдержана, отмечаются признаки чётковидности. Средняя мощность варьирует от 56 до около 200 м. Юго-восточный контакт тела с породами висячего бока крутой (от 70° и более); северо-западный с породами лежащего бока – более «неустойчивый» (от 40° до 80°). Падение их юго-восточное. Рудный штокверк образует линейную зону кварц-сульфид-

ных прожилков и серицит-кварцевых метасоматитов, приуроченную к зоне тектонического дробления в существенно кварцевых песчаниках, конгломератах, алевролитах и окварцованных известняках (рис. 10). Золоторудная минерализация Троицкого месторождения имеет специфический состав. Главными рудными минералами являются пирит и халькопирит, в подчинённом количестве присутствует блёклая руда (тетраэдрит), хотя размер отдельных гнёзд блёклых руд может достигать нескольких сантиметров в поперечнике. В виде микропримесей развиты: минералы Те и Вi – тетрадимит, айкинит, самородный висмут; теллуриды Вi – пильзенит, цумоит (рис. 11). Самородное золото преимущественно тонкодисперсное, присутствует в виде микровключений размером до 50 мкм в сульфидных минералах. При этом, несмотря на наличие тонкодисперсного золота, в реках и ручьях, дренирующих рудное поле Троицкого месторождения (реки Сиво, Сивокон и их притоки), известны россыпные месторождения золота как отработанные, так и разрабатываемые в настоящее время.

К перспективным объектам *золото-сульфидной* формации можно отнести Точерское рудопроявление (Троицкий РУ), в геологическом строении которого принимают участие смятые в узкую антиклинальную складку кварц-хлорит серицитовые и углисто-кварц-серицитовые сланцы, с прослоями туфов, песчаников и известняков. Руды представлены интенсивно пиритизированными углистыми сланцами с густой сетью кальцит-кварцевых прожилков. Массивное окварцевание приурочено к периферии рудных тел. Руды анкерит-пиритового состава с вкрапленностью халькопирита и арсенопирита.

Предшественниками (Алексеев, 1971, Левицкий, 1976) в качестве перспективного на выявление золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации выделялся Карфтитский РУ, в пределах которого была оконтурена Витимканская минерализованная зона (мощность – около 100 м, протяжённость – первые км), сложенная ритмично переслаивающимися сульфидизированными углеродистыми сланцами и известняками с повышенной (до 0,1 г/т) золотоносностью и вмещающая мелкое жильное Карафтитское месторождение. Месторождение расположено в бассейне руч. Карафтит и представляет собой ограниченное по размерам жильное рудное поле, развитое в толще карбонатных и метаморфических



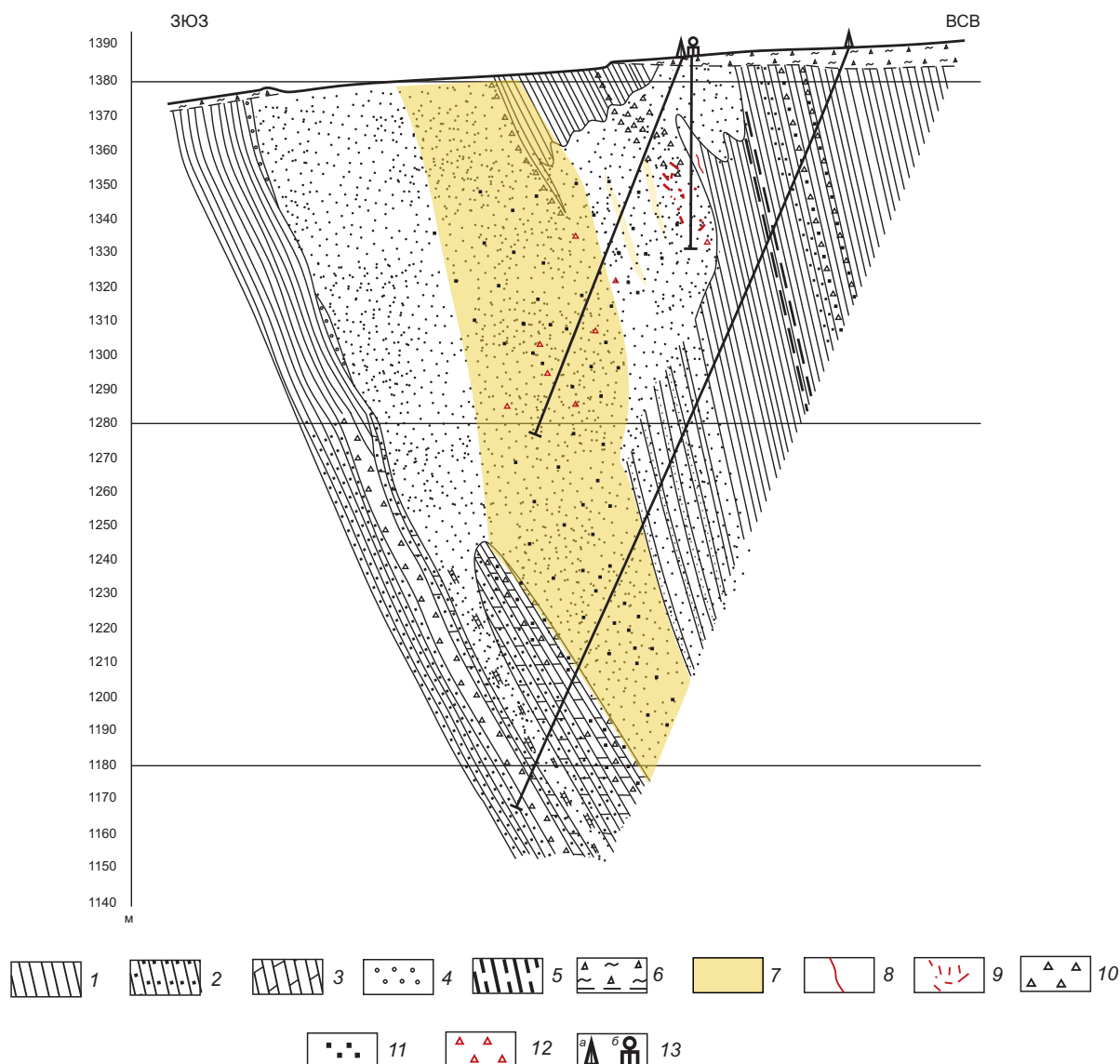


Рис. 9. Геологический разрез Троицкого золоторудного месторождения, по [18]:

1 – сланцы кварц-сланцевые, кварц-серицит-карбонатные, карбонатные; 2 – песчаники полимиктовые и гравелитистые; 3 – доломиты песчаные, гравелито-песчаные, трещиноватые с прослоями карбонатных гравелито-песчаников, местами брекчиевидные; 4 – конгломераты полимиктовые; 5 – алевролиты; 6 – коры выветривания и их границы; 7 – массивное окварцевание и осветление пород; 8 – кварц-кальцитовые прожилки; 9 – просечки и реже прожилки кварцевые, кварц-карбонатные, обычно минерализованные пиритом, реже халькопиритом; 10 – интенсивное брекчирование и расланцевание; 11 – пирит; 12 – малахит и азурит; 13 – скважины ударно-канатного бурения (а), колонкового бурения (б)

пород (кварц-актинолитовых сланцев). В пределах рудного поля развиты семь кварцевых жил с убогой гнездово-прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией [8]. Среди сульфидных минералов преобладают пирит, галенит, сфале-

рит, пирротин, арсенопирит, блёклая руда, в небольшом количестве присутствуют шеелит, аргентит, калаверит, джемсонит, самородное золото.

Промышленный интерес представляет лишь одно жильное тело – жила Тимофеевская, из кото-



Рис. 10. Кварц-сульфидные прожилки разной интенсивности в конгломератах, песчаниках и алевролитах (месторождение Троицкое)

рого в течение 1955–1959 гг. добыты 54,5 кг золота при среднем содержании в руде 10,4 г/т. Как видно из описания, ранее проведённые работы на Карафтитском месторождении ограничивались изучением главным образом золотоносного жильного кварца, при этом в рудовмещающих углеродсодержащих сланцах отмечались проявления массивных галенит-сфалерит-пиритовых руд с содержаниями золота до 247 г/т. Рассматриваемая зона сульфидно-кварцевого прожилкования, вероятно, служила источником многочисленных россыпей, она вскрывается в плотике и бортах долины р. Витимкан от Эдуардовского увала до устья р. Давыкша.

В качестве перспективного участка на выявление месторождений золото-сульфидной формации авторами выделяется южная часть Алакарского РУ на водоразделе рек Ныро, Долгоул, Гулинга (Долгоульский участок). На рис. 12 приведено сопоставление структурно-литологического строения Долгоульского участка и Хомолхин-

ского рудного поля (Ленский район) и выделены локальные площади, перспективные на выявление золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации. В пределах Долгоульского участка развиты кембрийские образования давыкшинской и икатской свит. Отложения давыкшинской свиты составляют ядро сжатой, с узким замком и крутыми крыльями Долгоульской антиклинальной складки. Свита сложена в основном в разной степени метаморфизованными доломитами и известняками с прослоями хлорит-серицитовых и углесто-карбонатных сланцев. Выходы давыкшинской свиты окаймляют карбонатные, углеродисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников, алевролитов и алевролитистых известняков икатской свиты.

В пределах участка установлены золоторудные проявления, представленные сульфидизированными кварцевыми жилами (пирит, галенит, сфалерит, включения анкерита) на водоразделе рек Ныро–Гулинга (0,4–11,8 г/т); зоны сульфидной и



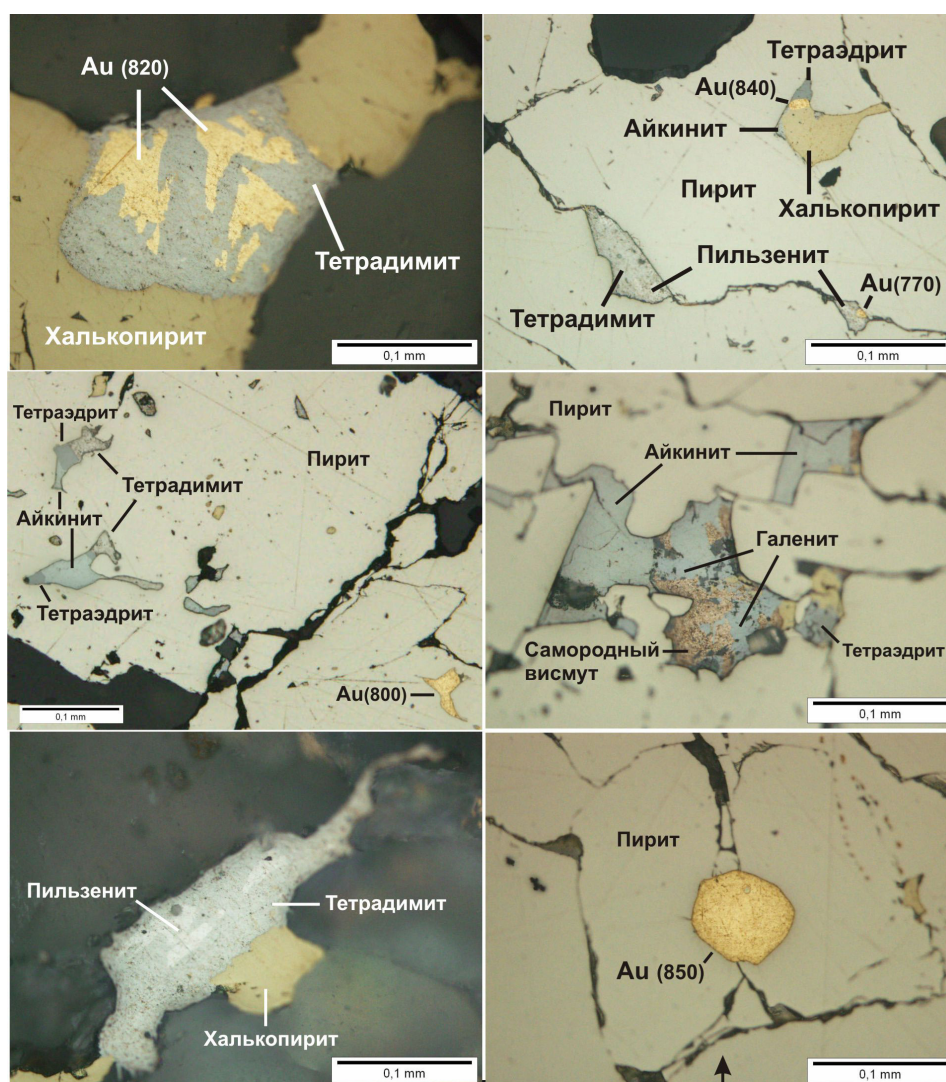


Рис. 11. Микровключения самородного золота и В-Те минералов в рудах Троицкого месторождения (отражённый свет)

кварц-сульфидной минерализации в верховьях и в бортах долины р. Ныро (0,1–7,0 г/т); разведаны и в большей части отработаны россыпи золота по рекам Ныро, Долгоул и Гулинга. Выполненные ранее в пределах участка (Васильченко, 1966) геохимические поиски (БОР и потоки рассеяния) выполнялись по 16 элементам (Be, Li, Nb, Sn, W, Mo, Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Ge, Zr, La, Ce, Y), в число которых золото не входило.

В пределах Баунтовского РРР известны проявления других типов: золотоносные магнетитовые скарны, кварцево-полиметаллические золоторудные жилы (Карафтитское месторождение, Лего-

Витимская группа Pb-Zn проявлений), сульфидные золотосодержащие полиметаллические залежи в известняках, включая железные шляпы, развитые по полиметаллическим залежам (рудное поле Талойского Fe-Mn месторождения, Троицкое рудное поле – рудная зона Галенитовая, рудопроявления Шахты, Верхне-Сивоконское) и ряд других.

Известные на Талойском Fe-Mn месторождении зоны вкрапленной сульфидной (пирит-галенитовой) минерализации вскрыты канавами на мощность до 40 метров (рис. 13) [7]. Однако при проходке этих горных выработок анализы бороздовых проб были проведены только на Fe, Mn, Pb,



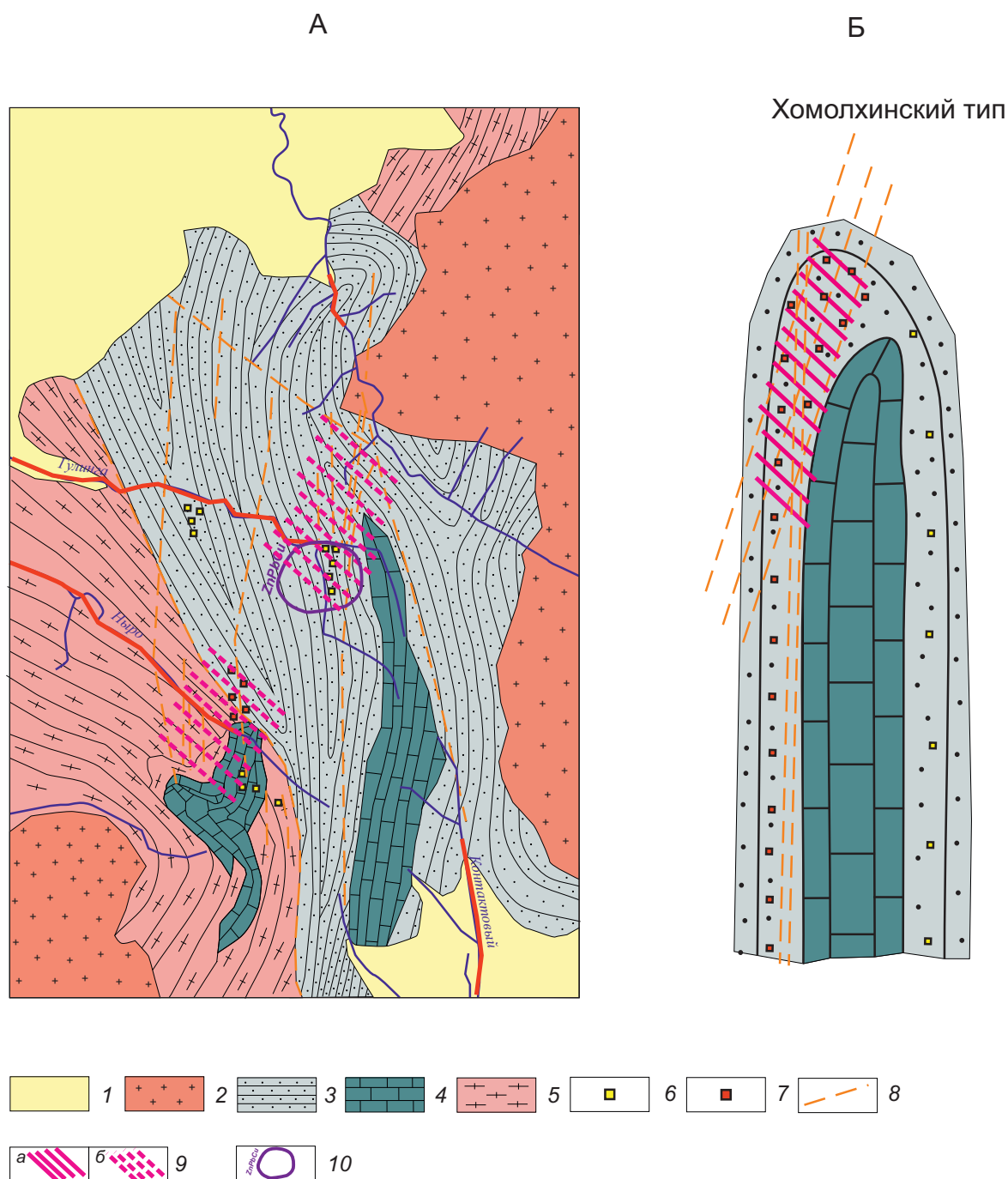


Рис. 12. Геологическая карта Долгоульского участка с элементами прогноза (А) и фрагмент структурно-литологической схемы Хомолхинского рудного поля, Ленский золотоносный район [2] (Б):

1 – четвертичные отложения; 2 – гранитоиды витимканского комплекса (средний палеозой); 3 – сланцы с прослоями известняков, песчаников, алевролитов; 4 – известняки, доломиты, прослои карбонатных сланцев и конгломератов; 5 – метапесчаники, метаалевролиты, сланцы; 6 – слабозолотоносный пирит; 7 – сульфиды с повышенным содержанием золота; 8 – зоны тектонических нарушений (в т. ч. постскладчатые); 9 – участки с золото-сульфидным прожилково-вкрапленным оруденением: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – комплексный литохимический ореол ZnPbCu

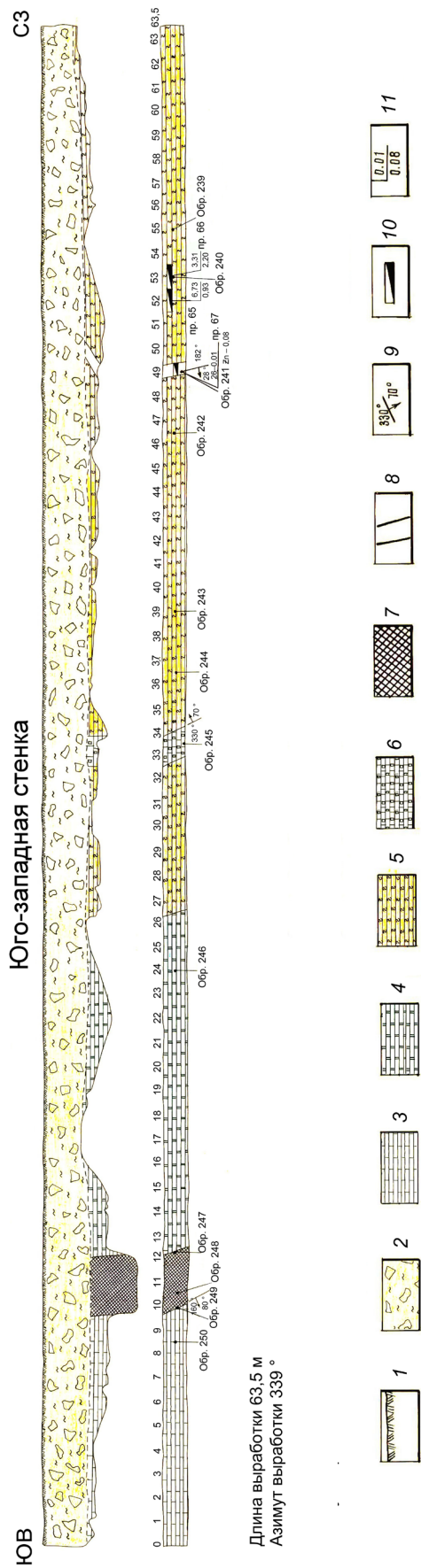


Рис. 13. Зарисовка канавы № 4 Талойского Fe-Mn месторождения [7], жёлтым цветом выделена зона сульфидизированных известняков с вкрапленной галенит-пиритовой минерализацией:

1 – почвенно-растительный слой; 2 – наносы; 3 – известняки молочно-белые массивные; 4 – известняки серые и тёмно-серые, массивные, неяснослоистые с прожилком кальцита, кварца; 5 – слабоооруденные известняки с тремолитом и небольшим количеством марганцевых руд, галенита, пирита, халькопирита; 6 – известняки с редкой неравномерной вкрапленностью пирита и халькопирита; 7 – марганцевая руда с прожилками и вкраплениями кальцита и пирита; 8 – кварцевая жила с гюбнеритом, лепидолитом; 9 – элементы залегания; 10 – бороздовая проба; 11 – в числителе – свинец (%), в знаменателе – цинк (%)

Zn и W. На золото (спектральным анализом) анализировалась небольшая группа проб кварца и сульфидизированных пород (сланцев и известняков), которые показали содержания Au от 0,01 до 1 г/т [3]. Следует отметить, что общая протяжённость Талойской зоны Fe-Mn руд и, по-видимому, зон сульфидной минерализации в карбонатных породах составляет более 8 км.

Подобная зона полиметаллической минерализации выявлена в бассейне р. Усой. Участок выделяется наличием комплексной вторичной литогеохимической аномалии Sb-Ag-Pb-Zn-Au-(As) и представляет собой зону окварцевания доломитизированных известняков с гнездово-вкрапленной полиметаллической минерализацией. Минерализованные породы – прокварцованные по массе карбонатные породы с кварцевыми прожилками, содержащими гнёзда и вкрапленность галенита и пирита. Мощность кварцевых прожилков в обломках достигает 10 см. Содержания Au и Ag в штучных пробах достигают 0,01 и 4,8 г/т соответственно, в литогеохимических пробах по ВОР содержания Au и Ag – 0,028 и 5 г/т соответственно.

Наличие зон золотоносных магнетитовых скарнов предполагается исходя из находок гематит-магнетитовых обломков, содержащих самородное золото в россыпях бассейна рек Сиво и Сивокон, в Троицком рудно-россыпном узле [22]. Однако крупнообъёмные зоны скарнирования, которые могли бы формировать промышленные залежи, в рассматриваемом районе не выявлены.

Таким образом, Баунтовский рудно-россыпной район характеризуется дисбалансом объёмов россыпного и коренного золота (в пользу россыпного), наличием разных типов золотого оруденения, достаточно большим количеством рудопроявлений и пунктов минерализации золота, что позволяет отнести его к потенциально перспективным на выявление промышленных месторождений.

**Заключение.** Приведённые в работе разновозрастные металлогенические схемы Баунтовского РРР позволяют проследить историческую эволюцию взглядов на геологическое строение рассматриваемой территории, в ходе которой происходило постепенное усложнение металлогенических построений и увеличение количества таксонов, в первую очередь, рудных узлов. В то же время неизменным для большинства исследователей оставался вывод о том, что ведущими критериями выделения и локализации золоторудных узлов

являются структурный и литологический. Литологический критерий заключается в приуроченности большинства проявлений золота к останцам стратифицированных комплексов метаморфогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных пород, образованных преимущественно в условиях эпиплатформенных чехлов (грабены и впадины) и континентальных окраин различных геодинамических обстановок, которые в большинстве своём претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм. В пределах этих стратифицированных комплексов золотое оруденение тяготеет к зонам разломов длительного развития и шовным структурам северо-восточного простирания (структурный критерий) и к узлам сопряжения разрывных нарушений со слабопроявленными, «скрытыми» разломами северо-западного направления, которые часто сопровождаются флексурными перегибами слоистых пород, резкими погружениями (воздыманиями) шарниров складок.

Несмотря на значительное количество перспективных площадей, в пределах которых установлено многообразие видов минеральных образований рудного золота, можно констатировать весьма скромные результаты работ по выявлению промышленно значимых золоторудных объектов и значительный дисбаланс в пользу россыпного золота; россыпное золото составляет более 95 % в балансе запасов и добычи. По мнению авторов данной работы, основными причинами наблюдаемого дисбаланса коренные источники – россыпи являются: слабая изученность отдельных площадей; неблагоприятные ландшафтные обстановки, не позволившие выявить скрытые золоторудные месторождения традиционными поисковыми методами; исторически обусловленное распределение сил при проведении ГРР в пользу поисков и разведки россыпей, при поисках рудного золота основной упор делался на выявление кварцево-жильного оруденения.

Исходя из вышесказанного и учитывая особенности металлогенического строения Баунтовского РРР, по мнению авторов, можно говорить о перспективности рассматриваемой территории на выявление месторождений рудного золота различных рудно-формационных типов. В качестве примеров можно привести конкретные участки с прогнозируемым промышленным оруденением:

- золото-кварцевый РФТ – Ципиканский РУ, где выделяется минерализованная зона с золото-



кварцевым прожилкованием и кварцевыми золоторудными жилами, детально изученная лишь в пределах мелкого месторождения Горное;

- золото-сульфидно-кварцевый РФТ, наиболее ярким представителем которого на рассматриваемой территории является месторождение Троицкое, представленное штокверкоподобным телом, сложенным сульфидно-кварцевыми прожилками и зонами интенсивного окварцевания;

- золото-сульфидный РФТ, к перспективным представителям которого можно отнести слабоизученное Точерское рудопроявление (Троиц-

кий РУ), Витимканскую минерализованную зону (Карафтитский РУ), Долгоульский участок в южной части Алакарского РУ; для всех этих перспективных площадей характерна близость структурно-литологического строения с хорошо изученными крупными объектами в пределах Ленского района и других регионов;

- золото-полиметаллический РФТ в карбонатных толщах, прогнозируемый на Талойском Fe-Mn месторождении и некоторых других участках, образующий достаточно мощные и протяжённые минерализованные золотоносные зоны.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. – Новосибирск : Наука, 1975. – 46 с.
2. Буряк В. А., Бакулин Ю. И. Металлогения золота. – Владивосток : Дальнаука, 1998. – 403 с.
3. Гамчян А. А., Белозеров Н. И., Шатохин И. И., Морозов Н. А., Кузнецов В. А. Отчет Васильевской партии по результатам геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на площади листа N-49-48-Г. – Улан-Удэ : Бурятское геологическое управление, 1964. – 253 с.
4. Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Ласточкин Н. И., Ситникова В. С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Доклады РАН. – 2009. – Т. 429, № 3. – С. 359–364.
5. Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Руженцев С. В., Минина О. Р., Климук В. С., Ветлужских Л. И. [и др.] История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 589–614.
6. Горячев Н. А., Гамянин Г. Н., Шпикерман В. И. [и др.] Основные принципы металлогенического анализа складчатых поясов (на примере Северо-Востока России) : Учеб. пособие для студентов геологич. спец. – Магадан : Кордис, 2004. – 86 с.
7. Донцов В. Ф. Отчет по работам Талойской поисково-разведочной партии Багдаринской комплексной партии за 1953 г. – Иркутск : Иркутское геологическое управление, 1954. – 126 с.
8. Золото Бурятии. Кн. 1. Структурно-металлогеническое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка / Рошкетав П. А., Миронов А. Г., Дорошкевич Г. И. [и др.]. – Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 2000. – 460 с.
9. Зубов Е. И. Геологический отчет о результатах работ, выполненных по объекту «Комплексная обработка и интерпретация аэрогеофизических и космических материалов» в рамках объекта «Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 50 000 Витимского горнорудного района». – СПб. : ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика», 2010. – 161 с.
10. Иванов А. И., Конкин В. Д. Особенности поисков золоторудных месторождений в районах развития делювиальных курумовых развалов // Отечественная геология. – 2017. – № 6. – С. 14–24.
11. Кашиников В. М., Кирсанова Н. И., Циулин Г. Н. Результаты поисков и разведки россыпного золота в бассейне рек Витимкана и Горбылка Ципиканского, с подсчетом запасов на 1 января 1987 г. Отчет Карафтитской партии за 1983–1986 гг. – Багдарин : Багдаринская ГРЭ, 1987. – 205 с.
12. Корчагина Д. А., Агибалов О. А. Опыт прогнозирования перспективных на золотое оруденение площадей на основе проведения комплексного анализа рудной и россыпной золотоносности (Забайкальский край) // Отечественная геология. – 2020. – № 1. – С. 5–26.
13. Ли Л. В. Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. – Красноярск : КНИИГиМС, 2003. – 120 с.
14. Метелкин Д. В., Минина О. Р., Юлдашев А. А., Михальцов Н. Э. К вопросу о возрасте и условиях формирования багдаринской толщи (Западное Забайкалье): предварительные результаты палеонтологических и палеомагнитных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : Материалы научного совещания. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2006. – С. 20–23.

15. Минина О. Р., Доронина Н. А., Некрасов Г. Е., Ветлужских Л. И., Ланцева В. С., Аристов В. А., Наугольных С. В., Куриленко А. В., Ходырева Е. В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. – 2016. – № 3. – С. 63–84.
16. Позднякова Н. Н. Использование типоморфных признаков россыпного золота при прогнозировании и поисках рудных месторождений (на примере россыпей Шахтаминского района Забайкалья и россыпи р. Чай-Юрья Магаданской области) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минералогия» : дис. на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Позднякова Наталья Николаевна. – М. : ЦНИГРИ, 2015. – 140 с.
17. Руженцев С. В., Минина О. Р., Некрасов Г. Е., Аристов В. А., Голионко Б. Г., Доронина Н. А., Лыхин Д. А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. – 2012. – № 2. – С. 3–28.
18. Супрун В. П., Супрун Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Троицкого рудного узла. Отчет Рудной партии за 1975–1980 гг. – Улан-Удэ : Бурятское геологическое управление, 1980. – 281 с.
19. Фишев Н. А., Шелгачев К. М., Игнатович В. И., Гусев Ю. П. [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 «Чита». Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 604 с.
20. Шелгачёв К. М., Шатковская Л. В., Курбатова Е. И. [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-ХП «Ципикан». – М. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 148 с.
21. Шелгачёв К. М., Шатковская Л. В., Скулыбердин А. А. [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII «Багдарин». – М. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 121 с.
22. Шелковников М. Ф. Троицкий рудный узел. Геологическое строение и золоторудная минерализация. Отчёт Центральной партии по поисковой оценке рудного золота в Кудур-Таликитской и Точерской зонах за 1985–1996 гг. Кн. 1. – Улан-Удэ–Багдарин : Багдаринская геологоразведочная экспедиция, 1996. – 232 с.
23. Шелковников М. Ф., Яценко Р. И. Условия формирования и поисковые признаки золотоносных россыпей на примере россыпей Баргузинской тайги. Отчет по теме 242 за 1973–1975 гг. – Улан-Удэ : Бурятское геологическое управление, 1975. – 350 с.
24. Шер С. Д. О соотношении масштабов коренной и россыпной золотоносности в различных золотоносных провинциях Земного шара // Советская геология. – 1965. – № 3. – С. 3–9.

## REFERENCES

1. Buryak V. A. Metamorfogenno-gidrotermal'nyy tip promyshlennogo zolotogo orudneniya [Metamorphogenic-hydrothermal type of industrial gold mineralization], Novosibirsk, Nauka publ., 1975, 46 p. (In Russ.)
2. Buryak V. A., Bakulin Yu. I. Metallogeniya zolota [Metallogeny of gold], Vladivostok, Dal'nauka publ., 1998, 403 p. (In Russ.)
3. Gamchyan A. A., Belozarov N. I., Shatokhin I. I., Morozov N. A., Kuznetsov V. A. Otchet Vasil'yevskoy partii po rezul'tatam geologos'yemochnykh i poiskovykh rabot masshtaba 1, 50 000 na ploshchadi lista N-49-48-G [Report of the Vasilievskaya party on the results of geological survey and exploration work on a scale of 1:50,000 on the area of sheet N-49-48-G], Ulan-Ude, Buryatskoye geologicheskoye upravleniye publ., 1964, 253 p. (f) (In Russ.)
4. Gordiyenko I. V., Bulgatov A. N., Lastochkin N. I., Sitnikova V. S. Sostav, U-Pb izotopnyy vozrast (SHRIMP-II) ofiolitovoy assotsiatsii Shamanskoy paleosprengovoy zony i usloviya yeye formirovaniya (Severnoye Zabaykal'ye) [Composition, U-Pb isotope age (SHRIMP-II) of the ophiolite association of the Shaman paleosprenging zone and conditions of its formation (Northern Transbaikalia)], Doklady RAN, 2009, T. 429, No. 3, pp. 359–364. (In Russ.)
5. Gordiyenko I. V., Bulgatov A. N., Ruzhentsev S. V., Minina O. R., Klimuk V. S., Vetluzhskikh L. I. [et al.] Istoriya razvitiya Udino-Vitimskoy ostrovoduzhnoy sistemy Zabaykal'skogo sektora Paleoaziatskogo okeana v pozdnem rifeye–paleozoye [History of the development of the Uda-Vitim island-arc system of the Transbaikal sector of the Paleo-Asian Ocean in the late Riphean–Paleozoic], Geologiya i geofizika, 2010, T. 51, No. 5, pp. 589–614. (In Russ.)

6. *Goryachev N. A., Gamyarin G. N., Shpikerman V. I.* [et al.] *Osnovnyye printsipy metallogenicheskogo analiza skladchatykh pojasov (na primere Severo-Vostoka Rossii), Ucheb. posobiye dlya studentov geologicheskikh spets. [Basic principles of metallogenic analysis of folded belts (using the North-East of Russia as an example), Textbook for students of geological specialties.]*, Magadan, Kordis publ., 2004, 86 p. (In Russ.)
7. *Dontsov V. F.* *Otchet po rabotam Taloy skoy poiskovo-razvedochnoy partii Bagdarinskoy kompleksnoy partii za 1953 g [Report on the work of the Taloy exploration party of the Bagdara complex party for 1953]*, Irkutsk, Irkutskoye geologicheskoye upravleniye publ., 1954, 126 p. (f) (In Russ.)
8. *Zoloto Buryatii. Kn. 1. Strukturno-metallogenicheskoye rayonirovaniye, geologicheskoye stroyeniye mestorozhdeniy, resursnaya otsenka [Gold of Buryatia. Book 1. Structural-metallogenetic zoning, geological structure of deposits, resource assessment]*, Roshchekhtayev P. A., Mironov A. G., Doroshkevich G. I. [et al.], Ulan-Ude, BNTS SO RAN publ., 2000, 460 p. (In Russ.)
9. *Zubov Ye. I.* *Geologicheskyy otchet o rezul'tatakh rabot, vypolnennykh po ob'yektu "Kompleksnaya obrabotka i interpretatsiya aerogeofizicheskikh i kosmicheskikh materialov" v ramkakh ob'yekta "Kompleksnaya aerogeofizicheskaya s'yomka masshtaba 1, 50 000 Vitimskogo gornorudnogo rayona" [Geological report on the results of work carried out on the project "Complex processing and interpretation of airborne geophysical and space materials" within the framework of the project "Complex airborne geophysical survey of the scale 1:50 000 of the Vitim mining region"]*, St. Petersburg, ZAO "NPP VIRG-Rudgeofizika" publ., 2010, 161 p. (f) (In Russ.)
10. *Ivanov A. I., Konkin V. D.* *Osobennosti poiskov zolotorudnykh mestorozhdeniy v rayonakh razvitiya deluvial'nykh kurumovykh razvalov [Features of prospecting for gold ore deposits in areas of development of deluvial kurum collapses]*, *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 6, pp. 14–24. (In Russ.)
11. *Kashnikov V. M., Kirsanova N. I., Tsiulin G. N.* *Rezultaty poiskov i razvedki rossypnogo zolota v bassejne rek Vitimkana i Gorbylka Tsipikanskogo, s podschetom zapasov na 1 yanvarya 1987 g. Otchet Karaftitskoy partii za 1983–1986 gg [Results of prospecting and exploration of placer gold in the basin of the Vitimkan and Gorbylka Tsipikansky rivers, with calculation of reserves as of January 1, 1987. Report of the Karaftit party for 1983–1986]*, Bagdarinskaya GRE publ., 1987, 205 p. (f) (In Russ.)
12. *Korchagina D. A., Agibalov O. A.* *Opyt prognozirovaniya perspektivnykh na zolotoye orudeneniye ploshchadey na osnove provedeniya kompleksnogo analiza rudnoy i rossypnoy zolotonosnosti (Zabaykal'skiy kray) [Experience in forecasting areas promising for gold mineralization based on a comprehensive analysis of ore and placer gold content (Trans-Baikal Territory)]*, *Otechestvennaya geologiya*, 2020, No. 1, pp. 5–26. (In Russ.)
13. *Li L. V.* *Olimpiadinskoye mestorozhdeniye vkraplenykh zoloto-sul'fidnykh rud [Olimpiada deposit of disseminated gold-sulfide ores]*, Krasnoyarsk, KNIIGiMS publ., 2003, 120 p. (In Russ.)
14. *Metelkin D. V., Minina O. R., Yuldashev A. A., Mikhail'tsov N. E.* *K voprosu o vozraste i usloviyakh formirovaniya bagdarinskoy tolshchi (Zapadnoye Zabaykal'ye): predvaritel'nyye rezul'taty paleontologicheskikh i paleomagnitnykh issledovaniy [On the age and conditions of formation of the Bagdara sequence (Western Transbaikalia): preliminary results of paleontological and paleomagnetic studies]*, *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu), Materialy nauchnogo soveshchaniya*, Irkutsk, IZK SO RAN publ., 2006, pp. 20–23. (In Russ.)
15. *Minina O. R., Doronina N. A., Nekrasov G. Ye., Vetluzhskikh L. I., Lantseva V. S., Aristov V. A., Naugol'nykh S. V., Kurilenko A. V., Khodyreva Ye. V.* *Ranniye gertsinidy Baykalo-Vitimskoy skladchatoy sistemy (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Early Hercynides of the Baikal-Vitim folded system (Western Transbaikalia)]*, *Geotektonika*, 2016, No. 3, pp. 63–84. (In Russ.)
16. *Pozdnyakova N. N.* *Ispol'zovaniye tipomorfnykh priznakov rossypnogo zolota pri prognozirovanii i poiskakh rudnykh mestorozhdeniy (na primere rossypey Shakhtaminskogo rayona Zabaykal'ya i rossypi r. Chay-Yur'ya Magadanskoy oblasti) [Use of typomorphic features of placer gold in forecasting and prospecting for ore deposits (using the example of placers in the Shakhtaminsky district of Transbaikalia and the placer of the Chai-Yurya River in the Magadan region)]*, Moscow, TSNIGRI publ., 2015, 140 p. (In Russ.)
17. *Ruzhentsev S. V., Minina O. R., Nekrasov G. Ye., Aristov V. A., Golionko B. G., Doronina N. A., Lykhin D. A.* *Baykalo-Vitimskaya skladchataya sistema: stroyeniye i geodinamicheskaya evolyutsiya [Baikal-Vitim folded system: structure and geodynamic evolution]*, *Geotektonika*, 2012, No. 2, pp. 3–28. (In Russ.)
18. *Suprun V. P., Suprun L. A.* *Geologicheskoye stroyeniye i poleznyye iskopayemyye Troitskogo rudnogo uzla. Otchet Rudnoy partii za 1975–1980 gg [Geological structure and useful minerals of the Troitsky ore cluster. Ore party report for 1975–1980]*, Ulan-Ude, Buryatskoye geologicheskoye upravleniye publ., 1980, 281 p. (f) (In Russ.)
19. *Fishev N. A., Shelgachev K. M., Ignatovich V. I., Gusev Yu. P.* [et al.] *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy federatsii. Masshtab 1, 1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Aldano-Zabaykal'skaya*



- ya. List N-49 "Chita". Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1, 1,000,000 (third generation). Aldan-Transbaikals Series. Sheet N-49 "Chita". Explanatory Note], St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI publ., 2011, 604 p. (In Russ.)
20. *Shelgachov K. M., Shatkovskaya L. V., Kurbatova Ye. I.* [et al.] Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1, 200 000. Izdaniye vtoroye. Seriya Barguzino-Vitimskaya. List N-49-XII "Tsiplan" [State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1, 200,000. Second Edition. Barguzin-Vitim Series. Sheet N-49-XII "Tsiplan"], Moscow, FGBU "VSEGEI" publ., 2019, 148 p. (In Russ.)
  21. *Shelgachov K. M., Shatkovskaya L. V., Skulyberdin A. A.* [et al.] Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izdaniye vtoroye. Seriya Barguzino-Vitimskaya. List N-49-XVIII "Bagdarin" [State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:200,000. Second Edition. Barguzin-Vitim Series. Sheet N-49-XVIII "Bagdarin"], Moscow, FGBU "VSEGEI" publ., 2019, 121 p. (In Russ.)
  22. *Shelkovnikov M. F.* Troitskiy rudnyy uzel. Geologicheskoye stroeniye i zolotorudnaya mineralizatsiya. Otchet Tsentral'noy partii po poiskovoy otsenke rudnogo zolota v Kudur-Talikitskoy i Tocherskoy zonakh za 1985–1996 gg. Kn. 1 [Troitsky Ore Cluster. Geological Structure and Gold Mineralization. Report of the Central Party on the Exploration Evaluation of Gold Ore in the Kudur-Talikit and Tocher Zones for 1985–1996. Book 1], Ulan-Ude–Bagdarin, Bagdarinskaya geologorazvedochnaya ekspeditsiya publ., 1996, 232 p. (f) (In Russ.)
  23. *Shelkovnikov M. F., Yatsenko R. I.* Usloviya formirovaniya i poiskovyye priznaki zolotonosnykh rossypey na primere rossypey Barguzinskoy taygi. Otchet po teme 242 za 1973–1975 gg [Formation conditions and exploration features of gold-bearing placers using the Barguzin taiga placers as an example. Report on topic 242 for 1973–1975], Ulan-Ude, Buryatskoye geologicheskoye upravleniye publ., 1975, 350 p. (f) (In Russ.)
  24. *Sher S. D.* O sootnoshenii masshtabov korennoy i rossypnoy zolotonosnosti v razlichnykh zoloto-nosnykh provintsiyakh Zemnogo shara [On the relationship between the scales of primary and placer gold deposits in various gold-bearing provinces of the globe], Sovetskaya geologiya, 1965, No. 3, pp. 3–9. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 07.04.26; одобрена после рецензирования 21.04.26; принята к публикации 21.04.26.  
The article was submitted 07.04.26; approved after reviewing 21.04.26; accepted for publication 21.04.26.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.

## Детальное изучение внутреннего строения кимберлитовых трубок как необходимый элемент уточнения методики и повышения эффективности поисковых, разведочных и добычных работ на алмазы

**Аннотация.** Особенности строения и вещественного состава детально разбуренных кимберлитовых трубок можно использовать для уточнения: 1) тектонических предпосылок выделения перспективных участков, 2) «образа» отражения трубок в геофизических полях, 3) направления перемещения кимберлитового материала на палеоповерхности, 4) петрографических критериев выделения рудных блоков, 5) возраста трубок, 6) косвенных признаков возможного присутствия в районе проявлений кимберлитового (в том числе и алмазоносного) магматизма. Такое обоснованное уточнение, дополнение методики проведения поисковых, разведочных и добычных работ может привести к повышению их эффективности при минимальных дополнительных затратах. Необходимо на уровне требований Министерства Природных Ресурсов РФ и Государственной Комиссии по Запасам полезных ископаемых РФ утвердить введение такого вида работ, как детальное и всестороннее изучение геологического строения и вещественного состава геологических объектов в качестве обязательного вида на всех стадиях геологоразведочного процесса.

**Ключевые слова:** кимберлиты, мелилититы, трубки, морфология, тектоника, петрология, магнитные аномалии, возраст, Зимний Берег, Архангельск, Средний Тиман, Накынское поле, Якутия.

САБЛУКОВ СЕРГЕЙ МИХАЙЛОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, генеральный директор,  
Sablukoff@rambler.ru

ООО ИНПК «РУСГЕО», г. Москва

## A detailed study of the internal structure of kimberlite pipes as a necessary element for refining the methodology and increasing the efficiency of the geological prospecting, exploration, and mining for diamonds

S. M. SABLUKOV

ООО INPK "RUSGEO", Moscow

**Abstract.** The structural and compositional features of kimberlite pipes studied in details by drilling can be used to clarify: 1) tectonic prerequisites for identifying promising areas, 2) "image" of the pipe reflection in geophysical fields, 3) direction of the kimberlite material movement on the paleosurface, 4) petrographic criteria for identifying the ore blocks, 5) age of the pipes, and 6) indirect evidence of the possible presence of kimberlite magmatism (including diamond-bearing one) in the area. Such a substantiated refinement and supplementation of the prospecting, exploration, and mining methodologies can lead to increasing their efficiency with minimal additional costs. It is necessary to introduce detailed and comprehensive studies of the geological structure and composition of geological objects as a mandatory work type at all stages of the geological exploration process and to approve its status as requirements of the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation and the State Commission on Mineral Reserves of the Russian Federation.

**Key words:** kimberlites, melilitites, pipes, morphology, tectonics, petrology, magnetic anomalies, age, Zimniy Bereg, Arkhangelsk, Middle Timan, Nakyn Field, Yakutia.

**Возможности использования информации разведочных работ для решения попутных научно-практических задач.** Подготовка к разработке коренных месторождений алмаза (кимберлитовых трубок) предполагает большой объём разведочных буровых работ для максимально точного, достоверного и обоснованного выделения рудных блоков и корректного подсчёта запасов рудной массы и алмазов. При этом густая сеть разведочных буровых скважин и (или) горных выработок (иногда очень густая сеть, рис. 1, А) может быть использована не только для обоснованного подсчёта запасов (для чего она, сеть, собственно только изначально и предназначена), но и для, казалось бы, совершенно не предполагавшегося заранее уточнения самых разных сторон геологических процессов – от научной стороны (генетической) до практической (производственной поисково-разведочной). Но для этого необходимо попутное и дополнительное, детальное и всестороннее изучение геологического строения и вещественного состава кимберлитовых трубок, не входящее в утверждённый состав обязательных видов разведочных работ при подсчёте запасов (впрочем, такое как будто бы «необязательное», но полезное попутное детальное и всестороннее изучение кимберлитовых трубок желательно и даже необходимо проводить на любом этапе поисковых, разведочных и добычных работ).

Всестороннее изучение геологического строения и вещественного состава детально разбуренных на всех этапах геолого-разведочных работ кимберлитовых трубок разных районов позволяет использовать некоторые выявленные их особенности как дополнительные благоприятные предпосылки для выбора наиболее перспективных поисковых участков, уточнения «образа» вероятного отражения искомого магматического объекта в наблюдаемых геофизических полях, уточнения направления перемещения кимберлитового материала, выброшенного на палеоповерхность Земли, уточнения времени внедрения трубок, корректного выделения обособленных рудных столбов и разведочных блоков, а также выявления косвенных признаков возможного присутствия в районе проявлений кимберлитового (в том числе и алмазоносного) магматизма. Такое обоснованное уточнение, дополнение методики проведения поисковых, разведочных и добычных работ может привести к повышению их эффективности. Примеры такого использования выявленных особенностей

кимберлитовых трубок при их детальном (и, к сожалению, необязательном в настоящее время) изучении приводятся в этой статье как обоснование необходимости их детального изучения.

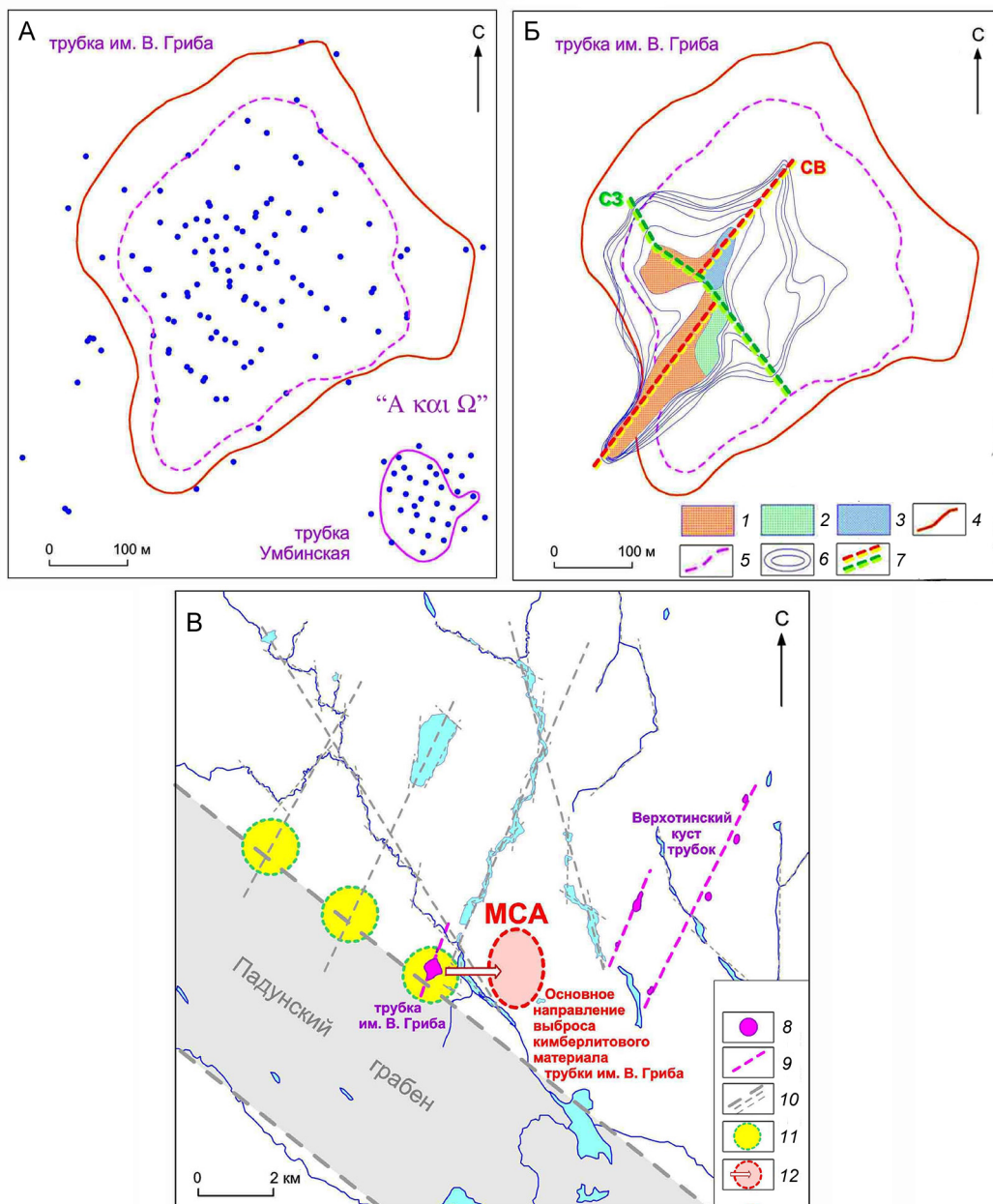
**Выявление благоприятных поисковых предпосылок.** Процесс образования кимберлитовых трубок продолжителен и многогранен. Разные стороны этого процесса оставляют своеобразные отчётливые «следы» в расположении на местности, внутреннем геологическом строении, а также структуре и вещественном составе пород кимберлитовых трубок. Выявление подобных «следов» при детальном изучении кимберлитовых трубок в процессе их оценки и разведки позволяет восстанавливать характер процессов на разных этапах их образования, а значит, и прогнозировать развитие аналогичных процессов в подобных условиях при поисках новых кимберлитовых объектов. Можно выделить несколько типов выявленных таким способом дополнительных благоприятных поисковых предпосылок:

- тектонические;
- геофизические;
- шлихо-минералогические;
- петрографические;
- геохронологические;
- петрологические.

### **Тектонические предпосылки.**

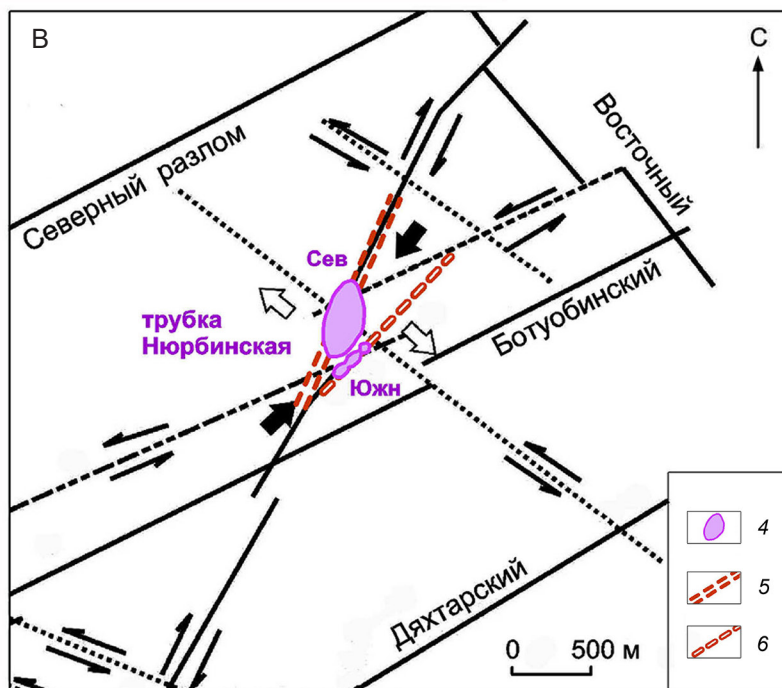
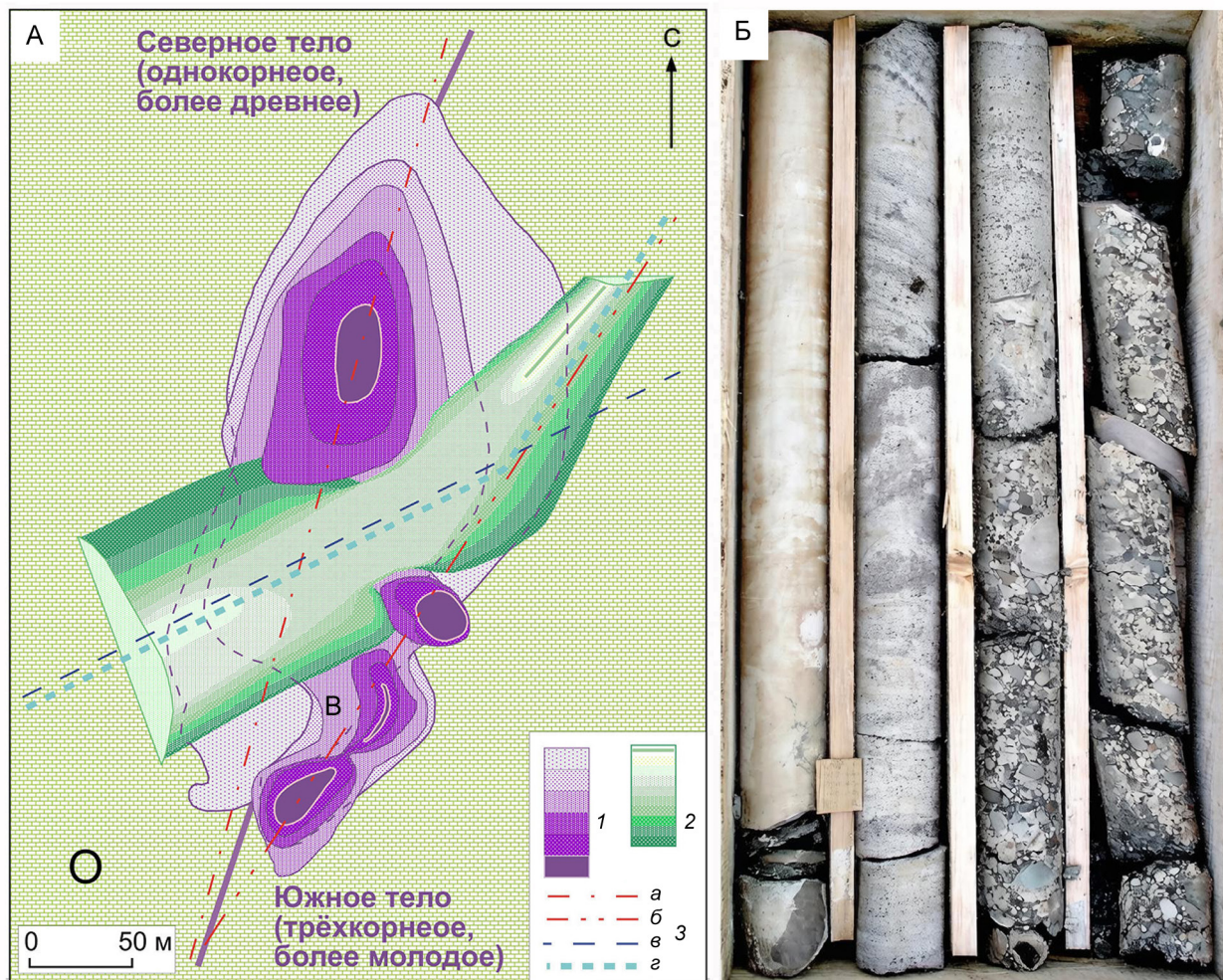
1. *Трубка им. В. Гриба, Зимнебережный кимберлитовый район Архангельской алмазоносной провинции.* При разведке на трубке им. В. Гриба пробурено около 40 тыс. пог. м скважин (в 2 раза больше, чем на примерно такой же по размеру трубке Архангельская месторождения им. М. В. Ломоносова), поскольку изначально предполагался подземный способ её отработки (см. рис. 1, А). Поэтому удалось выявить некоторые интересные особенности строения этой трубки, в том числе в наиболее глубокой её части. Тонкие морфологические особенности тела трубки им. В. Гриба до горизонта -900 м (или до глубины 940 м от палеоповерхности трубки) проявлены в виде серии разнонаправленных линейных элементов, которые отражают отчётливое влияние тектонических процессов на зарождение и формирование вулканического канала (см. рис. 1, Б). Образование вулканического жерла произошло в зоне пересечения двух основных разломов: главного северо-восточного рудоконтролирующего разлома и северо-западного разлома (связанного с зоной разломов северного борта Падунского грабена), вдоль которого





**Рис. 1. Тектоническая позиция трубки им. В. Гриба в системе рудоконтролирующих разломов:**

А – точки расположения (устья) буровых скважин на трубке им. В. Гриба в сравнении с трубкой Умбинская (Средний Тиман); «Альфа и Омега» («А και Ω») кимберлитового магматизма Русской платформы: трубка Умбинская (первая кимберлитовая трубка, 1977 г.) и трубка им. В. Гриба (заключительное (пока) месторождение алмазов, 1996 г.); Б – тектоническая позиция «зарождения» вулканического канала и распределение типов кимберлитовых пород трубки им. В. Гриба на максимальной доступной для изучения глубине (горизонте -900 м): 1–3 – кимберлитовые породы: 1 – столб эруптивных («выброшенных») пород, 2 – туффзиты, 3 – лавы; 4–5 – контуры поверхности части трубки: 4 – кратерной и 5 – жерловой; 6 – контуры жерловой части трубки на горизонтах от -900 до -300 м; 7 – зоны предполагаемых рудоконтролирующих разломов (использованы данные ЗАО «Архангельскгеолразведка»); В – расположение возможных перспективных поисковых участков в окрестностях трубки им. В. Гриба на основании учёта благоприятных тектонических и шлихо-минералогических факторов: 8 – трубки кимберлитовых пород; 9 – зоны рудоконтролирующих разломов; 10 – зоны тектонических нарушений разного порядка; 11 – перспективные поисковые площади; 12 – область и направление преимущественного выброса кимберлитового материала из вулканической трубки им. В. Гриба





произошёл левый сдвиг главного разлома с амплитудой примерно 50 м. Именно эта локальная ослабленная зона пересечения двух разломов со сдвигом могла дать начало возникновению вулканического канала и затем – длительному процессу извержений кимберлитового материала с преимущественной эксплозивной эрозией стенок канала именно вдоль тектонически ослабленных линейных зон, подчёркивая их направления. Причём, если максимальная амплитуда удлинённых «лепестков» проработки вулканического канала, постепенно заполненных столбом эруптивных пород («ксенотуфобрекчий»), характерна для первой, эксплозивной фазы извержения кимберлитового материала, то S-образная морфология кимберлитовых тел двух последующих фаз внедрения: туффизитов («автолитовых брекчий») 2-й фазы и лав («порфировых кимберлитов») 3-й фазы указывает на то, что и зарождение, и «работа» вулканического канала трубки им. В. Гриба от начальных до конечных извержений приурочены именно к локальной зоне левого сдвига рудоконтролирующего северо-восточного разлома. На основании учёта этих выявленных благоприятных тектонических факторов можно прогнозировать расположение возможных новых перспективных поисковых участков в окрестностях трубки им. В. Гриба в соседних областях пересечения северо-западной зоны разломов северного борта Падунского грабена с потенциальными рудоконтролирующими северо-восточными разломами (см. рис. 1, В). Аналогичная структурная приуроченность к области левого сдвига рудоконтролирующего разлома отмечается и для высокоалмазоносной кимберлитовой трубки Нюрбинская Накынского поля Якутской кимберлитовой провинции [5] (рис. 2, В). Таким образом, зоны сдвига рудоконтролирующего разлома могут являться благоприятным тектони-

ческим фактором при выборе наиболее перспективных участков для детальных поисков в районах кимберлитового магматизма. В связи с этим необходимо отметить, что расположение в окрестности трубки им. В. Гриба некоторых выделенных нами в 2021 г. самых интенсивных и контрастных шлиховых ореолов пикроильменита ближнего сноса в перекрывающих трубки породах грубоборучейской свиты нижнего карбона ( $C_{lg}$ ) совпадает с зонами наиболее благоприятных тектонических предпосылок.

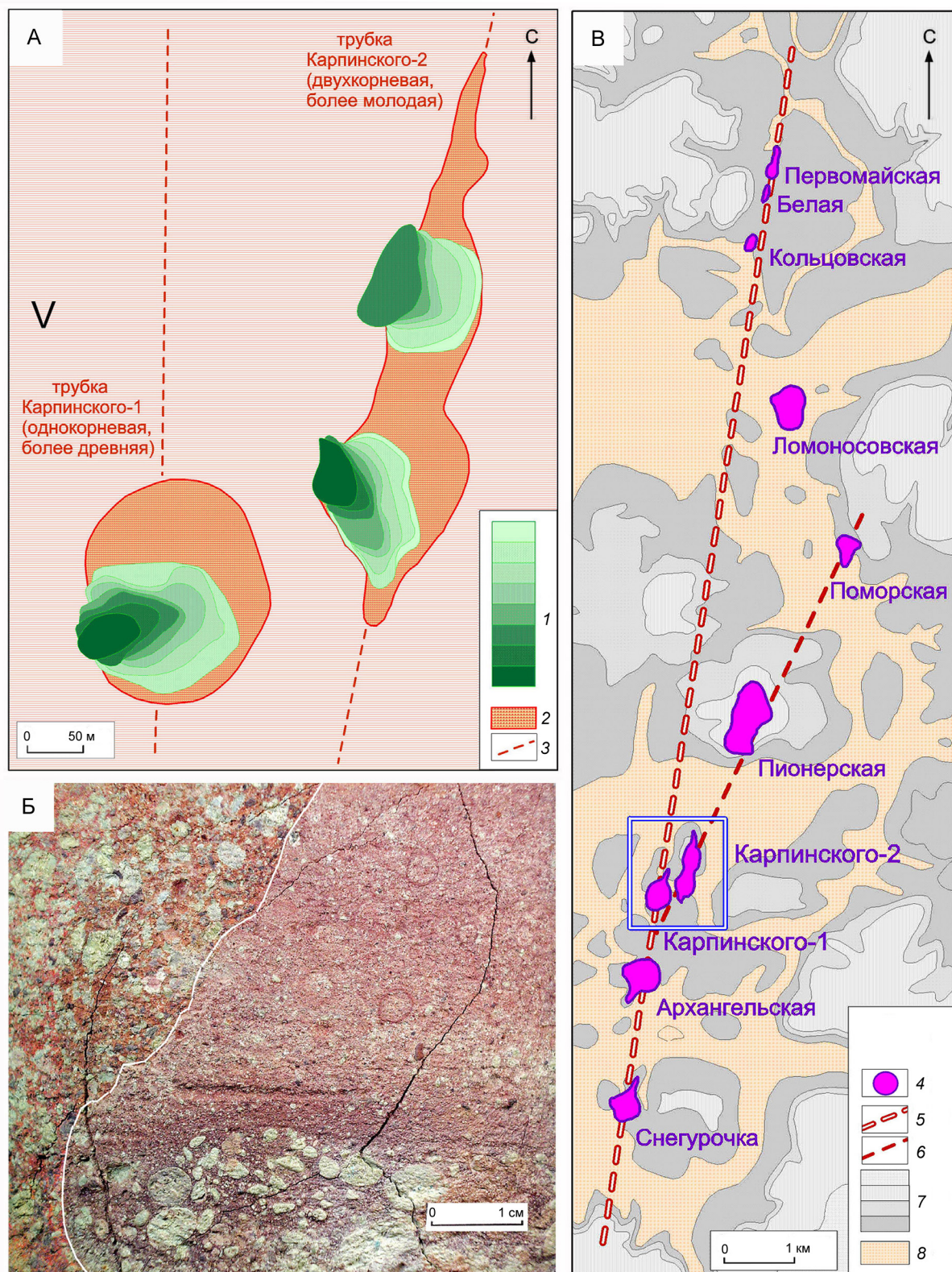
Детальное изучение некоторых многокорневых кимберлитовых трубок показывает, что они представляют собой разновозрастные обособленные геологические объекты, имеющие к тому же и разную тектоническую приуроченность и даже (иногда) разную петрологическую сущность.

2. В *Накынском кимберлитовом поле (Якутская алмазоносная провинция)* трубка Нюрбинская состоит из двух кимберлитовых тел: Северного тела (основного, однокорневого) и Южного тела (сопутствующего, трёхкорневого), которые совмещаются в верхней части трубки (см. рис. 2, А). По косвенным признакам Южное тело внедрилось позже Северного – в нём присутствуют многометровые блоки («плавающие рифы») кимберлитовых пород кратерной фации с отчётливо проявленной градационной слоистостью (от конгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников до мелкозернистых карбонатных песчаников с исчезающе малой примесью кимберлитового материала) (см. рис. 2, Б). То есть Южное тело трубки внедрялось, прорывая уже литифицированные расслоенные вулканогенно-осадочные кимберлитовые породы кратерной части Северного тела. При этом основное, Северное тело трубки внедрилось вдоль главного рудоконтролирующего разлома (СВ  $15^\circ$ ), а трёхкорневое Южное тело

**Рис. 2. Особенности тектонической приуроченности соседних Северного и Южного тел трубки Нюрбинская к основному рудоконтролирующему и оперяющему разломам:**

А – модельный погоризонтный план трубки Нюрбинская с условно снятыми кимберлитовыми породами выше контакта со штоком базитов (использованы данные Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА»): 1–2 – изменение контура: 1 – трубки и 2 – штока базитов с глубиной; 3 – разломы: а – кимберлитов рудоконтролирующий, б – кимберлитов оперяющий, в – базитов магмоконтролирующий, г – простираение штока базитов в трубке; Б – блок («плавающий риф») кимберлитовых пород кратерной фации – расслоенных туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и карбонатных песчаников (кern скважины № 9/470, интервал глубин 450,0–454,0 м, расположение kern в kernовом ящике по глубине – сверху вниз и слева направо, длина ячейки в ящике один метр); В – приуроченность тел трубки Нюрбинская к основному рудоконтролирующему и оперяющему разломам на тектоно-динамической схеме центральной части Накынского поля, по [5]; 4 – кимберлитовая трубка; 5 – основной рудоконтролирующий разлом; 6 – оперяющий разлом





трубки – вдоль оперяющего разлома (СВ 32°). Интересно отметить, что шток посткимберлитовых базитов внедрился в ослабленную зону между Северным и Южным телом кимберлитов трубки Нюрбинская (см. рис. 2, А), причём западнее трубки шток имеет азимут простирания, типичный для основных магмоконтролирующих разломов базальтовых тел Накынско-го поля (СВ 64°), а восточнее трубки – резко меняет простирание на СВ 32° – строго вдоль оперяющего разлома Южного кимберлитового тела трубки, что косвенно подчёркивает высокую степень тектонической проработки разлома и резкое увеличение проницаемости кимберлитовмещающего цоколя в зоне оперяющего разлома трубки Нюрбинская [16].

3. В Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) аналогичное тектоническое положение-сочетание в месторождении им. М. В. Ломоносова занимают две сближенные трубки – Карпинского-1 (однокорневое тело, главный контролирующий разлом, СВ 10°) и Карпинского-2 (двухкорневое тело, оперяющий разлом, СВ 25°) (рис. 3, А). Несмотря на присутствие в кимберлитовых породах обеих трубок однотипных фрагментов обугленной древесины руководящей формы позднего девона (*Callixylon* sp.), трубка Карпинского-2 (также как и Южное тело трубки Нюрбинская) является относительно более молодой, поскольку содержит многочисленные ксенолиты (глыбы и щебень) кимберлитовых пород параллельнослоистой и даже пизолитовой текстуры (лапиллиевых и пепловых туфов, туффитов, туфопесчаников (см. рис. 3, Б), не отличимых от аналогичных пород кратерной фации трубки Карпинского-1 [17]) – то есть фрагменты уже литифицированных пород кратерной фации (или прикратерного вала) более древней трубки. В данном случае эти две предельно (до

100 м!) сближенные трубки не только приурочены к разным тектоническим рудоконтролирующим элементам, но и относятся к двум разным петрологическим типам кимберлитов месторождения им. М. В. Ломоносова (и Золотицкого куста в целом). Трубка Карпинского-1 принадлежит к Южной группе трубок Золотицкого куста, для которых характерна изометричная форма и резкое (подавляющее) преобладание мантийного материала гроспидитовой субфации глубинности С2 (давление образования 27–34 кбар [21]), а трубка Карпинского-2 принадлежит к Северной группе трубок, характеризующихся удлинённой (до сильно вытянутой) формой и резким (подавляющим) преобладанием мантийного материала коэситовой субфации глубинности С3 (давление образования 34–40 кбар [21]) [1].

Возможно, похожий характер сочетания имеют и резко различающиеся по строению соседние трубки Ан-7466-Северная и Ан-7466-Южная, поскольку в ксенотуффитах («ксенотуфобрекциях») жерловой фации трубки Ан-7466-Северная присутствуют многочисленные ксенолиты (щебень) туфопесчаников кимберлитов – уже литифицированных пород кратерной фации соседней, более древней Южной трубки.

Таким образом, сближенные, сдвоенные кимберлитовые трубки соответственно, основная, однокорневая, более древняя приурочены к основному рудоконтролирующему разлому, а более молодая, многокорневая (нередко) – к оперяющему разлому. Поэтому при проведении поисковых работ в районе внимание нужно уделять не только зоне основного рудоконтролирующего разлома, но и зонам разломов оперяющих, по которым тоже могут внедряться кимберлитовые тела, в том числе и, возможно, на значительном расстоянии от основного рудоконтролирующего разлома (см. рисунки 2, В и 3, В).

**Рис. 3. Особенности тектонической приуроченности соседних кимберлитовых трубок Карпинского-1 и Карпинского-2 к основному рудоконтролирующему и оперяющему разломам:**

А – модельный погоризонтный план столбов туффизитов («автолитовых брекчий») кимберлитов трубок Карпинского-1 и Карпинского-2 (использованы данные ГРЭ №17 ПГО «Невское»): 1 – совмещённые планы столбов туффизитов («автолитовых брекчий») кимберлитов жерловой фации трубок на горизонтах от -600 до +60 м; 2 – планы столбов эруптивных пород («ксенотуфобрекчий») кимберлитов жерловой фации трубок на палеоповерхности; 3 – простирание основного и оперяющего рудоконтролирующих разломов; Б – крупный ксенолит расслоенного пизолитового туфа кратерной фации (справа) во вмещающем ксенотуффите («ксенотуфобрекчий») кимберлитов жерловой фации (слева) трубки Карпинского-2 (контур ксенолита подчёркнут белой линией); В – схема расположения кимберлитовых трубок Золотицкого куста Зимнебережного кимберлитового района: 4 – контуры трубок (со снятыми перекрывающимися отложениями); 5–6 – предполагаемые зоны разломов: 5 – основного рудоконтролирующего, 6 – оперяющего; 7 – перекрывающие отложения карбона; 8 – вмещающие породы венда



**Геофизические предпосылки.** Кимберлиты наиболее богатых месторождений алмазов (туфизиты или, по-другому, «автолитовые брекчии» кимберлитов) практически не отличаются по своим физическим характеристикам от вмещающих пород, поэтому трубки, образованные только (или преимущественно) такими породами, могут никак не выделяться магнитной съёмкой при поисковых работах. Это, например, две самые крупные трубки месторождения им. М. В. Ломоносова – Архангельская и Пионерская (Зимнебережный район, Архангельская область), а также высокоалмазоносные трубки Ботуобинская и Майская Накынского поля (Якутия). При этом некоторые подобные кимберлитовые трубки в этих районах всё же отражаются в магнитном поле из-за необычных особенностей их внутреннего строения, выявленных только при их детальном изучении. Так, в немагнитные кимберлиты трубки Нюрбинская (Накынное поле, Якутия) до глубины 300 м от палеоповерхности трубки внедрился шток базитов (рис. 4, А), в двадцатиметровой экзоконтактной зоне которого кимберлиты подверглись термическому воздействию с изохимическим новообразованием и ростом кристаллов магнетита (в основной массе породы, в псевдоморфозах по оливину, каймах на пиропе) и, соответственно, с повышением магнитной восприимчивости пород в этой зоне в 50–100 раз (до  $6000\text{--}8000 \times 10^{-5}$  ед. СИ) [3, 16]. Это, вероятно, и обусловило существование на поверхности слабой магнитной аномалии, при заверке которой бурением и была открыта трубка. Возможно, похожая ситуация сложилась и в образовании слабой магнитной аномалии у трубки им. В. Гриба в Зимнебережном районе. Здесь на глубине более 300 м бурением вскрыт шток лав порфировых кимберлитов с резко (в 50–100 раз) повышенной магнитной восприимчивостью – до  $4300 \times 10^{-5}$  ед. СИ (см. рис. 4, Б) (первым обратил на это внимание В. В. Третьяченко, АК «АЛРОСА», устное сообщение). Породы этого штока (столба) лав кимберлитов образовались в изохимическом процессе термального метаморфизма с элементами скарнирования (новообразованные магнетит, гидрогранат, съёгренил, а также мощные реакционные каймы и (или) фигуры травления на зёрнах минералов-спутников алмаза). В отличие от трубки Нюрбинская, где реализовался подобного рода наложенный термальный **аллометаморфический** процесс воздействия на кимберлиты остывающей магмы внедрившегося

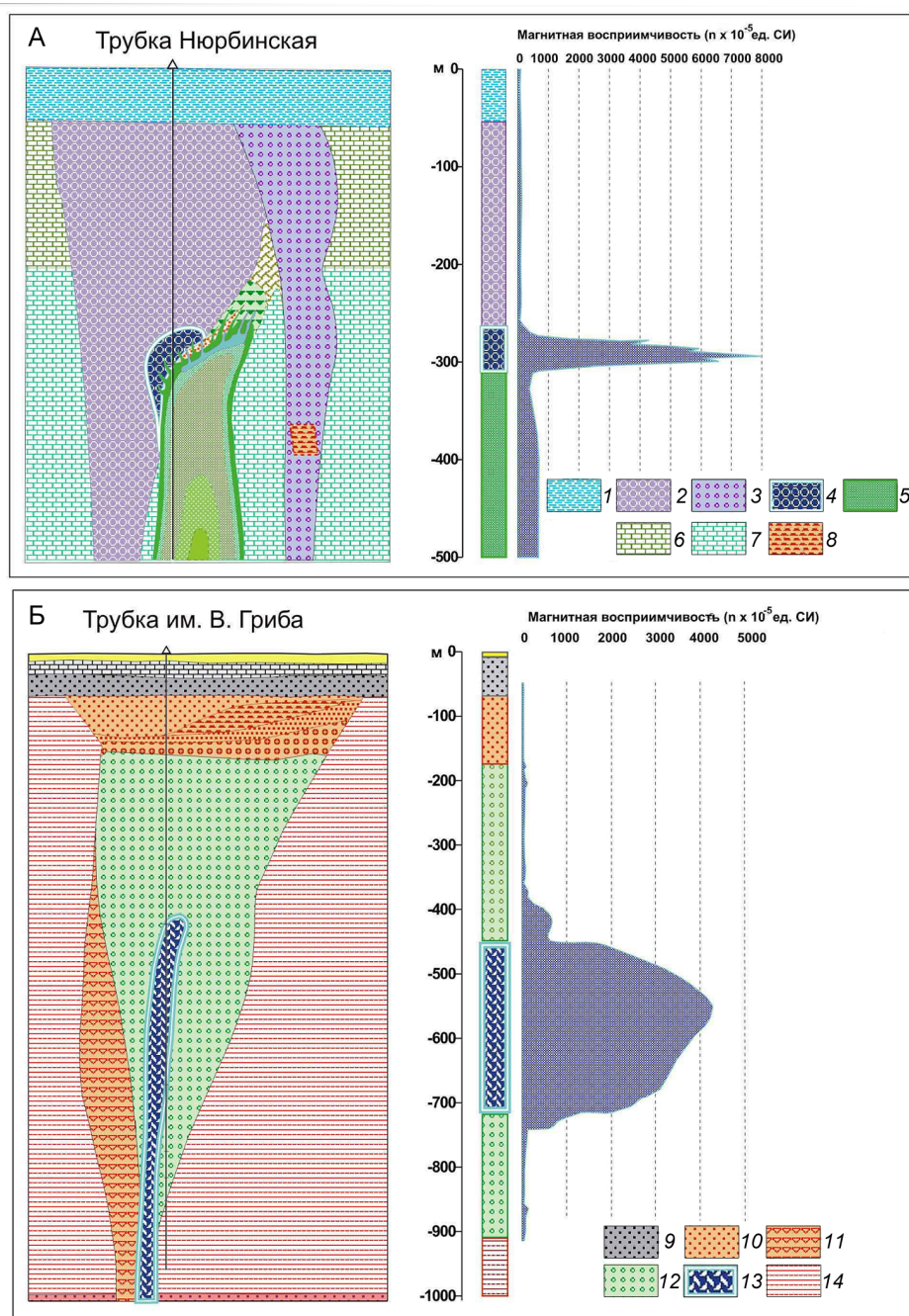
штока базитов, в трубке им. В. Гриба более вероятной причиной возникновения пород с аномальными магнитными свойствами (столба лав кимберлитов 3-й, вероятно, заключительной фазы внедрения) является наложенный **автометаморфический** процесс, обусловленный воздействием поздних порций тепловой энергии (без привноса вещества), поскольку здесь пока не выявлены более поздние магматические тела, которые могли бы оказать активное термическое воздействие на уже литифицированное (а может быть, даже уже и серпентинизированное!) тело лав кимберлитов.

Как показала практика поисковых работ, и в некоторых других трубках Зимнебережного района присутствуют отдельные тела («пачки» или «столбы») пород с повышенной магнитной восприимчивостью, вид магнитной аномалии над которыми не соответствует реальной морфологии исходного вулканического тела. Например, из-за присутствия в кратерной части трубки пластов («пачки») относительно высокомагнитных пород аномалия над реальным телом «трубочного типа» может иметь вид аномалии горизонтального «безкорневого пласта» (трубка Чидвинская), а крупная и почти изометричная в плане трубка может отражаться в магнитном поле как сильно вытянутый в меридиональном направлении небольшой объект из-за морфологии тела (столба) эруптивных брекчий («ксенотуфобрекчий») кимберлитов с относительно повышенной намагничённостью (трубка Ломоносовская).

В связи с этим необходимо проводить целенаправленное детальное изучение магнитных характеристик кимберлитовых пород трубок (включая определение направления вектора намагничённости [10]) для оценки параметров величины и направления возможного смещения эпицентра наземной магнитной аномалии от реального контура кимберлитового тела, а также подтверждения расчётной глубины залегания кровли и морфологии магнитовозмущающего объекта для более обоснованного в дальнейшем выбора аэромагнитных аномалий к наземной детализации, а также для оптимального расположения точек заложения заверочных буровых скважин.

**Шлихо-минералогические предпосылки.** Густая сеть разведочных скважин на трубке им. В. Гриба позволяет выявить закономерное вертикальное изменение морфологических характеристик полости трубки с глубины -940 м до палеоповерхности. Это даёт возможность определить

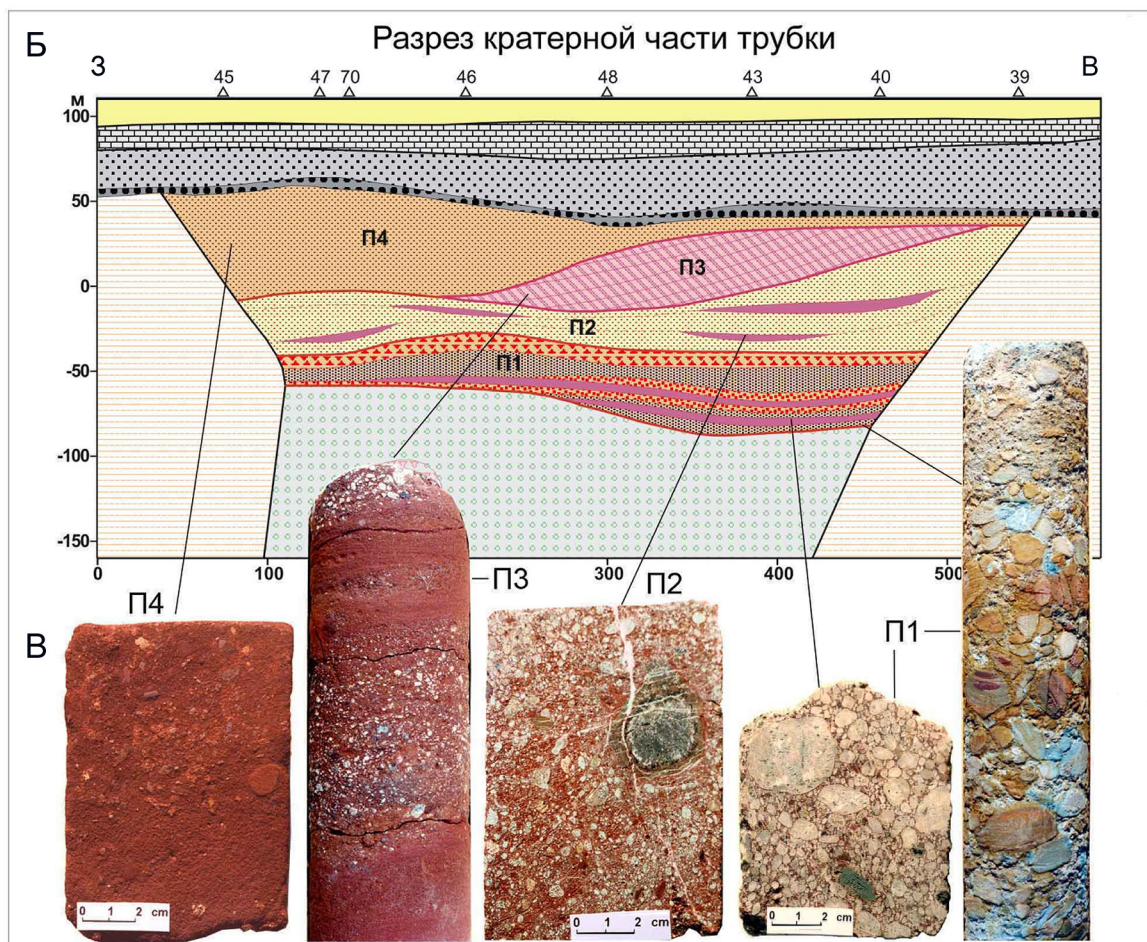
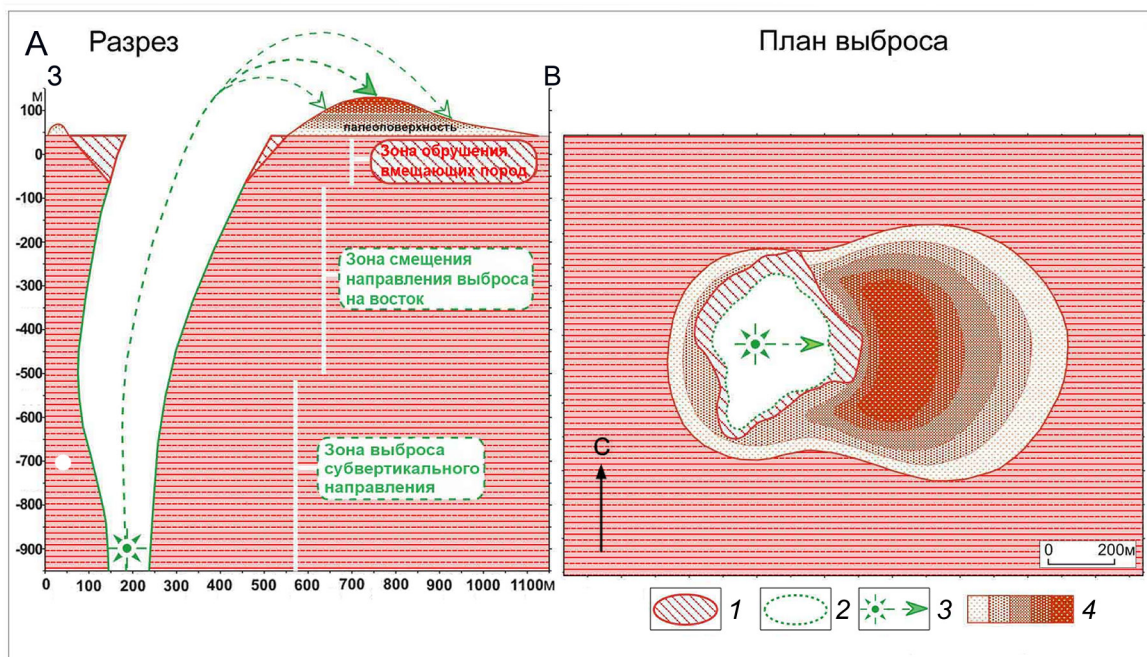




**Рис. 4. Потенциальные аномалообразующие зоны высокомагнитных пород, выявленные при детальном изучении кимберлитовых трубок:**

А – кимберлитовые породы, подвергшиеся наложенному термальному метаморфизму в зоне экзоконтакта внедрившегося штока базитов (трубка Нюрбинская, Накынское поле, Якутия): 1 – перекрывающие юрские отложения; туффизиты кимберлитов: 2 – Северного тела, 3 – Южного тела; 4 – высокомагнитные туффизиты кимберлитов в зоне экзоконтакта штока базитов; 5 – шток базитов; вмещающие породы: 6 – ордовика, 7 – кембрия, 8 – крупный ксенолит (блок, «плавающий риф») отложений кратерной фации в туффизитах кимберлитов Южного тела; Б – столб лав кимберлитов завершающей фазы внедрения кимберлитового расплава (трубка им. В. Гриба, Зимнебережный район, Архангельская провинция): 9 – перекрывающие отложения карбона; 10 – кимберлитовые породы кратерной фации трубки; 11 – ксенотуффиты («ксенотуфобрекчии») кимберлитов; 12 – туффизиты («автолитовые брекчии») кимберлитов; 13 – высокомагнитные лавы кимберлитов («порфиновые кимберлиты»); 14 – вмещающие породы венда





характер изменения направления движения – подъёма из глубины и выброса на палеоповерхность магматического материала из вулканического канала (жерла) трубки, особенности формирования прикратерного вала и заполнения кратерной части трубки. В самой глубокой части жерла трубки (горизонты от -940 до -500 м) отчётливо выделяется **зона субвертикального направления** движения (выброса) магматического материала, которая выше (горизонты от -500 до -80 м) сменяется **зоной смещения направления выброса магматического материала на восток** (рис. 5, А, разрез). Такое преимущественно восточное направление выброса магматического материала в верхней части жерла могло привести к ассиметричному строению прикратерного вала кимберлитовой тефры на палеоповерхности (см. рис. 5, А, план), что подтверждается ассиметричным строением и составом пород кратерной части трубки с градиентом делювиального заполнения кратера противоположного направления – восток-запад (см. рис. 5, Б). В этом направлении постепенно уменьшается содержание в породах кратера кимберлитового материала, мощность первых трёх пачек, насыщенных кимберлитовым материалом, а также доля туфов и туффитов среди пород этих пачек (см. рис. 5, В). Напротив, в направлении восток-запад резко увеличивается мощность самой верхней, 4-й пачки кратерной фации, образованной, по сути, переотложенным материалом дезинтегрированных терригенных пород венда с исчезающе малым содержанием кимберлитового материала. Пологие борта чашеобразного расширения кратера («раструба») формировались уже в зоне гравитационного обрушения вмещающих пород (коллювия), что хорошо видно по бортам кратерной фации трубки, угол наклона которых соответствует углу естественного откоса вмещающих слабосцементированных терригенных пород венда. Преимущественный выброс кимберлитового ма-

териала из жерла в восточном направлении мог привести к формированию в дальнейшем удалённых к востоку от трубки шлиховых ореолов минералов-спутников алмаза, напрямую не связанных с размывом тела самой трубки им. В. Гриба, но обладающих всеми типоморфными особенностями минералов-спутников ближнего («прямого») сноса (см. рис. 1, В), что необходимо учитывать при планировании и проведении шлихо-минералогических поисковых работ по промежуточным коллекторам в районе.

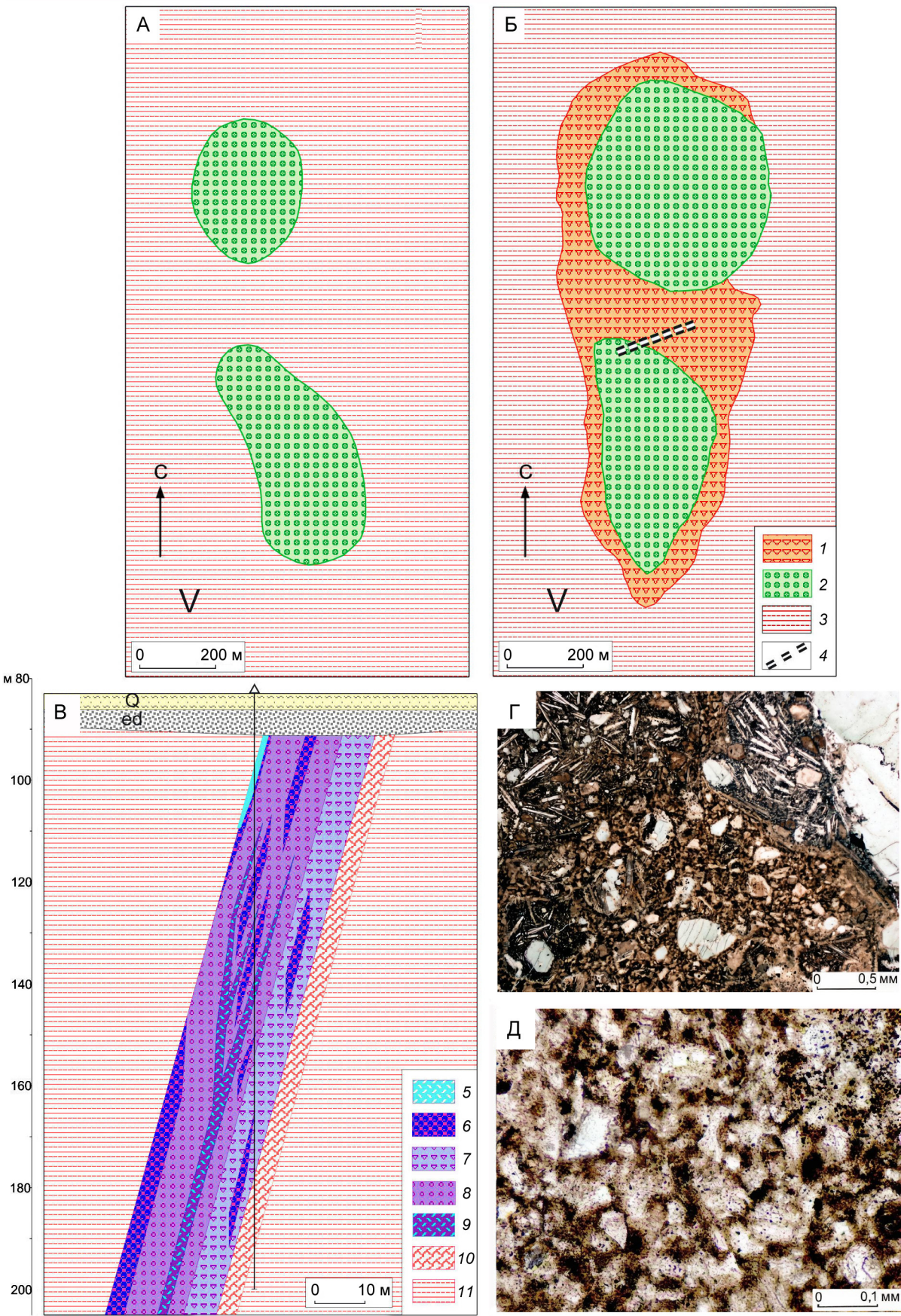
**Петрографические предпосылки.** Детальное изучение **петрографических особенностей** пород кимберлитовых трубок позволяет также не только серьёзно уточнять геологическое строение трубок, но тем самым и более обоснованно выделять и оконтуривать («геометризовать») разные фазы внедрения кимберлитового материала, образующие разные по составу обособленные геологические тела, а значит и разные (в том числе и по степени алмазоносности) рудные столбы, а вслед за этим – и разные разведочные блоки. При этом широкие возможности для детального изучения пород предоставляет не только густая сеть разведочных геологических пересечений, но и нечасто встречающиеся обнажения или слабоперекрываемые коренные выходы геологических тел.

Ярким примером такого «коренного» изменения представлений о геологическом строении, морфологии и даже размерах трубки взрыва является изучение трубки Болванцы, проведённое нами летом 1983 г. Трубка Болванцы расположена на Онежском полуострове, в долине реки Верховка, в Нёнокском поле трубок взрыва оливиновых мелилититов. Трубка перекрыта четвертичными отложениями небольшой мощности (до ~ 8 м), а в правом крутом борту узкой, глубоко врезанной долины ручья Болванец образует небольшие коренные выходы вулканических пород, обнаруженные в 1958 г. Е. Я. Бубликовой и А. И. Ореховым.

**Рис. 5. Модель формирования резко ассиметричного строения прикратерного вала и кратерной части трубки им. В. Гриба:**

А – схематический разрез и схематический план: контур: 1 – кратерной части трубки на палеоповерхности и зона коллювиальных образований и 2 – жерловой части трубки на палеоповерхности; 3 – направления выброса магматического материала; 4 – предполагаемое относительное изменение мощности отложений прикратерного вала трубки; Б – схематический геологический разрез кратерной части трубки; В – внешний облик типичных кимберлитовых пород разных пачек кратерной фации трубки (справа налево): пачка П1, нижняя – конгломерат прорванных пород (справа) и лапиллиевый туф кимберлита (слева); пачка П2, средняя – однородный ксенотуффит кимберлита; пачка П3, средняя – переслаивание параллельнослоистых туфов, туффитов и туфопесчаников кимберлитов; пачка П4, верхняя – однородный глинистый песчаник







Породы трубки (как и породы нескольких других вулканических трубок поля, открытых после проведения геофизических съёмок М. А. Даниловым в 1965–1967 гг.) были отнесены к щёлко-ультра-основным породам, родственным кимберлитам [7, 8, 20, 22]. В 1975–1977 гг. из вулканических пород трубки Болванцы была отобрана и обогащена крупнообъёмная проба в 50 м<sup>3</sup> (ГУЦР). И хотя достоверные кристаллы алмаза в пробе обнаружены не были, возможная связь проявлений выявленного вулканизма с кимберлитовым вулканизмом стала одной из важных дополнительных благоприятных предпосылок для постановки поисковых работ на алмазы на соседних площадях, в том числе на Зимнем Берегу Белого моря (где впоследствии были открыты и в настоящее время разрабатываются два коренных месторождения алмазов – им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба).

На карте магнитного поля трубка Болванцы выделялась в виде двух резких максимумов овальной формы, что, вероятно, и позволило рассматривать этот объект как две отдельные, хотя и сближенные вулканические трубки «эруптивных брекчий пикритовых порфиринов» [20] (см. схематический план трубки Болванцы в [8], рис. 6, А). Геологи Новодвинской ГФЭ предложили нам на примере обнажения пород трубки Болванцы изучить характер геохимического воздействия вулканических трубок района на вмещающие породы венда для разработки критериев поиска вулканических трубок взрыва по первичным геохимическим ореолам.

Летом 1983 г. при изучении обнажений и искусственных расчисток, выполненных предшественниками в 1958–1977 гг., мы не обнаружили контакта тёмно-зелёных «эруптивных брекчий пикритовых порфиринов» [20] с вмещающими крас-

ноцветными алевролитами и аргиллитами венда. Не был обнаружен контакт трубки с вмещающими породами венда и после проходки вдоль руч. Болванец серии шурфов и канав, вскрывших коренные породы на глубине 1,5–4 м под четвертичными отложениями. Но при этом было установлено отчётливое двухфазное строение трубки Болванцы (см. рис. 6, Б): 1-я фаза внедрения – тело буровато-красных эруптивных брекчий или «ксенотуфобрекчий» (прослежено двенадцатью шурфами на 100 м вниз по ручью), 2-я фаза внедрения – тело тёмно-зеленовато-серых туффизитов или «автолитовых брекчий» оливиновых мелилититов (прослежено пятью шурфами и двумя канавами на 40 м вверх по ручью) [12]. Таким образом, при детальном изучении геологического строения коренных пород в естественных обнажениях и пройденных горных выработках породы, ранее считавшихся зонами приконтактных тектонических брекчий (вмещающими терригенными породами венда с нарушенным залеганием и брекчированными вмещающими породами), были диагностированы нами как отдельная фаза внедрения вулканических пород трубки – эруптивные брекчии («ксенотуфобрекчии») оливиновых мелилититов. Это позволило определить истинные размеры, морфологию, внутреннее строение и условия образования трубки Болванцы (а значит и других трубок Нёнокского поля). Трубка Болванцы по внутреннему геологическому строению и структурно-текстурным особенностям вулканических пород является двухфазной двухкорневой (двухканальной) трубкой (см. рис. 6, Б), близкой по этим показателям с трубкой Карпинского-2 Золотицкого куста Зимнего Берега (см. рис. 3, А). Кроме того, в породах, диагностированных как эруптивные брекчии («ксенотуфобрекчии») оли-

**Рис. 6. Характер уточнения геологического строения и петрографического состава вулканических пород трубок взрыва Нёнокского поля Онежского полуострова при их детальном изучении:**

А – первоначальный план геологического строения трубки Болванцы [8]; Б – геологический план трубки Болванцы после проведения горных работ и детальное изучение петрографического состава вулканических пород [12]: 1 – ксенотуффиты оливиновых мелилититов; 2 – туффизиты оливиновых мелилититов; 3 – вмещающие терригенные породы венда; 4 – линия горных выработок (расчисток, шурфов и канав), пройденных в 1983 г.; В – геологический разрез сложнопостроенного тела киммелилититов Ан-G056 (использованы данные ЗАО «Архангельские алмазы»): разновидности (фазы внедрения) вулканических пород: 5 – лава афировая; 6 – спёкшийся туффизит; 7 – ксенотуффизит; 8 – туффизит; 9 – лава средне-мелкопорфировая; 10 – приконтактная тектоническая брекчия; 11 – вмещающие породы венда; Г, Д – детали строения новой структурной разновидности родственных кимберлитам пород – спёкшегося туффизита киммелилититов трубки Ан-G056 [17]: Г – общий вид, Д – детали строения витрокластической связующей массы характерной «рогульчатой» или «черепковой» микроструктуры; проходящий свет, николи II

виновых мелилититов, нами были обнаружены обугленные растительные остатки, которые позволили впервые доказать девонский возраст трубок взрыва Нёнокского поля [12, 13], ранее считавшихся венд-кембрийскими [20].

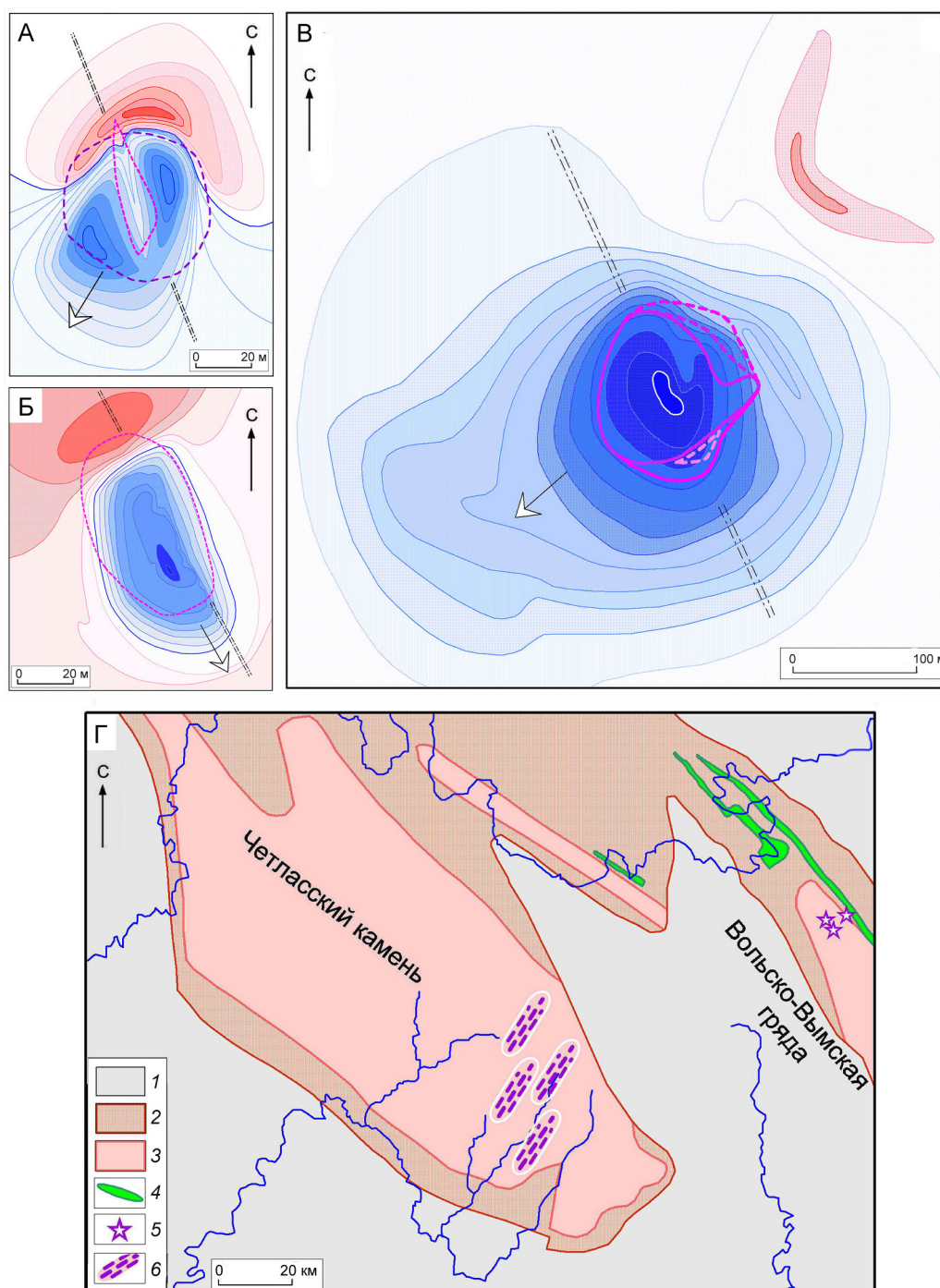
Детальное изучение петрографического состава пород других вулканических трубок Нёнокского поля Онежского полуострова позволило также выявить не только крайне сложное геологическое строение небольшой трубки киммелилититов Ан-G056 (см. рис. 6, В), но и впервые для пород трубок взрыва Севера Русской платформы (а может быть и мира) выявить в этой трубке новую и для кимберлитов, и для родственных кимберлитам пород вообще структурно-генетическую разновидность пород трубок взрыва – «спёкшиеся туффизиты киммелилититов» (см. рис. 6, Г) с тонкообломочным (пепловым) витрокластическим характером цемента «рогульчатой», «черепковой» структуры (см. рис. 6, Д) [19]. Эта структурная особенность подчёркивает типичную вулканическую природу проявлений кимберлитового и родственного ему магматизма, что вызывает необходимость шире использовать общепринятые методы вулканологии и палеовулканологии при изучении кимберлитовых полей.

Фазы внедрения, тела вулканических трубок, образованные насыщенными раздробленным материалом вмещающих пород эруптивными брекчиями («ксенотуфобрекчиями») кимберлитов, аналогичные по структурно-текстурным особенностям «ксенотуфобрекчиям» трубки Болванцы, хотя и уступают туффизитам и лавам кимберлитов по степени алмазоносности, но также нередко образуют тела с балансовыми запасами алмазов, например, в трубке им. В. Гриба. Аналогично трубке Болванцы породы, ранее считавшиеся зонами приконтактных тектонических брекчий вмещающих пород, были диагностированы нами как отдельная фаза внедрения вулканических пород трубки (тело эруптивных брекчий), и в некоторых других кимберлитовых трубках. Так, в трубке Нюрбинская (Накынское поле, Якутия) был выделен и диагностирован как отдельное рудное тело блок эруптивных брекчий кимберлитов, ранее отправляемый в отвалы как безрудная брекчия вмещающих пород. В трубке Водораздельная (Умбинское поле, Средний Тиман) был выделен, геометризован и диагностирован как отдельное рудное тело блок эруптивных брекчий киммелилититов (ранее принимаемый за вмещаю-

щие породы с нарушенным залеганием и брекчированные вмещающие породы), необычные морфологические особенности которого позволили усомниться в венд-кембрийском возрасте кимберлитов района, что в дальнейшем привело к **реальному установлению** позднедевонского возраста кимберлитового магматизма – впервые для Русской платформы (см. далее).

**Геохронологические предпосылки.** Достоверное определение возраста кимберлитов является одним из важнейших условий правильного выбора направлений поисковых работ месторождений алмазов. Первая кимберлитовая трубка Русской платформы (трубка Умбинская) была открыта Ухтинской геологоразведочной экспедицией Ухтинского геологического управления (УГРЭ УГУ) в 1977 г. в пределах выступа рифейских пород на Вольско-Вымской гряде Среднего Тимана [24]. В 1978 г. здесь же, в Умбинском районе, были открыты трубки Среднинская и Водораздельная. Поскольку это были первые достоверные кимберлиты Европейской части СССР, поисково-оценочные работы на них по параметрам разведочной сети приближались к детальной разведке. Так, на трубке Умбинская диаметром 100 м пробурены 34 скважины (см. рис. 1, А), в результате чего плотность разведочной сети на этой трубке (34 скв./га) в 5 раз выше, чем плотность сети буровых скважин при детальной разведке месторождения алмазов им. В. Гриба (6,6 скв./га)! По аналогии с ранее определённым венд-кембрийским возрастом даек щелочных пикритов («лампрофиров») на соседнем выступе рифея – Четласском камне Среднего Тимана [4], а также с предполагаемым в то время венд-кембрийским возрастом родственных кимберлитам трубок взрыва Нёнокского поля Онежского полуострова [22], три открытые трубки взрыва в Умбинском районе также были отнесены к проявлениям позднебайкальской, венд-кембрийской тектоно-магматической активизации Севера Русской платформы [24]. Однако геологические разрезы трубок, построенные в соответствии с предполагаемыми элементами залегания венд-кембрийских тел, выглядели неправдоподобно. Переинтерпретация результатов детальных наземных магнитных съёмок на участках этих трёх трубок (построении карт **изолиний** магнитного поля по данным исходных **карт-графиков** магнитного поля профильной съёмки (рис. 7, А–В)) позволила определить азимут склоны этих трубок как ЮЗ-ЮЮЗ и ЮВ (а не ССЗ,





**Рис. 7. Характер элементов залегания разновозрастных основных и ультраосновных пород Среднего Тимана:**

А–В – карты изолиний аномального магнитного поля трубок взрыва Умбинского района Среднего Тимана: А – Водораздельная, Б – Среднинская, В – Умбинская (стрелкой показано направление склонения трубок, двойной штрихпунктирной линией – направление удлинения вулканических тел); Г – схема геологического строения Среднего Тимана [4]: отложения: 1 – карбона, 2 – девона, 3 – рифея; девонские: 4 – базальты и 5 – кимберлитовые трубки Умбинского района; 6 – поля венд-кембрийских даек и штоков щелочных пикритов и ультраосновных лампрофиров

как считалось ранее), а простирающиеся длинные осяи линейных элементов этих трубок – как ССЗ. Эти элементы залегания были совершенно нехарактерны для щелочно-ультраосновных магматических тел позднебайкальского этапа активизации (венд–кембрий), известных на Четласском Камне, и, напротив, были обычны для магматических проявлений (базальтов) раннегерцинского этапа активизации региона (девон–карбон) (см. рис. 7, Г). Это противоречило устоявшемуся мнению о венд-кембрийском возрасте трубок кимберлитов Умбинского района и вызвало необходимость подтверждения определением реального абсолютного возраста этих трубок. Измерения, проведённые К-Аг методом, показали, что наиболее вероятный возраст образования кимберлитовых трубок Среднего Тимана – средний девон, эйфель [13, 15] (а по современным параметрам Международной геохронологической шкалы – это уже низы позднего девона!). Это было первое *реальное* определение девонского возраста кимберлитов Русской платформы, а определение в дальнейшем девонского же возраста вулканических трубок Зимнего Берега (в том числе месторождений алмазов им. М. В. Ломоносова и им. В. Гриба) [2, 11, 13], мелилититов Онежского полуострова [12], мелилититов и кимберлитов Терского Берега Кольского полуострова [6], щелочных пикритов Жлобинского поля в Белоруссии [23] подтвердило значение раннегерцинского, девонского этапа тектоно-магматической активизации как наиболее важного в отношении кимберлитового (в том числе алмазоносного) и родственного ему вулканизма Русской платформы.

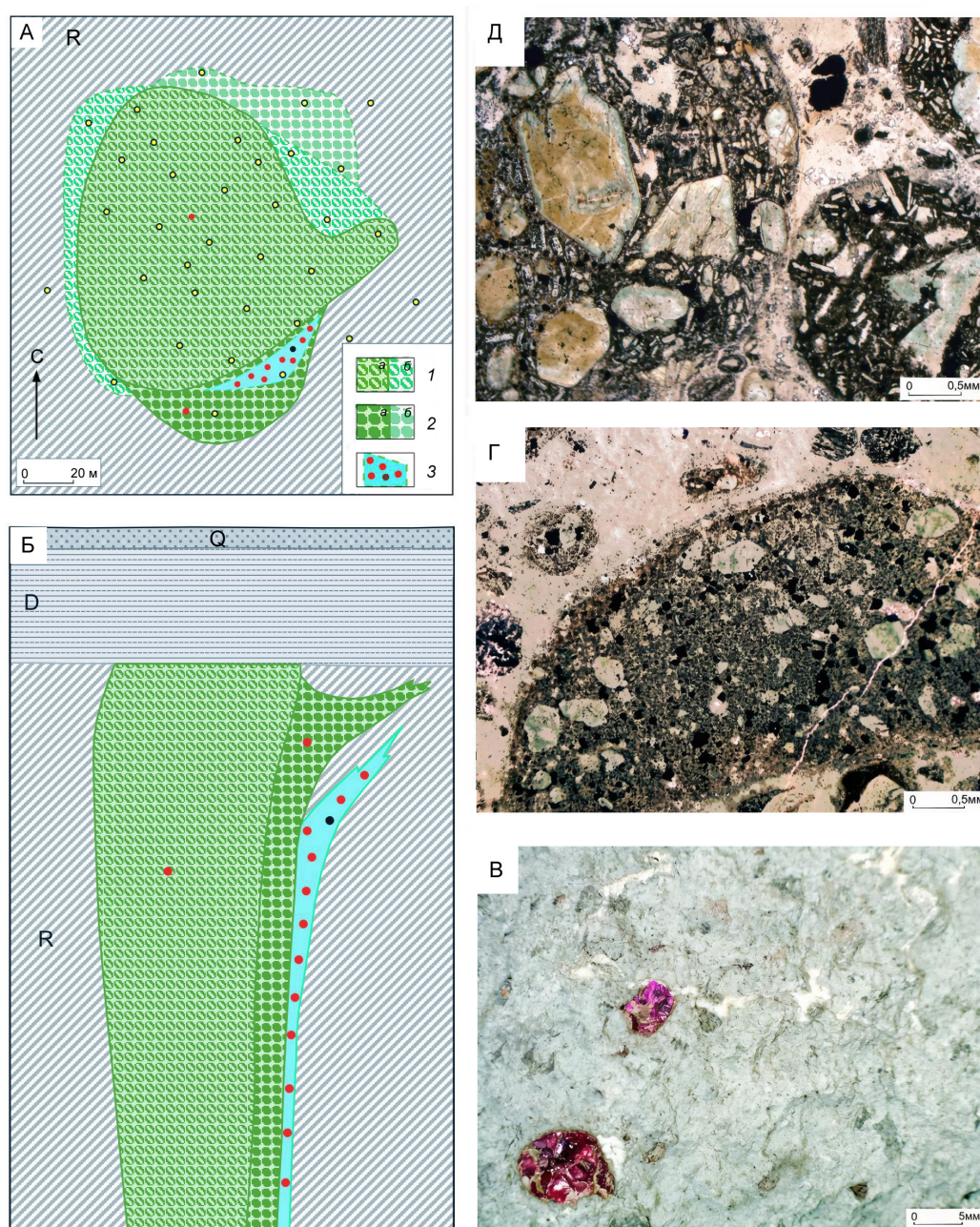
**Петрологические предпосылки.** В отличие от Якутской алмазоносной провинции, в южных районах которой кимберлитовый (в том числе и алмазоносный) магматизм вполне однороден по составу и не сопровождается проявлениями родственного щелочно-ультраосновного магматизма (мелилититами, щелочными пикритами и др.), магматизм Архангельской алмазоносной провинции на Севере Русской платформы чрезвычайно разнообразен по составу и типам пород, для него характерна тесная пространственно-временная связь кимберлитового (в том числе и алмазоносного) вулканизма с мелилититовым, пикритовым и даже базальтовым вулканизмом. В целом для всех районов раннегерцинского вулканизма севера Русской платформы характерно широкое разнообразие кимберлитовых пород, обра-

зующих в каждом районе дифференцированные по уменьшению степени ультраосновности магматические серии: кимберлиты – киммелилиты (кимпикриты) – беспироксеновые оливиновые мелилититы (беспироксеновые щелочные пикриты) – мелилититы (щелочные пикриты) [11, 14, 17, 18, 25]. Следствием этого служит присутствие близкорасположенных вулканических объектов с резко различающимися признаками, в том числе и содержанием алмазов. Однако, несмотря на сближенность в пространстве до 2–4 км, ни в одном из этих районов не отмечалось совмещения в одной трубке (т. е. в едином вулканическом комплексе) фаз внедрения (столбов, тел), образованных разными типами пород из ряда дифференцированной магматической серии. Это не позволяло уверенно говорить об их генетической связи наряду с отчётливо проявленной и очевидной пространственно-временной связью кимберлитового и родственного ему магматизма.

Возможно, отсутствие выявления подобных совмещений разных типов пород в едином вулканическом комплексе связано с относительно редкой сетью буровых скважин на большинстве трубок. В то же время необычно густая сеть разведочных скважин на трубке Умбинская (20 × 20 м, см. выше) позволила выявить тонкие детали геологического строения и условий образования этой кимберлитовой трубки как вероятной «модели» строения кимберлитовых трубок Умбинского района Среднего Тимана и Севера Русской платформы в целом.

По результатам детального изучения геологического строения и вещественного состава пород, в вулканическом комплексе трубки Умбинская совместились в пространстве кимберлитовые породы разных петрологических типов трёх последовательных фаз внедрения [15] (рис. 8, А, Б): 1-я фаза – собственно кимберлиты, а также породы промежуточного типа между кимберлитами и родственными им породами (мелилититами и пикритами [9, 14]); 2-я фаза – кимпикриты и 3-я фаза – киммелилиты. Кимберлиты 1-й фазы (лавы или «порфиновые кимберлиты») резко выделяются почти на порядок более крупными размерами и повышенным содержанием глубинного, мантийного материала (макрокристов оливина-1, деформированного флогопита-1, пиропы, пикроильменита, хромшпинелида, включений эклогитов) (см. рис. 8, В). В породах 2-й и 3-й фазы внедрения (ксенотуффизитах или «автолитовых брек-





**Рис. 8. Взаимоотношения и характерные петрографические особенности разных петрологических типов кимберлитовых пород в пределах одного вулканического аппарата трубки Умбинская (Умбинский район Среднего Тимана):**

А – схематический геологический план трубки Умбинская (со снятыми перекрывающими отложениями): фазы внедрения: 1 – первая, лава крупнопорфировых кимберлитов («порфировый кимберлит») с очень высоким содержанием мантийного материала, 2 – вторая, ксенотуффизит кимпикритов, 3 – третья, ксенотуффизит («автолитовая брекчия») киммелилититов (вулканические тела: а – выходящие на палеоповерхность, б – под «козырьком» вмещающих пород рифея); жёлтыми точками показаны устья буровых скважин (использованы данные Ухтинской ГРЭ); Б – схематический геологический разрез трубки Умбинская; фазы внедрения: В – первая, лава крупнопорфировых кимберлитов (рассеянный свет), Г – вторая, ксенотуффизит кимпикритов (проходящий свет, николи II), Д – третья, ксенотуффизит киммелилититов (проходящий свет, николи II)



чиях» кимпикритов и киммелилититов, соответственно) содержание глубинного материала почти одинаковое, низкое до умеренного, между ними проявляются в основном петрографические различия. Во включениях киммелилититов 3-ей фазы по сравнению с включениями кимпикритов 2-й фазы заметно повышена степень окристаллизованности пород литокластов («лапиллей»), что проявляется в увеличении размеров и содержания фенокристов оливина-2, широком развитии микролитов мелилита в основной массе породы и, соответственно, уменьшении доли апостекловатой основной массы (см. рис. 8, Г, Д). Вероятно, это связано с временным перерывом между внедрением 2-й и 3-й фазы вулканического материала, в течение которого в промежуточном магматическом очаге продолжался рост кристаллов оливина-2 и происходила кристаллизация из расплава микролитов мелилита. В данном локальном и редком случае чётко фиксируется постепенное, последовательное (хотя и поэтапное) уменьшение в кимберлитовых породах доли глубинного (мантийного) материала с соответствующим увеличением доли продуктов кристаллизации кимберлитового расплава, что ранее отмечалось как основной и яркий визуальный признак дифференциации кимберлитового расплава, но наблюдаемый обычно лишь в породах разных трубок одной кимберлитовой серии [11, 14, 18, 25]. При этом, несмотря на заметные петрографические различия вулканических пород трёх фаз внедрения и серьёзные различия содержания в них фрагментов глубинного материала, набор типов мантийных пород и минералов, а также химический состав мантийных минералов в породах всех трёх фаз внедрения совершенно одинаков, что может указывать на происхождение всех типов вулканических пород трубки Умбинская из единого мантийного источника. Это, в свою очередь, позволяет сделать вывод о существовании не только отчётливо проявленной и вполне очевидной пространственно-временной связи кимберлитового и родственного ему магматизма, но об их генетической связи. Поэтому родственные кимберлитам породы – беспироксеновые оливиновые мелилититы и беспироксеновые щелочные пикриты – могут являться индикаторами потенциального присутствия в районе генетически с ними связанных кимберлитов, в том числе (при благоприятных условиях) и алмазоносных кимберли-

тов. Петрологические поисковые предпосылки должны шире использоваться в прогнозных построениях разного масштаба наряду с геофизическими, тектоническими, минералогическими и др.

**Заключение.** Огромный объём разведочных пересечений при разведке и разработке геологических объектов в настоящее время используется только для уточнения параметров будущей или уже происходящей добычи полезных ископаемых (сырья или т.н. «природных ресурсов») с целью их продажи и в конечном счёте извлечения максимальной прибыли от «освоения» месторождения. При этом ценнейший для науки и повышения эффективности поисковых работ на алмазы геологический материал безвозвратно, невосполнимо и неотвратно уходит в хвосты обогащения (в смысле – «обогачительной фабрики») без сколько-нибудь заметного попутного извлечения важнейшей для науки и практики информации.

Вместе с тем дополнительное и попутное всестороннее изучение геологического строения и вещественного состава детально разбуренных на всех этапах геолого-разведочных работ кимберлитовых трубок разных районов позволяет использовать некоторые выявленные их особенности как дополнительные поисковые предпосылки при выборе наиболее перспективных участков, уточнения «образа» вероятного отражения искомого магматического объекта в наблюдаемых геофизических полях, уточнения направления перемещения кимберлитового материала, выброшенного на палеоповерхность Земли, уточнения возраста внедрения трубок, корректного выделения обособленных рудных столбов и разведочных блоков, а также выявления косвенных признаков возможного присутствия в районе проявлений кимберлитового (в том числе и алмазоносного) магматизма и др. Такое обоснованное уточнение, дополнение критериев прогноза и методики проведения поисковых, разведочных и добычных работ может привести к повышению их эффективности при минимальных дополнительных затратах. Примером эффективности такого уточнённого прогноза, основанного на детальном изучении всех магматических объектов Зимнебережного района, может служить рекомендация 1990 г. к первоочередным поискам неизвестного тогда в районе типа пород – алмазоносных кимберлитов Fe-Ti-серии (с пикроильменитом, с немаг-

нитными туффизитами кимберлитов в жерле и с мощной кратерной частью), реализованная открытием в 1996 г. трубки именно такого строения, состава и алмазности – трубки им. В. Гриба [2, 17].

В связи с этим вполне очевидно, что научное сопровождение геологопоисковых, геологоразведочных и геологодобывных работ – совершенно необходимый элемент общей производственной деятельности в геологической отрасли.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будкина Л. И. Предварительные результаты изучения глубинных включений кимберлитовых трубок // Труды ЦНИГРИ. – 1987. – Вып. 218. – С. 41–45.
2. Веричев Е. М., Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Журавлёв Д. З. Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН. – 1999. – Т. 368, № 2. – С. 226–229.
3. Зинчук Н. Н., Бондаренко А. Т., Гарат М. Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. – М. : Недра-Бизнесцентр, 2002. – 695 с.
4. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. – М.–Л. : Наука, 1964. – 144 с.
5. Игнатов П. А., Бушков К. Ю., Толстов А. В., Яныгин Ю. Т. Картирование скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур в Накынском поле // Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях : Материалы конференции, посвящённой 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск : Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. – С. 325–332.
6. Калинин М. М., Арзамасцев А. А., Поляков И. В. Кимберлиты и родственные породы Кольского региона // Петрология. – 1993. – Т. 1, № 2. – С. 205–214.
7. Каминский Ф. В. Щёлочно-базальтоидные брекчии Онежского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1976. – № 7. – С. 50–59.
8. Каминский Ф. В., Клюев Ю. А., Константиновский А. А., Пиотровский С. В., Сочнева Э. Г., Южаков В. М. Признаки алмазности щелочных базальтоидов Севера Русской платформы // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 222, № 4. – С. 939–941.
9. Милашев В. А. Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород // Геология и геофизика. – 1963. – № 4. – С. 42–52.
10. Пенделяк Р. Н., Морозов А. В., Могутова В. А. Геологическое строение трубки им. В.П. Гриба и её индикаторные особенности в геофизических полях // Отечественная геология. – 2019. – № 5. – С. 53–59.
11. Саблуков С. М. Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазности кимберлитов : автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. – М. : ЦНИГРИ, 1995. – 24 с.
12. Саблуков С. М. К вопросу о фазах формирования и возрасте трубок взрыва Онежского полуострова // Доклады АН СССР. – 1984. – Т. 277, № 1. – С. 168–170.
13. Саблуков С. М. О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород // Труды ЦНИГРИ. – 1987. – Вып. 218. – С. 24–27.
14. Саблуков С. М. О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 313, № 4. – С. 935–939.
15. Саблуков С. М., Дудар Л. П., Довжикова Е. Г., Фишман М. В. Фазы формирования и возраст кимберлитовых трубок Среднего Тимана // Труды ЦНИГРИ. – 1983. – Вып. 182. – С. 64–74.
16. Саблуков С. М., Саблукова Л. И. Взаимоотношения кимберлитового и базальтового магматизма в трубке Нюрбинская (Накынское поле, Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – С. 1–7.
17. Саблуков С. М., Саблукова Л. И. Некоторые новые «штрихи к портрету магматизма Зимнебережного кимберлитового района Архангельской алмазоносной провинции (XXI век, первая четверть) // Отечественная геология. – 2025. – № 1. – С. 58–78.
18. Саблуков С. М., Саблукова Л. И. Система раннегерцинского кимберлитового магматизма Севера Русской платформы как основа для диагностики пород и оценки их потенциальной алмазности // Материалы научно-практической конференции, посвящённой 50-летию открытия первой алмазоносной кимберлитовой трубки «Зарница» : Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50)». МПР РФ, ВСЕГЕИ, «АЛРОСА». – СПб. : ВСЕГЕИ, 2004. – С. 288–291.
19. Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Белов А. В. Щелочной ультраосновной магматизм Нёнокского поля Онежского полуострова – отражение плюмовых и субдукционных процессов Беломорского региона (Архангельская алмазоносная провинция) // Труды X Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (г. Судак). – Иркутск : Изд-во. Института географии СО РАН, 2010. – С. 157–186.
20. Сеницын А. В., Станковский А. Ф., Данилов М. А. Кимберлитоподобные эруптивные брекчии Нё-

ноксы и перспективы алмазоносности севера Русской платформы // Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. – Л. : Недра, 1973. – С. 292–301.

21. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск : Наука, 1974. – 264 с.
22. *Станковский А. Ф., Данилов М. А., Гриб В. П., Синицын А. В.* Трубки взрыва Онежского полуострова // Советская геология. – 1973. – № 8. – С. 69–79.
23. *Штефан Л. В.* Петрология щелочно-ультраосновного магматизма Жлобинского поля (Беларусь) в связи с его возможной алмазоносностью : специаль-

ность 04.00.08 «Петрология, вулканология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Лариса Васильевна Штефан. – Минск, 2000. – 21 с.

24. *Шутов Б. С., Смирнов Ю. Д., Лукьянова Л. И., Михайловская Л. Н.* Краткая минералого-петрографическая характеристика кимберлитов Среднего Тимана // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. – 1983. – Ч. 112, Вып. 4. – С. 436–443.
25. *Sablukov S. M.* Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk province // Sixth International Kimberlite Conference : Extended abstracts. – Novosibirsk, 1995. – P. 481–483.

## REFERENCES

1. *Budkina L. I.* Predvaritel'nyye rezultaty izucheniya glubinnykh vkluycheniy kimberlitovykh trubok [Preliminary results of the study of deep inclusions of kimberlite pipes], Trudy TSNIGRI, 1987, Is. 218, pp. 41–45. (In Russ.)
2. *Verichev Ye. M., Sablukov S. M., Sablukova L. I., Zhuravlov D. Z.* Novyy tip almazonosnykh kimberlitov Zimnego Berega (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsiya) [New type of diamond-bearing kimberlites of the Winter Coast (Arkhangelsk diamond-bearing province)], Dokl. RAN, 1999, V. 368, No. 2, pp. 226–229. (In Russ.)
3. *Zinchuk N. N., Bondarenko A. T., Garat M. N.* Petrofizika kimberlitov i vmeshchayushchikh porod, Moscow, Nedra-Biznestsentr publ., 2002, 695 p. (In Russ.)
4. *Ivensen Yu. P.* Magmatizm Timana i poluostrova Kanin [Magmatism of Timan and the Kanin Peninsula], Moscow-Leningrad, Nauka publ., 1964, 144 p. (In Russ.)
5. *Ignatov P. A., Bushkov K. Yu., Tolstov A. V., Yanygin Yu. T.* Kartirovaniye skrytykh sdvigovykh kimberlitokontroliruyushchikh struktur v Nakynskom pole [Mapping of hidden shear kimberlite-controlling structures in the Nakyn field], Materialy konferentsii, posvyashchonnoy 40-letiyu YANIGP TSNIGRI AK ALROSA. – Yakutsk, YANTS SO RAN publ., 2008, pp. 325–332. (In Russ.)
6. *Kalinkin M. M., Arzamastsev A. A., Polyakov I. V.* Kimberlity i rodstvennyye породы Kol'skogo regiona [Kimberlites and related rocks of the Kola region], Petrologiya, 1993, V. 1, No. 2, pp. 205–214. (In Russ.)
7. *Kaminskiy F. V.* Shchelochno-bazaltoidnyye brekchii Onezhskogo poluostrova [Alkaline-basaltoid breccias of the Onega Peninsula], Izvestiya AN SSSR. Seriya geologicheskaya, 1976, No. 7, pp. 50–59. (In Russ.)
8. *Kaminskiy F. V., Klyuyev Yu. A., Konstantinovskiy A. A., Piotrovskiy S. V., Sochneva E. G., Yuzhakov V. M.* Priznaki almazonosnosti shchelochnykh bazaltoidov Severa Russkoy platformy [Evidence of diamond potential in alkaline basaltoids of the Northern Russian Platform], Doklady AN SSSR, 1975, V. 222, No. 4, pp. 939–941. (In Russ.)
9. *Milashev V. A.* Termin «kimberlit» i klassifikatsiya kimberlitovykh porod [The term “kimberlite” and classification of kimberlite rocks], Geologiya i geofizika, 1963, No. 4, pp. 42–52. (In Russ.)
10. *Pendelyak R. N., Morozov A. V., Mogutova V. A.* Geologicheskoye stroeniye trubki im. V.P. Griba i yeyo indikatornyye osobennosti v geofizicheskikh polyakh [Geological structure of the V. P. Grib pipe and its indicator features in geophysical fields], Otechestvennaya geologiya, 2019, No. 5, pp. 53–59. (In Russ.)
11. *Sablukov S. M.* Vulkanizm Zimnego Berega i petrologicheskiye kriterii almazonosnosti kimberlitov [Volcanism of the Winter Coast and petrological criteria for diamond potential of kimberlites], Moscow, TSNIGRI publ., 1995, 24 p. (In Russ.)
12. *Sablukov S. M.* K voprosu o fazakh formirovaniya i vozraste trubok vzryva Onezhskogo poluostrova [On the question of the phases of formation and age of the eruption pipes of the Onega Peninsula], Doklady AN SSSR, 1984, V. 277, No. 1, pp. 168–170. (In Russ.)
13. *Sablukov S. M.* O vozraste trubok vzryva ul'traosnovnykh porod [On the age of volcanic vents in ultrabasic rocks], Trudy TSNIGRI, 1987, Is. 218, pp. 24–27. (In Russ.)
14. *Sablukov S. M.* O petrokhimicheskikh seriyakh kimberlitovykh porod [On petrochemical series of kimberlite rocks], Doklady AN SSSR, 1990, V. 313, No. 4, pp. 935–939. (In Russ.)



15. *Sablukov S. M., Dudar L. P., Dovzhikova E. G., Fishman M. V.* Fazy formirovaniya i vozrast kimberlitovykh trubok Srednego Timana [Formation phases and age of kimberlite pipes of the Middle Timan], Trudy TSNIGRI, 1983, Is. 182, pp. 64–74. (In Russ.)
16. *Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Vzaimootnosheniya kimberlitovogo i bazalt'ovogo magmatizma v trubke Nyurbinskaya (Nakynskoye pole, Yakutiya) [Relationships between kimberlite and basalt magmatism in the Nyurbinskaya pipe (Nakyn field, Yakutia)], Geodinamika i tektonofizika, 2022, V. 13, No. 4, pp. 1–7. (In Russ.)
17. *Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Nekotoryye novyye «shtrikhi k portretu magmatizma Zimneberezhnogo kimberlitovogo rayona Arkhangel'skoy almazonosnoy provintsii (XXI vek, pervaya chetvert') [Some new “strokes to the portrait of magmatism of the Zimneberezhnny kimberlite region of the Arkhangelsk diamondiferous province (XXI century, first quarter)], Otechestvennaya geologiya, 2025, No. 1, pp. 58–78. (In Russ.)
18. *Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Sistema rannegertsinskogo kimberlitovogo magmatizma Severa Russkoy platformy kak osnova dlya diagnostiki porod i otsenki ikh potentsial'noy almazonosnosti [The system of early Hercynian kimberlite magmatism in the Northern Russian Platform as a basis for diagnosing rocks and assessing their potential diamond content], Materialy nauchno-prakticheskoy konferentsii, posvyashchonnoy 50-letiyu otkrytiya pervoy almazonosnoy kimberlitovoy trubki «Zarnitsa», Effektivnost' prognozirovaniya i poiskov mestorozhdeniy almazov: proshloye, nastoyashcheye i budushcheye (Almazy-50), St. Petersburg, VSEGEI publ., 2004, pp. 288–291. (In Russ.)
19. *Sablukov S. M., Sablukova L. I., Belov A. V.* Shchelochnoy ul'traosnovnoy magmatizm Nonokskogo polya Onezhskogo poluostrova – otrazheniye plyumovykh i subduktsionnykh protsessov Belomorskogo regiona (Arkhangel'skaya almazonosnaya provintsiya) [Alkaline ultrabasic magmatism of the Nenok field of the Onega Peninsula – a reflection of plume and subduction processes of the White Sea region (Arkhangelsk diamondiferous province)], Trudy X Mezhdunarodnogo Seminara «Glubinnyy magmatizm, yego istochniki i plyumy» (g. Sudak), Irkutsk, Institut geografii SO RAN publ., 2010, pp. 157–186. (In Russ.)
20. *Sinitsyn A. V., Stankovskiy A. F., Danilov M. A.* Kimberlitopodobnyye eruptivnyye brekchii Nonoksy i perspektivy almazonosnosti severa Russkoy platformy [Kimberlite-like eruptive breccias of Nyonoksa and diamond potential in the north of the Russian platform], Sostoyaniye i perspektivy rasshireniya mineral'no-syr'yevoy bazy Severo-Zapada RSFSR, Leningrad, Nedra publ., 1973, pp. 292–301. (In Russ.)
21. *Sobolev N. V.* Glubinnyye vklyucheniya v kimberlitakh i problema sostava verkhney mantii [Deep inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle], Novosibirsk, Nauka publ., 1974, 264 p. (In Russ.)
22. *Stankovsky A. F., Danilov M. A., Grib V. P., Sinitsyn A. V.* Trubki vzryva Onezhskogo poluostrova [Explosion pipes of the Onega Peninsula], Sovetskaya geologiya, 1973, No. 8, pp. 69–79. (In Russ.)
23. *Shtefan L. V.* Petrologiya shchelochno-ul'traosnovnogo magmatizma Zhlobinskogo polya (Belarus') v svyazi s yego vozmozhnoy almazonosnost'yu [Petrology of alkaline-ultramafic magmatism of the Zhlobin field (Belarus) in connection with its possible diamond potential], Minsk, 2000, 21 p. (In Russ.)
24. *Shutov B. S., Smirnov Yu. D., Luk'yanova L. I., Mikhaylovskaya L. N.* Kratkaya mineralogo-petrograficheskaya kharakteristika kimberlitov Srednego Timana [Brief mineralogical and petrographic characteristics of kimberlites of the Middle Timan], Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva, 1983, Pt. 112, Is. 4, pp. 436–443. (In Russ.)
25. *Sablukov S. M.* Petrochemical series of kimberlite rocks of Arkhangelsk province. Sixth International Kimberlite Conference, Extended abstracts, Novosibirsk, 1995, pp. 481–483.

Статья поступила в редакцию 18.02.26; одобрена после рецензирования 08.04.26; принята к публикации 08.04.26.  
The article was submitted 18.02.26; approved after reviewing 08.04.26; accepted for publication 08.04.26.

### Рудогенез в эволюции рифейско-палеозойских осадочных бассейнов Северо-Востока Азии

**Аннотация.** Геологическая структура Северо-Востока Азии с рифея до поздней юры развивалась как совокупность осадочных бассейнов окраинно-морской природы, которые закономерно сменяли друг друга во времени и пространстве. Эволюция данных бассейнов приводила к накоплению углеводородов и формированию стратиформной минерализации Cu, Pb, Zn. Тесная ассоциация крупных скоплений нефти и рудных объектов «типа Миссисипи» и медистых песчаников указывает на значительные масштабы бассейновых нефте- и рудообразующих систем.

**Ключевые слова:** осадочный бассейн, углеводороды, стратиформная минерализация.

ГЛУХОВ АНТОН НИКОЛАЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, gluhov76@list.ru

КОЛОВА ЕЛЕНА ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, kolova@neisri.ru

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (ФГБУ СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан

### Ore genesis in evolution of the Riphean-Paleozoic sedimentary basins of Northeastern Asia

A. N. GLUKHOV, E. E. KOLOVA

Federal State Budgetary Institution of Science “N. A. Shilo North-Eastern Complex Research Institute” of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (FSBI SVKNII FEB RAS), Magadan

**Abstract.** During period from the Riphean through the Late Jurassic, the geological structure of Northeastern Asia was developed as an assemblage of marginal-marine type sedimentary basins that successively replaced each other in space and time. This evolution resulted in accumulation of hydrocarbons and formation of Cu, Pb, and Zn stratiform mineralization. The close association of the large petroleum deposits with the Mississippi Valley type ore objects and cupriferous sandstones suggests significant scales of the basin-related petroleum- and ore-forming systems.

**Key words:** sedimentary basin, hydrocarbons, stratiform mineralization.

Рудогенез Северо-Востока Азии традиционно связывают с орогенными (Яно-Колымский, Охотско-Корякский, Чукотский) и окраинно-континентальными (Охотско-Чукотский, Уяндино-Ясачненский, Кедонский, Олойский) поясами, в процессе эволюции которых были сформированы многочисленные жильные и штокерковые гидротермальные месторождения и рудопроявления Au, Ag, Sn, Cu. Между тем ещё в 1998 г. вышла в свет фундаментальная сводка В. И. Шпикермана [26], в которой он показал широкое распространение

на Северо-Востоке так называемого «доаккреционного» стратиформного оруденения, преимущественно домезозойского возраста. Тем не менее до сих пор остается актуальным, что «*стратиформная рудоносность Северо-Востока России – одна из наименее изученных проблем металлогении этого огромного региона*» [26, с. 5]. Между тем на «доаккреционном» этапе, который охватывает гигантский временной интервал с начала рифея до поздней юры (~ 1500 млн лет), геологическая структура региона развивалась как сово-

купность осадочных бассейнов, преимущественно окраинно-морской природы [25], закономерно сменявших друг друга во времени и пространстве. Доминировавшим геодинамическим режимом, в котором они формировались и функционировали, была пассивная континентальная окраина Северо-Азиатского кратона, которая периодически осложнялась рифтогенными процессами. М. Д. Булгакова ёмко охарактеризовала данную обстановку как «рассеянный рифтогенез» [4].

По Р. К. Селли [35], осадочным бассейном (далее ОБ) называется достаточно мощная линза отложений, выделяемых в осадочной оболочке Земли. Н. Б. Вассоевич и др. [6] под ОБ понимал относительно крупные ( $n \times 10^3 - n \times 10^6 \text{ км}^2$ ) мощные линзы водно-осадочных отложений, которые накапливались во впадинах, прогибавшихся в течение 1–100 млн лет. А. М. Никишин с соавторами [17] дают определение осадочному бассейну как крупной (площадью более 1000 км<sup>2</sup>) области, в которой происходило или происходит накопление осадков и превращение их в горные породы. В. П. Феоктистов с коллегами [23] рассматривают ОБ как отрицательную морфоструктуру земной поверхности, выполненную маринными и субэвральными отложениями, или как стратифицированное геологическое тело, представленное осадочными комплексами. Они разделяли осадочные бассейны по степени сохранности на нетрансформированные, трансформированные и фрагментированные. В соответствии с этим, если ОБ выделяется в результате палеореконокструкций, то он именуется палеобассейном. А. В. Ступакова с коллегами [22] дают более развёрнутое определение осадочного палеобассейна: *«область длительного и устойчивого погружения земной коры, происходившего на определённом этапе геологической истории, в процессе которого было сформировано тело осадочных пород мегарегионального масштаба... Впоследствии оно подвергалось воздействию различных геологических процессов, приводящих к уменьшению его размеров, изменению геометрии и строения. Палеобассейны являются палеоаналогами современных осадочных бассейнов»* [22, с. 5].

Формирование осадочного бассейна на северо-восточной окраине Северо-Азиатского кратона началось в раннем рифее с возникновением внутрикратонного рифта [33], маркером которого в Майско-Кыллахском районе Верхоянского складчато-надвигового пояса являются лагунные крас-

ноцветные терригенно-карбонатные отложения учурской серии, а на Приколымском террейне – близкие по составу толщи оссалинской серии. Максимум трансгрессии, который пришёлся на рубеж ~ 1 млрд лет, зафиксирован сероцветной существенно сланцевой (включая турбидиты) толщей уйской серии Верхоянского складчато-надвигового пояса (юкагирской на Приколымском террейне) и прослеживается на всей окраине кратона [19]. Сформировавшееся таким образом окраинное море, предположительно [33], было соединено с океаническим бассейном. По-видимому, именно на этом этапе произошло отделение от кратона цепочки перикратонных террейнов: Омолонского, Охотского и Приколымского. Сформировавшийся таким образом осадочный мегапалеобассейн В. И. Шульдинер удачно назвал Протоверхоянским [30]. Стратиграфический перерыв на рубеже рифея и венда проявлен на всей окраине Северо-Азиатского кратона и был связан с закрытием Протоверхоянского осадочного бассейна и аккрецией перикратонных блоков. Это событие отразилось в U-Pb изотопных системах практически всех довендских образований [27]. Возобновившаяся в венде трансгрессия привела к формированию шельфовой пассивной окраины, просуществовавшей до середины карбона – Верхоянского мега-ОБ. Маркером этого события в Верхоянском складчато-надвиговом поясе являются терригенно-карбонатные толщи юдомской серии, а на Приколымском террейне – сяпкинской и коркодонской свит. Следует отметить, что из всех перикратонных террейнов Северо-Востока Азии именно на Приколымском сохранились маркеры всех геодинамических событий начиная с раннего протерозоя. В этом его принципиальное отличие от Омолонского и Охотского кратонных террейнов, которые вели себя как жёсткие глыбы, практически не принимавшие участие в весьма динамичной эволюции континентальной окраины [10]. Эволюция Верхоянского мега-ОБ привела к окончательной деструкции восточной окраины Северо-Азиатского кратона и формированию во второй половине карбона (в результате «рассеянного рифтогенеза») Оймяконского океана [9]. Именно этот возрастной рубеж можно считать завершением эволюции Верхоянского мега-ОБ.

Таким образом, на северо-восточной окраине Сибири начиная с рифея существовали два крупнейших осадочных бассейна, по площади соп-



ставимых с современными окраинными морями. Продолжительность функционирования каждого из них составила не менее 0,3 млрд лет, а общая мощность осадков, накопленных в Верхоянском мега-ОБ, превысила 20 км [6], что сравнимо с глубочайшими современными эпиконтинентальными ОБ, такими как Прикаспийская впадина [24]. Логично предположить, что в таких условиях функционировали механизмы диа- и катагенетического преобразования, которые должны были проводить к формированию элизионных напорных систем, продуцирующих как скопления углеводородов, так и рудные концентрации определённых типов. Современные рудогенетические модели [18, 32, 34] придают таким системам ведущее значение в генезисе Pb-Zn месторождений «типа Миссисипи» (MVT), медистых песчаников и сланцев и некоторых других типов, например, оолитовых бурожелезняковых руд. Значение же элизионных систем для формирования месторождений углеводородов давно не вызывает сомнений. В последние годы продуктивно развивается концепция «нафторудогенеза», которая рассматривает формирование стратиформной рудной минерализации и УВ как составные части единой системы, функционирующей в рамках эволюции ОБ [1, 15].

Месторождения и проявления упомянутых типов на Северо-Востоке Азии многочисленны [12, 26]. Они сосредоточены на четырёх стратиграфических уровнях (таблица), при этом в ордовикских толщах известны лишь единичные проявления. Стратиформные Pb-Zn руды и медистые песчаники известны во всех тектонических элементах восточной окраины Северо-Азиатского кратона, включая Майско-Кыллахскую и Сеттэ-Дабанскую зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса, Приколымский и Омилевский террейны. Среди них известно одно крупное по запасам Pb-Zn месторождение Сардана типа MVT. На всех трёх уровнях, за исключением ордовикского, Pb-Zn оруденение ассоциирует с медистыми песчаниками и сланцами.

Проявления углеводородов в рифейско-палеозойских толщах Северо-Востока Азии наиболее редки [13]. Особенно продуктивной на нефть является Майско-Кыллахская зона Верхоянского складчато-надвигового пояса, которая вместе с Сеттэ-Дабаном входит в Алдано-Майский палеобассейн [5]. Здесь прогнозные ресурсы нефти составляют 300 млн т [2]. Другие районы Вер-

хоянья, Приколымского и Омилевского террейнов характеризуются несопоставимо худшей изученностью, и нефтепроявления в них единичны. Уже упомянутая фундаментальная работа В. В. Иванова и Б. А. Клубова [13] до сих пор остаётся единственной сводкой по нефтепроявлениям Северо-Востока Азии. Тем не менее в южной части Омилевского и Приколымского террейнов Ф. А. Мигурским выделена Омилевская нефтегазоносная область [16].

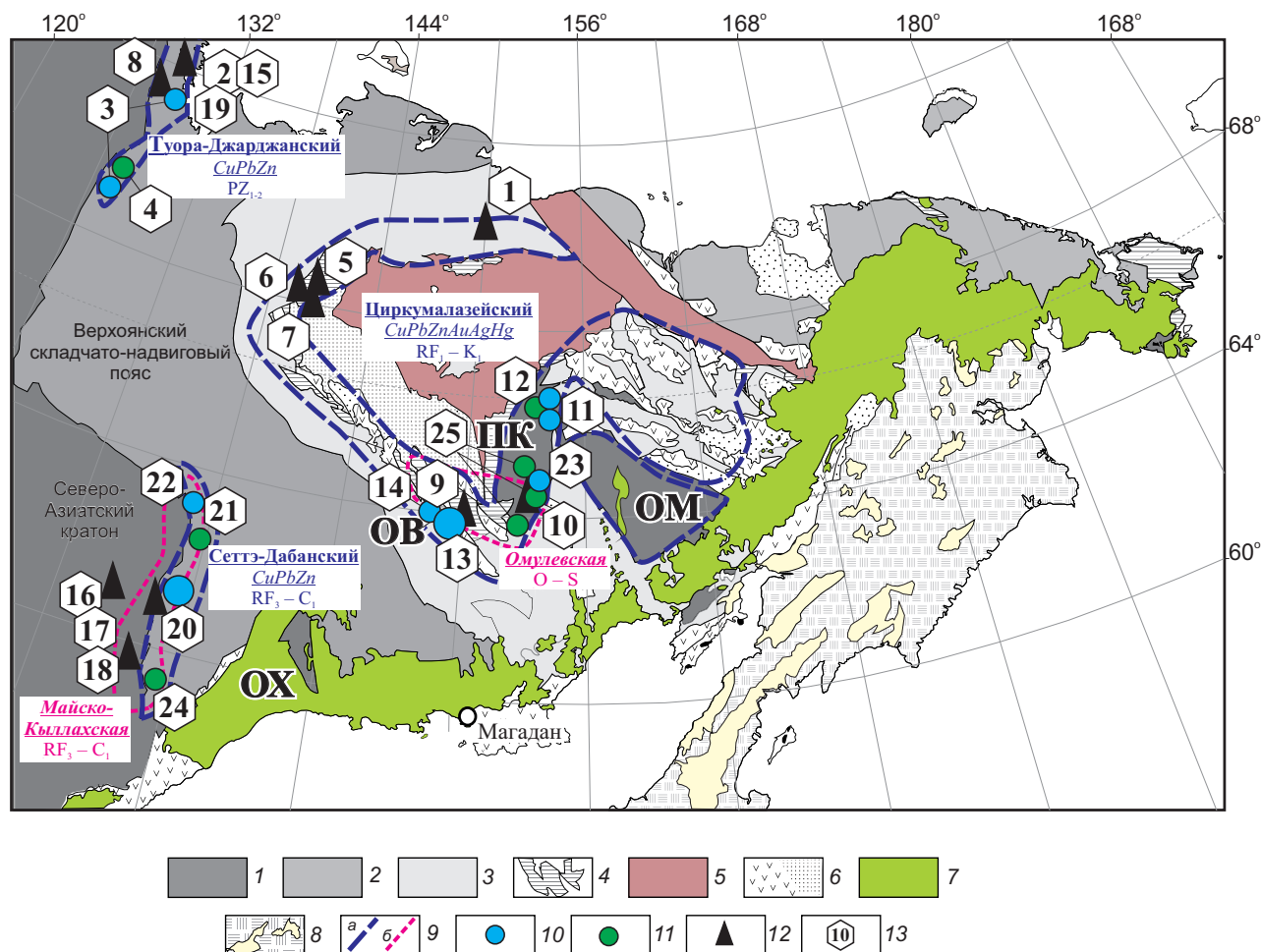
Единственное проявление нефти среди рифейско-палеозойских толщ Северо-Востока Азии (за исключением Алдано-Майского бассейна) было выявлено Б. В. Пепеляевым [20] на Приколымском террейне, в правом борту р. Поповки (правый приток р. Колымы) в известняках нятвенской толщи среднего карбона (рис. 1, № 10). В среднедевонских известняках Омилевского террейна (бассейн р. Уяндины) и ранне-среднедевонских Верхоянского складчато-надвигового пояса (низовья р. Лены) известны выходы малът. Все прочие проявления негазообразных углеводородов, общим числом менее 20, относятся к твёрдым битумоидам: асфальтитам, керитам и антраксолитам.

Анализ пространственного размещения и стратиграфической позиции нефтепроявлений, минерализации Pb-Zn MVT, медистых песчаников и сланцев показывает, что на всех трёх главных геохронологических уровнях (рифейском, венд-раннекембрийском, позднесилурийско-раннекаменноугольном) они сосредоточены в пределах единых площадей, по своим размерам соответствующим металлогеническим и нефтегазоносным зонам, реже районам. Наиболее ярким примером является Майско-Кыллахская зона, где скважину «Усть-Майская 366», вскрывшую наиболее нефтепродуктивные части разреза рифея и венда [2] и Pb-Zn месторождение Сардана, разделяет менее 100 км. Следует обратить внимание на то, что рудная минерализация двух рассматриваемых типов всегда занимает относительно углеводородов или одинаковый стратиграфический уровень, или более низкий. Это может объясняться «всплытием» более лёгких нефтей относительно более тяжёлых металлоносных рассолов. Рассматривая данный феномен с позиций нафторудогенеза [1, 15], мы приходим к выводу о существовании на Северо-Восточной окраине Северо-Азиатского кратона двух крупных нафторудогенных систем, формировавшихся последовательно в двух мега-ОБ рифтогенно-шельфовой природы: вначале в рифей-

Таблица. Стратиграфическая позиция стратиформной минерализации Cu, Pb, Zn и нефтепроявлений Северо-Востока Азии

| Система, эонотема | Отдел | Типы природных битумов |                |                |                 |                | Геолого-генетические типы минерализации |                            |
|-------------------|-------|------------------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------------------------------|----------------------------|
|                   |       | Нефть                  | Мальты         | Асфальты       | Кериты          | Антраксолиты   | Pb-Zn «типа Миссисипи»                  | Cu-песчаники и сланцы      |
| Пермская          | 3     |                        |                |                |                 | 1 (известняки) |                                         |                            |
|                   | 2     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
|                   | 1     |                        | 2 (песчаники)  |                |                 |                |                                         |                            |
| Каменно-угольная  | 3     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
|                   | 2     | 10 (известняки)        |                |                |                 |                |                                         |                            |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
| Девонская         | 3     |                        | 5 (известняки) |                |                 | 8 (известняки) | 3 (известняки)                          | 4 (алевролиты, песчаники)  |
|                   | 2     |                        |                | 6 (известняки) | 9 (известняки)  |                | 11 (доломиты)                           | 12 (песчаники, алевролиты) |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
| Силурийская       | 2     |                        | 7 (известняки) |                |                 |                | 13 (доломиты)                           |                            |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
| Ордовикская       | 3     |                        |                |                |                 |                | 14 (доломиты)                           |                            |
|                   | 2     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
| Кембрийская       | 3     |                        |                |                | 15 (известняки) |                |                                         |                            |
|                   | 2     | 16 (известняки)        |                |                |                 |                |                                         |                            |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                | 19 (доломиты)                           |                            |
| Вендская          | 2     | 17 (доломиты)          |                |                |                 |                | 20 (доломиты)                           | 21 (песчаники)             |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |
| Рифейская         | 3     | 18 (известняки)        |                |                |                 |                | 22, 23 (доломиты)                       | 24 (песчаники)             |
|                   | 2     |                        |                |                |                 |                |                                         | 25 (филлиты)               |
|                   | 1     |                        |                |                |                 |                |                                         |                            |

Примечание. Цветами показано положение в стратиграфическом разрезе осадочных бассейнов разного возраста; надписи в скобках – состав вмещающих пород, числа – номера нефте- и рудопроявлений, обозначенных также на рис. 1.



**Рис. 1. Размещение стратиформной Cu, Pb, Zn минерализации и проявлений углеводородов в тектонической структуре Северо-Востока Азии:**

1 – докембрийские кратоны и перикратонные террейны (ОМ – Омогонский, ОХ – Охотский, ОВ – Омүлевский, ПК – Приколымский); 2 – каменноугольные, пермские и триасовые шельфовые комплексы пассивных окраин Северо-Азиатского кратона и Чукотского блока; 3 – триасовые и юрские турбидитовые террейны Яно-Колымского пояса; 4 – палеозойские террейны пассивной континентальной окраины; 5 – террейны океанические и аккреционной призм; 6 – юрско-меловые вулканогенные пояса и осадочные бассейны; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 – Корякско-Камчатские вулканогенные пояса кайнозойского возраста; 9 – а – доаккреционные металлогенические пояса со стратиформным Cu, Pb, Zn оруденением (Циркумалазейский, Сеттэ-Дабанский, Туора-Джарджанский) и б – нефтегазоносные зоны (Майско-Кыллахская, Омүлевская) и интервалы становления соответствующих осадочных бассейнов; 10–12 – нефте- и рудопроявления: 10 – свинцово-цинковые миссисипского типа, 11 – медистых песчаников и сланцев, 12 – углеводородов; 13 – номера нефте- и рудопроявлений в таблице

ском Протоверхоянском, затем в вендско-палеозойском Верхоянском. При этом масштабы руды и нефтеконцентрации в последнем несопоставимо более высоки, что может быть как следствием большей сохранности его более молодых комплексов, не претерпевших таких деформаций и мета-

морфизма, так и отражать намного более активное и динамичное развитие агрессивного (в соответствии с терминами, предложенными И. А. Гарагаши и др., [8]) Верхоянского осадочного бассейна, которое завершилось масштабным базитовым рифтогенным магматизмом и формированием в



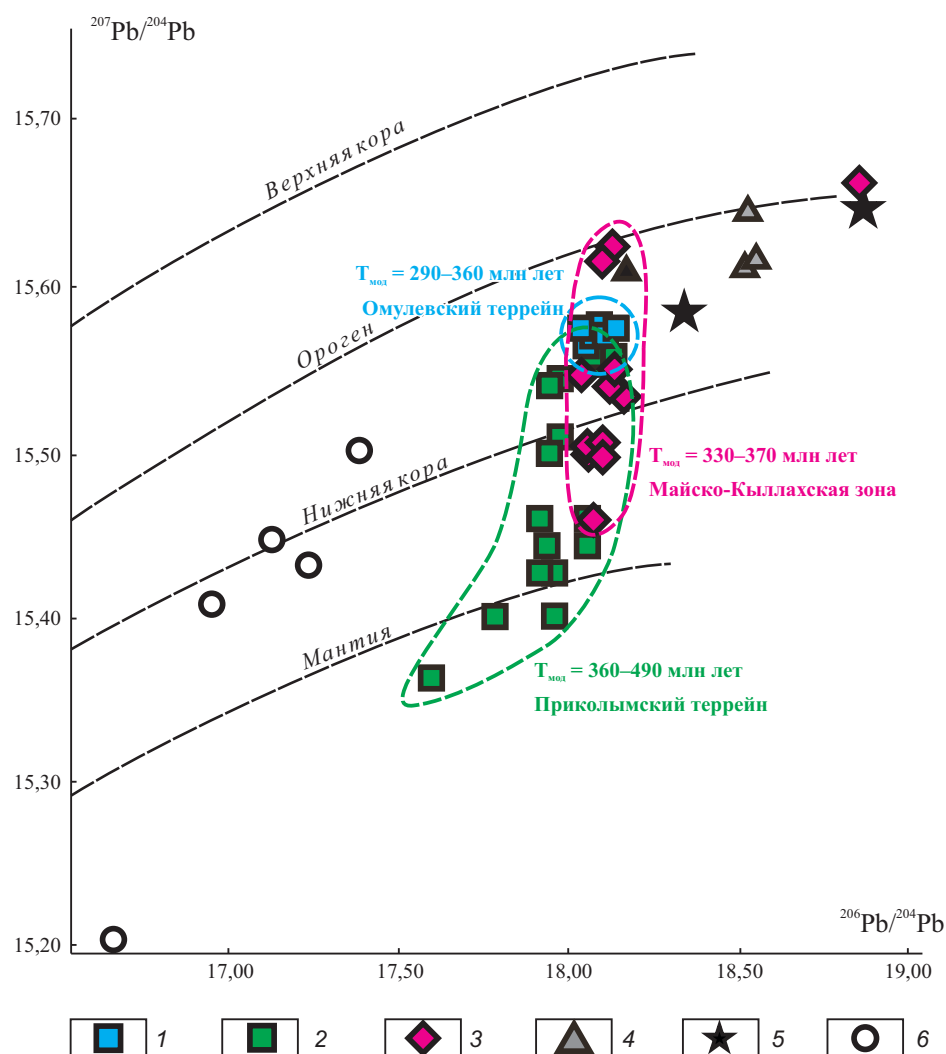


Рис. 2. Изотопный состав свинца сульфидов рудопроявлений и месторождений Северо-Востока Азии. По данным [11, 13, 29]:

1–3 – стратиформная Pb-Zn MVT минерализация: 1 – Омулевского и 2 – Приколымского террейнов, 3 – Майско-Кыллахской зоны ВСНП; 4–6 – жильное и штокерковое оруденение орогенных и окраинно-континентальных поясов: 4 – медно-порфировая Ундино-Ясачненского вулканогенного пояса, 5 – золото-редкометалльная Яно-Колымского орогенного пояса, 6 – золото-серебряная Кедонского вулканогенного пояса

триасе океанического бассейна [10]. Позднепалеозойские разрезy Северо-Востока Азии существенно отличаются от раннепалеозойских и рифейских: намного большей долей алевропелитовых пород, которая в Хиулганской и Битумской зонах Омулевского или Ясачненской и Сугойской зонах Приколымского террейнов достигает 70–80 % [7]. Для сравнения, в разрезах ордовика и силура она не превышает 30 % [3]. Элизийонные термодегидратационные воды, которые при захоронении

таких больших глинистых масс образовывались в огромных количествах, активно выносили металлы не только непосредственно из осадочной толщи, но и из подстилающих комплексов метаморфического цоколя. На это указывают (в том числе) данные изотопии рудного свинца. На диаграмме Стейси-Краммера (рис. 2) точки Pb-Zn MVT объектов Верхоянского складчато-надвигового пояса, Приколымского и Омулевского террейнов образуют единый тренд эволюции с близкими

значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . При этом поле свинцов Приколымского террейна наиболее протяжённое, пересекающее линии мантии и нижней коры. Поле свинцов Верхоянского складчато-надвигового пояса ограничено линиями нижней коры и орогена. Все точки параметров рудного свинца Омуповского террейна соответствуют орогену. Подобным же образом закономерно изменяются модельные возрасты. Самые древние из них характерны для рудопоявлений Приколымского террейна, где  $T_{\text{мод}}$  превышает возраст вмещающих толщ. Это говорит о заимствовании вещества из более древнего субстрата, который на Приколымье в обилии представлен архейско-раннепротерозойскими и рифейскими комплексами пёстрого состава. Свинцы Верхоянья более молодые и не выходят за пределы возраста вмещающих толщ. Наименьшие значения (282–292 млн лет) модельного возраста, наблюдаемые у свинцов Омуповского террейна, соответствуют времени завершения развития Верхоянского мега-ОБ. К близким выводам об образовании Pb-Zn оруденения за счёт докембрийского геохимического резервуара пришёл В. И. Шпикерман с соавторами [28]. Для Майско-Кыллахской зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса Д. И. Павлов обосновал длительное (с венда до мезозоя) формирование стратиформной Pb-Zn MVT минерализации в ходе эволюции нефтегазоносного осадочного бассейна [30]. С учётом приведённых выше соображений мы считаем возможным распределить данную

модель на все площади распространения шельфовых рифейско-палеозойских комплексов Северо-Востока Азии.

Северо-Восточная окраина Северо-Азиатского кратона, включающая перикратонные шельфовые террейны (Приколымский и Омуповский), выделяется достаточно уникальной тесной ассоциацией стратиформного оруденения (Pb-Zn MVT, медистые песчаники), содержащего многочисленные (несколько десятков) рудопоявления, крупное Pb-Zn месторождение Сардана и масштабные скопления нефти, прогнозные ресурсы которых в Алдано-Майской зоне составляют 300 млн т, а в Омуповской – 72 млн т [16]. Аналогичные примеры в мире редки, наиболее известным является металлогеническая провинция Миссисипи в США с гигантскими месторождениями Вибурнум-Тренд, Тристейт, Верхняя Долина Миссисипи, Олд Лид, окружённая столь же гигантскими нефтегазоносными бассейнами Техаса и центральных штатов. Это, с одной стороны, делает регион весьма подходящей «площадкой» для дальнейшего развития наших представлений о бассейновом нефте- и рудогенезе, совершенствования геолого-генетических моделей элизионно-водородного рудообразования, а с другой, повышает экономическую значимость расположенных здесь стратиформных рудных объектов и концентраций углеводородов и ставит на повестку дня вопрос о необходимости их активного изучения.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аглонов С. В., Лебедев Б. А. Нафторудогенез. – М. : Научный мир, 2010. – 224 с.
2. Баженова Т. К., Маргулис Л. С. Нефтегазообразование в Алдано-Майском бассейне Сибирской платформы // Нефтегазовая геология: теория и практика. – 2014. – Т. 9, № 4. – С. 1–18.
3. Биостратиграфия и фации ордовика–силура Северо-Востока СССР / Составитель М. М. Орадовская. – М. : Недра, 1988. – 176 с.
4. Булгакова М. Д. Ранний-средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). – Якутск : ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – 104 с.
5. Варнавский В. Г. Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеанская геология. – 2015. – Т. 34, № 2. – С. 82–102.
6. Вассоевич Н. Б. Исходное вещество для нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. – М. : Недра, 1972. – С. 39–70.
7. Гагиев М. Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – 120 с.
8. Гарагаи И. А., Иогансон Л. И., Шлезингер А. Е. Орогенные, глубокие платформенные и агрессивные осадочные бассейны и физические механизмы их образования // Вестник ОГТГН РАН. – 2000. – № 4. – С. 1–9.
9. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А. И. Ханчука. – Кн. 1–2. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 981 с.
10. Глухов А. Н. Тектонические факторы рудогенеза докембрийских террейнов на примере Приколымского поднятия и Омогонского массива (Северо-Восток Азии) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64, Вып. 2. – С. 219–248.

11. Глухов А. Н., Бирюков А. Н. Геохимическая специализация гидротермального оруденения Приколывского террейна (Северо-Восток России) и её связь со структурой и составом вмещающих комплексов // Тихоокеанская геология. – 2022. – Т. 41, № 2. – С. 75–88.
12. Давыдов Ю. В., Чиряев А. Г., Костин А. В., Соболев А. Е. Стратиформное оруденение Якутии (свинец, цинк, медь) // Стратиформное оруденения Якутии. – Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1988. – С. 5–24.
13. Иванов В. В., Клубов Б. А. Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР. – М. : Наука, 1979. – 148 с.
14. Костин А. В., Зайцев А. И., Попов А. К., Тыллар В. И. Изотопный состав свинца галенитов, вопросы генезиса и возраста стратиформных месторождений Восточной Якутии // Минералого-геохимические аспекты магматизма и оруденения Якутии. – Якутск : Научный центр СО РАН, 1993. – С. 158–171.
15. Лебедев Б. А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. – Л. : Недра, 1992. – 239 с.
16. Мигурский Ф. А. Перспективы нефтегазоносности Омурского поднятия : специальность 25.00.12 Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений : на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Феликс Анатольевич Мигурский. – Новосибирск, 2007. – 21 с.
17. Никишин А. М. Механизмы формирования осадочных бассейнов // Образовательный журнал. – 2001. – Т. 7, № 4. – С. 63–68.
18. Павлов Д. И., Горжевский Д. И., Голева Г. А. Сопряжённость рудо- и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 5. – С. 39–45.
19. Павловская Е. А., Худoley А. К. Тектоника и геологическое строение Майско-Кыллахской зоны (Южное Верхоянье) по результатам построения сбалансированных разрезов // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. – Т. 15, № 1. – С. 1–17.
20. Пепеляев Б. В. О находке неметаморфизованного битума в юго-восточной части Колымского срединного массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1961. – С. 268–270.
21. Соболев П. Н., Шиганова О. В., Дыхан С. В., Ахмедова А. Р. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Алдано-Майской впадины // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 643–656.
22. Ступакова А. В., Пашали А. А., Волянская В. В., Сусллова А. А., Завьялова А. П. Палеобассейны – новая концепция моделирования истории геологического развития и нефтегазоносности регионов // Георесурсы. – 2019. – Т. 21, № 2. – С. 4–12. – DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.4-12>
23. Феоктистов В. П., Иогансон А. К., Неклюдов А. Г. Металлогения осадочных бассейнов. – Л. : ВСЕГЕИ, 1997. – 75 с.
24. Холодов В. Н. Типы катагенетических изменений в стратифере и осадочные полезные ископаемые // Ученые записки Казанского университета. Естественные науки. – 2011. – Т. 153, № 4. – С. 16–53.
25. Чехов А. Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинноморская модель). – М. : Научный мир, 2000. – 204 с.
26. Шпикерман В. И. Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 333 с.
27. Шпикерман В. И., Брусницына Е. А. Новая схема распространения протерозойских образований Восточного Приколывья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. 08–10 апреля 2020 г. – Якутск : Издательский дом СВФУ, 2020. – С. 158–162.
28. Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Раткин В. В., Чугаев А. В. Геология изотопов рудного свинца юга Омурского террейна (Циркумалазийский металлогенический пояс) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит : Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2016 г. – Владивосток : Дальнаука, 2016. – С. 386–388.
29. Шпикерман В. И., Чернышев И. В., Агапова А. А., Троцкий В. А. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1993. – 67 с.
30. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. – М. : Недра, 1982. – 226 с.
31. Эндогенные источники рудного вещества / Под ред. Ф. В. Чухрова. – М. : Наука, 1987. – 246 с.
32. Hitzman M. W., Selley D., Bull S. Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History // Economic Geology. – 2010. – V. 105. – P. 627–639.
33. Khudoley A. K., Rainbird R. H., Stern R. A., Kropachev A. P., Heaman L. M., Zanin A. M., Podkovyrov V. N., Belova V. N., Sukhorukov V. I. Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of south-eastern Siberia // Precambrian Research. – 2001. – V. 111. – P. 129–163.
34. Leach D. L., Bradley D., Lewchuk M. T., Symons D. T., Marsily G., Brannon J. Mississippi valley-type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research // Mineralium Deposita. – 2001. – V. 36, № 8. – P. 711–740.
35. Selley R. C. An introduction to Sedimentology. – London : Academic Press, 1976. – 240 p.



## REFERENCES

1. *Aplonov S. V., Lebedev B. A.* Naftorudogenez [Fluoro-Rudogenesis], Moscow, Nauchnyy mir publ., 2010, 224 p. (In Russ.)
2. *Bazhenova T. K., Margulis L. S.* Neftegazooobrazovaniye v Aldano-Mayskom bassejne Sibirskoy platformy [Oil and gas formation in the Aldan-May basin of the Siberian platform], Neftegazovaya geologiya: teoriya i praktika, 2014, V. 9, No. 4, pp. 1–18. (In Russ.)
3. *Biostratigrafiya i fatsii ordovika–silura Severo-Vostoka SSSR* [Biostratigraphy and facies of the Ordovician–Silurian of the North-East of the USSR], M. M. Oradovskaya, Moscow, Nedra publ., 1988, 176 p. (In Russ.)
4. *Bulgakova M. D.* Ranniy-sredniy paleozoy Severo-Vostoka SSSR (sedimentologicheskiy analiz) [Early-Middle Paleozoic of the North-East of the USSR (sedimentological analysis)], Yakutsk, YANTS SO AN SSSR publ., 1991, 104 p. (In Russ.)
5. *Varnavskiy V. G.* Aldano-Mayskiy osadochnyy basseyn (Yugo-Vostok Severo-Aziatskogo kratona): litostratigrafiya dokembriya, kembriya [Aldan-Maya sedimentary basin (Southeast of the North Asian craton): lithostratigraphy of the Precambrian, Cambrian], Tikhookeanskaya geologiya, 2015, V. 34, No. 2, pp. 82–102. (In Russ.)
6. *Vassoyevich N. B.* Iskhodnoye veshchestvo dlya nefi i gaza [Initial substance for oil and gas], Proiskhozhdeniye nefi i gaza i formirovaniye ikh mestorozhdeniy, Moscow, Nedra publ., 1972, pp. 39–70. (In Russ.)
7. *Gagiyeve M. Kh.* Sredniy paleozoy Severo-Vostochnoy Azii [Middle Paleozoic of North-East Asia], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1996, 120 p. (In Russ.)
8. *Garagash I. A., Ioganson L. I., Shlezinger A. Ye.* Orogennyye, glubokiye platformennyye i agressivnyye osadochnyye basseyny i fizicheskiye mekhanizmy ikh obrazovaniya [Orogenic, deep platform and aggressive sedimentary basins and physical mechanisms of their formation], Vestnik OGGGGN RAN, 2000, No. 4, pp. 1–9. (In Russ.)
9. *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii* [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia], ed. A. I. Khanchuk, Book 1–2, Vladivostok, Dal'nauka publ., 2006, 981 p. (In Russ.)
10. *Glukhov A. N.* Tektonicheskiye faktory rudogeneza dokembriyskikh terreyinov na primere Prikolymnskogo podnyatiya i Omolonskogo massiva (Severo-Vostok Azii) [Tectonic factors of ore genesis of Precambrian terranes on the example of the Prikolymnsky uplift and Omolon massif (Northeast Asia)], Vestnik SPbGU. Nauki o Zemle, 2019, V. 64, Is. 2, pp. 219–248. (In Russ.)
11. *Glukhov A. N., Biryukov A. N.* Geokhimicheskaya spetsializatsiya gidrotermal'nogo orudneniya Prikolymnskogo terreyina (Severo-Vostok Rossii) i yeye svyaz' so strukturoy i sostavom vmeshchayushchikh kompleksov [Geochemical specialization of hydrothermal mineralization of the Prikolymsky terrane (North-East of Russia) and its relationship with the structure and composition of the host complexes], Tikhookeanskaya geologiya, 2022, V. 41, No. 2, pp. 75–88. (In Russ.)
12. *Davydov Yu. V., Chiryayev A. G., Kostin A. V., Sobolev A. E.* Stratiformnoye orudneniye Yakutii (svints, tsink, med') [Stratiform mineralization of Yakutia (lead, zinc, copper)], Stratiformnoye orudneniye Yakutii, Yakutsk, YAF SO AN SSSR publ., 1988, pp. 5–24. (In Russ.)
13. *Ivanov V. V., Klubov B. A.* Naftidy i naftoidy Severo-Vostoka SSSR [Naphthides and naphthoids of the North-East of the USSR], Moscow, Nauka publ., 1979, 148 p. (In Russ.)
14. *Kostin A. V., Zaytsev A. I., Popov A. K., Tyllar V. I.* Izotopnyy sostav svinca galenitov, voprosy genezisa i vozrasta stratiformnykh mestorozhdeniy Vostochnoy Yakutii [Isotopic composition of lead in galenas, questions of the genesis and age of stratiform deposits in Eastern Yakutia], Mineralogo-geokhimicheskie aspekty magmatizma i orudneneniya Yakutii, Yakutsk, Nauchnyy centr SO RAN publ., 1993, pp. 158–171. (In Russ.)
15. *Lebedev B. A.* Geokhimiya epigeneticheskikh protsessov v osadochnykh basseynakh [Geochemistry of epigenetic processes in sedimentary basins], Leningrad, Nedra publ., 1992, 239 p. (In Russ.)
16. *Migurskiy F. A.* Perspektivy neftegazonosnosti Omulevskogo podnyatiya [Oil and gas potential prospects of the Omulevsky uplift], Novosibirsk, 2007, 21 p. (In Russ.)
17. *Nikishin A. M.* Mekhanizmy formirovaniya osadochnykh basseynov [Mechanisms of formation of sedimentary basins], Obrazovatel'nyy zhurnal, 2001, V. 7, No. 4, pp. 63–68. (In Russ.)
18. *Pavlov D. I., Gorzhevskiy D. I., Goleva G. A.* Sopryazhennost' rudo- i nefteobrazuyushchikh sistem v osadochnykh basseynakh i prognoz rudnykh mestorozhdeniy [Conjugacy of ore- and oil-forming systems in sedimentary basins and forecast of ore deposits], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 1991, No. 5, pp. 39–45. (In Russ.)
19. *Pavlovskaya Ye. A., Khudoley A. K.* Tektonika i geologicheskoye stroeniye Maysko-Kyllakhskoy zony (Yuzhnoye Verkhoyan'ye) po rezul'tatam postroyeniya sbalansirovannykh razrezov [Tectonics and geological structure of the Maysko-Kylakh zone (Southern Verkhoyanye) based on the results of constructing balanced sections], Geodinamika i tektonofizika, 2024, V. 15, No. 1, pp. 1–17. (In Russ.)

20. *Pepelyayev B. V.* O nakhodke nemetamorfizovannogo bituma v yugo-vostochnoy chasti Kolym'skogo sredinogo massiva [On the discovery of unmetamorphosed bitumen in the southeastern part of the Kolyma median massif], *Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Severo-Vostoka SSSR*, Magadan, 1961, pp. 268–270. (In Russ.)
21. *Sobolev P. N., Shiganova O. V., Dykhan S. V., Akhmedova A. R.* Novyye dannyye o perspektivakh neftegazonosnosti Aldano-Mayskoy vpadiny [New data on the oil and gas potential of the Aldan-Maya depression], *Geologiya i geofizika*, 2017, V. 58, No. 3–4, pp. 643–656. (In Russ.)
22. *Stupakova A. V., Pashali A. A., Volyanskaya V. V., Suslova A. A., Zav'yalova A. P.* Paleobasseyny – novaya kontseptsiya modelirovaniya istorii geologicheskogo razvitiya i neftegazonosnosti regionov [Paleobasins – a new concept for modeling the history of geological development and oil and gas potential of regions], *Georesursy*, 2019, V. 21, No. 2, pp. 4–12. (In Russ.)
23. *Feoktistov V. P., Ioganson A. K., Neklyudov A. G.* Metallogeniya osadochnykh basseynov [Metallogeny of sedimentary basins], Leningrad, VSEGEI publ., 1997, 75 p. (In Russ.)
24. *Kholodov V. N.* Tipy katageneticheskikh izmeneniy v stratisfere i osadochnyye poleznyye iskopayemye [Types of catagenetic changes in the stratisphere and sedimentary minerals], *Uchenyye zapiski Kazanskogo universiteta. Yestestvennyye nauki*, 2011, V. 153, No. 4, pp. 16–53. (In Russ.)
25. *Chekhov A. D.* Tektonicheskaya evolyutsiya Severo-Vostoka Azii (okrainnomorskaya model') [Tectonic evolution of Northeast Asia (marginal sea model)], Moscow, Nauchnyy mir publ., 2000, 204 p. (In Russ.)
26. *Shpikerman V. I.* Domelovaya minerageniya Severo-Vostoka Azii [Pre-Cretaceous Minerageny of North-East Asia], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1998, 333 p. (In Russ.)
27. *Shpikerman V. I., Brusnitsyna Ye. A.* Novaya skhema rasprostraneniya proterozoy'skikh obrazovaniy Vostochnogo Prikolym'ya [New distribution scheme of Proterozoic formations of the Eastern Kolymye], *Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Severo-Vostoka Rossii. Materialy X Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem. 08–10 aprelya 2020 g. Yakutsk, Izdatel'skiy dom SVFU publ.*, 2020, pp. 158–162. (In Russ.)
28. *Shpikerman V. I., Goryachev N. A., Ratkin V. V., Chugayev A. V.* Geologiya izotopov rudnogo svintsy yuga Omulevskogo terreyne (Tsirkumalazey'skiy metallogenicheskiy poyas) [Geology of ore lead isotopes in the south of the Omulevsky terrane (Circumalazeya metallogenetic belt)], Vladivostok, Dal'nauka publ., 2016, pp. 386–388. (In Russ.)
29. *Shpikerman V. I., Chernyshev I. V., Agapova A. A., Troitsky V. A.* Geologiya izotopov rudnogo svintsy tsentral'nykh rayonov Severo-Vostoka Rossii [Geology of isotopes of ore lead in the central regions of North-East Russia], Magadan, SVKNII DVNTS AN SSSR publ., 1993, 67 p. (In Russ.)
30. *Shul'diner V. I.* Dokembriyskiy fundament Tikhookeanskogo poyasa i obramlyayushchikh platform [Precambrian basement of the Pacific belt and framing platforms], Moscow, Nedra publ., 1982, 226 p. (In Russ.)
31. *Endogennyye istochniki rudnogo veshchestva* [Endogenous sources of ore matter], ed. F. V. Chukhrov, Moscow, Nauka publ., 1987, 246 p. (In Russ.)
32. *Hitzman M. W., Selley D., Bull S.* Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History, *Economic Geology*, 2010, V. 105, pp. 627–639.
33. *Khudoley A. K., Rainbird R. H., Stern R. A., Kropachev A. P., Heaman L. M., Zanin A. M., Podkovyrov V. N., Belova V. N., Sukhorukov V. I.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of south-eastern Siberia. *Precambrian Research*, 2001, V. 111, pp. 129–163.
34. *Leach D. L., Bradley D., Lewchuk M. T., Symons D. T., Marsily G., Brannon J.* Mississippi valley-type lead-zinc deposits through geological time: Implications from recent age-dating research. *Mineralium Deposita*, 2001, V. 36, No. 8, pp. 711–740.
35. *Selley R. C.* An introduction to Sedimentology, London, Academic Press, 1976, 240 p.

Статья поступила в редакцию 27.04.26; одобрена после рецензирования 06.05.26; принята к публикации 06.05.26.  
The article was submitted 27.04.26; approved after reviewing 06.05.26; accepted for publication 06.05.26.

## Вещественный состав вмещающих пород, минералогия и изотопная геохимия серы колчеданно-полиметаллических месторождений типа VMS Большого Алтая

**Аннотация.** В работе представлены результаты сравнительного анализа вещественного состава вмещающих пород, минералогии и изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) колчеданно-полиметаллических месторождений типа VMS в пределах Рудноалтайской металлогенической зоны Большого Алтая. На основе обобщения обширного фонда литературных данных и оригинальных петрографических исследований выделены четыре типа рудоносных ассоциаций фаций и соответствующие им минеральные типы месторождений, различающиеся соотношениями основных сульфидов. Созданная база данных, включающая 1687 определений  $\delta^{34}\text{S}$ , позволила выявить значительные вариации изотопного состава серы сульфидов (от -28,2 до +13,4 ‰) и сульфатов (от +14,8 до +24,5 ‰), что свидетельствует о наличии магматогенных, морских и биогенных источников. Установлены региональные отличия: для российского и казахстанского сегментов характерно доминирование магматогенной серы, тогда как в китайской части фиксируется более активное участие серы, связанной с бактериальной сульфатредукцией. Крупные месторождения отличаются гетерогенным составом серы, отражающим длительную эволюцию палеогидротермальных систем. Сочетание конседиментационных, тектонических и метаморфических процессов определяют: 1) сингенетическое образование руд в девонских гидротермально-осадочных системах (по механизмам «чёрных курильщиков» и «придонного замещения»); 2) постседиментационное преобразование в позднем палеозое–мезозое. Результаты исследования создают основу для совершенствования прогнозно-поисковых моделей в пределах Алтае-Саянской складчатой области и её зарубежных аналогов.

**Ключевые слова:** Большой Алтай, VMS, петрографо-минералогические исследования, изотопный состав серы.

СЕРАВИНА ТАТЬЯНА ВАЛЕРЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией, seravina@tsnigri.ru

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

## The host rock composition, mineralogy, and sulfur isotope geochemistry of polymetallic VMS type deposits in the Greater Altai

T. V. SERAVINA

Federal State Budgetary Institution “Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals” (FSBI “TSNIGRI”), Moscow

**Abstract.** The paper presents results of a comparative analysis of the host rock composition, mineralogy, and sulfur isotope composition ( $\delta^{34}\text{S}$ ) of polymetallic VMS type deposits within the Rudnyi Altai metallogenic zone of the Greater Altai. Based on generalization of extensive literary data and original petrographic studies, four types of ore-bearing facies associations and their corresponding mineral types of ore deposits were distinguished, that differed from each other in ratios of the main sulfides. The created database, that includes 1687 determinations of  $\delta^{34}\text{S}$ , has made it possible to reveal significant variations in the sulfur isotope composition of the sulfides (from -28,2 ‰ to +13,4 ‰) and sulfates (from +14,8 ‰ to +24,5 ‰), which indicates the presence of magmatogenic, marine, and biogenic sources. Regional differences have been established: the Russian and Kazakh segments of the Greater Altai are characterized by a dominance of magmatogenic sulfur, while the Chinese part shows a more active participation of sulfur associated with bacterial sulfate reduction. The large ore deposits are characterized by a



heterogeneous sulfur isotope composition, which reflects a prolonged evolution of the paleohydrothermal systems. A combination of con-sedimentation, tectonic, and metamorphic processes determine: 1) syngenetic ore formation in the Devonian hydrothermal-sedimentary systems (according to the mechanisms of "black smokers" and "sub-seafloor replacement") and 2) post-sedimentation transformation during the Late Paleozoic–Mesozoic. The results of the study provide a basis for improving forecasting-prospecting models within the Altai-Sayany folded region and its foreign analogues.

**Key words:** Greater Altai, VMS, petrographic and mineralogical studies, sulfur isotope composition.

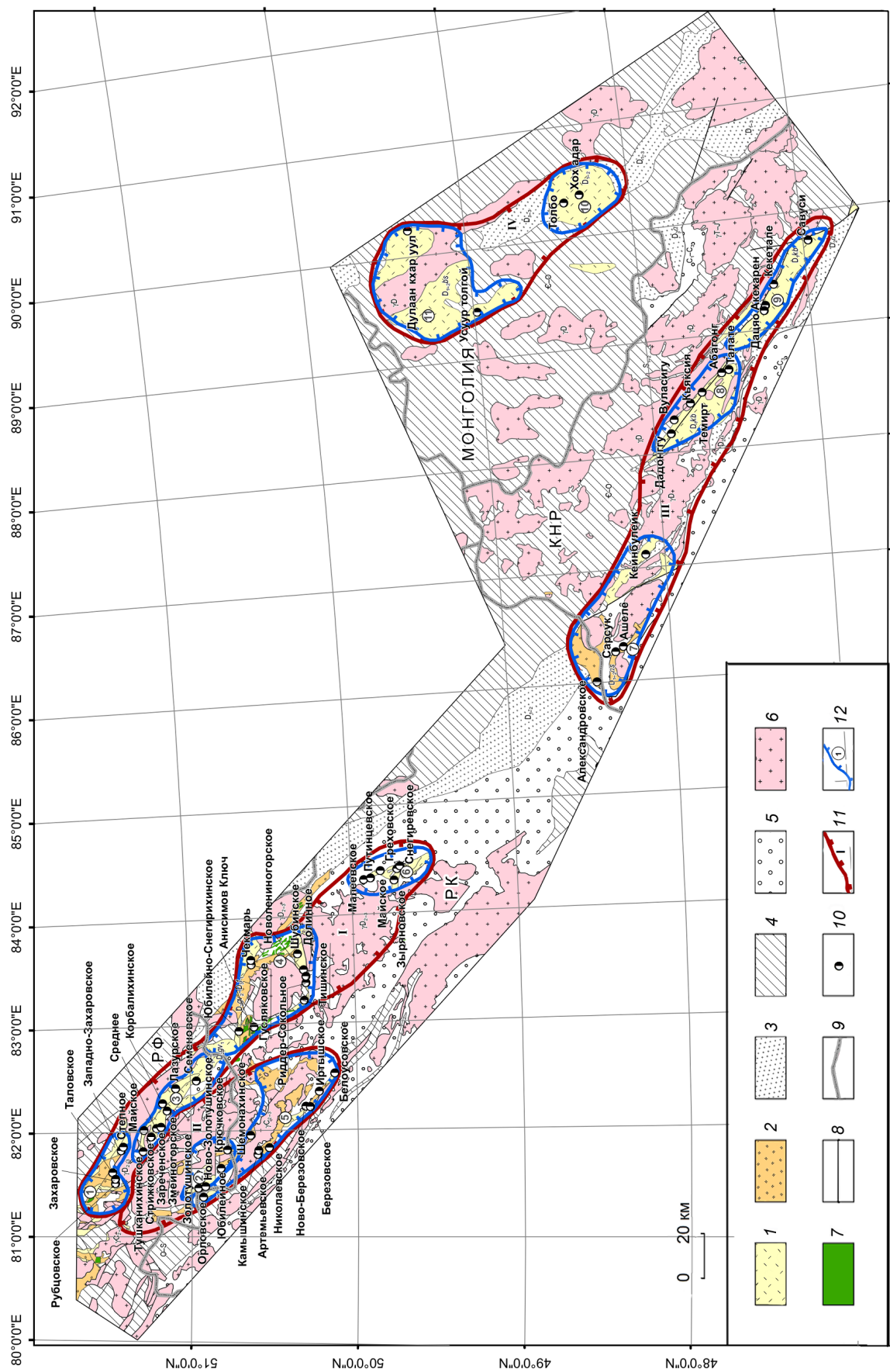
**Введение.** Большой Алтай является важной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), расположен в пределах Алтае-Саянской складчатой области (металлогенической провинции) и простирается более чем на 2500 км через территорию Российской Федерации, Республику Казахстан, северо-запада КНР (Синьцзян) и западной Монголии. В его пределах выделяется ряд металлогенических зон, в том числе Рудно-алтайская, где выявлено большое количество колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенных ассоциациях (VMS). Она подразделяется на Змеиногорско-Зыряновскую (Быструшинско-Синюшинскую), Алейско-Прииртышскую, Цунху-Чинхэскую (Китайский Алтай), Делуун-Сагайскую (Монгольский Алтай) подзоны (рис. 1). Формирование рудной минерализации здесь тесно связано с интенсивным девонским вулканизмом в рифтогенной обстановке, что привело к образованию рудоносных вулканогенно-осадочных формаций. Несмотря на длительную историю геологоразведочных работ, результатом которых стали открытие и освоение ряда крупных объектов, многие фундаментальные аспекты генезиса этих месторождений остаются предметом научной дискуссии.

Многочисленные исследования [8, 10, 14, 17, 18, 23, 24, 26, 27, 29, 30, 34, 36, 49, 57, 58, 61, 64, 73, 78, 82, 86], включая работу, представленную в журнале «Отечественная геология» [44], вносят существенный вклад в систематизацию знаний о регионе. В указанной статье проведён детальный анализ структурно-формационного районирования, пространственного распределения рудных районов Рудноалтайской зоны и общих геодинамических рамок рудообразования. Были выделены и охарактеризованы рудоносные формации, установлены их возрастные диапазоны, а также проведена корреляция между сегментами зоны. Особое внимание уделялось специфике металло-

гении различных частей региона: от «классических» колчеданно-полиметаллических месторождений с повышенными содержаниями золота и серебра в казахстанско-российском секторе до более сложных и разнообразных по типам объектов в китайской части. Однако, как было отмечено в публикации, достигнутый прогресс в геологоразведочных работах последних десятилетий не привёл к коренному увеличению минерально-сырьевой базы и не сопровождался открытием новых крупных месторождений. Это указывает на необходимость углублённого и комплексного изучения рудогенеза всех выявленных объектов.

Цели настоящего исследования – уточнение механизмов формирования месторождений типа VMS в пределах российской, казахстанской и китайской частей Большого Алтая на основе комплексного анализа петрографического состава вмещающих пород, минералогии руд и изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ), а также выявление критериев высокой продуктивности рудных объектов и создание научной основы для совершенствования прогнозно-поисковых моделей, ориентированных на обнаружение новых месторождений. Достижение этой цели особенно актуально в контексте необходимости воспроизводства минерально-сырьевой базы и расширения международного сотрудничества в пределах трансграничного региона Большого Алтая.

Для её реализации в работе последовательно решаются следующие задачи: характеристика вещественного состава рудовмещающих толщ и окколорудных метасоматитов с выделением рудоносных ассоциаций фаций, контролирующих орудование; систематизация минеральных типов колчеданно-полиметаллических руд и установление их связи с выделенными фациями; обобщение данных по изотопному составу серы для определения основных источников серы и их вклада в разных рудных районах металлогенической зоны;



а также уточнение механизмов формирования, которые подтверждаются представленным фактическим материалом.

**Вещественный состав вмещающих пород и околорудных метасоматитов.** Петрографическое изучение вмещающих пород и околорудных метасоматитов является фундаментальной основой для расшифровки условий формирования и локализации колчеданно-полиметаллического оруденения типа VMS. В рамках настоящего исследования проведён комплексный анализ вещественного состава пород, слагающих рудовмещающие толщи рудных районов Рудноалтайской металлогенической зоны (российский, казахстанский и китайский Алтай). Оно базировалось на обобщении и пересмотре обширного массива литературных данных, включая отечественные и зарубежные публикации, а также на результатах детальных петрографических исследований собственных материалов, полученных в процессе полевых работ и изучения шлифов.

В ходе исследования были установлены ассоциации фаций, вмещающие колчеданно-полиметаллическое оруденение:

- 1) (риолит)-известняково-терригенные (рудные районы: Змеиногорский, Лениногорский);
- 2) риолит-кремнисто-(карбонатно)-алевролитовые (рудные районы: Змеиногорский, Рубцовский, Зыряновский, Келан, Майзи);
- 3) базальт-риолит (карбонатно, углеродисто)-кремнистые (рудные районы: Змеиногорский, Рубцовский, Золотушинский, Лениногорский, Прииртышский, Зыряновский, Ашеле, Келан);

4) терригенно-базальт-риолитовые (рудные районы: Змеиногорский, Золотушинский, Лениногорский, Прииртышский, Ашеле, Майзи).

Доля вулканитов покровных фаций в рудовмещающем разрезе составляет (в %): 5–10, 10–15, 15–20, 30–50 соответственно.

Также выявлены общие закономерности и региональные особенности петрографического состава, структурно-текстурных характеристик и спектра гидротермально-метасоматических преобразований пород.

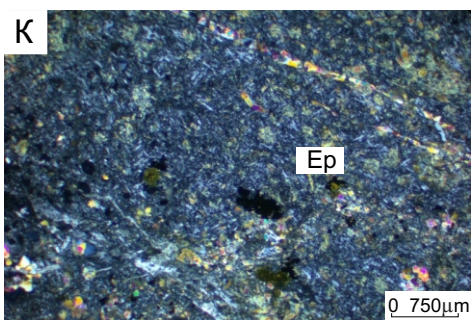
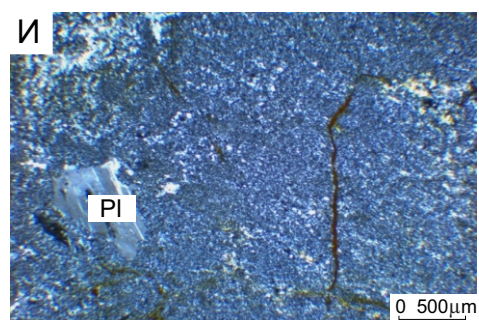
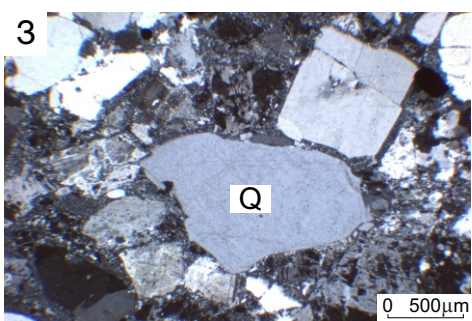
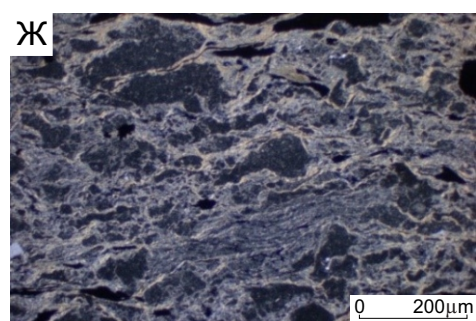
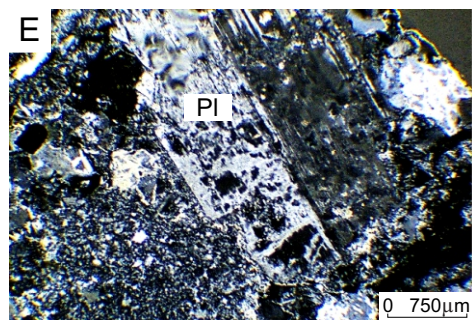
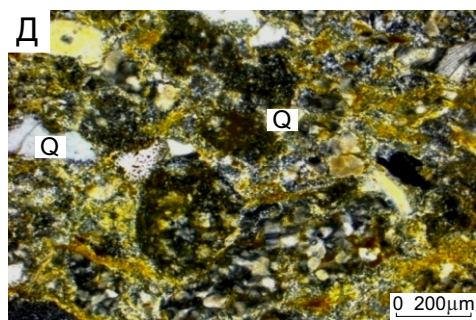
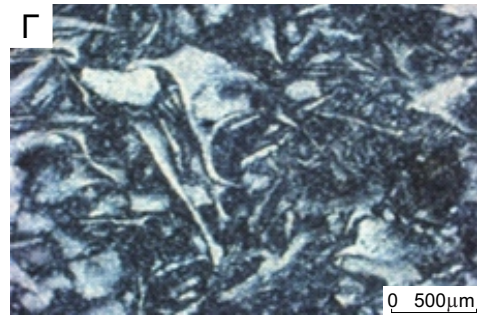
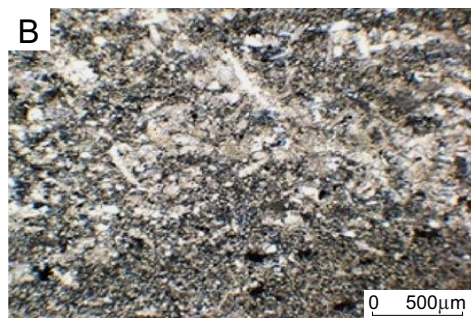
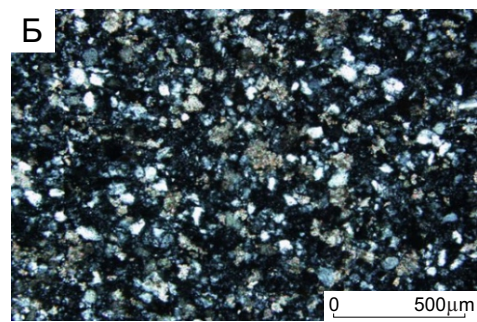
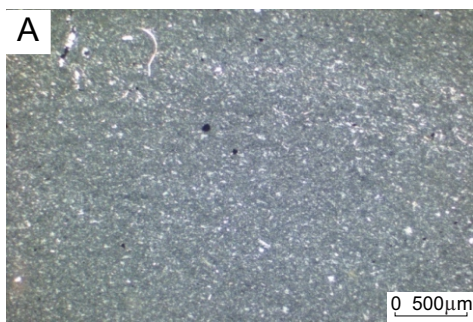
**Российский Алтай.** Змеиногорский рудный район. Рудовмещающие толщи Змеиногорского рудного района характеризуются ритмичным переслаиванием кремнистых, терригенных и вулканогенных отложений [17, 25, 30, 39, 42, 46, 47, 48, 50]. Наиболее распространёнными породами являются кремнистые алевролиты, туффиты, тефроиды, реже встречаются туфопесчаники и туфогравелиты (рис. 2). Также важной петрографической особенностью является сочетание кислых (риолиты, игнимбриты) и основных вулканитов. Терригенный компонент представлен глинисто-известковистыми и углеродистыми разностями алевролитов и аргиллитов.

Например, рудовмещающие отложения Зареченского месторождения представлены существенно кремнистыми алевролитами и кремнистыми породами, залегающими на кислых вулканитах и перекрытыми известковистыми алевролитами с прослоями известняков. На Майском месторождении отмечается присутствие конгломератобрекчий риолитового состава. Рудовмещающий разрез

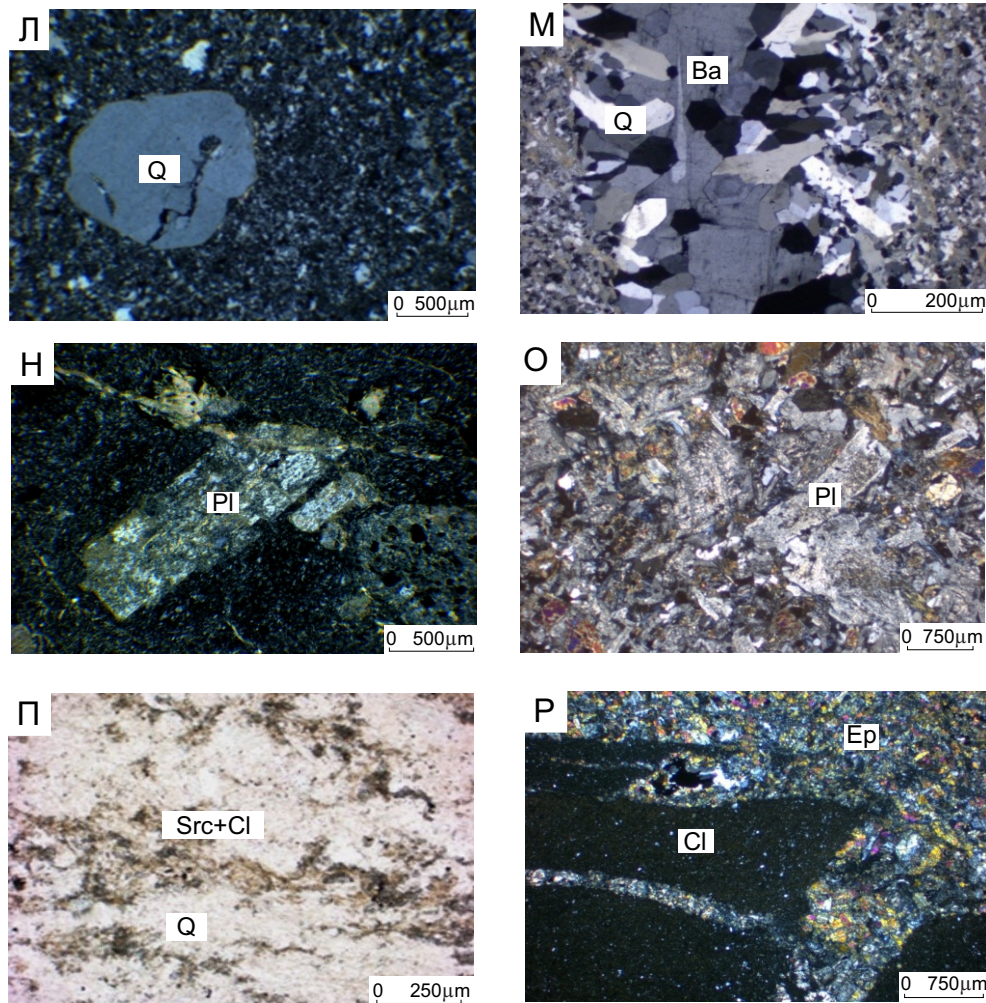
**Рис. 1. Схематическая формационная карта Рудноалтайской металлогенической зоны с месторождениями типа VMS. С использованием материалов [29, 44]:**

1–2 рудоносные формации: 1 – базальтсодержащая андезит-дацит-риолитовая известково-кремнисто-терригенная ( $D_1e-D_2gv_1$ ) (Российская Федерация и Республика Казахстан), формация Кангбутибао ( $D_1lx-pr-D_1e$ ) (Китайская Народная Республика) и формация Бааст уул ( $D_1pr-D_2ef$ ) (Монголия) (ранний цикл вулканической активности), 2 – контрастная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная ( $D_2gv_2-D_3f_1$ ) (Российская Федерация и Республика Казахстан) и формация Ашеле ( $D_1e-D_2ef$ ) (Китайская Народная Республика) (поздний цикл вулканической активности); 3 – отложения девонского возраста (без расчленения); 4 – подрудные отложения (без расчленения); 5 – перекрывающие отложения (без расчленения); 6 – гранитные комплексы (без расчленения); 7 – габбро-долериты (без расчленения); 8 – разрывные нарушения; 9 – государственные границы; 10 – месторождения типа VMS; 11 – границы подзон: I – Змеиногорско-Зыряновская (Быструшинско-Синюшинская), II – Алейско-Прииртышская, III – Цунху-Чинхэская (Китайский Алтай), IV – Делуун-Сагсайская (Монгольский Алтай), 12 – границы рудных районов: 1 – Рубцовский, 2 – Золотушинский, 3 – Змеиногорский, 4 – Лениногорский, 5 – Прииртышский, 6 – Зыряновский, 7 – Ашеле (бассейны Ашеле (Ashele basin) и Чонгуер (Chonghuer basin)), 8 – Келан (Kelang basin), 9 – Майзи (Maizi basin), 10 – Хох адар (Khokh adar), 11 – Дулаан кхар уул (Dulaan khar uul)









**Рис. 2. Вулканогенно-осадочные породы Змеиногорского, Рубцовского и Золотушинского рудных районов. С использованием материалов [46, 48]:**

А – кремнистый туффит (Тушканихинское рудопроявление); Б – известково-кремнистый туфоалевролит (Отрадинское рудопроявление); В – известковый алевролит с микрофауной плохой сохранности (Хлебниковское рудопроявление); Г – витрокластический туф риолитового состава (Зайцевское рудопроявление); Д – тефроид риолитового состава (Тушканихинское рудопроявление); Е – игнимбрит с густовкрапленной (невадитовой) структурой (Тушканихинское рудопроявление); Ж – игнимбрит флюидальный серицитизированный (Западно-Захаровское месторождение); З – автомагматическая брекчия риолитового состава (Каменское рудопроявление); И – окварцованный олигофировый риолит (рудопроявление Привет); К – лавы контактово-изменённых миндалекаменных базальтов (Головинско-Ганьковское рудопроявление); Л – крупновкрапленный риолит (Зайцевское рудопроявление); М – крупновкрапленный риолит с включениями длиннопризматического барита, гребенчатого кварца и идиоморфного пирита (Западно-Захаровское месторождение); Н – базальт (Титовское рудопроявление); О – долерит порфировой структуры с офитовой основной массой (Каменское рудопроявление); П – серицит-хлорит-кварцевый метасоматит с кальцитом (по кремнистым туффитам?) (Зайцевское рудопроявление); Р – хлоритолит с прожилками эпидозитов (Головинско-Ганьковское рудопроявление); николи скрещены; минералы: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Ep – эпидот, Ba – барит, Cl – хлорит, Src – серицит

Семеновского месторождения представлен существенно кремнистыми вулканогенно-осадочными породами, залегающими на афировых, а перекрытыми крупновкрапленными риолитами. Надруд-

ное пространство Корбалихинского месторождения выполнено чередованием лав и лавобрекчий основного состава, углеродисто-глинистых алевролитов и аргиллитов, кремнистых туффитов и

туфогравелитов. На Лазурском месторождении в надрудном и подрудном пространствах присутствуют лавы, лавобрекчии, туфы андезибазальтового состава.

Характерно развитие гидротермально-метасоматических изменений, таких как окварцевание, серицитизация, хлоритизация и пропилитизация, которые сопровождают рудные залежи, формируя зоны окolorудных изменений.

*Рубцовский рудный район.* Рудовмещающие породы Рубцовского рудного района представлены вулканогенно-осадочными отложениями базальтриолитового состава с преобладанием кремнисто-терригенных и туфогенных разностей [30, 32, 42, 45, 52] (см. рис. 2).

Так, для Степного месторождения характерна рудовмещающая пачка, сложенная кремнисто-глинистыми и глинистыми алевролитами, туфами и туффитами кислого состава. На Таловском месторождении руды также приурочены к вулканогенно-осадочным отложениям, где преобладают кремнисто-глинистые алевролиты. На Захаровском месторождении рудовмещающий разрез представлен туфогенными кремнистыми алевролитами, туффитами и фтанитами, составляющими до 65 % разреза, а также лавами и туфами риолитового состава. Аналогично на Рубцовском месторождении основными рудовмещающими породами являются кремнистые алевролиты, песчаники и туфы кислого состава.

Гидротермально-метасоматические изменения пород проявляются в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации. На Захаровском и Рубцовском месторождениях широко развиты серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты. На Степном месторождении отмечаются также мусковит-гидрослюдисто-кварцевые и карбонат-хлорит-кварц-серицитовые породы, а для Таловского характерно развитие пропилитов.

*Золотушинский рудный район.* Петрографический состав вмещающих пород месторождений и рудопроявлений Золотушинского рудного района характеризуются сложным сочетанием вулканогенных и осадочных образований [30, 42] (см. рис. 2).

На примере анализа строения месторождений Юбилейное и Новозолотушинское установлено, что рудовмещающая толща сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами, среди которых преобладают лавы кислого состава, разнообломочные туфы, тефроида, туфопесча-

ники, а также углеродистые и кремнистые алевролиты. На Юбилейном месторождении значительную роль играют вулканогенно-осадочные брекчии. Особенностью Новозолотушинского месторождения является наличие в разрезе конгломератов и песчаников, что указывает на более выраженную терригенную составляющую. В строении Золотушинского месторождения принимают участие туфогенно-осадочные глинистые алевролиты, алевропелиты, туфы и лавобрекчии андезибазальтового состава.

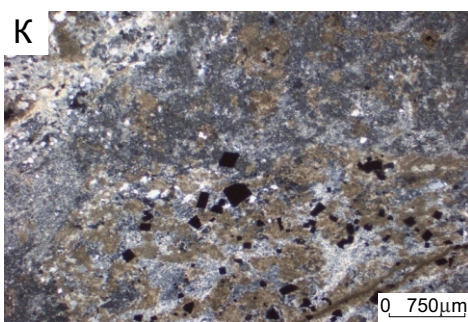
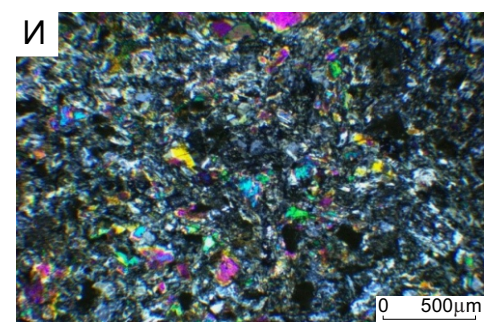
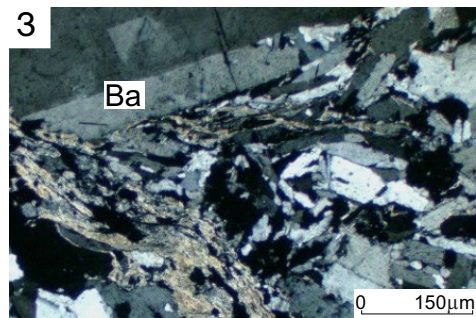
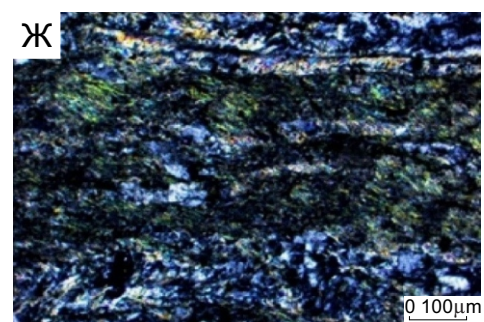
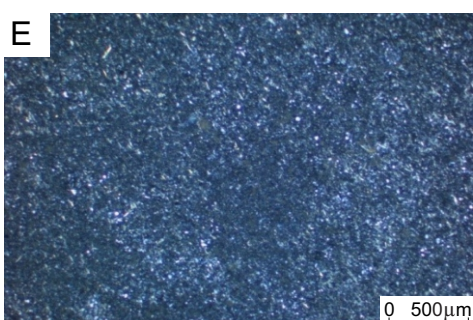
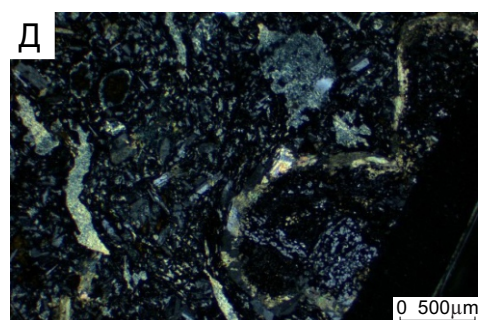
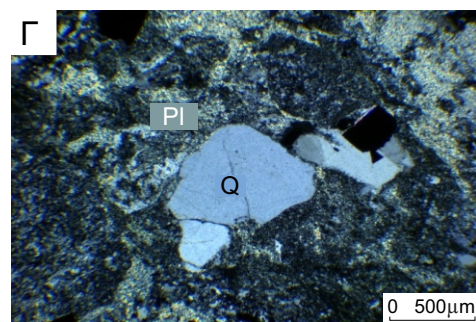
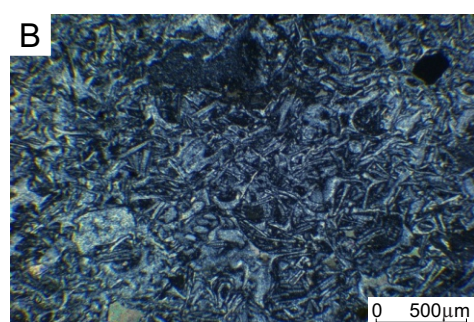
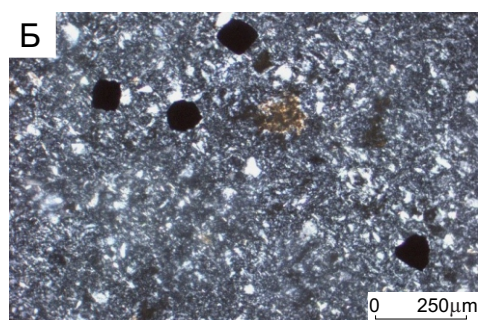
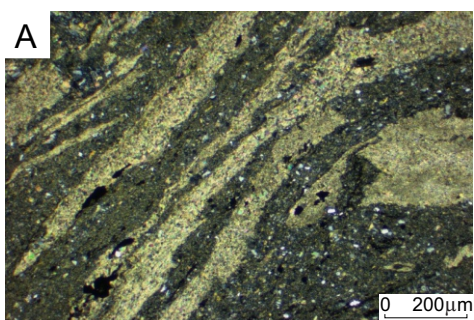
Важным индикатором являются окolorудные изменения. Широко развиты гидротермально-метасоматические изменения, выраженные в образовании кварцитов, хлорит-карбонатных метасоматитов, баритизации, карбонатизации и хлоритизации.

*Казахстанский Алтай. Прииртышский рудный район.* Преобладающую роль в строении рудовмещающих толщ месторождений и рудопроявлений Прииртышского рудного района играют вулканогенно-осадочные образования, представленные чередованием метаморфизованных туфов, туффитов, алевролитов, аргиллитов, реже песчаников и известняков [5, 21, 26, 27, 41, 42]. Широко развиты породы кислого состава – риолиты, риодациты, их туфы и лавобрекчии, а также субвулканические тела (рис. 3).

Важная петрографическая особенность района – присутствие углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев, которые служат основным рудовмещающим субстратом на Белоусовском и Березовском месторождениях. На Артемьевском месторождении рудные залежи локализованы в зоне контакта кремнистых алевролитов и туфов риолитового состава. В пределах Шемонаихинского месторождения широко развиты лавы и туфы риолитового состава, кремнистые алевролиты, а также андезибазальты. На Иртышском месторождении рудовмещающая толща сложена риолитами, риодацитами и андезитами, а также различными сланцами по алевролитам и туффитам. Вмещающие породы Белоусовского, Иртышского месторождений метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Для Орловского месторождения характерно преобладание в разрезе алевролитов, часто кремнистых, с прослоями туфов и туффитов, реже – лав кислого состава. Помимо пород кислого состава, в ряде месторождений, таких как Орловское, Николаевское, Новоберезовское и

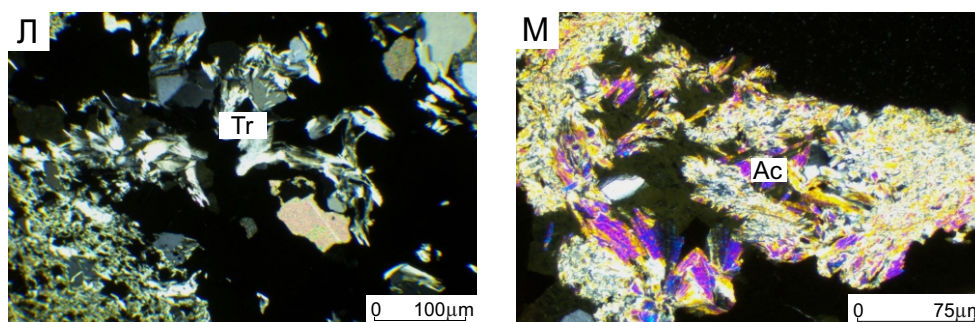


Начало рисунка 3





Продолжение рисунка 3



**Рис. 3. Вулканогенно-осадочные породы Прииртышского, Лениногорского и Зыряновского рудных районов:**

А – известковистый алевролит (Тишинское месторождение); Б – кремнистый туффит с вкрапленностью пирита (Березовское месторождение); В – витрокластический туф риолитового состава (Шемонаихинское месторождение); Г – крупнопорфировый риолит с вкрапленниками кварца и разложившегося плагиоклаза (Греховское-2 месторождение); Д – миндалекаменный базальт (Новоберезовское месторождение); Е – ороговикоманный кремнистый аргиллит (Березовское месторождение); Ж – слюдисто-известковистый кварцсодержащий сланец по известковистому туфоалевролиту (Тишинское месторождение); З – баритовая порода, серицитсодержащая (Риддер-Сокольное месторождение); И – контактово-изменённый габбро-долерит (Шемонаихинское месторождение); К – серицит-карбонат-хлорит-кварцевый метасоматит с пиритом (Тишинское месторождение); Л – сноповидные выделения тремолита в сфалерит-пиритовой рудной массе (Зыряновское месторождение); М – сноповидные выделения актинолита в серицит-хлоритовой массе (Зыряновское месторождение); николи скрещены; минералы: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Ba – барит, Tr – тремолит, Ac – актинолит

Иртышское, отмечаются вулканы основного и среднего составов – андезиты, базальты, их туфы и лавобрекчии.

Повсеместно в пределах рудного района оруденение сопровождается интенсивными гидротермальными изменениями вмещающих пород, приведшими к формированию кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых и серицит-хлоритовых метасоматитов.

*Лениногорский рудный район.* Петрографический состав вмещающих пород месторождений и рудопоявлений Лениногорского рудного района отличается значительным разнообразием, обусловленным сложной геологической историей и интенсивными магматическими и метасоматическими процессами [2, 8, 11–13, 15, 20, 26, 38, 40, 42, 51, 62]. В районе широко развиты вулканогенно-осадочные толщи, представленные риолитовыми, дацитовыми и андезитовыми лавами, лавобрекчиями, агломератовыми и кристаллокластическими туфами, а также алевролитами, аргиллитами и кварцитами (см. рис. 3).

Например, на Риддер-Сокольном, Ново-Лениногорском и Долинном месторождениях рудо-

вмещающие отложения представлены глинистыми, известково-кремнистыми алевролитами, лавобрекчиями, туфами и туффитами риолитового состава. Для Тишинского месторождения характерно наличие углеродисто-глинистых и известковистых алевролитов, туффитов и туфопесчаников, интенсивно расщепленных и превращённых в серицит-кварцевые метасоматиты. На месторождении Чекмарь рудовмещающими породами являются лавы, лавобрекчии и туфы риолитового состава с прослоями туфогенных алевролитов. Рудовмещающий разрез Гусяковского месторождения сложен преимущественно кремнистыми алевролитами, туфогенными алевролитами и песчаниками с линзами витрокластических туфов кислого состава. В пределах Юбилейно-Снегирихинского месторождения широко развиты туфы и лавобрекчии дацитового и андезибазальтового состава.

Петрографической особенностью рудного района является ассоциация рудных тел с породами, подвергшимися изменению с формированием барит-кварцевых, кварцевых, серицитовых, кварц-карбонат-хлоритовых и эпидот-хлорит-кварцевых

метасоматитов, образовавшихся за счёт интенсивного динамометаморфизма исходных вулканогенно-осадочных образований.

*Зыряновский рудный район.* В пределах месторождений и рудопроявлений Зыряновского рудного района рудовмещающие толщи представлены переслаиванием риодацитовых и андезибазальтовых лав, их туфов, туфопесчаников, алевролитов и известняков, подвергшихся интенсивным процессам гидротермального и метаморфического преобразования [28, 41, 43, 56, 59, 60] (см. рис. 3).

Например, на Зыряновском месторождении широко развиты метасоматически изменённые породы, преобразованные в кварц-хлорит-карбонат-серицитовые сланцы, которые формируют протяжённые пластообразные зоны с раздувами и пережимами. На месторождениях Греховское-I и -II вмещающими породами являются глинистые и известковистые алевролиты, часто переслаивающиеся с туффитами и песчаниками, которые подверглись динамометаморфизму. Рудовмещающими породами Малеевского месторождения являются кремнистые алевролиты, кварциты, брекчии риолитового состава. Здесь же отмечаются ороговикованные породы с биотитом, кордиеритом и андалузитом.

Особенностью всех месторождений является асимметричное развитие метасоматических ореолов, преимущественно с лежащих боков рудных тел, где мощность зон изменений может достигать первых сотен метров.

*Китайский Алтай. Рудный район Ашеле.* На основании петрографических исследований месторождений рудного района Ашеле выделен комплекс вулканогенно-осадочных пород, ассоциирующих с полиметаллическим оруденением [66, 73, 79, 81, 83, 84, 89, 90, 91, 95, 96] (рис. 4).

Например, на месторождении Ашеле широко распространены лавы, лавобрекчии, туфы риолитового, дацитового и базальтового состава, которые смяты в складки. На месторождении Сарсук ключевую роль играют туфы, лавобрекчии риолитового и андезитового состава. Вмещающие породы месторождения Кейнбулейк сильно изменены и представлены биотит-кварцевыми сланцами, метакварцитами и метапесчаниками.

Также выявлено широкое развитие гидротермальных изменений, таких как аргиллизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и эпидотизация, которые оказали значительное влияние на первичный минеральный

состав пород. Особенностью месторождения Сарсук является тесная связь оруденения с хлоритом, который образует вермикулярные, веерообразные и неправильные формы.

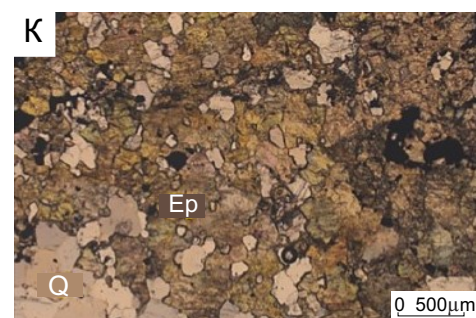
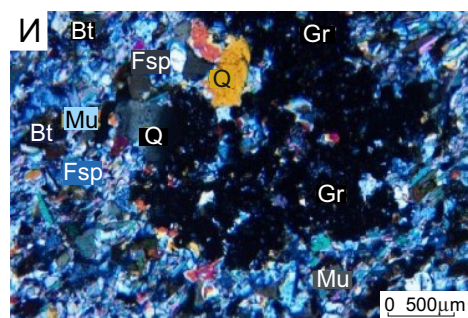
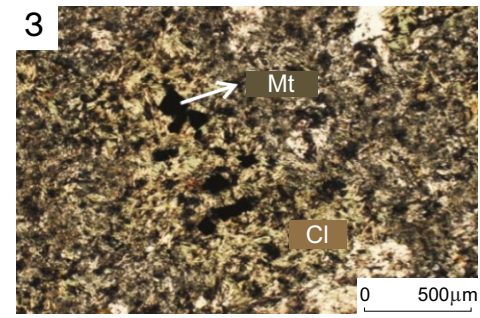
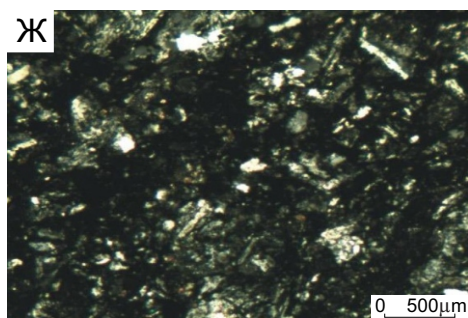
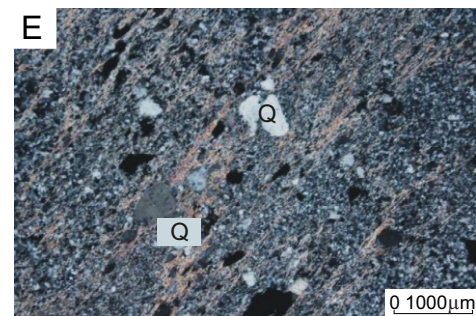
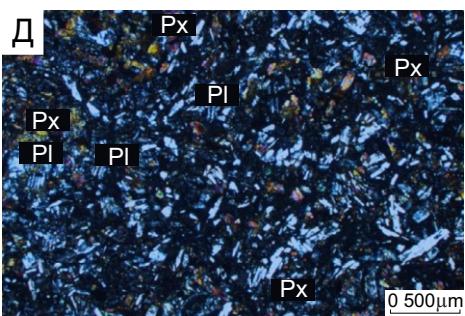
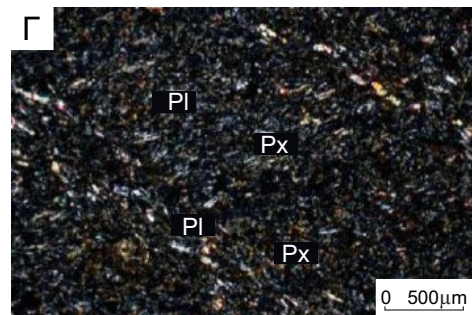
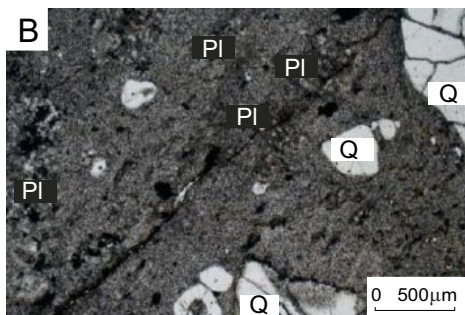
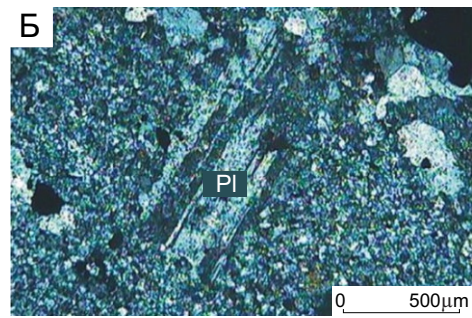
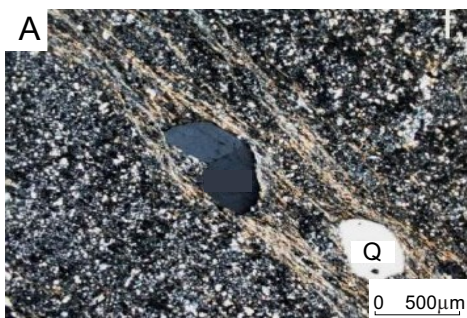
*Рудный район Келан.* На месторождениях рудного района Келан вмещающие породы подверглись интенсивным преобразованиям: окварцеванию, хлоритизации, карбонатизации, грейзенизации, эпидотизации, актинолитизации, биотитизации и скарнированию, которые привели к образованию скарнов, богатых гранатом (преимущественно альмандин-спессартинового состава) [63, 64, 67, 70, 80, 85, 92–94, 97] (см. рис. 4).

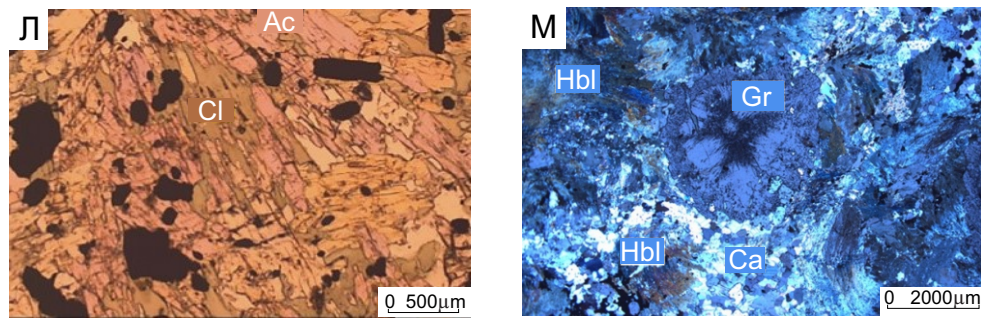
Например, петрографические исследования на месторождении Абагонг выявили метариолиты с бластопорфировой и бласториотакситовой структурой, содержащие вкрапленники калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца в мелкозернистой массе рекристаллизованного стекла, что свидетельствует о вулканогенной природе протолита и последующем низкотемпературном метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации. В строении рудовмещающей толщи месторождения Талате отмечаются метатифы, метавулканические брекчии, метариолиты, а также широко развиты скарны, сложенные в основном гранатами альмандин-спессартинового ряда, а также амфиболом, хлоритом и эпидотом. На месторождении Дадонгу развитие полиметаллической минерализации сопровождается образованием комплекса метасоматитов, включающего серицит, биотит, эпидот, гранат и хлорит. На месторождениях Темирт и Вуласигу вмещающие породы представлены хлорит-кварцевыми сланцами, известняками, мраморами, метариолитами, метапесчаниками, туфами, несущими следы многократной перекристаллизации и милонитизации.

*Рудный район Майзи.* Основными породами, вмещающими оруденение, в пределах рудного района Майзи, являются метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, среди которых ключевую роль играют лавы, туфы риолитового, риодацитового и дацитового состава, туфопесчаники, известняки, а также гранат-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы, развивающиеся по туфоалевролитам [72, 76, 77] (см. рис. 4).

На месторождении Кекетале рудовмещающий разрез представлен метатифами, метариолитами, метаалевролитами, мраморами, а также биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами, которые имеют порфиروبластовую структуру с гранатом







**Рис. 4. Вулканоогенно-осадочные породы рудных районов Ашеле, Келан и Майзи. С использованием материалов [64, 73, 76, 83, 84, 89, 90]:**

А – риолит (месторождение Ашеле); Б – изменённый риолит с субгедральными пластинчатыми вкрапленниками плагиоклаза (месторождение Абагонг); В – дацит (месторождение Ашеле); Г – андезибазальт (месторождение Ашеле); Д – базальт (месторождение Ашеле); Е – крупновкрапленный риолит (месторождение Сарсук); Ж – габбро-долерит (месторождение Сарсук); З – хлоритолит с магнетитом (месторождение Сарсук); И – гранат-биотитовый сланец (по туфоалевролиту?) (месторождение Кекетале); К – кварц-эпидотовый скарн (месторождение Талате); Л – актинолит-хлоритовый скарн (месторождение Талате); М – гранат-амфиболовый (роговообманковый) скарн (месторождение Савуси); николи скрещены; минералы: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Px – пироксен, Mt – магнетит, Cl – хлорит, Bt – биотит, Mu – мусковит, Fsp – полевошпат, Gr – гранат, Ep – эпидот, Ac – актинолит, Hbl – роговая обманка, Ca – карбонат (кальцит)

и кварцем в основной массе, сложенной кварцем, плагиоклазом, биотитом, мусковитом, апатитом и цирконом. На месторождении Савуси вмещающими породами являются кристаллические туфы и брекчированные лавы риолитового состава, а также скарны. В процессе скарнирования происходят значительные изменения: туфы преобразуются в гранат-биотитовые скарны, а карбонатные разности – в грюнеритовые скарны по конгломератам и песчаникам, что указывает на более выраженную терригенную составляющую.

**Минеральный состав руд.** Изучение минерального состава руд является важной основой для понимания генезиса, условий формирования и пространственно-временной эволюции полиметаллического оруденения в пределах Рудноалтайской зоны. В настоящей работе обобщены результаты комплексных минералогических исследований, основанные на анализе обширного фонда литературных источников, архивных материалов, а также данных, полученных в ходе собственных полевых и лабораторных работ.

На основе этого анализа в пределах медно-свинцово-цинково-колчеданной рудной формации были выделены четыре минеральных типа колчеданно-полиметаллических месторождений:

1) галенит-сфалерит-баритовый (месторождения Зареченское, Змеиногорское, Стрижковское, Белоусовское, Риддер-Сокольное, Новоленинское, Долинное);

2) галенит-сфалеритовый пиритсодержащий (месторождения Среднее, Семеновское, Майское, Таловское, Степное, Зыряновское, Греховское-I и -II, Снегиревское, Дадонгту, Талате, Абагонг);

3) халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый (месторождения Корбалихинское, Рубцовское, Захаровское, Западно-Захаровское, Юбилейное, Новозолотушинское, Тишинское, Чекмарь, Гуляковское, Белоусовское, Березовское, Артемьевское, Камышинское, Шемонаихинское, Малеевское, Путинцевское, Кейнбулейк, Вуласигу, Темирт, Кьяксия, Савуси);

4) (галенит)-халькопирит-сфалерит-пиритовый (месторождения Лазурское, Золотушинское, Анисимов Ключ, Шубинское, Снегирихинское, Новоберезовское, Иртышское, Николаевское, Орловское, Ашеле, Сарсук).

Привлечение значительного массива информации по месторождениям и рудопроявлениям российской, казахстанской и китайской частей Большого Алтая позволило провести сравнительный анализ и выявить как общие закономерности, так



и специфические черты минералообразования в различных рудных районах. Особое внимание уделено вариациям соотношений основных рудных минералов, текстурно-структурным особенностям руд и наличию редких и благородных металлов.

**Российский Алтай. Змеиногорский рудный район.** Для всех месторождений (Корбалихинское, Зареченское, Среднее, Змеиногорское, Лазурское, Семеновское, Майское, Стрижковское) и рудопроявлений (Петровское, Карамышевское, Преображенское, Тушканихинское, Хлебниковское, Отраднинское, Давыдовское, Титовско-Харьковское, Вересухинское, Сосновское, Зайцевское, Белоглинское, Головинско-Ганьковское, Привет) Змеиногорского рудного района характерна ведущая роль сульфидной минерализации, однако наблюдаются вариации в соотношениях основных рудных минералов и по наличию специфических компонентов [9, 17, 25, 30, 31, 39, 42, 46, 47, 48]. Практически повсеместно доминирует пирит, содержание которого в рудах варьируется. Наряду с пиритом основными рудообразующими сульфидами являются сфалерит и галенит, а в качестве постоянного, но менее распространённого минерала, присутствует халькопирит (рис. 5).

На Зареченском и Среднем месторождениях наблюдается также существенная баритовая минерализация, формирующая золото-серебросодержащий барит-полиметаллический тип руд, где барит может составлять до 90 % объёма рудных тел, а в составе руд устанавливаются самородное золото, электрум и аргентит. Для руд Майского месторождения характерными особенностями являются присутствие магнетита, гематита, пирротина, блёклых руд и халькозина, а также развитие жильной кварц-карбонатной минерализации с хлоритом. Второстепенными, но диагностически важными минералами на ряде объектов являются борнит и блёклые руды.

Тектурно-структурные особенности руд достаточно разнообразны и включают массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, полосчатые и брекчиевидные текстуры. На Корбалихинском месторождении дополнительно отмечаются ритмично-слоистые и линзовидно-слоистые текстуры. Рудные тела преимущественно пластовой, линзовидной и жилообразной морфологии, залегают согласно с вмещающими толщами.

**Рубцовский рудный район.** Руды месторождений Рубцовского рудного района (Рубцовское,

Степное, Таловское, Захаровское, Западно-Захаровское) и рудопроявлений (Склюихинское, Матаевское, Бобковское, Северо-Западное) характеризуются ведущей ролью сульфидных минералов, среди которых преобладает сфалерит, составляющий в среднем 40–50 % от рудной массы [17, 30–32, 45, 42, 45] (см. рис. 5). Вторым по значимости является галенит, содержание которого варьирует от 10–15 до 20–25 % на различных объектах. Сульфиды меди представлены в основном халькопиритом (5–15 %), а также блёклыми рудами, отмечаемыми, в частности, на Рубцовском месторождении. Пирит – постоянный и широко распространённый минерал, его содержание обычно составляет 10–15 %, а в зонах слабой минерализации может достигать 70–90 %. На Степном месторождении присутствует пирротин (около 5 %), что указывает на некоторые вариации в сульфидной ассоциации.

Особого внимания заслуживают специфические минеральные ассоциации, выделяющие отдельные месторождения. На Рубцовском месторождении отмечается блёкловорудно-сфалерит-пирит-халькопирит-галенитовая ассоциация с золотом. Для Таловского месторождения характерна барит-полиметаллическая минерализация. На Степном месторождении зафиксирована ассоциация с пирротинном.

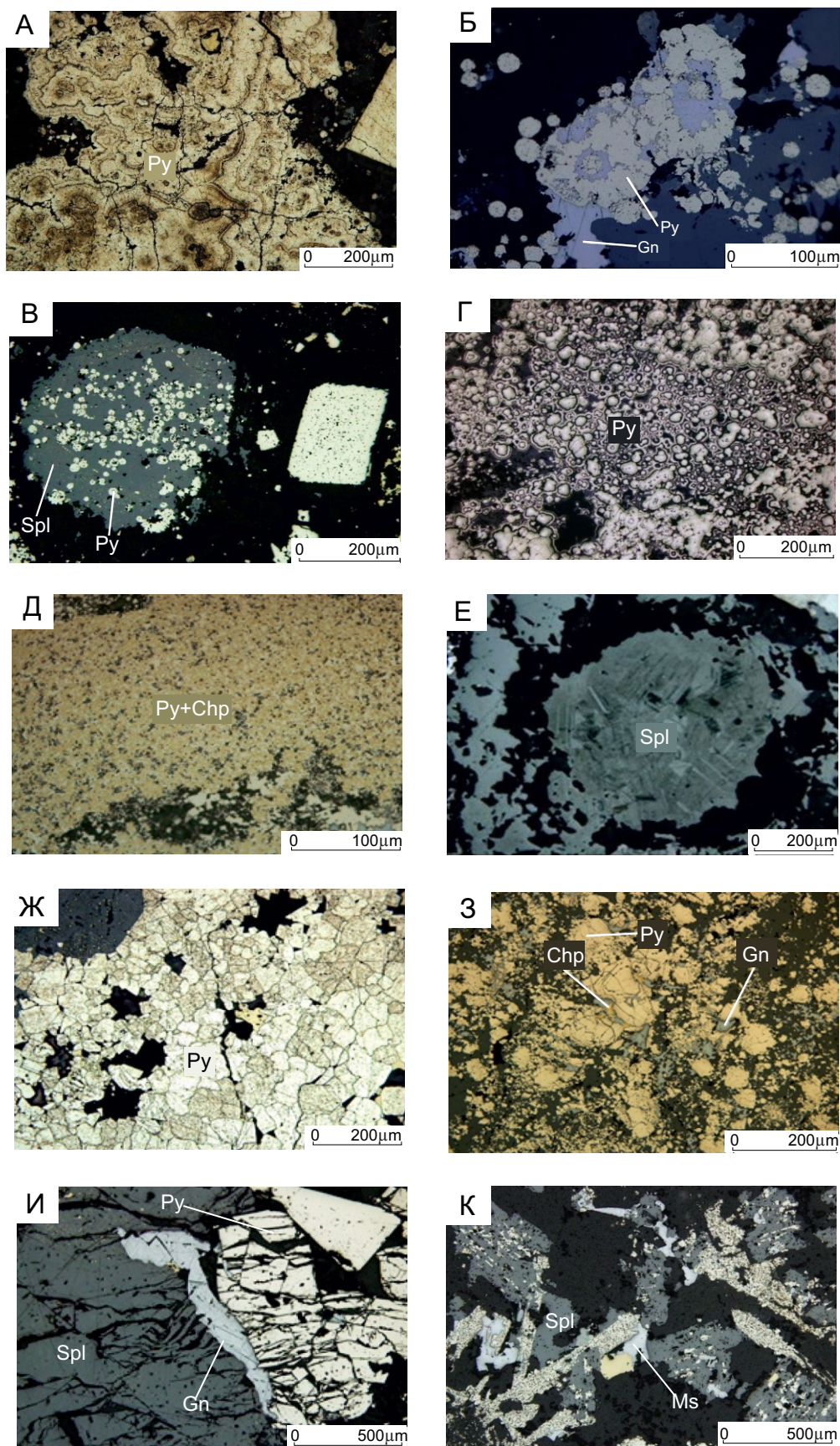
Среди текстур руд преобладают массивные, прожилково-вкрапленные и гнездово-вкрапленные, что типично для стратиформных залежей. Для Захаровского месторождения характерны прожилково-вкрапленные и гнездово-вкрапленные текстуры, тогда как для Рубцовского более типичны массивные текстуры.

Рудные тела на Степном и Таловском месторождениях имеют тонко- и мелкозернистые структуры. Важной особенностью является развитие зоны гипергенеза, прослеживающейся до глубин 100–150 м. В её пределах формируются окисленные руды, минеральный состав которых существенно отличается. Для окисленных свинцовых руд характерны церуссит, англезит, плюмбоярозит и гидрогетит. В окисленных медных рудах преобладают халькозин, куприт, малахит и азурит. На Таловском месторождении зона гипергенеза развита слабо и представлена в основном гнёздами плюмбоярозита.

**Золотушинский рудный район.** Главными рудными минералами месторождений Золотушинского рудного района (Золотушинское, Ново-Зо-

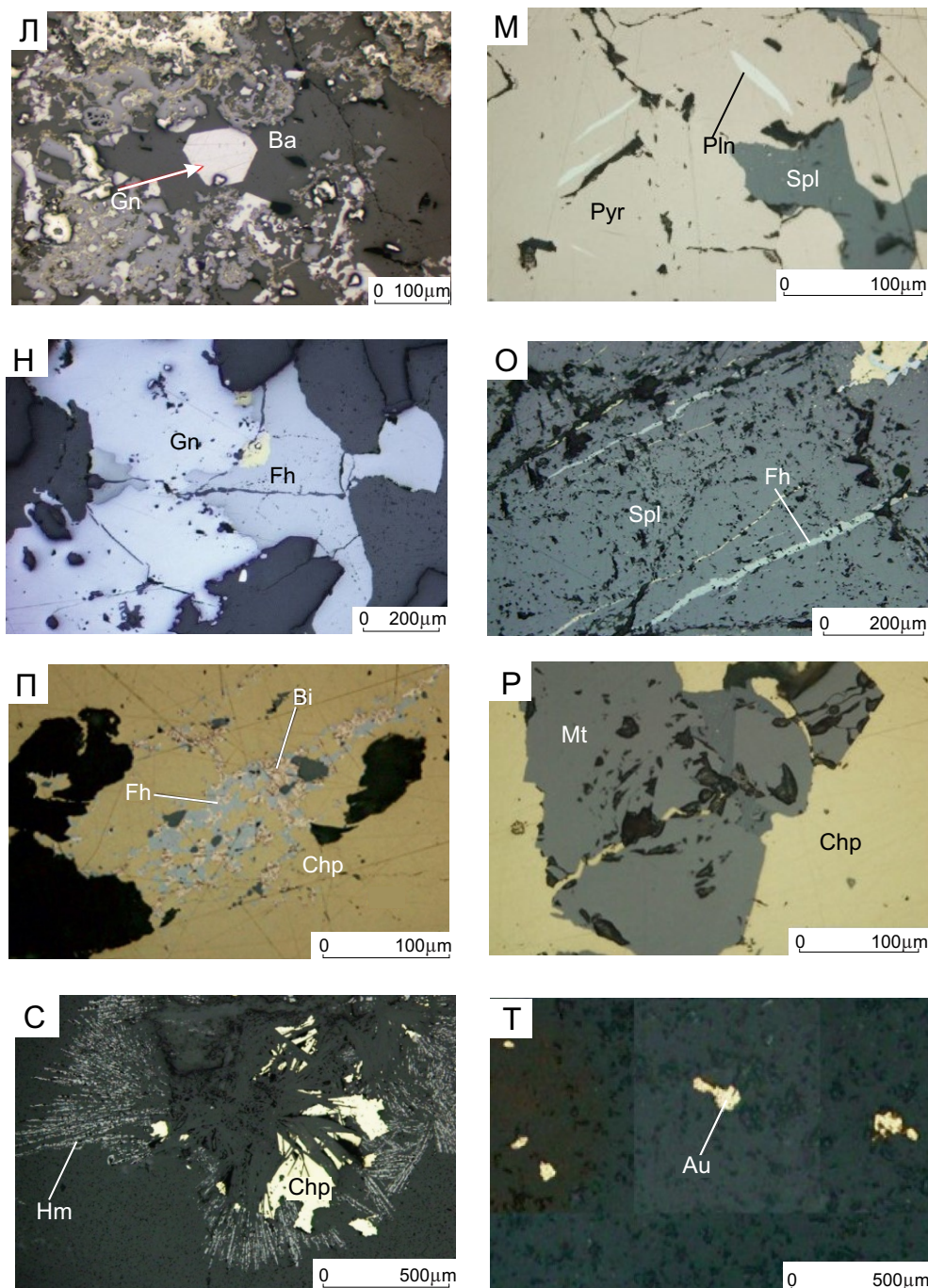


Начало рисунка 5





Продолжение рисунка 5



**Рис. 5. Минеральный состав руд Змеиногорского и Рубцовского рудных районов. С использованием материалов [30, 32, 47, 48]:**

А – зональные почки пирита (Корбалихинское месторождение, протравлено); Б – первичные почки пирит-галенитового состава (в центре почки фрамбоид) окружены пиритовыми фрамбоидами (Семеновское месторождение); В – фрамбоиды пирита в сфалерите (Корбалихинское месторождение); Г – ажурный агрегат колломорфного пирита в цементе брекчий (Западно-Захаровское месторождение); Д – тонкозернистый пирит-халькопиритовый агрегат (Корбалихинское месторождение); Е – сфалерит двойникового строения (Корбалихинское месторождение); Ж – пирит гранобластовой структуры (Майское месторождение); З – перекристаллизованный пирит с сохранившимся реликтовым концентрически-зональным строением (Лазурское месторождение); И – интенсивное дробление

бление минералов ранней генерации (пирита и сфалерита), цементация их более поздним галенитом (Майское месторождение); К – выделения марказита вдоль двойниковых швов в сфалерите, которые придают сфалериту характерный облик (Западно-Захаровское месторождение); Л – идиоморфный кристалл галенита в барите (показан стрелкой) (Западно-Захаровское месторождение); М – пламенеvidный восток пентландита в пирротине (Сосновское рудопроявление); Н – выделения блёклой руды на контакте с галенитом (Тушканихинское рудопроявление); О – трещины в сфалерите выполнены блёклыми рудами (Зайцевское рудопроявление); П – выделения блёклой руды и самородного висмута в халькопирите (Вересухинское рудопроявление); Р – изометричные выделения магнетита в халькопирите (Сосновское рудопроявление); С – гематит нарастает внутри выделений кварца вдоль контакта кварца и хлорита (Сосновское рудопроявление); Т – выделения самородного золота (Змеиногорское месторождение); минералы: Py – пирит, Gn – галенит, Spl – сфалерит, Chp – халькопирит, Ms – марказит, Ba – барит, Prg – пирротин, Pln – пентландит, Fh – блёклая руда, Bi – самородный висмут, Mt – магнетит, Hm – гематит, Au – самородное золото

лотушинское, Юбилейное) и рудопроявлений (Локтевское, Ремовское, Николаевское, Каменское, Александровское, Титовское, Гериховское, Голодаевское, Искровское, Сургутановское, Новенькое, Северо-Золотушинское, Успенское, Масальское, Казарменное) выступают сульфиды: пирит, сфалерит, галенит и халькопирит [17, 30, 42]. При этом наблюдаются различия в их количественных соотношениях. Для Юбилейного месторождения содержания составляют (в %): пирита – около 20, сфалерита – 20–40, галенита – 10–15, халькопирита – 10–15. Помимо преобладающего колчеданно-полиметаллического типа руд на Юбилейном месторождении (70 %), присутствуют полиметаллические, барит-полиметаллические, а на Новозолотушинском также выделяются колчеданно-медно-цинковые, колчеданно-свинцово-цинковые и медноколчеданные разности.

По текстурно-структурным особенностям руды характеризуются значительным разнообразием, включая массивные, брекчиевые, полосчатослоистые, прожилково-вкрапленные и слоистые текстуры. Морфология рудных тел преимущественно линзовидная и пластообразная, залегающие субсогласно с вмещающими породами.

**Казахстанский Алтай. Прииртышский рудный район.** Основу рудной минерализации Прииртышского рудного района (Орловское, Артемьевское, Николаевское, Березовское, Новоберезовское, Иртышское, Белоусовское, Камышинское) повсеместно составляют сульфиды: пирит, сфалерит, галенит и халькопирит, которые формируют массивные, вкрапленные, прожилково-вкрапленные и полосчатые текстуры [21, 26, 27, 41, 42] (рис. 6).

На Белоусовском месторождении руды характеризуются присутствием барита, где его содер-

жание достигает 5 %, а также отмечается повышенная концентрация свинца и цинка. Здесь же встречаются блёклые руды, арсенопирит, пирротин, а из редких минералов установлены самородное золото, электрум, висмутин и алтаит. На Артемьевском месторождении выявлены две полярные минеральные ассоциации: свинцово-цинковая с благородными металлами, баритом, кадмием, сурьмой и мышьяком висячем боку и медно-висмутовая с пиритом – в лежащем. Кроме того, в рудах отмечаются пирротин, марказит, борнит, халькозин, арсенопирит, а также микроскопические включения золота и серебра. Для Березовского и Новоберезовского месторождений характерна ассоциация пирита, сфалерита, халькопирита и галенита с повышенным содержанием блёклых руд. На Иртышском месторождении, помимо основных сульфидов, значительную роль играют блёклые руды, тетраэдрит, фрейбергит, теннантит. В свою очередь, Николаевское месторождение отличается резким преобладанием меди и цинка над свинцом, а в минеральном составе наряду с халькопиритом и сфалеритом присутствуют вюртцит, борнит, халькозин и ковеллин. Отличительной чертой Орловского месторождения является развитие флюорита в числе главных нерудных минералов. В рудах отмечаются магнетит, арсенопирит, а также самородное золото.

**Лениногорский рудный район.** Основу рудного вещества всех месторождений Лениногорского рудного района (Риддер-Сокольное, Тишинское, Чекмарь, Ново-Лениногорское, Долинное, Шубинское, Юбилейно-Снегирихинское, Гусяковское, Анисимов Ключ) составляют сульфиды – сфалерит, галенит, халькопирит и пирит, которые формируют прожилково-вкрапленные, массивные, полосчатые и брекчиевидные текстуры [7, 11–13, 15, 16, 22, 26, 35, 37, 42, 44, 51, 53, 54, 62]



(см. рис. 6). На всех месторождениях наблюдается устойчивый парагенезис этих минералов, однако их количественные соотношения и морфология рудных тел варьируют.

Риддер-Сокольное месторождение, являясь уникальным, характеризуется сложным составом руд с высокими содержаниями золота и серебра. На этом месторождении установлено до ста минеральных типов руд. Сфалерит является наиболее распространённым сульфидом, содержит примеси железа, кадмия, висмута, селена и теллура. Галенит – главный носитель серебра (0,01–0,29 %) – также обогащён висмутом, селеном и теллуrom. Халькопирит содержит висмут, селен, теллур, серебро, а в медных рудах – ещё молибден, индий и золото. Золото встречается во всех типах руд, но больше всего концентрируется в барит-полиметаллических разностях и малосульфидных кварцевых жилах.

Аналогичный минеральный комплекс, но с вариациями соотношений, наблюдается и на других месторождениях района. Новоленинское месторождение характеризуется развитием барит-полиметаллических и колчеданно-медно-цинковых руд, где отмечается повышенная роль барита и золота. Текстуры руд варьируют от массивных брекчиевидных до прожилково-вкрапленных разностей. Для руд этого объекта типичны ассоциации с теллуридами и сульфосолями серебра и висмута, а золото встречается как в самородном виде, так и в форме электрума. На Тишинском месторождении преобладают прожилково-вкрапленные руды, для которых характерно повышенное содержание цинка и наличие в качестве второстепенных минералов блёклых руд, пирротина и арсенопирита. Минеральный состав месторождения Чекмарь включает, помимо основных сульфидов, барит, блёклые руды, арсенопирит, а также самородное золото и серебро в виде редких включений. Гусяковское месторождение сложено прожилково-вкрапленными, реже массивными рудами, с главными рудными минералами – сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. Руды Юбилейно-Снегирихинского месторождения сплошные, вкрапленные и представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, в меньшей степени галенитом, блёклой рудой, пирротинном, марказитом, магнетитом, ильменитом, а также арсенопиритом.

*Зыряновский рудный район.* Оруденение месторождений Зыряновского рудного района (Зыря-

новское, Малеевское, Греховское, Путинцевское, Снегиревское) представлено сульфидами, среди которых доминируют сфалерит, галенит, халькопирит и пирит [26, 28, 41, 42, 43, 44, 59, 60] (см. рис. 6).

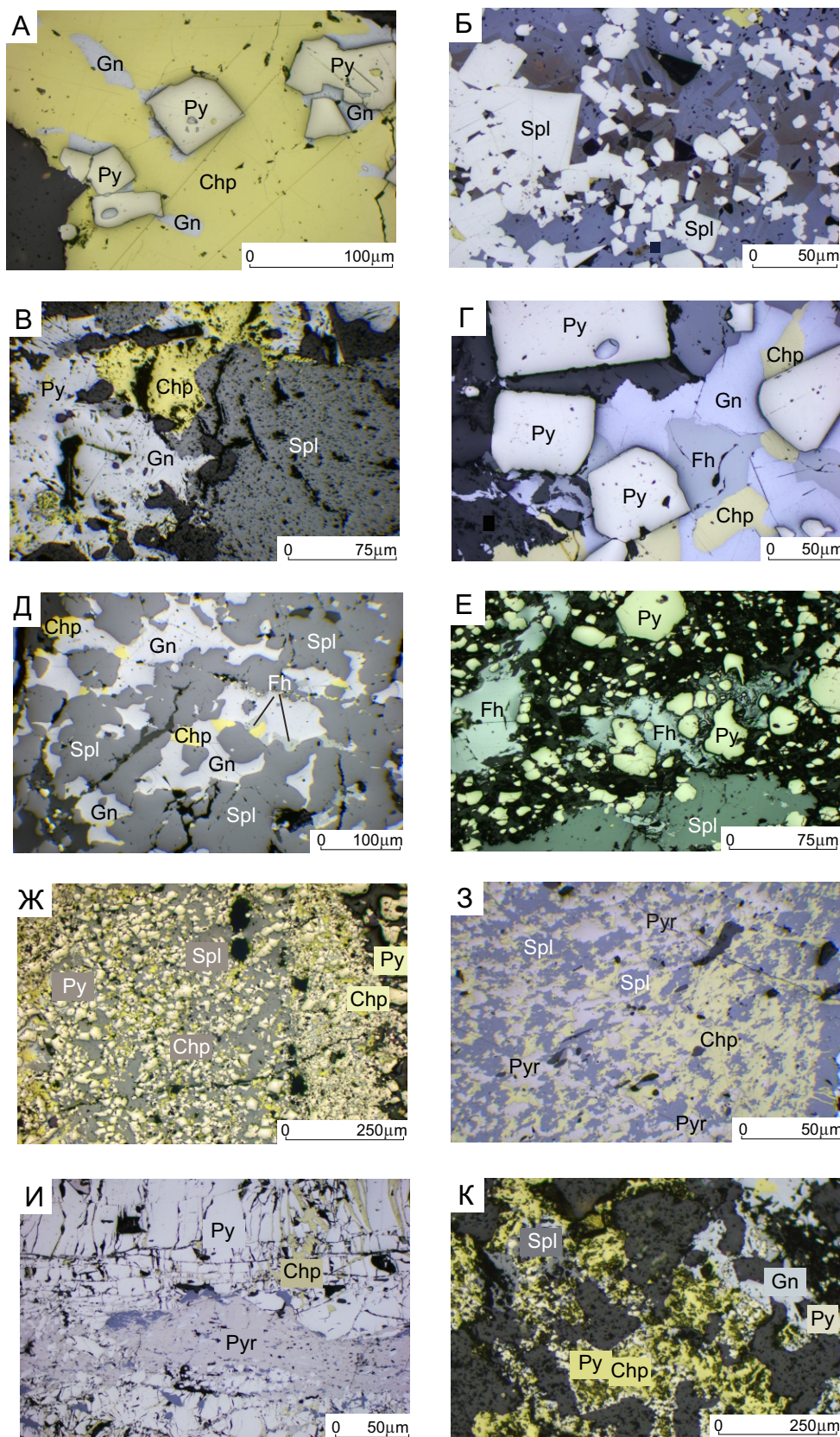
Например, на Зыряновском месторождении сфалерит составляет до 45 % массы руд, значительную роль играют барит (5 %), а также комплекс второстепенных и редких минералов, таких как теннантит, тетраэдрит, фрейбергит, марказит, молибденит, арсенопирит, пирротин, магнетит, электрум и самородное золото. Минеральный состав месторождений Греховское-I, Греховское-II, Снегиревское отличается меньшим содержанием меди и более высокой долей свинца и цинка. Среди рудных минералов, помимо основных сульфидов, отмечаются блёклые руды, арсенопирит, кубанит, а также редкие минералы золота и серебра – акантит, электрум, велерит, калаверит. На Малеевском месторождении наблюдается вертикальная минералогическая зональность: в верхних частях рудных тел преобладают барит-полиметаллические руды, которые с глубиной сменяются цинковыми, медно-цинковыми и серно-колчеданными разностями.

Попутными компонентами руд всех месторождений являются благородные металлы (золото, серебро), а также редкие и рассеянные элементы – кадмий, ртуть, висмут, молибден, кобальт, мышьяк, сурьма, селен, таллий, теллур, галлий, индий, германий и никель. Их носителями служат сульфидные минералы, в которых они находятся в виде тонких примесей или микровключений.

*Китайский Алтай. Рудный район Ашеле.* Месторождения рудного района Ашеле (Ашеле, Сарсук, Кейнбулейк) характеризуются как объекты, которые, сохраняя общие черты колчеданно-полиметаллического оруденения, отличаются выраженной многостадийностью формирования, сильным влиянием тектоно-метаморфических процессов, что отражается в широком развитии катакластических, метасоматических и реликтовых текстур [66, 84, 87–89, 91, 95, 96] (рис. 7).

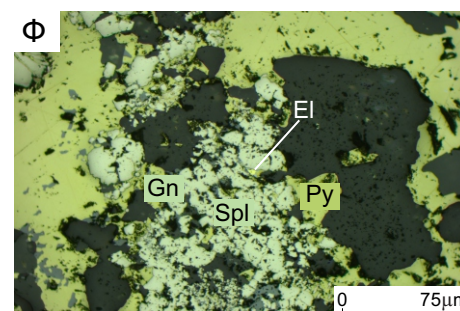
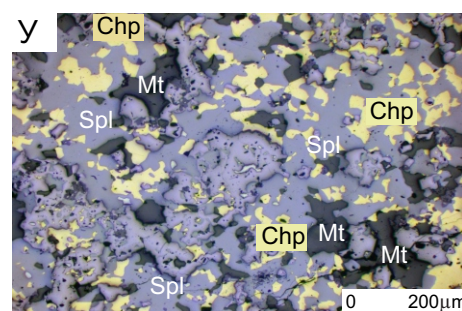
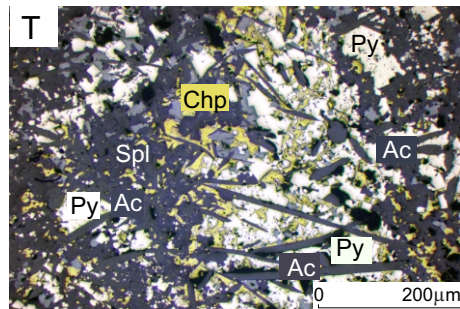
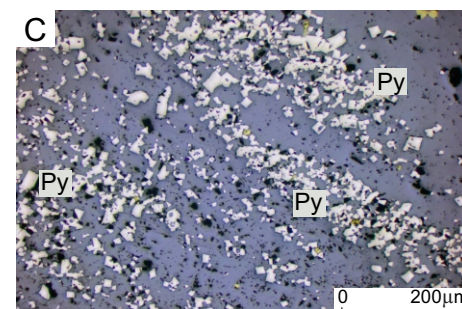
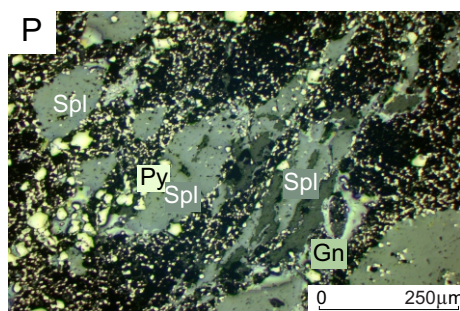
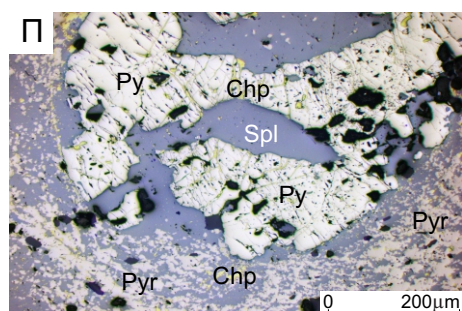
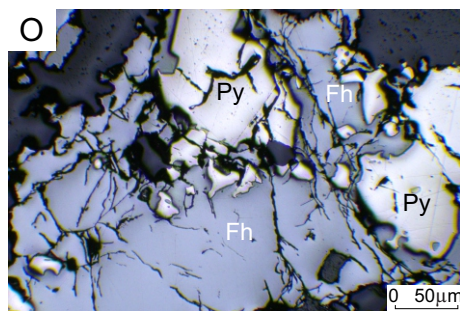
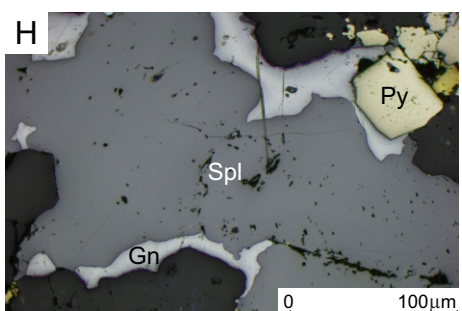
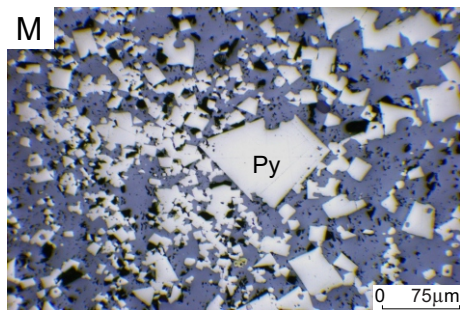
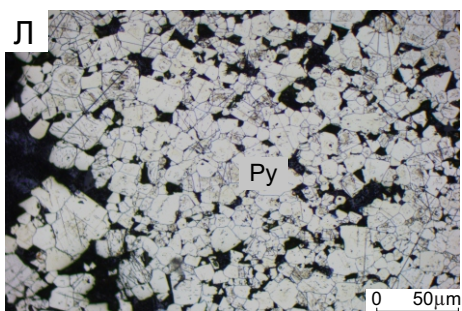
Минеральный состав месторождения Ашеле представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и тетраэдритом. Для руд характерно большое разнообразие структур (массивные, полосчатые, прожилково-вкрапленные, жильные) и текстур (идиоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, катакластические, интерстициальные).

Начало рисунка 6





Продолжение рисунка 6





Минерализация месторождения Сарсук представлена комплексом сульфидов: пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом с подчинённым количеством ковеллина, арсенопирита, борнита и самородного золота. Минеральные ассоциации меняются с глубиной: от Au и Cu-Au к Cu-Pb-Zn. Оруденение на месторождении выявлено в виде вкрапленности, штокверков и жил, при этом сохранились реликты стратиформных массивных и полосчатых руд. Текстуры аналогичны таковым на месторождении Ашеле. На месторождении Кейнбулейк выявлены два основных типа руд: стратиформные слоистые рудные тела (массивные, густовкрапленные и с мелкополосчатыми сульфидами), в которых преобладают сфалерит-халькопиритовые ассоциации с примесью пирротина и магнетита; а также жильные цинково-свинцовые руды, состоящие из сфалерита и галенита. Пирит встречается повсеместно в обоих типах руд. Структуры руд разнообразны: вкрапленные, прожилково-вкрапленные, массивные, полосчатые, с характерными аллотриоморфно-зернистыми, лепидогранобластовыми и реликтовыми текстурами.

*Рудный район Келан.* Минерализация месторождений рудного района Келан (Дадонггу, Та-

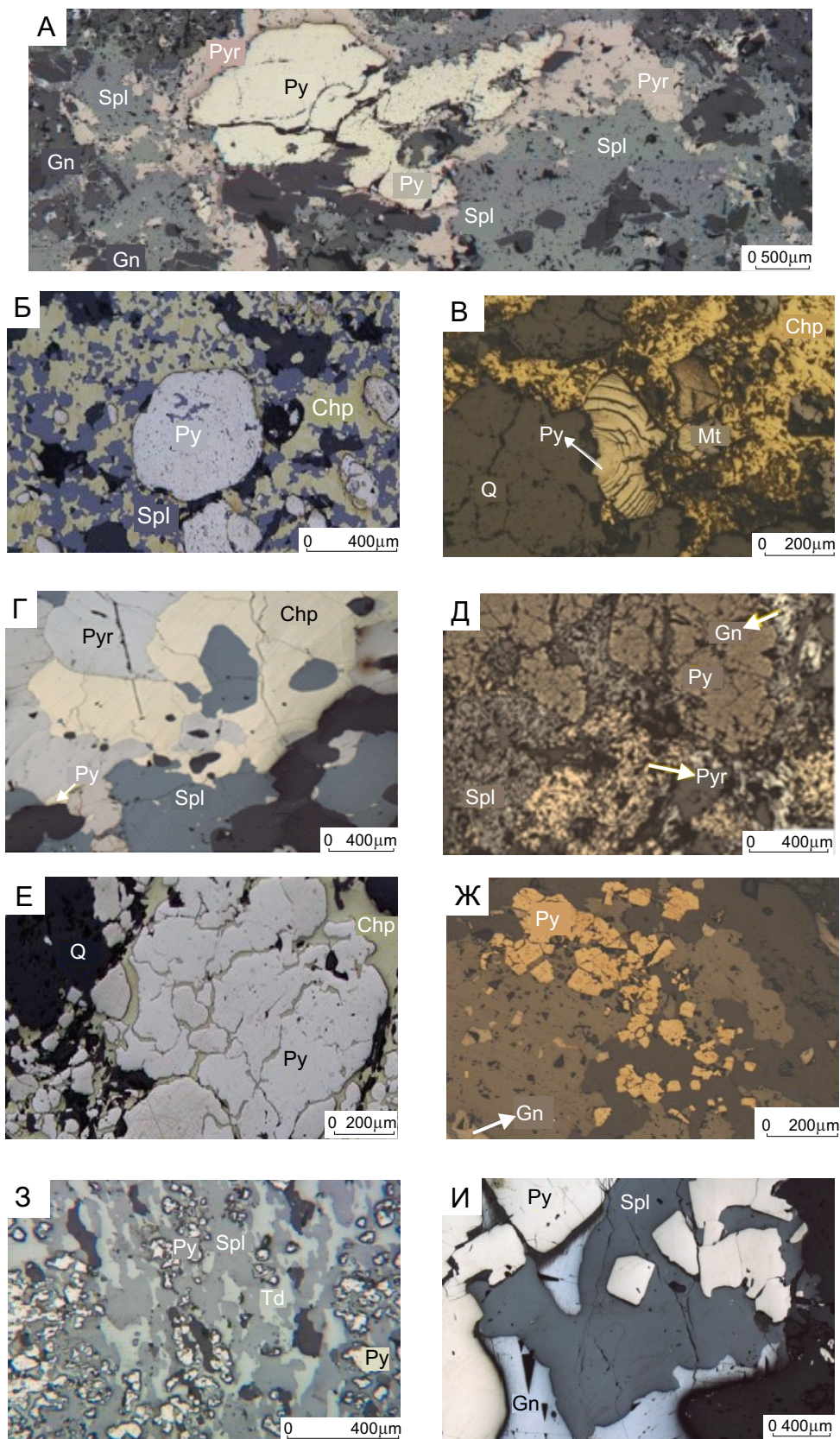
лате, Темирт, Вуласигу, Кьяксия и Абагонг) тесно связана с интенсивными и разнообразными процессами изменения вмещающих пород [63, 67, 85, 90, 92, 93, 97, 90, 94] (см. рис. 7).

На месторождении Талате рудные залежи имеют пластовую, линзовидную и жильную формы. Основные типы руд – свинцово-цинковые и полиметаллические. Текстуры руд – массивные, прожилковые, вкрапленные, полосчатые, пластинчатые, рассеянные и брекчиевидные. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, магнетит, гематит, реже халькопирит, пирротин, арсенопирит и молибденит. Для руд месторождения Темирт характерны полосчатые, вкрапленные и массивные текстуры. На месторождении Вуласигу выделены пирит-магнетитовый, пирит-сфалерит-магнетитовый и пирит-халькопирит-золотой типы руд. Рудные тела имеют прожилково-вкрапленную, массивную и брекчиевидную структуры. Наблюдаются разнообразные текстуры руд: метасоматические, колломорфные, катакластические. Окисленные руды характеризуются повышенными содержаниями золота.

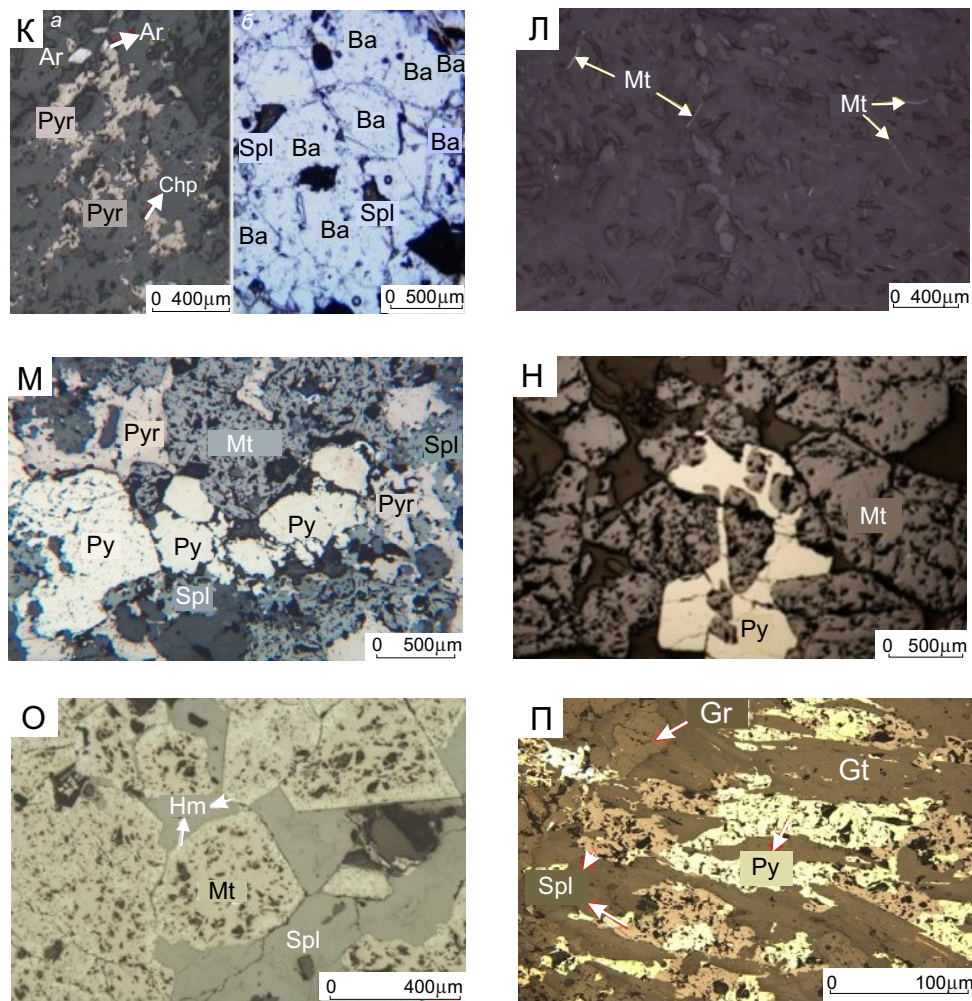
*Рудный район Майзи.* Для месторождений рудного района Майзи (Кекетале, Савуси, Дадонггу, Акехарен) также характерна многостадий-

#### Рис. 6. Минеральный состав руд Прииртышского, Лениногорского, Зыряновского рудных районов:

А – идиоморфные кристаллы пирита развиваются в галенит-халькопиритовом агрегате (Зыряновское месторождение); Б – двойниковое строение сфалерита (Малеевское месторождение); В – гнезда пирит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава (Риддер-Сокольное месторождение); Г – гипидиоморфные зёрна пирита цементируются галенитом, блёклой рудой и халькопиритом (Греховское-2 месторождение); Д – в интерстициях сфалерита развиваются галенит, блёклая руда и халькопирит (Шемонаихинское месторождение); Е – блёклая руда и сфалерит цементируют пирит (Артемьевское месторождение); Ж – фрагмент полосчатых руд галенит-халькопирит-сфалерит-пиритового состава (Тишинское месторождение); З – тесные сращения пирротина, халькопирита и сфалерита (Новоберезовское месторождение); И – халькопирит развивается по трещинам в пирите, пирротин развивается в интерстициях крупных выделений пирита, на контакте корродирует и замещает пирит (Новоберезовское месторождение); К – выделения халькопирита, галенита, сфалерита и пирита в интерстициях кварца (Риддер-Сокольное месторождение); Л – пирит гранобластовой структуры (Малеевское месторождение); М – идиоморфный метакристалл пирита, образованный за счёт перераспределения вещества в слоистых рудах (Малеевское месторождение); Н – каёмки галенита по краям выделений сфалерита, на контакте с галенитом также наблюдается укрупнение и перекристаллизация зёрен пирита (Зыряновское месторождение); О – в агрегате катаклазированных сульфидов выделения блёклой руды замещают пирит (Березовское месторождение); П – реликты катаклазированного пирита в халькопирит-пирротин-сфалеритовом агрегате (Новоберезовское месторождение); Р – перераспределение галенита и сфалерита с образованием полосчатой микротекстуры по сланцеватости в результате динамометаморфизма первичных руд (Артемьевское месторождение); С – реликты слоистой текстуры в метаморфизованных рудах (Малеевское месторождение); Т – игольчатые кристаллы актинолита корродируют сфалерит-халькопирит-пиритовый агрегат сульфидов (Малеевское месторождение); У – аллотриоморфные выделения магнетита в медно-цинковых рудах (Малеевское месторождение); Ф – электрум в тесном сращении с галенитом и сфалеритом, развивающихся в интерстициях пирита (Риддер-Сокольное месторождение); сокращения: Py – пирит, Gn – галенит, Spl – сфалерит, Chr – халькопирит, Fh – блёклая руда, Pyr – пирротин, As – актинолит, Mt – магнетит, El – электрум







**Рис. 7. Минеральный состав руд рудных районов Ашеле, Келан и Майзи. С использованием материалов [70, 72, 76, 77, 84, 85, 90, 92, 95, 96]:**

А – сфалерит и галенит цементируют выделения аллотриоморфного пирита (по краям скоплений за счёт пирита развивается пирротин) (месторождение Кекетале); Б – округлые зёрна пирита в матрице из халькопирита и сфалерита (месторождение Ашеле); В – коллоидный пирит (месторождение Вуласигу); Г – крупнозернистый пирит и сфалерит с халькопиритовой сыпью, а также пирротин-халькопиритовые сростки (месторождение Кейнбулейк); Д – массивная руда, состоящая из пирита, пирротина, галенита и сфалерита (месторождение Талате); Е – пирит с катакlastической текстурой, замещённый халькопиритом (месторождение Ашеле); Ж – катакlastическая текстура пирита (месторождение Сарсук); З – сфалерит и тетраэдрит, замещающие пирит (месторождение Ашеле); И – идиоморфный пирит и галенит, замещающие сфалерит (месторождение Кейнбулейк); К – идиоморфный арсенопирит (месторождение Кекетале) (а) и барит со сфалеритом (месторождение Кекетале) (б); Л – игольчатый магнетит в полосчатых рудах (месторождение Кейнбулейк); М – магнетит в ассоциации с пиритом и пирротинном (месторождение Кекетале); Н – сростание пирита и магнетита (месторождение Темирт); О – гематит, заменяющий магнетит по краям кристаллов (месторождение Вуласигу); П – мелкозернистый сфалерит и пирит образуют микрополосчатость, параллельную грюнериту (месторождение Савуси); сокращения: Py – пирит, Gn – галенит, Spl – сфалерит, Pyr – пирротин, Chp – халькопирит, Mt – магнетит, Td – тетраэдрит, Ar – арсенопирит, Ba – барит, Hm – гематит, Gr – гранат, Gt – грюнерит

ность формирования и сильное влияние тектоно-метаморфических процессов [72, 76, 77] (см. рис. 7).

На месторождении Кекетале рудные залежи согласно залегают с вмещающими породами, имеют пластовую форму с раздувами и пережимами



мощности. Основные типы руд – свинцово-цинковый и полиметаллический. Соотношение Pb/Zn увеличивается с глубиной. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, с небольшим количеством пирротина, редкими халькопиритом, арсенопиритом и марказитом. Кроме того, в рудах отмечаются следы тетраэдрита и борнита. Среди типов руд преобладают массивные, плотновкрапленные, а ещё вкрапленные с тонкими прожилками. Для месторождения Савуси характерно наличие большого количества сфалерита и пирита, а также незначительное количество галенита, магнетита и других сульфидных минералов. Эти минералы крупнозернистые, имеют вкрапленную, полосчатую структуру или образуют прожилки и микрожилы в полосчатых скарпах. Скарны на месторождении содержат богатый марганцем грюнерит, гранат (в основном альмандин и спессартин) и биотит.

**Изотопный состав серы.** Изучение изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) сульфидных и сульфатных минералов является одним из наиболее информативных методов в геохимии и генетической минералогии, позволяющим реконструировать источники рудного вещества, а также условия и многостадийность процессов рудообразования. В настоящем исследовании обобщены и проанализированы обширные литературные данные, а также результаты собственных исследований. На основе систематизации этих материалов создана комплексная база данных, включающая 1687 определений  $\delta^{34}\text{S}$  по широкому спектру месторождений и рудопроявлений колчеданно-полиметаллического типа Большого Алтая. В ходе исследований выявлены общие закономерности и региональные особенности изотопии серы, а также проведена интеграция разноплановой информации с целью оценки роли различных источников серы (магматогенного, метаморфогенного, осадочного, биогенного) и реконструкции эволюции палеогидротермальных систем. Установлено, что большинство крупных и уникальных месторождений характеризуются широким диапазоном значений  $\delta^{34}\text{S}$  – от -15 до +9,8 ‰ (Риддер-Сокольное, Корбалихинское, Новоленинское, Кекетале, Ашеле), что указывает на гетерогенный источник серы.

**Российский Алтай.** Змеиногорский рудный район. На основании анализа изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) рудных образцов месторождений Корбалихинское, Семеновское, Лазурское, Зареченское, Змеиногорское, Стрижковское, а также

рудопроявлений Холодное, Вересухинское и Давыдовское выявлены значительные вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$ , свидетельствующие о сложных и разнообразных условиях рудообразования [9, 17, 25, 30, 31, 39, 45] (рис. 8, А). Диапазон значений  $\delta^{34}\text{S}$  варьируется от -12,25 до +19,5 ‰, охватывая как отрицательные, так и положительные величины, что указывает на участие различных источников серы и многостадийность процессов минералообразования.

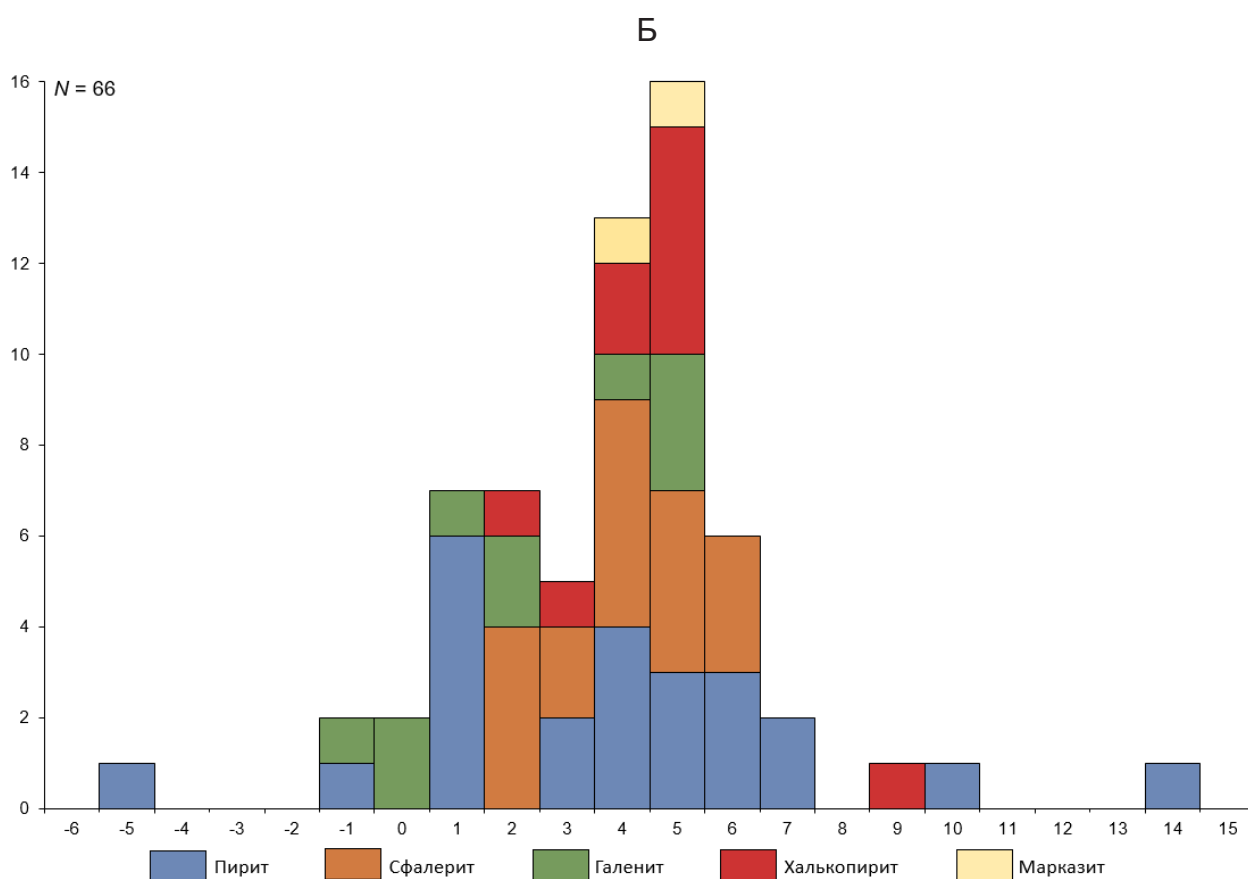
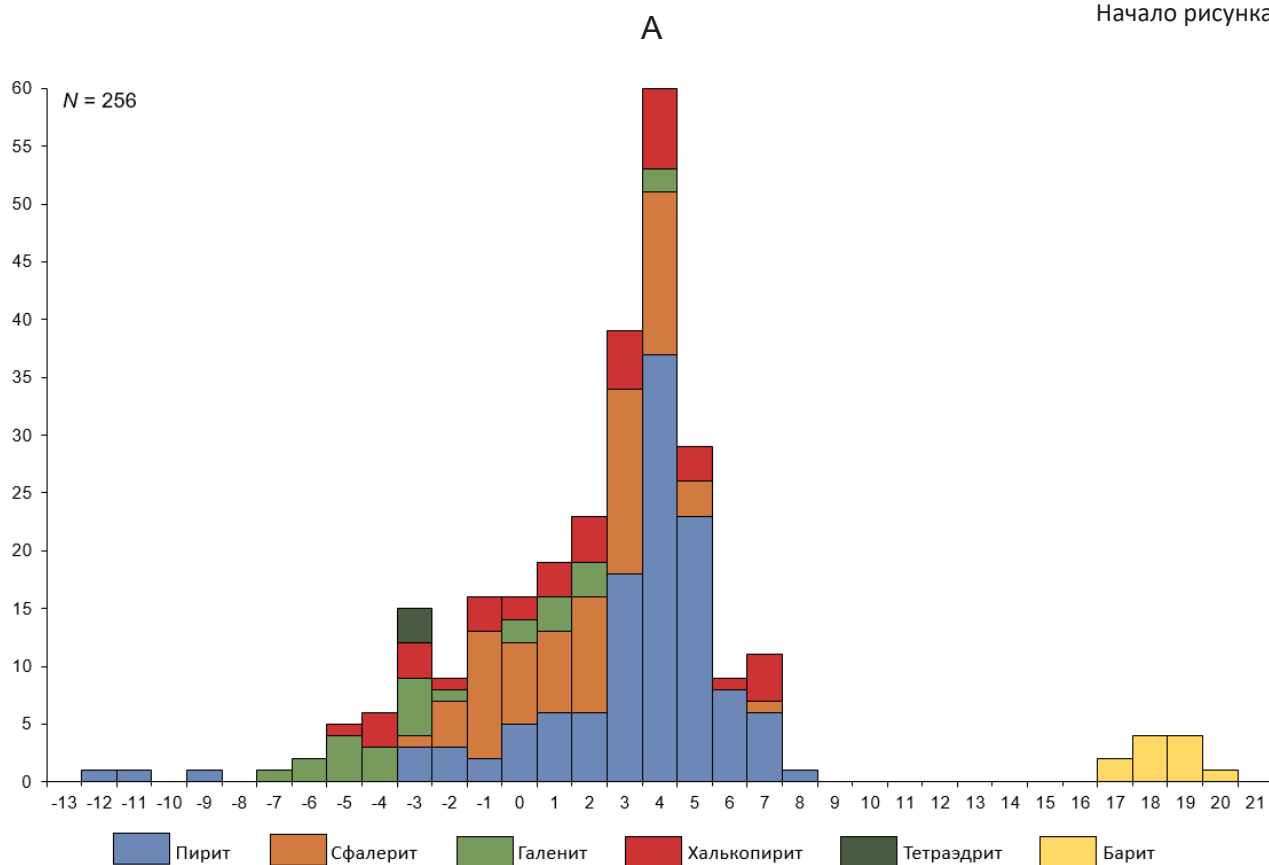
Для Корбалихинского месторождения, наиболее полно охарактеризованного данными [17, 25, 30], значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) демонстрируют широкий разброс: от -12,25 до +7 ‰. Наблюдается тенденция к более тяжёлому изотопному составу серы в пирите по сравнению с сопутствующими сульфидами (сфалерит, халькопирит) в пределах одних и тех же проб, что может быть следствием изотопного фракционирования в ходе последовательной кристаллизации минералов или различий в условиях их осаждения.

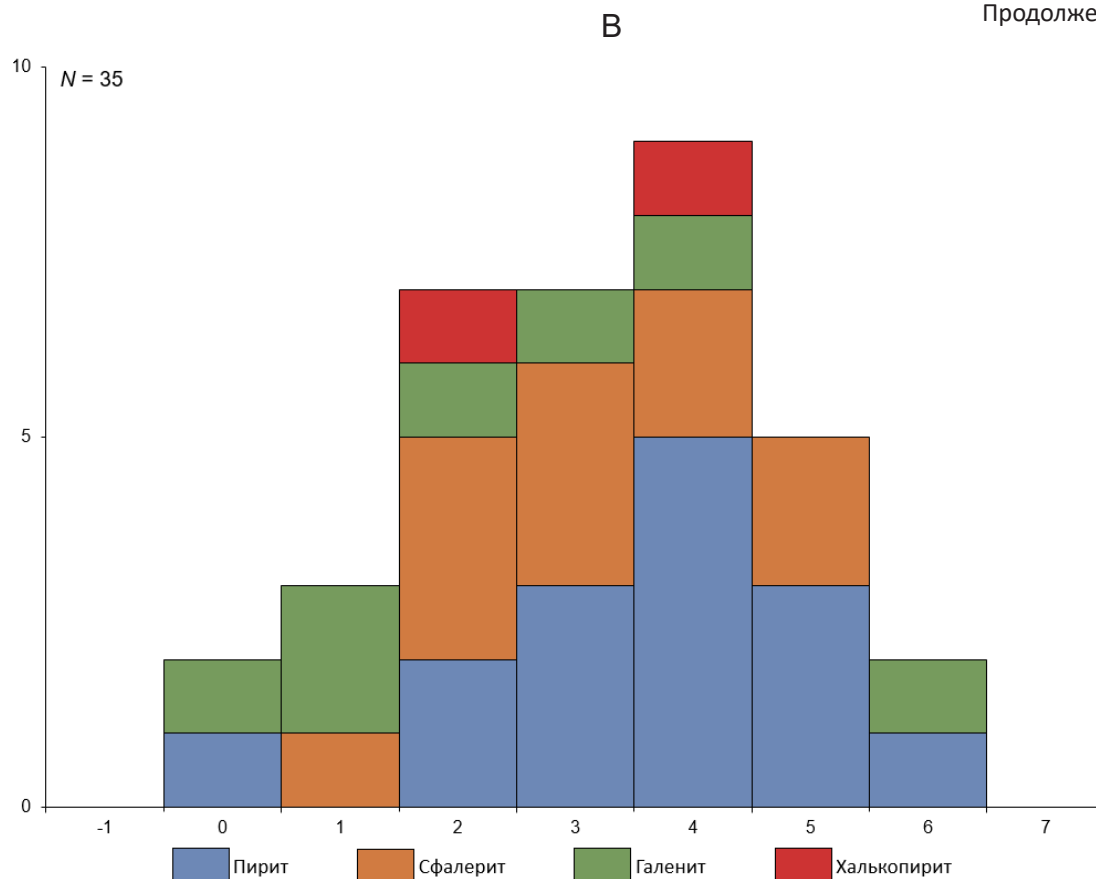
Значительный разброс данных, включая отрицательные значения, позволяет предполагать вклад бактериального восстановления сульфатов (BSR) в формирование части руд, тогда как положительные значения приближены к магматическому или метаморфогенному источнику серы [19].

На месторождениях Семеновское и Лазурское зафиксированы преимущественно положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$  [30]. Для Семеновского месторождения значения сфалерита колеблются в узком диапазоне от -0,5 до +0,4 ‰. На Лазурском месторождении значения варьируются от +4,1 до +7 ‰, при этом наиболее высокие (до +7 ‰) ассоциируют с сульфидно-кварцевыми жилами, что может указывать на гидротермальный источник серы с признаками изотопного утяжеления, возможно, связанного с фракционированием в высокотемпературных условиях или взаимодействием с вмещающими толщами.

Данные по рудопроявлениям (Холодное, Вересухинское, Давыдовское) также демонстрируют вариабельность [31]. В рудопроявлении Холодное значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирита и халькопирита находятся в диапазоне от +2,1 до +4,4 ‰. Для Вересухинского рудопроявления значения халькопирита возрастают от +1,6 до +4,3 ‰. На Давыдовском рудопроявлении зафиксирован крайне широкий разброс значений пирита – от -2 до +7,2 ‰, что может отражать наличие нескольких генераций минерало-

Начало рисунка 8





**Рис. 8. Гистограмма распределения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах месторождений типа VMS Российской части Большого Алтая. С использованием материалов [9, 17, 25, 30, 31, 39, 45]:**

А – Змеиногорский рудный район (месторождения Корбалихинское, Зареченское, Лазурское, Семеновское, Змеиногорское, Стрижковское; рудопроявления Холодное, Вересухинское, Давыдовское); Б – Рубцовский рудный район (месторождения Захаровское, Западно-Захаровское); В – Золотушинский рудный район (месторождение Юбилейное)

образования или смешение серы из разных источников.

Особый интерес представляют данные по Зареченскому месторождению, где наряду с сульфидами проанализирован барит [9, 17]. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах здесь в основном отрицательные (пирит до -3,8 ‰, сфалерит до -2,9 ‰, галенит до -7,5 ‰, халькопирит до -5 ‰), в то время как для барита характерны исключительно высокие положительные значения (от +16,25 до +19,5 ‰). Такой контраст типичен для систем, где сера сульфидов имеет биогенное происхождение (лёгкая сера), а сера сульфатов (барит) унаследована из морских сульфатов (тяжёлая сера), что подтверждает гидротермально-осадочный генезис с участием

бактериальных процессов. Современные исследования Зареченского месторождения указывают на сложную многостадийность процесса [9]: выделяются несколько генераций пирита – ранний пирит I с варьирующими значениями (от -0,9 до +2,7 ‰) и более поздний пирит II, демонстрирующий сдвиг в сторону отрицательных значений (до -1,5 ‰). Сфалерит Ib показывает положительные значения (+3,9...+6,4 ‰), что может соответствовать иному этапу минерализации или изменению физико-химических условий. Галенит I характеризуется небольшими положительными значениями (до +1,3 ‰), а халькопирит I – устойчиво отрицательными (до -4,6 ‰). Присутствие тетраэдрита с отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$



(до -3,7 ‰) также указывает на восстановленные условия на определённых стадиях. Это подчёркивает сосуществование в пределах одного месторождения изотопно-лёгкой серы, вероятно, биогенной, и более тяжёлой, связанной с глубинными гидротермальными источниками.

Змеиногорское месторождение отличается преобладанием отрицательных и околонулевых значений  $\delta^{34}\text{S}$  [9]. Пирит здесь имеет значение -1,8 ‰, сфалерит варьирует от -1,5 до -1,2 ‰, а халькопирит демонстрирует нулевое значение, что указывает на доминирование единого восстановленного источника серы с возможным незначительным фракционированием при кристаллизации.

На Стрижковском месторождении также фиксируется значительный разброс значений, связанный с полистадийностью [9]. Ранние ассоциации (пирит I, сфалерит Ia, халькопирит I) характеризуются отрицательными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  (от -3,3 до -1,2 ‰). Поздние генерации (пирит II) показывают как отрицательные, так и слабоотрицательные значения (до -0,2 ‰). Однако особенно выделяются аномально высокие для сульфидов положительные значения в сфалерите Ib (+4,6 ‰), что, как и на Зареченском, маркирует отдельную, вероятно, более высокотемпературную стадию с иным изотопным составом серы. Тетраздрит и галенит I на месторождении стабильно обогащены лёгким изотопом ( $\delta^{34}\text{S}$  до -4,4 ‰).

*Рубцовский рудный район.* Изотопный состав серы сульфидных минералов месторождений Захаровское и Западно-Захаровское характеризуется значительным диапазоном значений  $\delta^{34}\text{S}$  – от -5,8 до +13,4 ‰ [17, 31, 45]. Этот широкий разброс является ключевым индикатором гетерогенности источников серы и сложной, многостадийной истории формирования колчеданно-полиметаллического оруденения в рудном районе. Общая тенденция к преобладанию положительных значений согласуется с моделью гидротермальных систем, ассоциированных с вулканической деятельностью в морских условиях, где могло происходить взаимодействие рудообразующих флюидов с резервуарами морских сульфатов. При этом локальные экстремальные отклонения в обе стороны от фона свидетельствуют о наложении разнонаправленных процессов изотопного фракционирования (см. рис. 8, Б).

Сопоставление данных по отдельным месторождениям выявляет важные генетические особенности. Для Захаровского месторождения ха-

рактерен относительно узкий спектр значений, тяготеющий к околонулевым величинам, особенно для пирита (от -1,3 до +2,1 ‰). Это может указывать на доминирующую роль глубинного, близкого к мантийному, источника серы в рамках консолидированной гидротермальной системы. Напротив, изотопные данные по Западно-Захаровскому месторождению отличаются выраженной вариабельностью. Наличие резко отрицательных значений (до -5,8 ‰) интерпретируется как следствие вовлечения в рудообразующий процесс серы, подвергшейся бактериальному восстановлению в приповерхностных седиментационных или раннедиагенетических условиях. Одновременно крайне тяжёлые изотопные составы (до +13,4 ‰) фиксируют или высокотемпературное фракционирование в закрытой системе, или ассимиляцию тяжёлого изотопного пула морских сульфатов.

Пространственное распределение данных в пределах Западно-Захаровского месторождения, в частности вариации  $\delta^{34}\text{S}$  в различных зонах «трубок палеокурильщика» (осевой, промежуточной, внешней), позволяет реконструировать динамику палеогидротермальной системы [31]. Данные отражают градиенты физико-химических параметров, таких как температура, окислительно-восстановительный потенциал и кислотность, которые контролировали последовательность осаждения сульфидов. Важным аргументом в пользу осаждения из единого флюида является наличие идентичных значений  $\delta^{34}\text{S}$  для парагенетических ассоциаций сфалерита, халькопирита и галенита в массивных рудах.

*Золотушинский рудный район.* На основании анализа изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ) сульфидных минералов месторождения Юбилейное выявлен характерный диапазон значений от -0,6 до 5,6 ‰, что свидетельствует об относительной однородности изотопного состава серы в исследованных образцах [17] (см. рис. 8, В). Преобладают положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$ , изменяющиеся в узких пределах для каждого минерала: для пирита – от 0 до 5,1 ‰ (среднее значение около 3,2 ‰), для сфалерита – от 0,6 до 4,8 ‰ (среднее около 2,7 ‰), для галенита – от -0,6 до 5,6 ‰ (среднее около 1,9 ‰) и для халькопирита – от 1,5 до 3,3 ‰. Полученные данные, демонстрирующие небольшой разброс изотопных отношений и положительный сдвиг относительно метеоритного стандарта, согласуются с моделью формирования колчеданно-полиметаллического оруденения

в условиях гидротермально-осадочного процесса с участием серы, источник которой мог быть связан с глубинными магматическими резервуарами или восстановлением сульфатов морской воды в ходе термохимического восстановления. Отсутствие резко отрицательных значений  $\delta^{34}\text{S}$  позволяет исключить существенную роль биогенных процессов сульфатредукции, что указывает на преобладание магматогенного или метаморфогенного источника серы в рудообразующей системе.

**Казахстанский Алтай. Прииртышский рудный район.** Данные по изотопному составу серы сульфидов и сульфатов из массивных руд месторождений Белоусовского, Иртышского, Березовского и Новоберезовского демонстрируют значительный разброс значений, который варьирует от -5,5 до +24,5 ‰, что указывает на разнородные источники серы и сложные условия рудообразования [33] (рис. 9, А).

Для сульфидных минералов (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит) значения  $\delta^{34}\text{S}$  в основном находятся в положительном диапазоне от +0,5 до +6,5 ‰, за исключением галенита Белоусовского месторождения, где зафиксированы отрицательные значения (-2,5 и -5,5 ‰). Это может свидетельствовать о влиянии бактериального восстановления сульфатов или иных биогенных процессов на формирование части сульфидных руд. В отличие от сульфидов, барит характеризуется аномально высокими и узколокализованными значениями  $\delta^{34}\text{S}$  – от +20,5 до +24,5 ‰, что типично для серы морских сульфатов и свидетельствует о его образовании из другого, более окисленного резервуара серы, возможно, связанного с сульфатами морской воды.

**Лениногорский рудный район.** На основе анализа данных по изотопному составу серы сульфидов и сульфатов из месторождений Риддер-Сокольское, Новолениногорское, Тишинское, Старковское, Габриэлевское выявлены значительные вариации значений, указывающие на полигенность и многостадийность процессов рудообразования [4, 12, 19, 33]. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  для сульфидных минералов (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блёклые руды) варьируются в широком диапазоне от -12,5 до +8,5 ‰, демонстрируя как положительные, так и отрицательные величины. При этом барит характеризуется резко обогащённым тяжёлым изотопом серы со значениями состава от +14,75 до +22,25 ‰ (см. рис. 9, Б).

Пирит из вмещающих толщ месторождения Риддер-Сокольское имеет значения  $\delta^{34}\text{S}$  от -4,5 до +4,5 ‰ [5, 19, 33]. Сульфиды массивных полиметаллических руд того же месторождения показывают разброс от -12,5 (галенит) до +3,5 ‰ (пирит). Сульфидная минерализация кварцевых жил демонстрирует значения от -3,5 (галенит) до +8,5 ‰ (пирит).

Для Новолениногорского месторождения диапазон  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах полиметаллических, колчеданно-полиметаллических и барит-полиметаллических руд также весьма широк: от -10,25 (галенит) до +4,75 ‰ (пирит), а в барите – до +22,25 ‰ [33].

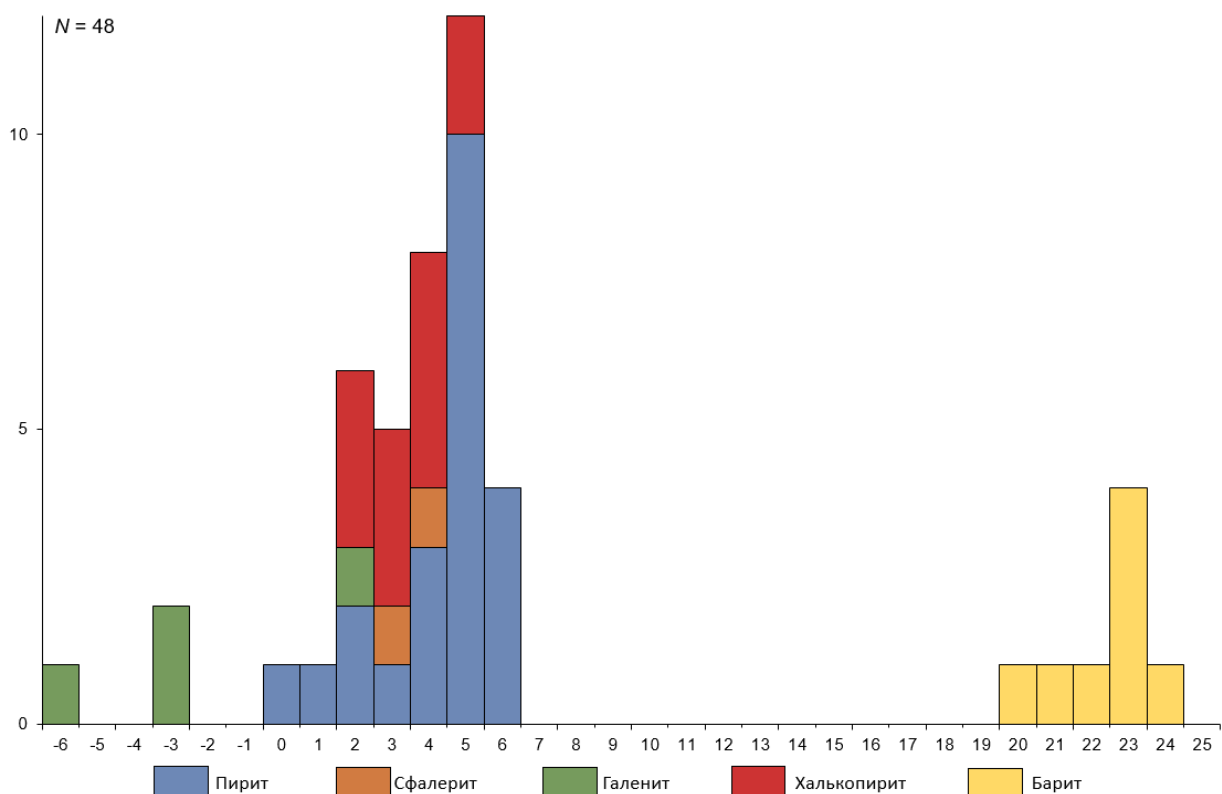
Данные по месторождениям Тишинское и Старковское, приведённые в работах [12, 19], подтверждают общую тенденцию к вариациям  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах в основном в промежуточном диапазоне с преобладанием положительных значений.

**Зыряновский рудный район.** Значения  $\delta^{34}\text{S}$  рудных образцов месторождений Зыряновское, Греховское-II, Снегиревское, Александровское, Богатыревское и Малеевское демонстрируют значительный разброс – от отрицательных величин (-1,75 ‰ для пирита Малеевского месторождения) до положительных (до 8,75 ‰ для сфалерита из рудоносных брекчий того же месторождения) [6, 12, 19, 60]. Однако преобладающий диапазон для большинства сульфидных минералов (пирита, сфалерита, халькопирита, галенита) сосредоточен вблизи метеоритного стандарта (0 ‰), преимущественно в интервале от 0 до +6 ‰ (рис. 9, В). Это указывает на глубинный, вероятно, магматический источник серы с возможным влиянием процессов восстановления сульфатов морской воды или биогенных процессов.

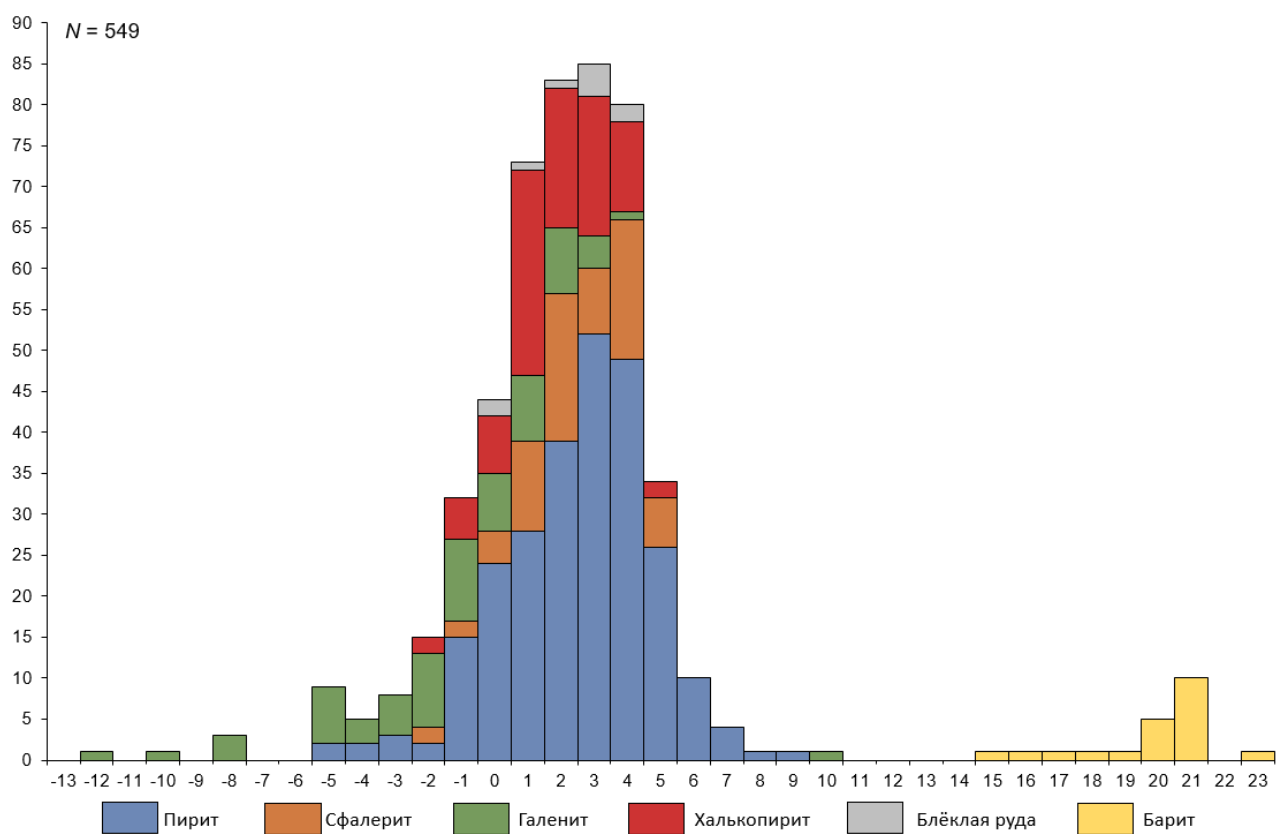
Наблюдается определённая минералогическая специализация в изотопном составе. Пирит, как наиболее распространённый сульфид, часто показывает более тяжёлый изотопный состав по сравнению с сопутствующими минералами. Например, на Зыряновском месторождении значения  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите из серноколчеданных руд варьируются от 4,1 до 5,5 ‰, в то время как в полиметаллических рудах того же минерала они снижаются (1,3–4 ‰) [6]. Ещё более лёгкой серой характеризуются галенит (0,1–2,3 ‰) и сфалерит (0,8–4,3 ‰). Вариации изотопного состава связаны с типом руд. Серноколчеданные и массивные руды, как правило, обогащены тяжёлым изотопом  $^{34}\text{S}$  ( $\delta^{34}\text{S}$  часто > +4 ‰), что может быть следствием

Начало рисунка 9

А



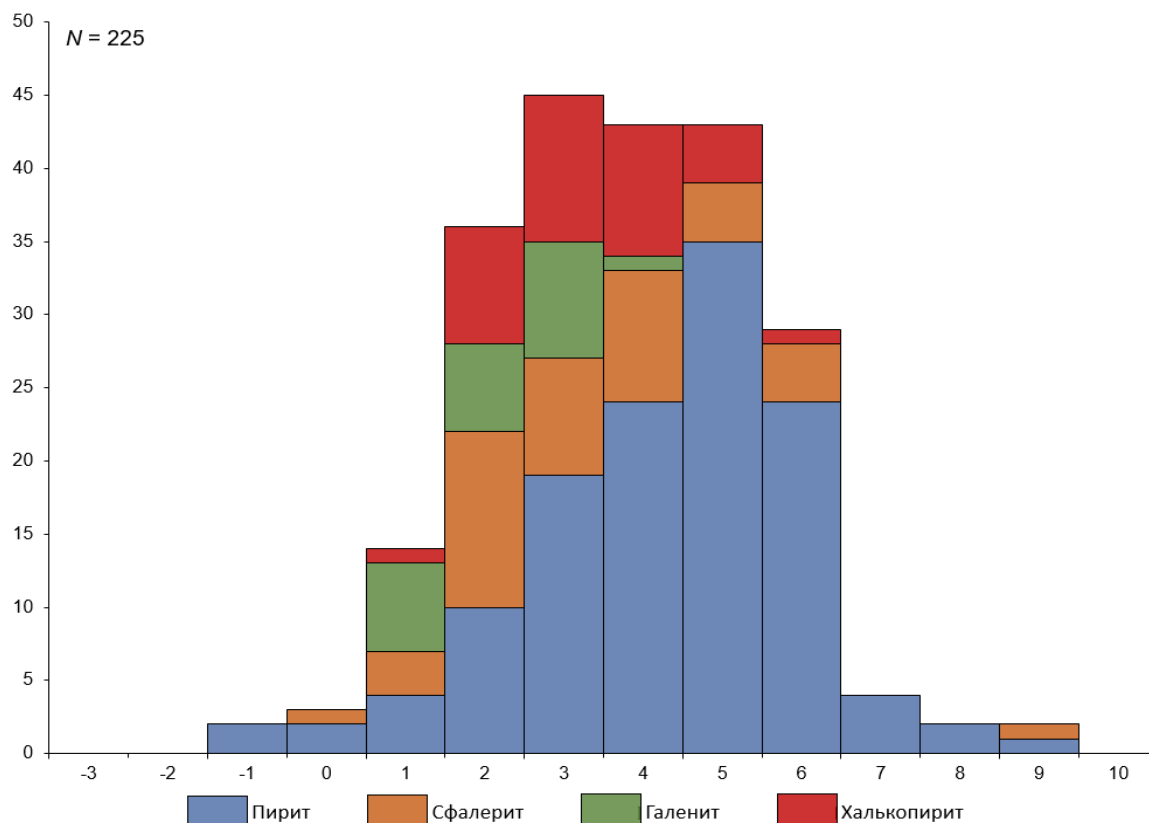
Б





В

Продолжение рисунка 9



**Рис. 9. Гистограмма распределения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах месторождений типа VMS Казахской части Большого Алтая. С использованием материалов [3, 6, 12, 19, 33, 60]:**

А – Прииртышский рудный район (месторождения Белоусовское, Иртышское, Березовское, Новоберезовское);  
 Б – Лениногорский рудный район (месторождения Риддер-Сокольное, Тишинское, Новолениногорское, Старковское, Габриэлевское);  
 В – Зыряновский рудный район (месторождения Зыряновское, Малеевское, Греховское-2, Снегиревское, Александровское, Богатыревское)

участия сульфатов морской воды в рудообразующих системах. Напротив, полиметаллические руды и руды альпийских жил демонстрируют более лёгкий изотопный состав, что свидетельствует о большей роли восстановленных серосодержащих соединений или биогенных процессов.

Особый интерес представляют данные по Малеевскому месторождению, детально изученному в работе [60]. Широкий разброс  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите (от -1,75 до +8,25 ‰) из различных геологических обстановок – рудоносных брекчий, колчеданно-полиметаллических и серноколчеданных руд, а также вмещающих пород (риолитов, базальтов, алевролитов) – указывает на сложный многостадийный процесс рудообразования. Наличие отри-

цательных значений в риолитах и алевролитах может свидетельствовать о вовлечении лёгкой биогенной серы. В целом изотопные данные подтверждают модель формирования месторождения, связанную с гидротермальной деятельностью и метаморфогенными процессами, наложенными на вулканогенно-осадочный субстрат.

**Китайский Алтай. Рудный район Ашеле.** Комплексный анализ изотопного состава серы сульфидных и сульфатных минералов проведён для месторождений Ашеле и Кейнбулейк [79, 81, 88, 91, 95] (рис. 10, А).

Для месторождения Ашеле характерен значительный разброс значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов: от -3,7 у галенита до +8,5 ‰ у пирита [79, 81, 88, 91]. Это

свидетельствует о гетерогенности источников серы и изменении физико-химических условий в процессе минералообразования. Наличие лёгких изотопных составов у галенита может указывать на вовлечение биогенной серы или интенсивную бактериальную сульфатредукцию. Резкий контраст создаёт барит с аномально тяжёлым и узким изотопным составом (+20,4...+21,4 ‰), типичным для морских сульфатов. Такие данные позволяют реконструировать сложную гетерогенную систему с участием магматогенно-гидротермальных флюидов, серы осадочных толщ и, возможно, биогенного резервуара, что согласуется с моделью формирования в вулканогенно-осадочной среде с последующим наложением жильной минерализации.

Месторождение Кейнбулейк демонстрирует иную изотопно-геохимическую картину. Исследованные сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит) показывают относительно узкий и стабильно положительный диапазон  $\delta^{34}\text{S}$  от +0,84 до +3,61 ‰ [94]. Такая однородность, отсутствие резких отрицательных аномалий и близость значений к метеоритному стандарту с небольшим положительным смещением указывают на преобладающий магматогенный или мантийный источник серы. Минералообразование протекало в условиях высокотемпературного гидротермального процесса с относительной изотопной равновесностью и минимальным влиянием биогенных процессов или существенного фракционирования.

*Рудный район Келан.* Изучение изотопного состава серы сульфидных минералов месторождений Талате, Тимурт, Кьяксия и Вуласигу позволяет выявить особенности генезиса рудообразующих систем и источников серы [63, 67, 71, 82, 85, 90, 92, 93] (см. рис. 10, Б).

На месторождении Кьяксия анализ пиритов первой стадии минерализации показывает вариации  $\delta^{34}\text{S}$  от -1,1 до -14,2 ‰, что свидетельствует о существенном фракционировании изотопов серы, возможно, связанном с биогенными процессами или низкотемпературным гидротермальным рудообразованием [71]. Для второй стадии характерны значения, близкие к нулевым (от -3,4 до +0,7 ‰), что может указывать на магматогенный или мантийный источник серы с минимальным фракционированием.

На месторождении Талате зафиксирован широкий диапазон  $\delta^{34}\text{S}$  – от +2,4 до -11,7 ‰, охватывающий как положительные, так и отрицатель-

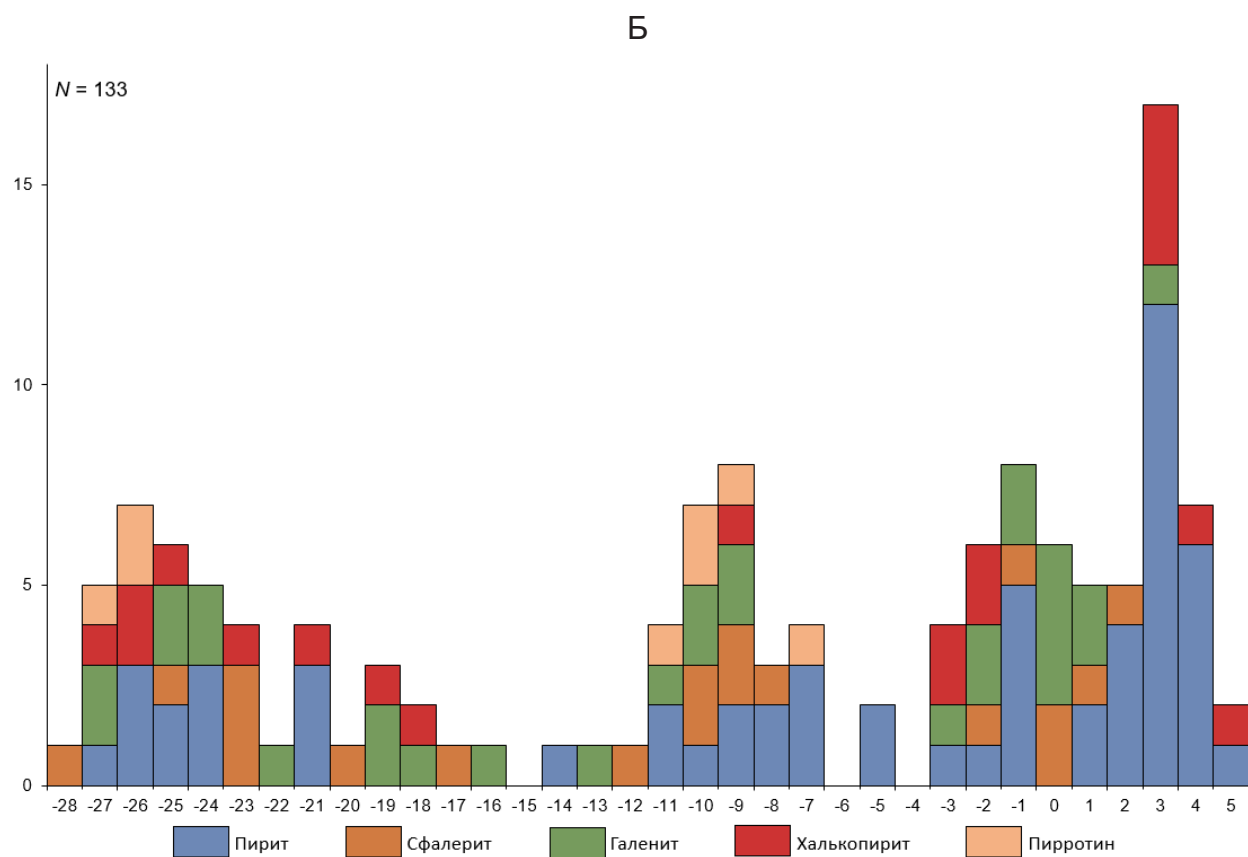
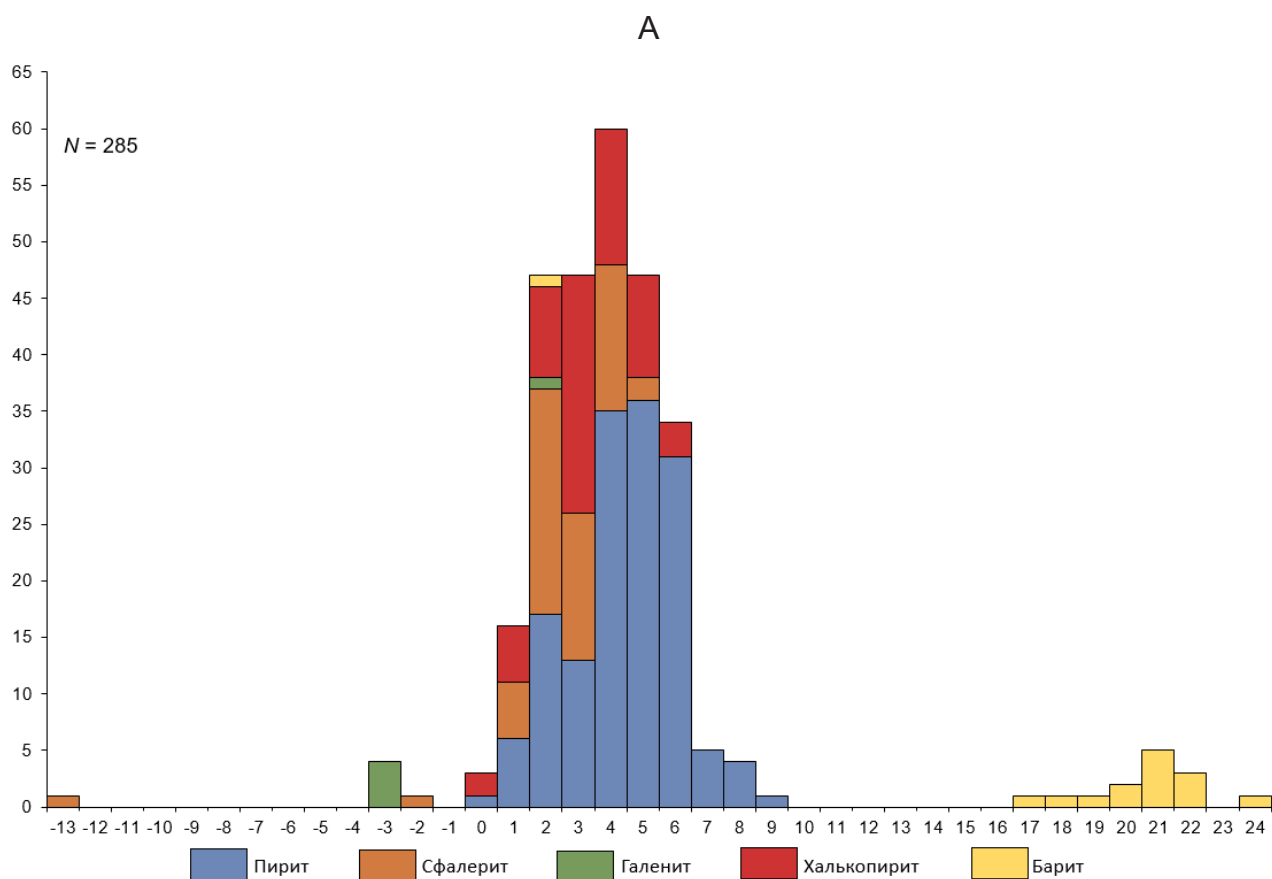
ные значения [90, 93]. Положительные значения (до +2,4 ‰) соответствуют изотопному составу, близкому к мантийному или магматогенному резервуару, тогда как отрицательные (до -11,7 ‰) предполагают вовлечение лёгкой серы, возможно, осадочного или биогенного происхождения. Присутствие различных сульфидов – пирита, халькопирита, сфалерита, галенита и пирротина – с сопоставимыми изотопными характеристиками указывает на гомогенизацию серы в ходе рудообразующего процесса.

Наиболее выразительные изотопные аномалии наблюдаются на месторождении Тимурт, где значения  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют в интервале от +2,23 до -28,17 ‰ [67, 82, 92]. Преобладание сильно отрицательных величин (ниже -20 ‰) свидетельствует о значительном влиянии бактериальной сульфатредукции. При этом наличие как отрицательных, так и близких к нулю значений в пределах одного месторождения отражает многостадийность минералообразования и возможное смешение серы из разных источников.

На месторождении Вуласигу изотопный состав серы характеризуется преимущественно положительными значениями  $\delta^{34}\text{S}$ , варьирующими от -1,9 до +4,2 ‰ [63, 85]. Пириты ранних стадий минерализации демонстрируют устойчивые положительные значения (в основном от +2,3 до +3,8 ‰), что указывает на доминирование магматогенного источника серы. Халькопириты и галениты также показывают сходные изотопные характеристики (от +0,7 до +4,1 ‰), подтверждая гомогенизацию изотопного состава в гидротермальной системе. Небольшая вариабельность значений и отсутствие резко отрицательных аномалий позволяют предположить, что процесс рудообразования протекал в восстановительных условиях с ограниченным влиянием биогенной сульфатредукции и преобладанием глубинного источника серы.

*Рудный район Майзи.* Значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидных и сульфатных минералов месторождения Кекетале демонстрируют значительный разброс, варьируясь от -15,45 ‰ для сфалерита до +9,54 ‰ для барита [78, 80] (см. рис. 10, В).

Преобладают отрицательные значения, характерные для сульфидов. Для массивного пирита (первой генерации) диапазон значений составляет от -13,78 до -4,29 ‰, в то время как колломорфный пирит (второй генерации) показывает величины от -11,89 до -1,52 ‰. Пирит третьей генерации характеризуется значениями в интервале от -15,24





В

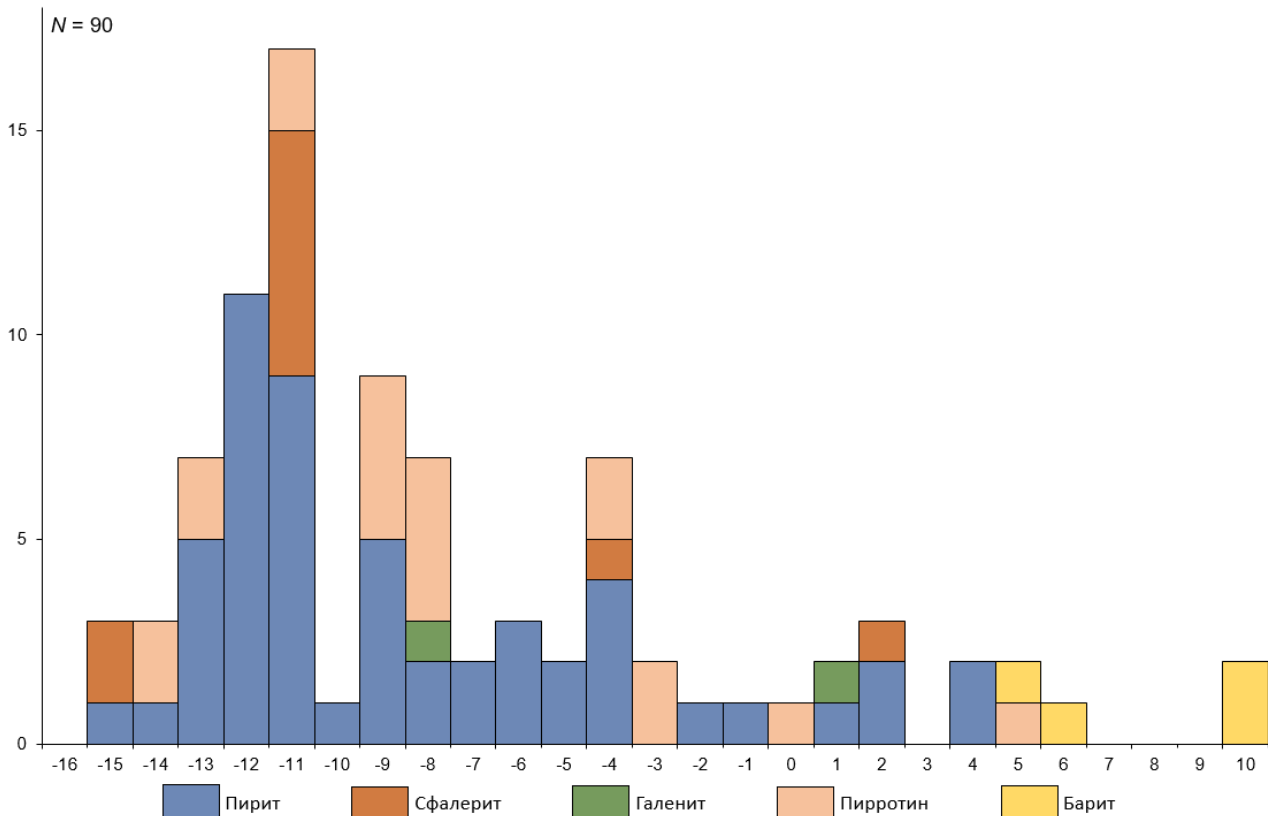


Рис. 10. Гистограмма распределения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах месторождений типа VMS Китайской части Большого Алтая. С использованием материалов [63, 67, 71, 77, 79–82, 85, 88, 90, 91–93, 95]:

А – рудный район Ашеле (месторождения Ашеле, Кейнбулейк); Б – рудный район Келан (месторождения Талате, Тимурт, Вуласигу, Кыясия); В – рудный район Майзи (месторождение Кекетале)

до -12,03 ‰, а пирит из эпигенетических прожилков – от -9,43 до -6,27 ‰. Массивный пирротин имеет значения от -14,44 до -3,34 ‰, а пирротин второй генерации – от -8,63 до -8,12 ‰. Сфалерит демонстрирует широкий разброс от -15,45 до -4,64 ‰, что может указывать на вариации физико-химических условий осаждения.

Положительные значения, характерные для барита (от +4,90 до +9,54 ‰), а также для части сульфидных минералов вкрапленных руд, свидетельствуют о возможном участии морских сульфатов или иного тяжёлого источника серы в рудогенезе.

**Механизмы формирования месторождений типа VMS Большого Алтая.** Представленный в предыдущих разделах фактический материал –

петрографическая характеристика вмещающих пород и околорудных метасоматитов, минеральный состав руд и изотопный состав серы – позволяет уточнить механизмы формирования месторождений типа VMS Большого Алтая, для которых эти данные выступают как взаимодополняющие индикаторы. На основе комплексного анализа современных исследований, посвящённых источникам рудного вещества колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Алтая [23, 36, 55, 78], формируется многоаспектная, но внутренне согласованная картина. Все авторы рассмотренных работ сходятся в том, что формирование оруденения генетически и пространственно связано с девонским вулканизмом, протекав-

шим в условиях активной континентальной окраины, обусловленной субдукцией Палеоазиатского океана. Общими чертами всех работ являются признание глубинной (мантийно-коровой) природы источника металлов, его относительной химической и изотопной однородности в региональном масштабе, а также определяющая роль процессов, связанных с субдукцией.

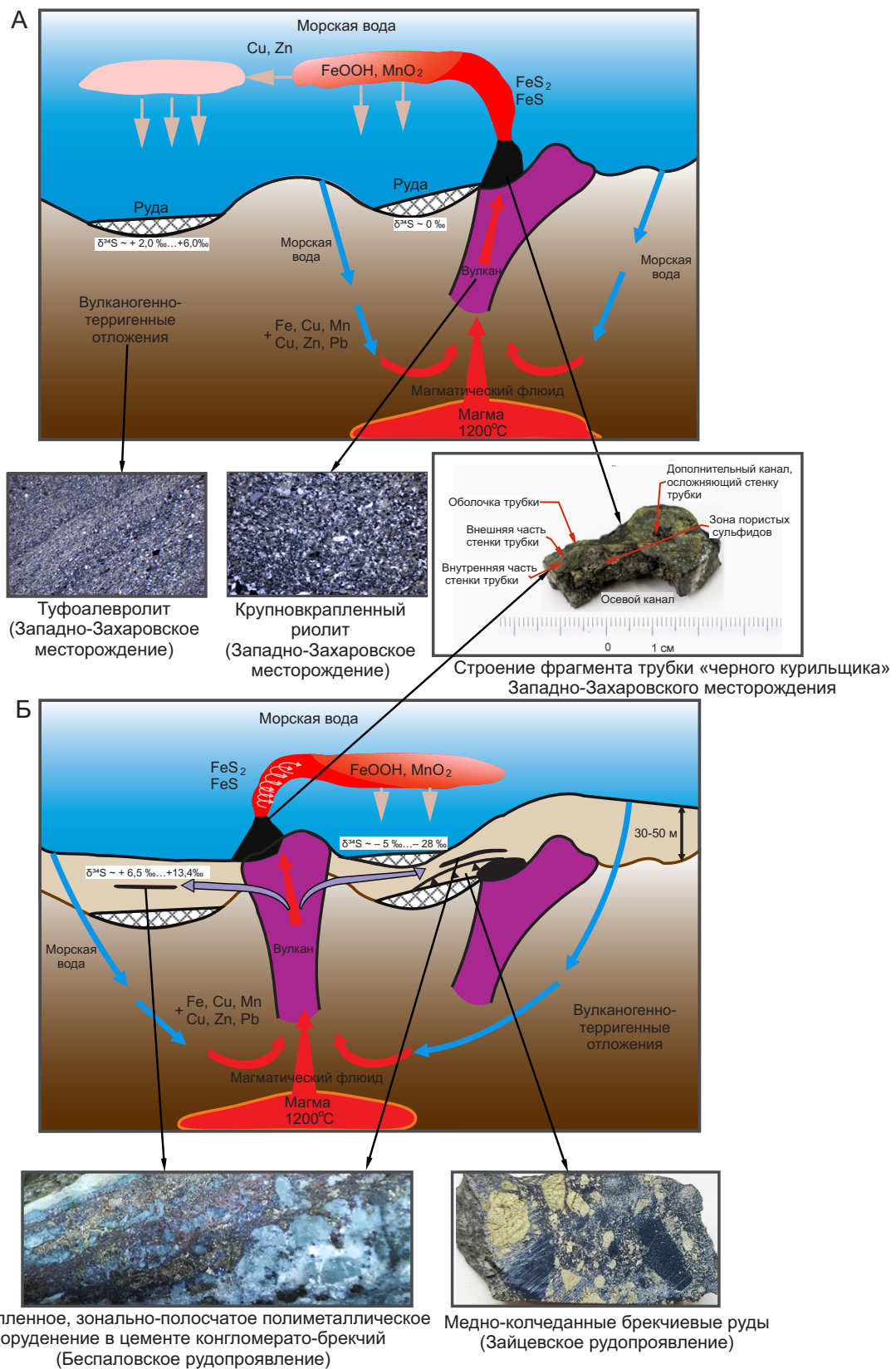
Как показано в разделе «Вещественный состав вмещающих пород и околорудных метасоматитов», рудовмещающие толщи сложены вулканогенно-осадочными комплексами девонского возраста. Выделенные фации – (риолит)-известняково-терригенная, риолит-кремнисто-(карбонатно)-терригенная, базальт-риолит (карбонатно, углеродисто)-кремнистая и терригенно-базальт-риолитовая – отражают разные условия осаждения и степень влияния гидротермальной деятельности. Доля вулканитов в разрезе варьирует от 5–10 до 30–50 %, что определяет продуктивность потенциальных рудовмещающих горизонтов. В разделе «Изотопный состав серы» указаны три основных источника: магматогенный ( $\delta^{34}\text{S}$  от 0 до +6 ‰), биогенный ( $\delta^{34}\text{S}$  от -5 до -28 ‰) и морских сульфатов ( $\delta^{34}\text{S}$  от +14,8 до +24,5 ‰). В то время как для российско-казахстанских месторождений доминирующим источником серы является магматогенный (значения  $\delta^{34}\text{S}$  преимущественно сконцентрированы вблизи 0 ‰), для месторождений китайской части Большого Алтая (районы Келан и Майзи) характерен значительно более широкий диапазон значений  $\delta^{34}\text{S}$ . Наряду с положительными величинами здесь фиксируются и экстремально отрицательные значения (вплоть до -28,17 ‰).

Ключевым процессом, определившим рудообразование, стала деятельность палеогидротермальных систем на морском дне, функционировавших по механизмам, аналогичным современным «чёрным курильщикам» [1, 4, 5, 31, 32, 65, 68, 69, 75] (рис. 11, А). Эти системы формировались в зонах высокой геотермальной активности, где морская вода, проникая по разломам в кору, нагревалась до высоких температур за счёт субвулканических магматических очагов и интенсивно выщелачивала рудные элементы (Cu, Pb, Zn, Fe, Ag, Au, S) из вулканогенных пород. Образовавшиеся восстановленные высокотемпературные флюиды поднимались по концентрированным каналам разгрузки. При выходе на дно бассейна происходило их резкое охлаждение и смешение с хо-

лодной, богатой сульфатами морской водой, что вызывало осаждение сульфидов и формирование характерных конусообразных построек – гидротермальных холмов и активных «курильщиков» с сульфидными трубками. Динамика таких систем была нестабильной: периоды активного роста построек сменялись их обрушением вследствие землетрясений, внутренней полостизации или изменения гидростатического давления. Разрушение холмов и трубок приводило к накоплению у их подножия брекчий, состоящих из угловатых обломков сульфидных агрегатов, сцементированных более поздним гидротермальным материалом (см. рис. 11, Б). Таким образом формировались брекчиевые руды, часто переслаивающиеся с колломорфными и полосчатыми текстурами [31, 32, 46].

Сингенетичный гидротермально-осадочный механизм подтверждается текстурно-структурными особенностями руд (раздел «Минеральный состав руд»): брекчиевые, массивные, концентрически зональные и струйчатые текстуры, колломорфный пирит почковидного облика, присутствие рудокластов в вышележащих толщах, а также наличие барита с тяжёлой серой (морские сульфаты). Широкий диапазон  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах (например, от -12,25 до +7 ‰ на Корбалихинском, от -15,45 до +9,54 ‰ на Кекетале) отражает пульсационный приток флюидов с разным соотношением магматогенной и биогенной серы. Преобладание отрицательных значений в рудах месторождений китайской части металлогенической зоны (до -28 ‰) прямо указывает на активную бактериальную сульфатредукцию в осадочных отложениях.

Параллельно с донным осаждением действовал механизм «придонного замещения» (sub-seafloor replacement) [17, 74] (см. рис. 11, Б). Согласно этому механизму, часть высокотемпературных флюидов, не достигая поверхности дна, инфильтровалась в пористые и проницаемые горизонты под морским дном – вулканокластические отложения, туфы или рыхлые осадки. Внутри этих горизонтов происходило метасоматическое замещение первичных пород сульфидными минералами, что приводило к формированию стратиформных пластообразных и лентообразных рудных тел. Описанные в разделах «Минеральный состав руд» и «Вещественный состав вмещающих пород и околорудных метасоматитов» жильные, прожилковые, прожилково-вкрапленные текстуры руд, а также метасоматиты (кварц-серицитовые, хлори-



**Рис. 11. Механизмы формирования месторождений типа VMS Большого Алтая. С использованием материалов [31, 32, 46, 65, 68, 69, 74, 75]**



товые, карбонатные) свидетельствуют о замещении проницаемых горизонтов. Этот механизм особенно характерен для руд, ассоциирующих с риолит-кремнисто-терригенными фациями, которые обладают необходимой пористостью и проницаемостью для инфильтрации флюидов. Сульфидные руды отличаются утяжелённым изотопным составом серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от +6,5 до +13,4 ‰) и широким разбросом значений с ярко выраженной асимметрией в положительную сторону. Такой геохимический облик возникает в результате термохимического восстановления сульфата морской воды в замкнутых или полужамкнутых поровых системах под поверхностью дна. Это кардинально отличает руды придонного замещения от высокотемпературных труб «чёрных курильщиков», которым свойственен узкий диапазон.

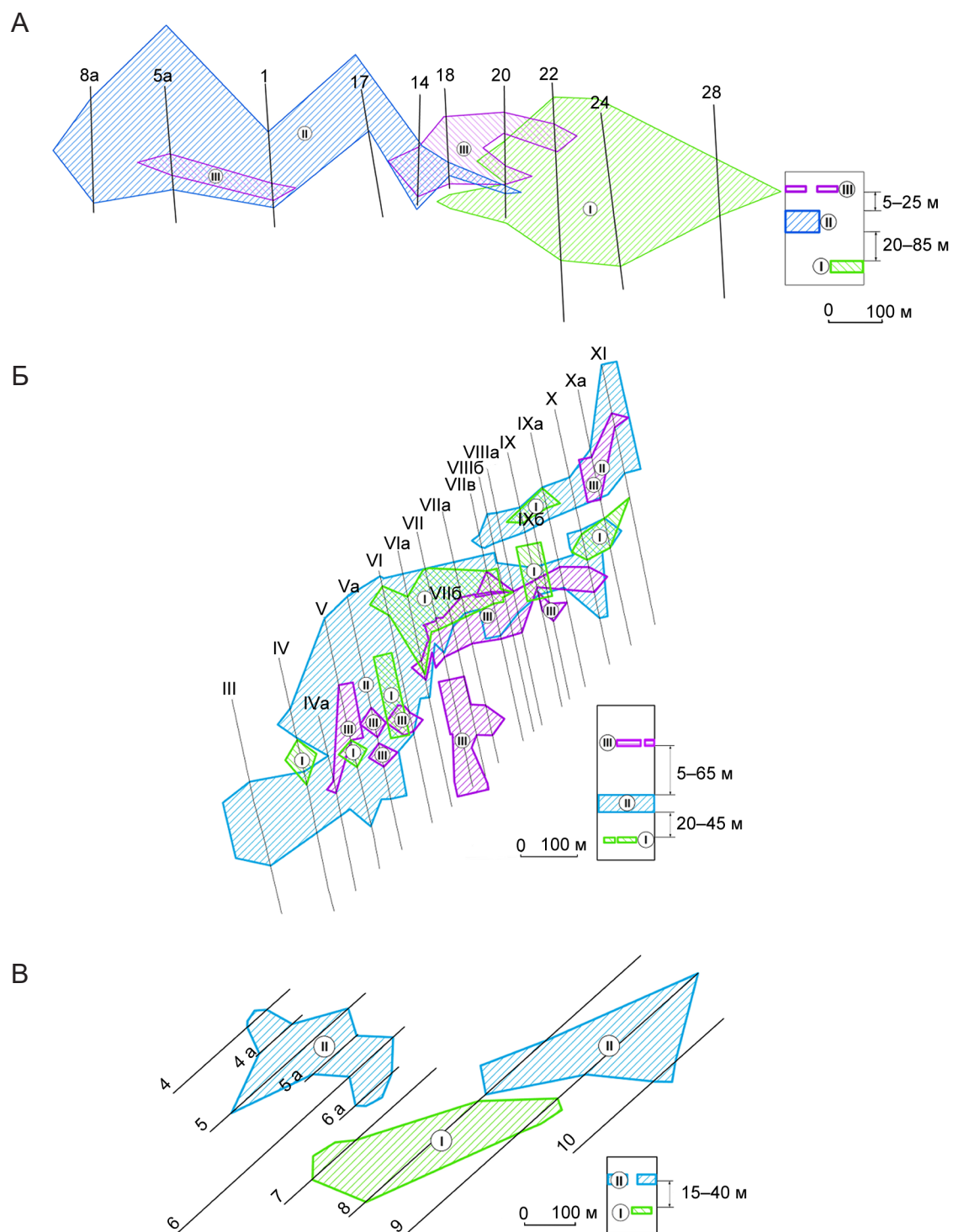
Этажное строение рудных тел колчеданно-полиметаллических месторождений Большого Алтая (рис. 12) является одним из наиболее информативных критериев при реконструкции условий их формирования, однозначно свидетельствуя в пользу длительной и многостадийной эволюции палеогидротермальных систем на фоне непрерывного вулканизма. Наличие нескольких рудных этажей, приуроченных к различным стратиграфическим уровням, убедительно доказывает пульсационный характер рудоотложения, где каждая последующая залежь знаменует собой возобновление деятельности рудоподводящих каналов после периода накопления вмещающих пород. Тектонические подвижки, сопровождающие вулканизм, приводили к периодическому «распечатыванию» подводящих каналов, что позволяло новым порциям гидротерм подниматься выше и формировать залежи на более высоких стратиграфических уровнях.

После основного девонского вулканогенно-осадочного этапа в карбон-пермо-триасовое время регион был охвачен интенсивными деформациями и региональным метаморфизмом. Это привело к тектоническому дислоцированию первичных рудных тел, их частичной перекристаллизации и ремобилизации рудных компонентов метаморфогенными флюидами с высоким содержанием  $\text{CO}_2$ . Результатом стало формирование эпигенетических жильных зон, скарирование и создание сложных комбинированных месторождений (типа VMS-скарновое). Интенсивный региональный метаморфизм (зеленосланцевая фация в казахстанском секторе, амфиболитовая – в китайском)

привёл к перекристаллизации, рассланцеванию и ремобилизации рудного вещества.

Это проявилось в образовании гранобластовых, катакластических текстур (раздел «Минеральный состав руд»), в формировании эпигенетических жил и скарнов (районы Келан, Майзи). Характерно, что на месторождениях с умеренным метаморфизмом (Корбалихинское, Риддер-Сокольское) сохранились первичные текстуры и высокие концентрации металлов, тогда как при сильном метаморфизме (Кекетале, Савуси) происходит частичное перераспределение металлов, образование скарнов и снижение промышленных параметров.

Образование крупных, экономически значимых скоплений руд в отличие от мелких и непромышленных проявлений обусловлено совокупностью благоприятных факторов, действовавших преимущественно на стадии сингенетического гидротермального рудообразования. Во-первых, крупные месторождения (такие как Риддер-Сокольское, Новоленинское, Малеевское, Орловское, Корбалихинское, Ашеле, Кекетале и другие) формировались в рамках долгоживущих и устойчивых гидротермальных систем, питаемых мощными и длительно существовавшими магматическими очагами. Это обеспечивало непрерывный или многопульсовый приток больших объёмов обогащённых металлами флюидов к локусу рудоотложения, тогда как мелкие проявления связаны с кратковременными или эпизодическими гидротермальными импульсами. Во-вторых, максимальное накопление сульфидов происходило в локальных депрессиях морского дна (кальдерах, рифтовых впадинах), где фокусировался вынос флюидов, а также в высокопроницаемых горизонтах под дном (пористых туфах, брекчиях), способствовавших масштабному придонному замещению. Эффективность этих структурно-литологических ловушек определяла степень концентрации металлов, тогда как их отсутствие или несовершенство приводило к рассеиванию рудного вещества. В-третьих, крупное рудообразование требовало специфических и стабильных физико-химических условий – определённого диапазона температур, восстановленности, pH и активности серы во флюидах, что способствовало эффективному транспорту и массовому осаждению металлов. Сопоставление данных по  $\delta^{34}\text{S}$  показывает, что крупные объекты характеризуются широким, но непрерывным диапазоном значений (от -15 до



**Рис. 12. Проекция рудных тел на горизонтальную поверхность:**  
месторождения: А – Лазурское, Б – Степное, В – Новозолотушинское

+9,8 ‰), свидетельствующим о длительном смешении магматогенного, биогенного и морского источников серы, тогда как мелкие рудопрооявления часто имеют либо узкий интервал  $\delta^{34}\text{S}$ , близкий к магматогенному, либо резко отрицательные значения без положительных «хвостов», что указывает на кратковременные импульсы или локальную биогенную продукцию.

Влияние последующих метаморфических процессов на масштабы оруденения было нелинейным. Умеренный метаморфизм способствовал ремобилизации и переотложению рассеянных металлов с образованием дополнительных эпигенетических жил (как на месторождении Кекетале). Однако интенсивный региональный метаморфизм, особенно в сочетании с сильной тектонической дислокацией (складчатостью, сдвигами), часто приводил к фрагментации, бластезу и дисперсии первичных рудных тел, их частичному растворению и перераспределению металлов в нерудные минералы, что в конечном итоге снижало общие запасы и промышленную ценность проявления. Этим может объясняться относительно малый масштаб некоторых сильно метаморфизованных полиметаллических объектов.

#### Основные выводы.

1. Рудовмещающие толщи колчеданно-полиметаллических месторождений Рудноалтайской металлогенической зоны представлены вулканогенно-осадочными комплексами девонского возраста, сформированными в рифтогенных обстановках. Для российского и казахстанского секторов характерны формации контрастного базальт-риолитового состава с широким развитием кремнисто-терригенных пород; для китайского – повышенная метаморфическая переработка, выражающаяся в образовании сланцев и скарнов.

2. Основу оруденения во всех районах составляют пирит, сфалерит, галенит и халькопирит, однако количественные соотношения металлов различаются. Установлены четыре минеральных типа колчеданно-полиметаллических месторождений, состав разреза (рудоносных ассоциаций фаций) – от галенит-сфалерит-баритового ((риолит)-известняково-терригенные фации), галенит-сфалеритового пиритсодержащего (риолит-кремнисто-(карбонатно)-алевролитовые фации), халькопирит-галенит-сфалерит-пиритового (базальт-риолит-(карбонатно, углеродисто)-кремнистые фации) до (галенит)-халькопирит-сфалерит-пиритового (терригенно-базальт-риолитовые фации). Вто-

ростепенные минералы (блёклые руды, пирротин, магнетит, арсенопирит) маркируют локальные особенности и степень метаморфизма.

3. На основе созданной из 1687 анализов базы данных установлен широкий диапазон  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов (от -28,17 до +13,4 ‰) и сульфатов (от +14,75 до +24,5 ‰). Выявлены три основных источника серы: магматогенный (0...+6 ‰), биогенный (-5...-28 ‰) и морских сульфатов (+14,8...+24,5 ‰). Максимальная вариабельность  $\delta^{34}\text{S}$  и экстремально отрицательные значения характерны для китайской части (рудные районы Келан, Майзи), указывая на значительную роль биогенной сульфатредукции, тогда как в российско-казахстанских районах доминирует магматогенный источник. При этом большинство крупнейших и уникальных месторождений характеризуются широким диапазоном значений  $\delta^{34}\text{S}$  – от -15 до +9,8 ‰ (Риддер-Сокольное, Корбалихинское, Новоленинское, Кекетале, Ашеле), что указывает на геотерогенный источник серы.

4. Формирование месторождений типа VMS Большого Алтая является результатом сочетания сингенетичного гидротермально-осадочного рудообразования на морском дне по механизму «чёрных курильщиков», процессов придонного замещения в проницаемых горизонтах, а также метаморфических преобразований, сопровождавшихся ремобилизацией рудного вещества и формированием эпигенетических жил и скарнов. Крупные месторождения сформировались в долгоживущих гидротермальных системах с устойчивым подводом металлов, в благоприятных структурно-литологических ловушках, при последующем умеренном метаморфизме. Мелкие рудопрооявления связаны с кратковременными гидротермальными импульсами или интенсивными дислокационными процессами, приведшими к дисперсии оруденения.

5. Выявленные закономерности (петрографические, минералогические, изотопно-геохимические) могут быть использованы при прогнозировании и поисках новых объектов типа VMS не только в пределах Большого Алтая, но и других металлогенических зонах, а также при переоценке известных рудопрооявлений.

6. Дальнейшие исследования целесообразно направить на сравнение обстановок формирования колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах Рудноалтайской металлогенической зоны с объектами смежных зон Алтае-Саянской



складчатой области, в частности Салаирской и Улугуйской, а также Иберийского пиритового

(колчеданного) пояса (Португалия, Испания) и района Батерст (Канада).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В. В. Реликты черных курильщиков в рудах гидротермальных месторождений // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. – Екатеринбург : УрО АН СССР, 1996. – С. 148–152.
2. Авдонин В. В. Этапы формирования и зональность околорудных пород Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология рудных месторождений. – 1976. – № 1. – С. 94–101.
3. Авдонин В. В., Воинков Д. М., Гриненко Л. Н., Дёмин Ю. И. Изотопный состав серы сульфидов различных групп месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. – 1972. – № 14(3). – С. 31–44.
4. Авдонин В. В., Дергачев А. Л., Сергеева Н. Е. Гидротермальные постройки и продукты их разрушения на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах. – Свердловск : УрО АН СССР, 1991. – С. 126–137.
5. Авдонин В. В., Сергеева Н. Е. Реликты придонной фауны в рудах колчеданных месторождений // Отечественная геология. – 2021. – № 3–4. – С. 11–17.
6. Аксенов В. С., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Изотопы серы и вопросы генезиса руд полиметаллических месторождений Зырянского района // Проблемы вопросы генезиса сульфидных генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая / Под ред. Абдулина А. А. – Алма-Ата : Наука, 1977. – С. 153–158.
7. Байбатша А. Б., Дюсембаева К. Ш., Ганженко Г. Д. О богатых золотосодержащих рудах глубоких горизонтов месторождения Риддер-Сокольное // Материалы Международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения». – Алматы, 2009. – С. 161–167.
8. Беспяев Х. А. Атлас месторождений полезных ископаемых Казахстана. – Алматы, 2004. – 141 с.
9. Бестемьянова К. В. Минеральный состав, возраст и генезис барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) : специальность 1.6.10 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Ксения Викторовна Бестемьянова. – Томск, 2025. – 255 с.
10. Вейц Б. И. О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1953. – № 7. – С. 105–115.
11. Викентьев И. В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. – 1987. – Т. 29, № 1. – С. 66–76.
12. Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. – М. : Научный мир, 2004. – 340 с.
13. Викентьев И. В., Карманов В. П. Два структурно-геохимических типа полиметаллических месторождений в Лениногорском рудном районе // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1989. – № 8. – С. 48–57.
14. Викентьев И. В., Куйбида М. Л., Яковлев В. А. Рудноалтайский колчеданно-полиметаллический пояс (Россия, Казахстан) и факторы его формирования // Геология рудных месторождений. – 2024. – Т. 66, № 6. – С. 567–603.
15. Волков А. Б. Геологическая структура и условия образования полиметаллического месторождения Чекмарь (Рудный Алтай) : специальность 04.00.11 «Геология металлических и неметаллических полезных ископаемых» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Андрей Борисович Волков. – М., 1995. – 25 с.
16. Ганженко Г. Д., Юдовская М. А., Викентьев И. В. Золото-полиметаллическая минерализация Риддер-Сокольного месторождения на Рудном Алтае (Восточный Казахстан) // Минералогия. – 2018. – № 4 (1). – С. 8–31.

17. Гаськов И. В. Колчеданно-полиметаллические месторождения северо-западной части рудного Алтая: условия образования и закономерности размещения : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. докт. геол.-минерал. наук / Иван Васильевич Гаськов. – Новосибирск, 2002. – 336 с.
18. Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. – М. : Недра, 1977. – 197 с.
19. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. – М. : Наука, 1974. – 274 с.
20. Дергачев А. Л., Пак Т. М., Еремин Н. И. О природе рудовмещающих купольных структур на Риддер-Сокольном месторождении на Рудном Алтае // ДАН. – 1994. – Т. 334, № 4. – С. 476–480.
21. Дробышевский М. И. Белоусовское месторождение // Металлогения Казахстана. – Алма-Ата, 1978. – С. 66–71.
22. Дурнев Г. С. Особенности морфологии и внутреннего строения рудных тел Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения // Сборник трудов. – Усть-Каменогорск, 1999. – С. 72–87.
23. 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 // Отечественная геология. – 2021. – № 5. – С. 3–16.
24. Еремин Н. И., Дергачев А. Л., Позднякова Н. В., Сергеева Н. Е. Крупные и особо крупные колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 2. – С. 107–127.
25. Заири Н. М., Кузнецов В. В., Филатов Е. И., Гуркина Н. В. Опыт использования данных по изотопному составу серы при реконструкции условий формирования руд Корбалихинского месторождения (Рудный Алтай) // Геохимия. – 1986. – № 7. – С. 997–1005.
26. Зикирова К. Т. Оценка инвестиционной привлекательности рудных районов Восточного Казахстана, перспективных на восполнение минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов : специальность 8D0720 : диссертационная работа на соискание учёной степени доктора философии (PhD). – Усть-Каменогорск, 2025. – 234 с.
27. Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. – М. : Госгеолтехиздат, 1957. – 247 с.
28. Каюнов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения // Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. – 1957. – С. 213–360.
29. Кудрявцева Н. Г., Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Иваненкова Е. В. Структурно-формационное и металлогеническое районирование Большого Алтая // Отечественная геология. – 2025. – № 2. – С. 50–60.
30. Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В., Мурзин О. В., Корчагина Д. А., Кузнецова С. В., Миляев С. А. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М. : ЦНИГРИ, 2019. – 206 с.
31. Кузнецова С. В. Структурно-текстурные признаки гидротермально-осадочного происхождения руд колчеданно-полиметаллических месторождений Змеиногорского и Рубцовского районов Рудного Алтая : специальность 1.6.10 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Светлана Владимировна Кузнецова. – М., 2023. – 171 с.
32. Кузнецова С. В., Серавина Т. В. Условия локализации, особенности вещественного состава руд и строение сульфидного холма Западно-Захаровского месторождения (Рудноалтайская минерагеническая зона) // Геология и охрана недр. – 2020. – № 1. – С. 19–30.
33. Лапухов А. С., Доильницын Е. Ф., Каньгин А. А., Карманов В. П., Кудряшов А. М. О полигенности рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений по данным изотопного состава серы // Изотопные исследования процессов рудообразования. – Новосибирск : Наука, 1991. – С. 41–56.
34. Лапухов А. С., Прокопенко А. И., Иванов Н. Б., Трубников Л. М. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай). – Новосибирск : Наука, 1986. – 193 с.
35. Маньков Б. В. Морфология рудных тел и распределение оруденения на Тишинском месторождении // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1964. – № 1. – С. 29–45.
36. Ойцева Т. А., Бисатова А. Е., Зинякин С. С. Модель геодинамического развития Большого Алтая // Труды университета имени Д. Серикбаева. – 2023. – № 3 (92). – С. 122–127.
37. Покровская И. В. Металлогения и условия образования полиметаллических месторождений. Лениногорский район Рудного Алтая. – Алма-Ата : Наука, 1982. – 156 с.
38. Покровская И. В., Дюсембаева К. Ш. Новые данные о генезисе и возрасте руд Тишинского месторождения // Геология рудных месторождений. – 1986. – Т. 28, № 3. – С. 47–60.
39. Половникова Л. М., Кузнецов В. В., Серавина Т. В. Отчет о результатах работ по объекту «Специализированные геолого-геохимические работы на золото-серебросодержащее полиметаллическое оруденение в пределах Новокузнецкой площа-

- ди в Змеиногорском рудном районе (Алтайский край)» (Договор №109/2015-ЮЛ/2 от 10.07.2015 г.). – М., 2017. – 228 с.
40. Попов В. В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Лениногорского рудного района. – Ала-Ата : Наука, 1968. – 173 с.
  41. Пяткова А. П., Мизерная М. А., Мирошникова А. П., Черненко З. И. Особенности формирования VMS месторождений в Рудном Алтае на примере месторождений Артемьевское и Малеевское // Корреляция Алтаид и Уралид. – Новосибирск : Издательство СО РАН, 2018. – С. 120–121.
  42. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецов В. В., Пугачева И. П. Параметрические геолого-поисковые модели колчеданно-полиметаллических месторождений. – М. : ЦНИГРИ, 1992. – 150 с.
  43. Сайдуакасов М. С. Геологическое строение центральной части Зырянского рудного района и его прогнозная оценка на колчеданно-полиметаллическое оруденение : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук. – Астана, 2002. – 220 с.
  44. Серавина Т. В. Некоторые особенности формирования колчеданно-полиметаллических месторождений типа VMS Большого Алтая // Отечественная геология. – 2025. – № 5. – С. 16–45.
  45. Серавина Т. В., Кузнецов В. В., Кряжев С. Г. Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных за 2025 г. по объекту «Изучение вещественного состава рудовмещающих пород, околорудных метасоматитов, медно-свинцово-цинковой (с попутным золотом и серебром) минерализации Западно-Захаровской площади (Алтайский край)» (Договор № ВВ-2/24 от 14.06.2024 г.). – М., 2025. – 119 с.
  46. Серавина Т. В., Кузнецов В. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К., Иваненкова Е. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая типа VMS на примере Зайцевского рудного поля (Змеиногорский рудный район) // Отечественная геология. – 2025. – № 2. – С. 3–21.
  47. 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) // Отечественная геология. – 2021. – № 3–4. – С. 36–47.
  48. Серавина Т. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К., Донец А. И., Конкин В. Д. Особенности локализации колчеданно-полиметаллических руд Тушканихинского месторождения (Рудный Алтай) // Руды и металлы. – 2022. – № 4. – С. 102–118.
  49. Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая. – Ленинград, 1978. – 195 с.
  50. Чекалин В. М. Геолого-генетическая модель Корбалихинского месторождения полиметаллических и колчеданных руд на Рудном Алтае // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 78–91.
  51. Чекалин В. М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Риддер-Сокольного месторождения // Геология и геофизика. – 1991. – № 10. – С. 75–89.
  52. Чекалин В. М. Рубцовское месторождение полиметаллических руд на северо-западе Рудного Алтая: условия образования // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Международный геологический конгресс МГК34 : доклады геологов стран Центральной Азии. – Алматы, 2012. – С. 253–266.
  53. Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Условия формирования послемагматической минерализации Тишинского месторождения // Советская геология. – 1971. – № 6. – С. 106–123.
  54. Чепрасов Б. А., Покровская И. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения // Геология рудных месторождений. – 1972. – № 6. – С. 30–45.
  55. Чернышев И. В., Викентьев И. В., Чугаев А. В. Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава свинца // Геохимия. – 2023. – Т. 68, № 6. – С. 545–569.
  56. Шатобин А. А. О взаимоотношениях метаморфических процессов и оруденения на Греховском рудном поле (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. – 1977. – № 7. – С. 138–144.
  57. Щерба Г. Н., Беспяев Х. А., Дьячков Б. А. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. – Алматы : РИО ВАК РК, 2000. – 400 с.
  58. Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата : Наука, 1984. – 240 с.
  59. Юдовская М. А. Минералого-геохимические особенности и условия формирования руд Малеевского месторождения на Рудном Алтае : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Марина Александровна Юдовская. – М., МГУ. – 1995. – 31 с.
  60. Юдовская М. А., Гриненко Л. Н., Еремин Н. И. Генезис Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай, Казахстан) // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39, № 2. – С. 163–182.
  61. Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В. Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений на Рудном Алтае // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1986. – № 11. – С. 27–39.



62. Январев Г. С. Особенности геологического строения и минерализации колчеданно-полиметаллического месторождения Чекмарь на Рудном Алтае // Геология рудных месторождений. – М., 1979. – Т. XXI. – С. 88–93.
63. Bian C. J., Xu J. H., Chen D. P., Zhang H., Cheng X. H. A fluid inclusion study of vein-type copper mineralization in the east Wulasigou Pb–Zn–Cu deposit, Altay, northwestern China // *Acta Geol. Sin. (ENGL)*. – 2016. – № 90 (5). – P. 1754–1767.
64. Chai F., Jingwen M., Lianhui D., Yang F., Liu F., Geng X., Zhang Z. Geochronology of metarhyolites from the Kangbutiebao Formation in the Kelang basin, Altay Mountains, Xinjiang: Implications for the tectonic evolution and metallogeny // *Gondwana Research*. – 2009. – № 16. – P. 189–200.
65. Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G. Volcanogenic massive sulfide deposits // *Economic Geology 100<sup>th</sup> anniversary volume, 1905–2005*. – 2005. – P. 523–560.
66. Gao L.-L., Chen C., Wang K.-Y., Zhanga X.-B., Li S.-D. Tectonic setting and geochronology of the Sarsuk Au polymetallic deposit in Xinjiang, NW China: Constraints from pyrite Re–Os, zircon U–Pb dating and Hf isotopes // *Ore Geol. Rev.* – 2020. – 124.
67. Geng X. X., Yang F. Q., Yang J. M., Guo Z. L., Guo X. J., Huang C. K., Liu F., Chai F. M., Zhang Z. X. Stable isotope characteristics of Tiemurte Pb–Zn deposit in Altay, Xinjiang // *Mineral Deposits*. – 2010. – 29. – P. 1088–1100.
68. Gibson H. L., Galley A. G. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda district, Québec // *Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada. – Mineral Deposits Division*. – 2007. – Special Publication 5. – P. 533–552.
69. Hannington M. D., de Ronde C. E. J., Petersen S. Seafloor tectonics and submarine hydrothermal systems // *Economic Geology 100th anniversary volume 1905–2005: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists*. – 2005. – P. 111–141.
70. Li D.-F., Chen H.-Y., Hollings P., Li Z., Sun X.-M., Zheng Y., Xia X.-P., Xiao B., Wang C.-M., Fang J. Trace element geochemistry of magnetite: Implications for ore genesis of the Talate skarn Pb–Zn (–Fe) deposit, Altay, NW China // *Ore Geol. Rev.* – 2018. – 100. – P. 471–482.
71. Li Q., Yang F., Zhang Z., Geng X., Liu F., Chai F. Geology and geochemistry of the submarine volcanism-related Qi Xia Fe–Cu deposit in the southern Altay, Xinjiang, Central Asian Orogenic Belt // *Ore Geol. Rev.* – 2021. – 128.
72. Liu X., Liu W., Liu L. The generation of a stratiform skarn and volcanic exhalative Pb–Zn deposit (Sawusi) in the southern Chinese Altay Mountains: The constraints from petrography, mineral assemblage and chemistry. *Gondwana Research*. – 2012. – № 22. – P. 597–614.
73. Niu L., Hong T., Xu X. W., Li H., Ke Q., Wang X. H., Ma Y. C. A revised stratigraphic and tectonic framework for the Ashele volcanogenic massive sulfide deposit in the southern Chinese Altay: Evidence from stratigraphic relationships and zircon geochronology // *Ore Geol. Rev.* – 2020. – 127. – 103814.
74. Piercey S. J. A semipermeable interface model for the genesis of subseafloor replacement type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits // *Economic Geology*. – 2015. – V. 110. – P. 1655–1660.
75. Shanks W. C., Pat III, Thurston R. Volcanogenic massive sulfide occurrence model // *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report*. – 2010. – 5070. – 345 p.
76. Sun C., Yang X. Y., Zhang H. S., Ji W. H., Chen B., Dong Z. C., Faisal M., Xi D. H. Tracing the formation and modification of the Keketale VMS-type Pb–Zn deposit, Altai Mountains: insights from ore deposit geology, geochronology, and magnetite geochemistry // *Ore Geol. Rev.* – 2022. – 144.
77. Sun C., Zhang H., Yang X., Ji W., Chen B., Li Y., Dong Z. C., Faisal M. A tale of elemental accumulation and recycling in the metamorphosed Keketale VMS-type Pb–Zn deposit, Altai Mountains // *Geoscience Frontiers*. – 2023. – 14. – Is. 1. – P. 101481.
78. Sun C., Zhang H., Yang X., Ji W. H., Chen B., Li Y., Dong Z. C., Faisal M., He Z. The role of long-lived arc volcanism in the formation of the VMS deposits: A case study of the volcanic-sedimentary sequence of Kangbutiebao formation associated with VMS deposits, Altai Mountains // *Gondwana Research*. – 2023. – № 118. – P. 194–217.
79. Wan B., Zhang L. C., Xiang P. The Ashele VMS-type Cu–Zn Deposit in Xinjiang, NW China Formed in a Rifted Arc Setting // *Resource Geology*. – 2010. – № 60 (2). – P. 150–164.
80. Wan B., Zhang L. C., Xiao W. J. Geological and geochemical characteristics and ore genesis of the Keketale VMS Pb–Zn deposit, Southern Altai Metallogenic Belt, NW China // *Ore Geol. Rev.* – 2010. – 37 (2). – P. 114–126.
81. Wang D. H., Chen Y. C., Mao J. W. The Ashele deposit: A recently discovered Volcanogenic Massive Sulfide Cu–Zn deposit in Xinjiang, China // *Resource Geology*. – 1998. – 48 (1). – P. 31–42.
82. Wang J. B., Qin K. Z., Wu Z. L., Hu J. H., Deng J. N. Volcanic-exhalative-sedimentary lead zinc deposit in the southern margin of the Altai, Xinjiang. – Beijing: Geology Publishing House, 1998. – P. 1–210.
83. Wu Y., Yang F., Liu F., Geng X., Li Q., Zheng J. Petrogenesis and tectonic settings of volcanic rocks of the Ashele Cu–Zn deposit in southern Altay, Xinjiang, Northwest China: Insights from zircon U–Pb geo-

- chronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2015. – № 112. – P. 60–73.
84. Yang C. D., Geng X., Yang F., Qiang Li. Metallogeny of the Sarsuk polymetallic Au deposit in the Ashele Basin, Altay Orogenic Belt, Xinjiang, NW China: Constraints from mineralogy, fluid inclusions, and He–Ar isotopes // *Ore Geol. Rev.* – 2018. – № 100. – P. 77–98.
  85. Yang C. D., Zhang B., Yang F. Q., Li Q., Wang Y. Q. Zircon U–Pb age, fluid inclusion, and H–C–O–He–Ar–S isotopic compositions as an index to the VMS type mineralization: a case study from the Wulashan polymetallic deposit, Altay Orogenic Belt, Northwest China // *J. Geochem. Explor.* – 2021. – 222.
  86. Yang F. Q., Geng X. X., Wang R., Zhang Z. X., Guo X. J. A synthesis of mineralization styles and geodynamic settings of the Paleozoic and Mesozoic metallic ore deposits in the Altay Mountains, NW China // *J. Asian Earth Sci.* – 2018. – № 159. – P. 233–258.
  87. Yang F. Q., Mao J. W., Liu F., Dong Y. G., Chai F. M., Geng X. X. Geological characteristics and metallogenesis of the Keyinbulake copper–zinc deposit in Altay, Xinjiang // *Acta Petrol. Sin.* – 2010. – № 26 (02). – P. 361–376.
  88. Yang F., Li Q., Yang C. D., Zhang Z. A combined fluid inclusion and S–H–O–He–Ar isotope study of the Devonian Ashele VMS-type copper–zinc deposit in the Altay orogenic belt, northwest China // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2018. – № 161. – P. 139–163.
  89. Yang F., Liu F., Li Q., Geng X. In situ LA–MC–ICP–MS U–Pb geochronology of igneous rocks in the Ashele Basin, Altay orogenic belt, northwest China: Constraints on the timing of polymetallic copper mineralization // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2014. – № 79. – P. 477–496.
  90. Yang J. J., Yang X. K., Yang C. D., Li Q., Yang F. Q. Genesis of the Talate Pb–Zn (–Fe) deposit in the Altay, Xinjiang, NW China: evidence from fluid inclusions and stable isotopes // *Ore Geol. Rev.* – 2022. – P. 144.
  91. Yang Y., Zhang H., Yang X., Sun C., Ren G., Li Y., Chen B., Jin M., Zhao X., Zhou N. Evolution of the hydrothermal ore-forming system of Ashele VMS-type Cu–Zn deposit in Xinjiang, NW China: Insights from mineralogy and geochemistry of sulfides // *Ore Geol. Rev.* – 2024. – P. 167.
  92. Yu P. P., Zheng Y. Pb–Zn–Cu accumulation from sea-floor sedimentation to metamorphism: constraints from ore textures coupled with elemental and isotopic geochemistry of the Tiemurt in Chinese Altay Orogen, NW China // *Gondwana Res.* – 2019. – № 72. – P. 65–82.
  93. Yuan L., Liu F. Sulfide Re–Os age and Rb–Sr age of Talate Pb–Zn–Fe polymetallic deposit in Southern Altay and their geological significance // *Mineral Deposit.* – 2017. – № 36. – P. 1333–1351.
  94. Zhang L., Zheng Y., Chen Y.-J. Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Tiemurt Pb–Zn–Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: A case study of orogenic-type Pb–Zn systems // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – № 49. – P. 69–79.
  95. Zhang W., Zhang X., Liu G., Guo X. Magmatic-seawater interaction in the Keyinbulake Zn–Cu deposit (NW China): Insight from sulfide S isotope and trace elements // *Ore Geol. Rev.* – 2026. – 188.
  96. Zheng Y., Wang Y., Chen H., Lin Z., Hou W., Li D. Micro-textural and fluid inclusion data constraints on metallic remobilization of the Ashele VMS Cu–Zn deposit, Altay, NW China // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2016. – 171. – P. 113–123.
  97. Zheng Y., Zhang L., Li D.-F., Kapsiotis A., Chen Y.-J. Genesis of the Dadonggou Pb–Zn deposit in Kelan basin, Altay, NW China: Constraints from zircon U–Pb and biotite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological data // *Ore Geol. Rev.* – 2015. – 64.

## REFERENCES

1. Avdonin V. V. Relikty chernykh kuril'shchikov v rudakh gidrotermal'nykh mestorozhdeniy [Relics of black smokers in ores of hydrothermal deposits], Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit, Yekaterinburg, UrO AN SSSR publ., 1996, pp. 148–152. (In Russ.)
2. Avdonin V. V. Etapy formirovaniya i zonal'nost' okolorudnykh porod Tishinskogo kolchedanno-polimetallichesкого mestorozhdeniya na Rudnom Altaye [Stages of formation and zonality of near-ore rocks of the Tishinsky pyrite-polymetallic deposit in Rudny Altai], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1976, No. 1, pp. 94–101. (In Russ.)
3. Avdonin V. V., Voinkov D. M., Grinenko L. N., Domin Yu. I. Izotopnyy sostav cepy sul'fidov razlichnykh grupp mestorozhdeniy Leninogorskogo rayona (Rudnyy Altay) [Isotopic composition of sulfur of sulfides of different groups of deposits in the Leninogorsk region (Rudny Altai)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1972, No. 14(3), pp. 31–44. (In Russ.)
4. Avdonin V. V., Dergachev A. L., Sergeyeva N. Ye. Gidrotermal'nyye postroyki i produkty ikh razru-

- sheniya na kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniyakh Rudnogo Altaya [Hydrothermal structures and products of their destruction at pyrite-polymetallic deposits of Rudny Altai], *Produkty razrusheniya gidrotermal'nykh postroyek v kolchedanonykh rayonakh, Sverdlovsk, UrO AN SSSR publ.*, 1991, pp. 126–137 (In Russ.)
5. *Avdonin V. V., Sergeyeva N. Ye.* Relikty pridonnoy fauny v rudakh kolchedannykh mestorozhdeniy [Relics of benthic fauna in ores of pyrite deposits], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 3–4, pp. 11–17. (In Russ.)
6. *Aksenov V. S., Grinenko L. N., Grinenko V. A.* Izo-  
topy sery i voprosy genezisa rud polimetallicheskih mestorozhdeniy Zyryanovskogo rayona [Sulfur isotopes and questions of genesis of ores of polymetallic deposits of Zyryanovsky district], *Problemy voprosy genezisa sulfidnykh genezisa kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy Rudnogo Altaya*, ed. *Abduln A. A.*, Alma-Ata, Nauka publ., 1977, pp. 153–158. (In Russ.)
7. *Baybatsha A. B., Dyusembayeva K. Sh., Ganzhenko G. D.* O bogatykh zolotosoderzhashchikh rudakh glubokikh gorizontov mestorozhdeniya Ridder-Sokol'noye [On rich gold-bearing ores of deep horizons of the Ridder-Sokolnoye deposit], *Materialy Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii "Satpayevskiy chteniya"*, Almaty, 2009, pp. 161–167. (In Russ.)
8. *Bespayev Kh. A.* Atlas mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh Kazakhstana [Atlas of mineral deposits of Kazakhstan], Almaty, 2004, 141 p. (In Russ.)
9. *Bestem'yanova K. V.* Mineral'nyy sostav, vozrast i genezis barit-polimetallicheskih mestorozhdeniy Zmeinogorskogo rudnogo rayona (Rudnyy Altay) [Mineral composition, age and genesis of barite-polymetallic deposits of the Zmeinogorsk ore region (Rudny Altai)], *Tomsk*, 2025, 255 p. (In Russ.)
10. *Veyts B. I.* O geneticheskoy svyazi polimetallicheskogo orudeneniya Rudnogo Altaya s devonskim vulkanizmom [On the genetic relationship of polymetallic mineralization of Rudny Altai with Devonian volcanism], *Izv. AN SSSR. Ser. geol.*, 1953, No. 7, pp. 105–115. (In Russ.)
11. *Vikent'yev I. V.* Metamorfogennyye struktury Tishinskogo mestorozhdeniya (Rudnyy Altay) [Metamorphogenic structures of the Tishinsky deposit (Rudny Altai)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1987, V. 29, No. 1, pp. 66–76. (In Russ.)
12. *Vikent'yev I. V.* Usloviya formirovaniya i metamorfizm kolchedannykh rud [Conditions of formation and metamorphism of pyrite ores], *Moscow, Nauchnyy mir publ.*, 2004, 340 p. (In Russ.)
13. *Vikent'yev I. V., Karmanov V. P.* Dva strukturno-geokhimicheskikh tipa polimetallicheskih mestorozhdeniy v Leninogorskom rudnom rayone [Two structural-geochemical types of polymetallic deposits in the Leninogorsk ore region], *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka*, 1989, No. 8, pp. 48–57. (In Russ.)
14. *Vikentiev I. V., Kuibida M. L., Yakovlev V. A.* Rudnoaltayskiy kolchedanno-polimetallicheskiy poyas (Rossiya, Kazakhstan) i faktory yego formirovaniya [The Rudno-Altai pyrite-polymetallic belt (Russia, Kazakhstan) and factors of its formation], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2024, V. 66, No. 6, pp. 567–603. (In Russ.)
15. *Volkov A. B.* Geologicheskaya struktura i usloviya obrazovaniya polimetallicheskogo mestorozhdeniya Chekmar' (Rudnyy Altay) [Geological structure and conditions of formation of the Chekmar polymetallic deposit (Rudny Altai)], *Moscow*, 1995, 25 p. (In Russ.)
16. *Ganzhenko G. D., Yudovskaya M. A., Vikent'yev I. V.* Zoloto-polimetallicheskaya mineralizatsiya Ridder-Sokol'nogo mestorozhdeniya na Rudnom Altaya (Vostochnyy Kazakhstan) [Gold-polymetallic mineralization of the Ridder-Sokolnoye deposit in Rudny Altai (Eastern Kazakhstan)], *Mineralogiya*, 2018, No. 4 (1), S 8–31. (In Russ.)
17. *Gas'kov I. V.* Kolchedanno-polimetallicheskiye mestorozhdeniya severo-zapadnoy chasti rudnogo Altaya: usloviya obrazovaniya i zakonomernosti razmeshcheniya [Pyrite-polymetallic deposits of the northwestern part of the Ore Altai: conditions of formation and patterns of placement], *Novosibirsk*, 2002, 336 p. (In Russ.)
18. *Gorzhhevskiy D. I., Chekvaidze V. B., Isakovich I. Z.* Tipy polimetallicheskih mestorozhdeniy Rudnogo Altaya, ikh proiskhozhdeniye i metody poiskov [Types of polymetallic deposits of Rudny Altai, their origin and prospecting methods], *Moscow, Nedra publ.*, 1977, 197 p. (In Russ.)
19. *Grinenko V. A., Grinenko L. N.* Geokhimiya izotopov sery [Geochemistry of sulfur isotopes], *Moscow, Nauka publ.*, 1974, 274 p. (In Russ.)
20. *Dergachev A. L., Pak T. M., Yeregin N. I.* O prirode rudovmeshchayushchikh kupol'nykh struktur na Ridder-Sokol'nom mestorozhdenii na Rudnom Altaye [On the nature of ore-bearing dome structures at the Ridder-Sokolnoye deposit in Rudny Altai], *DAN*, 1994, V. 334, No. 4, pp. 476–480. (In Russ.)
21. *Drobyshevskiy M. I.* Belousovskoye mestorozhdeniye [Belousovskoye deposit], *Metallogeniya Kazakhstana, Alma-Ata*, 1978, pp. 66–71. (In Russ.)
22. *Durnev G. S.* Osobennosti morfologii i vnutrennego stroyeniya rudnykh tel Tishinskogo kolchedanno-polimetallicheskogo mestorozhdeniya [Features of the morphology and internal structure of ore bodies of the Tishinsky pyrite-polymetallic deposit], *Sbornik trudov, Ust'-Kamenogorsk*, 1999, pp. 72–87. (In Russ.)
23. *Dyachkov B. A., Mizernaya M. A., Pyatkova A. P., Bisatova A. E., Miroshnikova A. P., Kuzmina O. N., Zimanovskaya N. A., Oitseva T. A., Chernenko Z. I.*



- K probleme formirovaniya kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy Rudnogo Altaya [On the problem of formation of pyrite-polymetallic deposits of Rudny Altai], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 5, pp. 3–16. (In Russ.)
24. Yeremin N. I., Dergachev A. L., Pozdnyakova N. V., Sergeyeva N. Ye. Krupnyye i osobo krupnyye kolchedannyye mestorozhdeniya vulkanicheskoy assotsiatsii [Large and especially large pyrite deposits of volcanic association], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2004, V. 46. No. 2, pp. 107–127. (In Russ.)
  25. Zairi N. M., Kuznetsov V. V., Filatov Ye. I., Gurina N. V. Opyt ispol'zovaniya dannykh po izotopnomu sostavu sery pri rekonstruktsii usloviy formirovaniya rud Korbalikhinskogo mestorozhdeniya (Rudnyy Altay) [Experience of using data on the isotopic composition of sulfur in reconstructing the conditions of ore formation at the Korbalikhinskoye deposit (Rudny Altai)], *Geokhimiya*, 1986, No. 7, pp. 997–1005. (In Russ.)
  26. Zikirova K. T. Otsenka investitsionnoy privlekatel'nosti rudnykh rayonov Vostochnogo Kazakhstana, perspektivnykh na vospolneniye mineral'no-syr'yevoy bazy tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Assessment of the investment attractiveness of ore regions of Eastern Kazakhstan, promising for replenishing the mineral resource base of non-ferrous and precious metals], *Ust-Kamenogorsk*, 2025, 234 p. (In Russ.)
  27. Ivankin P. F. Polimetallicheskiye mestorozhdeniya Priirtysh'ya [Polymetallic deposits of the Irtysh region], Moscow, Gosgeoltekhizdat publ., 1957, 247 p. (In Russ.)
  28. Kayupov A. K., Kim V. A., Nikitina L. G., Flerov Ye. A. Geologiya Zyryanovskogo polimetallicheskogo mestorozhdeniya [Geology of the Zyryanovsk polymetallic deposit], *Polimetallicheskiye mestorozhdeniya Rudnogo Altaya*, 1957, pp. 213–360. (In Russ.)
  29. Kudryavtseva N. G., Kuznetsov V. V., Seravina T. V., Ivanenkova Ye. V. Strukturno-formatsionnoye i metallogenicheskoye rayonirovaniye Bol'shogo Altaya [Structural-formational and metallogenic zoning of the Greater Altai], *Otechestvennaya geologiya*, 2025, No. 2, pp. 50–60. (In Russ.)
  30. Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Seravina T. V., Murzin O. V., Korchagina D. A., Kuznetsova S. V., Milyayev S. A. Osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy Rudnogo Altaya [Fundamentals of forecasting and prospecting for pyrite-polymetallic deposits in Rudny Altai], Moscow, TSNIIGRI publ., 2019, 206 p. (In Russ.)
  31. Kuznetsova S. V. Strukturno-teksturnyye priznaki gidrotermal'no-osadochnogo proiskhozhdeniya rud kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy Zmeinogorskogo i Rubtsovskogo rayonov Rudnogo Altaya [Structural and textural features of hydrothermal-sedimentary origin of ores of pyrite-polymetallic deposits of the Zmeinogorsk and Rubtsovsk regions of Rudny Altai], Moscow, 2023, 171 p. (In Russ.)
  32. Kuznetsova S. V., Seravina T. V. Usloviya lokalizatsii, osobennosti veshchestvennogo sostava rud i stroyeniye sul'fidnogo kholma Zapadno-Zakharovskogo mestorozhdeniya (Rudnoaltayskaya mineragenicheskaya zona) [Localization conditions, features of the material composition of ores and the structure of the sulfide hill of the Zapadno-Zakharovskoye deposit (Rudno-Altai mineragenic zone)], *Geologiya i okhrana nedr*, 2020, No. 1, pp. 19–30. (In Russ.)
  33. Lapukhov A. S., Doil'nitsyn Ye. F., Kanygin A. A., Karmanov V. P., Kudryashov A. M. O poligennosti rudnoaltayskikh kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy po dannym izotopnogo sostava sery [On the polygeneity of the Ore-Altai pyrite-polymetallic deposits based on the isotopic composition of sulfur], *Izotopnyye issledovaniya protsessov rudoobrazovaniya*, Novosibirsk, Nauka publ., 1991, pp. 41–56. (In Russ.)
  34. Lapukhov A. S., Prokopenko A. I., Ivanov N. B., Trubnikov L. M. Rudoobrazuyushchiye sistemy kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy zon smyatiya (Rudnyy Altay) [Ore-forming systems of pyrite-polymetallic deposits of shear zones (Rudny Altai)], Novosibirsk, Nauka publ., 1986, 193 p. (In Russ.)
  35. Man'kov B. V. Morfologiya rudnykh tel i raspredeleniye orudeneniya na Tishinskom mestorozhdenii [Morphology of ore bodies and distribution of mineralization at the Tishinskoye deposit], *Izv. AN KazSSR. Ser. geol*, 1964, No. 1, pp. 29–45. (In Russ.)
  36. Oytseva T. A., Bisatova A. Ye., Zinyakin S. S. Model' geodinamicheskogo razvitiya Bol'shogo Altaya [Model of geodynamic development of the Greater Altai], *Trudy universiteta imeni D. Serikbayeva*, 2023, No. 3 (92), pp. 122–127. (In Russ.)
  37. Pokrovskaya I. V. Metallogeniya i usloviya obrazovaniya polimetallicheskih mestorozhdeniy. Leninskoy rayon Rudnogo Altaya [Metallogeny and conditions for the formation of polymetallic deposits. Leninogorsk district of Rudny Altai], Alma-Ata, Nauka publ., 1982, 156 p. (In Russ.)
  38. Pokrovskaya I. V., Dyusembayeva K. Sh. Novyye dannyye o genezise i vozraste rud Tishinskogo mestorozhdeniya [New data on the genesis and age of ores of the Tishinsky deposit], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1986, V. 28, No. 3, pp. 47–60. (In Russ.)
  39. Polovnikova L. M., Kuznetsov V. V., Seravina T. V. Otchet o rezul'tatakh rabot po ob'yektu "Spetsializirovannyye geologo-geokhimicheskiye raboty na zoloto-serebrosoderzhashcheye polimetallicheskoye orudeneniye v predelakh Novokuznetskoy ploshchadi v Zmeinogorskom rudnom rayone (Altayskiy kray)"

- (Dogovor No.109/2015-YUL/2 ot 10.07.2015 g.) [Report on the results of work on the project "Specialized geological and geochemical work on gold-silver-bearing polymetallic mineralization within the Novokuznetsk area in the Zmeinogorsk ore region (Altai Territory)" (Agreement No. 109/2015-ЮЛ/2 dated 10.07.2015)], Moscow, 2017, 228 p. (In Russ.)
40. Popov V. V. Vulkanizm, tektonika i polimetallicheskiye orudneniye Leninogorskogo rudnogo rayona [Volcanism, tectonics and polymetallic mineralization of the Leninogorsk ore region], Almaty, Nauka publ., 1968, 173 p. (In Russ.)
  41. Pyatkova A. P., Mizernaya M. A., Miroshnikova A. P., Chernenko Z. I. Osobennosti formirovaniya VMS mestorozhdeniy v Rudnom Altaye na primere mestorozhdeniy Artem'yevskoye i Maleyevskoye [Features of the formation of VMS deposits in Rudny Altai on the example of the Artemyevskoye and Maleyevskoye deposits], Korrelyatsiya Altai i Uralid, Novosibirsk, SO RAN publ., 2018, pp. 120–121. (In Russ.)
  42. Ruchkin G. V., Konkin V. D., Kuznetsov V. V., Pugacheva I. P. Parametricheskiye geologo-poiskovyye modeli kolchedanno-polimetallicheskiykh mestorozhdeniy [Parametric geological exploration models of pyrite-polymetallic deposits], Moscow, TSNIIGRI publ., 1992, 150 p. (In Russ.)
  43. Saydukasov M. S. Geologicheskoye stroeniye tsentral'noy chasti Zyryanovskogo rudnogo rayona i yego prognoznaya otsenka na kolchedanno-polimetallicheskiye orudneniye [Geological structure of the central part of the Zyryanovsky ore region and its predictive assessment of pyrite-polymetallic mineralization], Astana, 2002, 220 p. (In Russ.)
  44. Seravina T. V. Nekotoryye osobennosti formirovaniya kolchedanno-polimetallicheskiykh mestorozhdeniy tipa VMS Bol'shogo Altaya [Some features of the formation of pyrite-polymetallic deposits of the VMS type of the Greater Altai], Otechestvennaya geologiya, 2025, No. 5, pp. 16–45. (In Russ.)
  45. Seravina T. V., Kuznetsov V. V., Kryazhev S. G. Informatsionnyy geologicheskyy otchet o rezul'tatakh i ob'yemakh rabot, vpolnennykh za 2025 g. po ob'yektu "Izucheniye veshchestvennogo sostava rudovmeshchayushchikh porod, okolorudnykh metasomatitov, medno-svintsovo-tsinkovoy (s poputnym zolotom i serebrom) mineralizatsii Zapadno-Zakharovskoy ploschadi (Altayskiy kray)" (Dogovor No. VV-2/24 ot 14.06.2024 g.) [Information geological report on the results and volumes of work performed in 2025 on the project "Study of the material composition of ore-bearing rocks, wallrock metasomatites, copper-lead-zinc (with associated gold and silver) mineralization of the West Zakharovskaya area (Altai Territory)" (Agreement No. BB-2/24 dated June 14, 2024)], Moscow, 2025, 119 p. (In Russ.)
  46. Seravina T. V., Kuznetsov V. V., Kuznetsova S. V., Filatova L. K., Ivanenkova Ye. V. Kolchedanno-polimetallicheskiye orudneniye Rudnogo Altaya tipa VMS na primere Zaitsevskogo rudnogo polya (Zmeinogorskiy rudnyy rayon) [Pyrite-polymetallic mineralization of Rudny Altai of the VMS type on the example of the Zaitsevsky ore field (Zmeinogorsk ore region)], Otechestvennaya geologiya, 2025, No. 2, pp. 3–21. (In Russ.)
  47. Seravina T. V., Kuznetsova S. V., Filatova L. K. Osobennosti veshchestvennogo sostava vmeshchayushchikh porod i rud Lazurskogo rudnogo polya (Zmeinogorskiy rudnyy rayon, Rudnoaltayskaya mineragenicheskaya zona) [Features of the material composition of host rocks and ores of the Lazursky ore field (Zmeinogorsk ore region, Rudnoaltai mineragenic zone)], Otechestvennaya geologiya, 2021, No. 3–4, pp. 36–47. (In Russ.)
  48. Seravina T. V., Kuznetsova S. V., Filatova L. K., Donets A. I., Konkin V. D. Osobennosti lokalizatsii kolchedanno-polimetallicheskiykh rud Tushkanikhinskogo mestorozhdeniya (Rudnyy Altai) [Features of the localization of pyrite-polymetallic ores of the Tushkanikhinsky deposit (Rudny Altai)], Rudy i metally, 2022, No. 4, pp. 102–118. (In Russ.)
  49. Khisamutdinov M. G. Metallogeniya i polimetallicheskiye mestorozhdeniya Rudnogo Altaya [Metallogeny and polymetallic deposits of Rudny Altai], Leningrad, 1978, 195 p. (In Russ.)
  50. Chekalin V. M. Geologo-geneticheskaya model' Korbalikhinskogo mestorozhdeniya polimetallicheskiykh i kolchedannykh rud na Rudnom Altaye [Geological and genetic model of the Korbalikhinsky deposit of polymetallic and pyrite ores in Rudny Altai], Geologiya i geofizika, 1985, No. 8, pp. 78–91. (In Russ.)
  51. Chekalin V. M. Osnovnyye zakonomernosti razmeshcheniya i printsipial'naya model' formirovaniya kolchedanno-polimetallicheskiykh mestorozhdeniy severo-zapadnoy chasti Ridder-Sokol'nogo mestorozhdeniya [Basic patterns of placement and a fundamental model of the formation of pyrite-polymetallic deposits in the northwestern part of the Ridder-Sokolnoye deposit], Geologiya i geofizika, 1991, No. 10, pp. 75–89. (In Russ.)
  52. Chekalin V. M. Rubtsovskoye mestorozhdeniye polimetallicheskiykh rud na severo-zapade Rudnogo Altaya: usloviya obrazovaniya [Rubtsovskoye deposit of polymetallic ores in the northwest of Rudny Altai: conditions of formation], Almaty, 2012, pp. 253–266. (In Russ.)
  53. Chekvaidze V. B., Isakovich I. Z. Usloviya formirovaniya poslemagmaticheskoy mineralizatsii Tishinskogo mestorozhdeniya [Conditions of formation of post-magmatic mineralization of the Tishinsky deposit], Sov. Geologiya, 1971, No. 6, pp. 106–123. (In Russ.)

54. *Cheprasov B. A., Pokrovskaya I. V., Kovrigo O. A.* O poligennom kharaktere orudeneniya Ridder-Sokol'nogo mestorozhdeniya [On the polygenic nature of mineralization of the Ridder-Sokolnoye deposit], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1972, No. 6, pp. 30–45. (In Russ.)
55. *Chernyshev I. V., Vikent'yev I. V., Chugayev A. V.* Istochniki metallov kolchedannykh mestorozhdeniy Rudnogo Altaya po dannym vysokotochnogo MC-ICP-MS izucheniya izotopnogo sostava svintsa [Sources of metals of pyrite deposits of Rudny Altai according to high-precision MC-ICP-MS study of the isotopic composition of lead], *Geokhimiya*, 2023, V. 68, No. 6, pp. 545–569. (In Russ.)
56. *Shatobin A. A.* O vzaimootnosheniyakh metamorficheskikh protsessov i orudeneniya na Grekhovskom rudnom pole (Rudnyy Altay) [On the relationships between metamorphic processes and mineralization in the Grekhovskoye ore field (Rudny Altai)], *Geologiya i geofizika*, 1977, No. 7, pp. 138–144. (In Russ.)
57. *Shcherba G. N., Bespaev Kh. A., Dyachkov B. A.* Bol'shoy Altay (geologiya i metallogeniya). Kn. 2. Metallogeniya [Great Altai (geology and metallogeny). Book 2. Metallogeny], Almaty, RIO VAK RK publ., 2000, 400 p. (In Russ.)
58. *Shcherba G. N., Dyachkov B. A., Nakhtigal G. P.* Metallogeniya Rudnogo Altaya i Kalby [Metallogeny of Rudny Altai and Kalba], Alma-Ata, Nauka publ., 1984, 240 p. (In Russ.)
59. *Yudovskaya M. A.* Mineralogo-geokhimicheskiye osobennosti i usloviya formirovaniya rud Maleevskogo mestorozhdeniya na Rudnom Altaye [Mineralogical and geochemical features and conditions of formation of ores of the Maleevskoye deposit in Rudny Altai], Moscow, MGU publ., 1995, 31 p. (In Russ.)
60. *Yudovskaya M. A., Grinenko L. N., Yeregin N. I.* Genezis Maleevskogo kolchedanno-polimetallichesкого mestorozhdeniya (Rudnyy Altay, Kazakhstan) [Genesis of the Maleevskoye pyrite-polymetallic deposit (Rudny Altai, Kazakhstan)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1997, V. 39, No. 2, pp. 163–182. (In Russ.)
61. *Yakovlev G. F., Avdonin V. V.* Zakonomernosti razmeshcheniya kolchedanno-polimetallicheskich mestorozhdeniy na Rudnom Altaye [Patterns of distribution of pyrite-polymetallic deposits in Rudny Altai], *Izv. VUZov. Geol. i razvedka*, 1986, No. 11, pp. 27–39. (In Russ.)
62. *Yanvarev G. S.* Osobennosti geologicheskogo stroeniya i mineralizatsii kolchedanno-polimetallichesкого mestorozhdeniya Chekmar' na Rudnom Altaye [Features of the geological structure and mineralization of the Chekmar pyrite-polymetallic deposit in Rudny Altai], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, Moscow, 1979, V. XXI, pp. 88–93. (In Russ.)
63. *Bian C. J., Xu J. H., Chen D. P., Zhang H., Cheng X. H.* A fluid inclusion study of vein-type copper mineralization in the east Wulasigou Pb–Zn–Cu deposit, Altay, northwestern China, *Acta Geol. Sin. (ENGL)*, 2016, № 90 (5), pp. 1754–1767.
64. *Chai F., Jingwen M., Lianhui D., Yang F., Liu F., Geng X., Zhang Z.* Geochronology of metarhyolites from the Kangbutiebao Formation in the Kelang basin, Altay Mountains, Xinjiang: Implications for the tectonic evolution and metallogeny, *Gondwana Research*, 2009, № 16, pp. 189–200.
65. *Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G.* Volcanogenic massive sulfide deposits, *Economic Geology 100<sup>th</sup> anniversary volume, 1905–2005*, 2005, pp. 523–560.
66. *Gao L.-L., Chen C., Wang K.-Y., Zhanga X.-B., Li S.-D.* Tectonic setting and geochronology of the Sarsuk Au polymetallic deposit in Xinjiang, NW China: Constraints from pyrite Re–Os, zircon U–Pb dating and Hf isotopes, *Ore Geol. Rev.*, 2020, 124.
67. *Geng X. X., Yang F. Q., Yang J. M., Guo Z. L., Guo X. J., Huang C. K., Liu F., Chai F. M., Zhang Z. X.* Stable isotope characteristics of Tiemurte Pb–Zn deposit in Altay, Xinjiang, *Mineral Deposits*, 2010, 29, pp. 1088–1100.
68. *Gibson H. L., Galley A. G.* Volcanogenic massive sulfide deposits of the Archean, Noranda district, Québec, *Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007, Special Publication 5*, pp. 533–552.
69. *Hannington M. D., de Ronde C. E. J., Petersen S.* Seafloor tectonics and submarine hydrothermal systems, *Economic Geology 100th anniversary volume 1905–2005: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists*, 2005, pp. 111–141.
70. *Li D.-F., Chen H.-Y., Hollings P., Li Z., Sun X.-M., Zheng Y., Xia X.-P., Xiao B., Wang C.-M., Fang J.* Trace element geochemistry of magnetite: Implications for ore genesis of the Talate skarn Pb–Zn (–Fe) deposit, Altay, NW China, *Ore Geol. Rev.*, 2018, 100, pp. 471–482.
71. *Li Q., Yang F., Zhang Z., Geng X., Liu F., Chai F.* Geology and geochemistry of the submarine volcanism-related Qiaxia Fe–Cu deposit in the southern Altay, Xinjiang, Central Asian Orogenic Belt, *Ore Geol. Rev.*, 2021, 128.
72. *Liu X., Liu W., Liu L.* The generation of a stratiform skarn and volcanic exhalative Pb–Zn deposit (Sawusi) in the southern Chinese Altay Mountains: The constraints from petrography, mineral assemblage and chemistry. *Gondwana Research*, 2012, № 22, pp. 597–614.
73. *Niu L., Hong T., Xu X. W., Li H., Ke Q., Wang X. H., Ma Y. C.* A revised stratigraphic and tectonic framework for the Ashele volcanogenic massive sulfide de-



- posit in the southern Chinese Altay: Evidence from stratigraphic relationships and zircon geochronology, *Ore Geol. Rev.*, 2020, 127, 103814.
74. *Piercey S. J.* A semipermeable interface model for the genesis of subseafloor replacement type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, *Economic Geology*, 2015, V. 110, pp. 1655–1660.
75. *Shanks W. C., Pat III, Thurston R.* Volcanogenic massive sulfide occurrence model, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2010, 5070, 345 p.
76. *Sun C., Yang X. Y., Zhang H. S., Ji W. H., Chen B., Dong Z. C., Faisal M., Xi D. H.* Tracing the formation and modification of the Keketale VMS-type Pb-Zn deposit, Altai Mountains: insights from ore deposit geology, geochronology, and magnetite geochemistry, *Ore Geol. Rev.*, 2022, 144.
77. *Sun C., Zhang H., Yang X., Ji W., Chen B., Li Y., Dong Z. C., Faisal M.* A tale of elemental accumulation and recycling in the metamorphosed Keketale VMS-type Pb-Zn deposit, Altai Mountains, *Geoscience Frontiers*, 2023, 14, Is. 1, pp. 101481.
78. *Sun C., Zhang H., Yang X., Ji W. H., Chen B., Li Y., Dong Z. C., Faisal M., He Z.* The role of long-lived arc volcanism in the formation of the VMS deposits: A case study of the volcanic-sedimentary sequence of Kangbutiebao formation associated with VMS deposits, Altai Mountains, *Gondwana Research*, 2023, № 118, pp. 194–217.
79. *Wan B., Zhang L. C., Xiang P.* The Ashele VMS-type Cu-Zn Deposit in Xinjiang, NW China Formed in a Rifted Arc Setting, *Resource Geology*, 2010, № 60 (2), pp. 150–164.
80. *Wan B., Zhang L. C., Xiao W. J.* Geological and geochemical characteristics and ore genesis of the Keketale VMS Pb-Zn deposit, Southern Altai Metallogenic Belt, NW China, *Ore Geol. Rev.*, 2010, 37 (2), pp. 114–126.
81. *Wang D. H., Chen Y. C., Mao J. W.* The Ashele deposit: A recently discovered Volcanogenic Massive Sulfide Cu-Zn deposit in Xinjiang, China, *Resource Geology*, 1998, 48 (1), pp. 31–42.
82. *Wang J. B., Qin K. Z., Wu Z. L., Hu J. H., Deng J. N.* Volcanic-exhalative-sedimentary lead zinc deposit in the southern margin of the Altai, Xinjiang, Beijing, *Geology Publishing House*, 1998, pp. 1–210.
83. *Wu Y., Yang F., Liu F., Geng X., Li Q., Zheng J.* Petrogenesis and tectonic settings of volcanic rocks of the Ashele Cu-Zn deposit in southern Altay, Xinjiang, Northwest China: Insights from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, № 112, pp. 60–73.
84. *Yang C. D., Geng X., Yang F., Qiang Li.* Metallogeny of the Sarsuk polymetallic Au deposit in the Ashele Basin, Altay Orogenic Belt, Xinjiang, NW China: Constraints from mineralogy, fluid inclusions, and He-Ar isotopes, *Ore Geol. Rev.*, 2018, № 100, pp. 77–98.
85. *Yang C. D., Zhang B., Yang F. Q., Li Q., Wang Y. Q.* Zircon U-Pb age, fluid inclusion, and H-C-O-He-Ar-S isotopic compositions as an index to the VMS type mineralization: a case study from the Wulasigou polymetallic deposit, Altay Orogenic Belt, Northwest China, *J. Geochem. Explor.*, 2021, 222.
86. *Yang F. Q., Geng X. X., Wang R., Zhang Z. X., Guo X. J.* A synthesis of mineralization styles and geodynamic settings of the Paleozoic and Mesozoic metallic ore deposits in the Altay Mountains, NW China, *J. Asian Earth Sci.*, 2018, № 159, pp. 233–258.
87. *Yang F. Q., Mao J. W., Liu F., Dong Y. G., Chai F. M., Geng X. X.* Geological characteristics and metallogenesis of the Keyinbulake copper-zinc deposit in Altay, Xinjiang, *Acta Petrol. Sin.*, 2010, № 26 (02), pp. 361–376.
88. *Yang F., Li Q., Yang C. D., Zhang Z.* A combined fluid inclusion and S-H-O-He-Ar isotope study of the Devonian Ashele VMS-type copper-zinc deposit in the Altay orogenic belt, northwest China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, № 161, pp. 139–163.
89. *Yang F., Liu F., Li Q., Geng X.* In situ LA-MC-ICP-MS U-Pb geochronology of igneous rocks in the Ashele Basin, Altay orogenic belt, northwest China: Constraints on the timing of polymetallic copper mineralization, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014, № 79, pp. 477–496.
90. *Yang J. J., Yang X. K., Yang C. D., Li Q., Yang F. Q.* Genesis of the Talate Pb-Zn (-Fe) deposit in the Altay, Xinjiang, NW China: evidence from fluid inclusions and stable isotopes, *Ore Geol. Rev.*, 2022, pp. 144.
91. *Yang Y., Zhang H., Yang X., Sun C., Ren G., Li Y., Chen B., Jin M., Zhao X., Zhou N.* Evolution of the hydrothermal ore-forming system of Ashele VMS-type Cu-Zn deposit in Xinjiang, NW China: Insights from mineralogy and geochemistry of sulfides, *Ore Geol. Rev.*, 2024, pp. 167.
92. *Yu P. P., Zheng Y.* Pb-Zn-Cu accumulation from seafloor sedimentation to metamorphism: constraints from ore textures coupled with elemental and isotopic geochemistry of the Tiemurt in Chinese Altay Orogen, NW China, *Gondwana Res.*, 2019, № 72, pp. 65–82.
93. *Yuan L., Liu F.* Sulfide Re-Os age and Rb-Sr age of Talate Pb-Zn-Fe polymetallic deposit in Southern Altay and their geological significance, *Mineral Deposits*, 2017, № 36, pp. 1333–1351.
94. *Zhang L., Zheng Y., Chen Y.-J.* Ore geology and fluid inclusion geochemistry of the Tiemurt Pb-Zn-Cu deposit, Altay, Xinjiang, China: A case study of orogenic-type Pb-Zn systems, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, № 49, pp. 69–79.

95. *Zhang W., Zhang X., Liu G., Guo X.* Magmatic-sea-water interaction in the Keyinbulake Zn-Cu deposit (NW China): Insight from sulfide S isotope and trace elements, *Ore Geol. Rev.*, 2026, 188.
96. *Zheng Y., Wang Y., Chen H., Lin Z., Hou W., Li D.* Micro-textural and fluid inclusion data constraints on metallic remobilization of the Ashele VMS Cu-Zn deposit, Altay, NW China, *Journal of Geochemical Exploration*, 2016, 171, pp. 113–123.
97. *Zheng Y., Zhang L., Li D.-F., Kapsiotis A., Chen Y.-J.* Genesis of the Dadonggou Pb–Zn deposit in Kelan basin, Altay, NWChina: Constraints from zircon U–Pb and biotite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological data, *Ore Geol. Rev.*, 2015, 64.

Статья поступила в редакцию 16.04.26; одобрена после рецензирования 22.05.26 ; принята к публикации 22.05.26.  
The article was submitted 16.04.26; approved after reviewing 22.05.26 ; accepted for publication 22.05.26.

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию  
по тел. +7 (495)315-43-65 доб. 227  
E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

## Вулканыты моадийской толщи Немта-Гурского золотоносного района, их геологические и геохимические особенности (Западный Сихотэ-Алинь)

**Аннотация.** В результате комплексного изучения вулканических пород моадийской толщи Немта-Гурского золотоносного района Западно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса получены новые данные по геологическому строению района исследований, геолого-структурным особенностям и геологической позиции моадийской толщи, химизму пород и особенностям их микроэлементного состава. Установлено, что слагающие район исследований вулканогенные толщи накапливались за счёт длительных, периодически происходивших процессов эоценового и миоценового магматизма в Моадийской, Соолийской и Пихца-Мухенской палеовулканоструктурах, слагающих Немта-Гурский золотоносный район. Сохранению моадийской толщи от интенсивного размыва способствовали мощные покровы миоценовых базальтоидов острогорского комплекса, широко распространённые в районе исследований. Для сравнения близких по составу вулканических пород моадийской толщи и острогорского комплекса был построен ряд петрохимических диаграмм. Вулканыты моадийской толщи принадлежат к трахиандезитам и трахиандезибазальтам высококальциевой шошонит-латитовой серии, а острогорские вулканыты представлены преимущественно трахибазальтами и трахиандезибазальтами известково-щелочной серии. Моадийские вулканыты характеризуются более высокими показателями глинозёмистости, калиевого и щелочного содержания, они относительно низкотитанистые, низкомагнезиальные и менее железистые по сравнению с миоценовыми острогорскими базальтоидами. Отличаются они и по палеогеодинамическим обстановкам формирования. Если вулканыты моадийской толщи создавались в условиях, идентичных палеогеодинамической обстановке вулканических дуг, то вулканыты острогорского комплекса отвечают палеогеодинамическим обстановкам базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов, подобных Гавайским. Существенные различия в количествах железа (на 4–6 %) и в отношениях Th/Ta (в 8 раз) указывают на то, что составы сравниваемых вулканических пород имеют различные источники мантийного расплава.

Важным результатом исследований моадийской толщи является обнаружение в вулканических породах (спектральный анализ проб методом ИСП-МС на масс-спектрометре ICP-MS Elan 9000, Канада) повышенных и высоких концентраций золота, серебра, вольфрама и ртути, включая промышленно интересное содержание золота (2,5 г/т).

Перспективность моадийской толщи на рудоносность также связывается с благоприятными геолого-структурными особенностями локализации толщи, связанными с историей их формирования и развития в составе Немта-Гурского золотоносного района.

**Ключевые слова:** моадийская толща, эоцен, вулканыты, золотоносность, миоцен, острогорский комплекс, андезибазальты, палеогеодинамические обстановки.

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

Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

## Volcanic rocks of the Moadian sequence of the Nemta-Gur gold-bearing region, their geological and geochemical features (Western Sikhote-Alin)

E. V. NIGAI

Yu. A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk

**Abstract.** A comprehensive study of volcanic rocks of the Moadian sequence in the Nemta-Gur gold-bearing region of the Western Sikhote-Alin volcanic belt provided new data on the geological structure of the study area,



the geological and structural features and geological position of the Moadian sequence, and the chemistry and trace element composition of the rocks. It was established that the volcanic sequence composing the study area accumulated through the Eocene and Miocene prolonged periodic magmatic processes within the Moadi, Sooli, and Pikhtsa-Mukhen paleovolcanic structures that comprised the Nemta-Gur gold-bearing region. The Moadian sequence was preserved from intense erosion due to thick sheets of Miocene basalts of the Ostrogorsky complex, widespread in the study area. A series of petrochemical diagrams were constructed for comparison between the volcanic rocks of the Moadian sequence and Ostrogorsky complex, that are similar in composition. The volcanic rocks of the Moadian sequence belong to trachyandesites and basaltic trachyandesites of the high-potassium shoshonite-latitude series, while the Ostrogorsky volcanics are predominantly represented by trachybasalts and basaltic trachyandesites of the calc-alkaline series. The Moadian volcanics are characterized by higher alumina, potassium, and alkalis contents; they are relatively low in titanium, low in magnesium, and lower in iron than the Miocene Ostrogorsky basaltoids. They also differ from each other in their paleogeodynamic formation settings. While the volcanics of the Moadian sequence formed under conditions identical to those of volcanic arcs, the volcanics of the Ostrogorsk complex correspond to the paleogeodynamic settings of basalts of mid-ocean ridges and of oceanic islands similar to Hawaiian. Significant differences in iron contents (by 4–6 %) and Th/Ta ratios (by 8 times) indicate that the compositions of the compared volcanics have different mantle melt sources.

An important result of the study of the Moadian sequence is the discovery of elevated and high concentrations of gold, silver, tungsten, and arsenic in the volcanic rocks (ICP-MS analysis of the samples using an Elan 9000 ICP-MS mass spectrometer, Canada).

The ore-bearing potential of the Moadian sequence is also associated with the favorable geological and structural features of its localization, that are related to the history of its formation and development within the Nemta-Gur gold-bearing region.

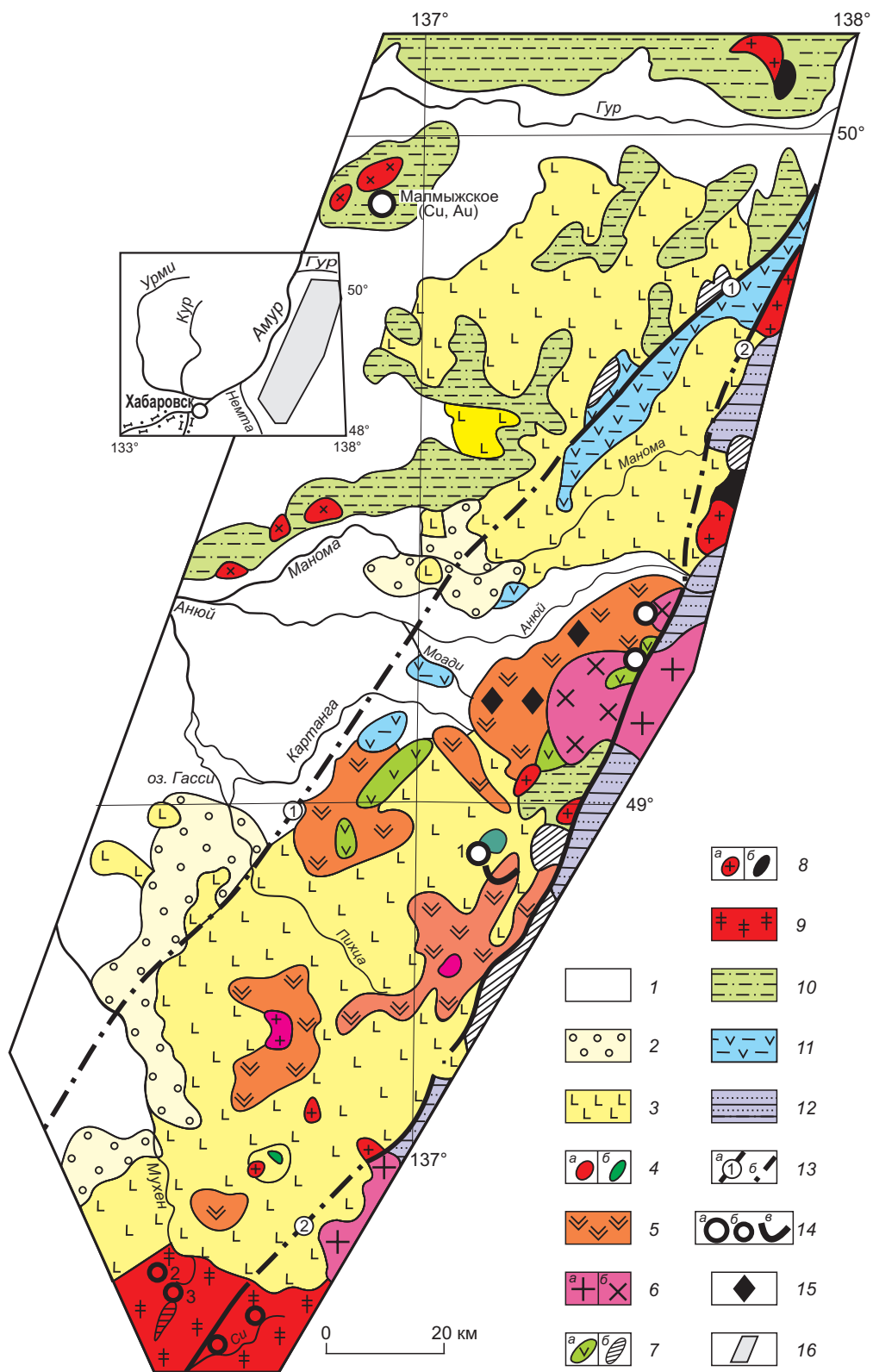
**Key words:** Moadian sequence, Eocene, volcanic rocks, gold-bearing potential, Miocene, Ostrogorsk complex, andesibasalts, paleogeodynamic settings.

**Введение.** Районом исследований является Немта-Гурский золотоносный район, входящий в состав Западно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Объекты исследований – вулканиты моадийской толщи, значительно распространённые в рассматриваемом районе. Он полностью покрыт геологической съёмкой масштаба 1 : 200 000 [10, 16, 29, 37, 39]. На данной площади проводились поисково-оценочные и геологоразведочные работы на разные виды минерального сырья, в основном – на рудное и россыпное золото, поисками которого занимались геологические партии и отряды под руководством В. А. Исполинова (1971–1973), В. А. Дымовича (1976–1981), С. Л. Штейнберга (1978–1981), В. Ф. Погадаева (1982), В. А. Прыткова (1982), В. М. Калмыкова (1992), А. И. Замбрицкого (2002), Ю. П. Змиевского (2003), В. И. Шпикермана (2003) и др.

Целью и задачами настоящей работы являлось установление геологических особенностей вулканитов моадийской толщи в составе Немта-Гурского района, выявление её геохимических особенностей, интерпретация геохимических данных для определения палеогеодинамической обстановки формирования толщи, сравнение её с миоценовыми базальтоидами района исследований.

Методика исследований включала сбор и анализ материалов по геологии и золотоносности Немта-Гурского района, составление схемы геологического строения и схематического геологического разреза района исследований, микроэлементный анализ проб моадийской толщи, обработку геохимических данных, подбор и построение петрохимических диаграмм. Проанализированы 15 проб магматических пород, в том числе 3 пробы вулканитов моадийской толщи из камнехранилища ТФГИ (г. Хабаровск), отобранных при составлении Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 [16]. Определения благородных, радиоактивных, редкоземельных и редких металлов проведены в ЦКП ХИАЦ (ИТиГ ДВО РАН) методом ИСП-МС на приборе масс-спектрометре ICP-MS Elan 9000 (Канада) химиками-аналитиками Г. Ф. Золотухиной, Т. В. Лавлинской, Н. В. Кожемяко.

**Геологическое строение и история формирования золотоносного Немта-Гурского района.** Немта-Гурский район (рис. 1) является частью Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ЗСАВП), выделенного В. И. Суховым в качестве крупного базальтоидного пояса щёльно-оливин-базальтового состава в Сихотэ-Алинской складчатой области [30]. ЗСАВП выделяли также и другие



исследователи Востока России: М. В. Мартынюк [19], В. Г. Хомич [40], В. М. Степаненко [28], Л. Б. Сушкин [32] и др. Этот пояс характеризуется широким распространением кайнозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочно-вулканогенных и интрузивно-магматических пород. Он ориентирован в ССВ направлении и простирается от северной окраины Ханкайского массива до субширотной долины р. Гур [30, 31, 34], к северу от которой осложнён СЗ ответвлением [30]. Протяжённость ЗСАВП более 500 км при ширине 40–100 км.

Немта-Гурский золотоносный район имеет площадь  $300 \times 50$  км<sup>2</sup>, простирается в ССВ направлении, от южных притоков р. Немта до субширотной долины р. Гур на севере (см. рис. 1). На востоке граница проходит по Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, на западе – по восточному обрамлению Среднеамурской рифтогенной впадины. Сложен район преимущественно моадийскими эоценовыми и острогорскими миоценовыми вулканитами, сохранившимися от эрозии за счёт своей относительно большой мощности. При этом важную роль в сохранении моадийских вулканитов от значительного размыва сыграл миоценовый вулканизм, с периодическими крупными излияниями острогорских потоков магмы, бронировавших образования моадийской толщи.

Моадийские эоценовые вулканиты распространены только в пределах Мухен-Ануйской вулка-

ногенной зоны (Дымович, 2007), расположенной между долинами рек Мухен и Ануй.

Этап заложения позднемезозойского фундамента Немта-Гурского золотоносного района исследователи относят к раннему мелу, ко времени формирования готеривской хунгарийской серии высокоглинозёмистых гранитоидов [19], вскрытых в верховьях рек Мухен и Немта и ограничивающих с юга рассматриваемый район (см. рис. 1).

В северной части района, в бассейне р. Гур, крупнообломочные морские терригенные отложения альб-сеномана с размывом залегают на готерив-барремской горнопротокской свите, сложенной осадочными породами [37]. Отложения горнопротокской, пионерской, пиванской свит раннего мела вскрыты под миоценовыми базальтами по правобережью р. Маномы и в бассейне р. Гур.

В позднем мелу произошло внедрение субвулканических интрузий северянского комплекса в раннемеловую осадочную толщу кхемской свиты. Северянские андезиты вскрыты в эрозионных окнах миоценовых платобазальтов острогорского комплекса. Внедрение позднемеловых субвулканических интрузий в раннемеловые осадочные толщи происходило синхронно с накоплением вулканогенно-осадочной толщи северянского комплекса, представленного андезитами, их туфами, лавобрекчиями, конгломератобрекчиями. Некоторые из позднемеловых субвулканических интрузий, по нашим представлениям, являются поздне-

**Рис. 1. Схема геологического строения Немта-Гурского вулканогена. Составила Е. В. Нигай, с использованием материалов [5, 16]:**

1 – плиоцен-четвертичные рыхлые отложения приамурской свиты (60–100 м); 2 – миоцен-плиоценовые отложения головинской и ушумунской свит (350 м); 3 – миоценовые базальты и андезибазальты острогорского комплекса; 4 – позднеэоценовые субвулканические интрузии левотормасинского комплекса: а – кварцевые монцониты, монцодиориты, граносиениты, диоритовые порфириды, б – габбродиориты и диориты; 5 – андезиты, андезибазальты палеоцен-эоценовой моадийской толщи (400–500 м); 6 – палеоценовые интрузивные комплексы: а – гранодиориты, диоритовые порфириды аванского комплекса, б – граниты верхнеудоминского комплекса; 7 – позднемеловые вулканические и субвулканические комплексы: а – андезиты, их туфы и лавобрекчии северянской толщи, б – субвулканические андезибазальты и базальты; 8 – нижнеамурский и мяочанский интрузивные комплексы позднего мела: а – граниты, б – гранодиориты, габбродиориты, габбро; 9 – граниты хунгарийского комплекса раннего мела; 10 – раннемеловые алевролиты, песчаники, конгломераты, гравелиты, туфы андезитов горнопротокской, пиванской, пионерской свит (600–1250 м); 11 – юрско-меловые кремни, кремнистые аргиллиты, алевролиты, базальты маноминской толщи (900 м); 12 – поздне триасовые песчаники, гравелиты, базальты, конгломераты, кремнистые и кремнисто-глинистые породы тормасинской толщи (2800 м); 13 – основные разломы: а – Маноминский (1), Центральный Сихотэ-Алинский (2), б – разломы под рыхлыми отложениями и покровами базальтов; 14 – золотоносность: а – месторождение Малмыжское, б – проявления рудного золота: Болотистое (1), Пунчи (2), Рыбачье (3), в – россыпь золота руч. Болотистый; 15 – места отбора проб из моадийской толщи; 16 – на врезке показан район исследований



меловыми центрами вулканической деятельности. Их возраст по Rb-Sr определениям составляет, по данным В. А. Дымовича [10], 80–66 Ма. Он совпадает с возрастом гранодиоритов, габбродиоритов и монцонитов первой фазы магматизма нижнеамурского комплекса, с которым связано образование наиболее ранних золоторудных жил на Многовершинном месторождении с возрастом 68–66 Ма, по данным Э. П. Хохлова (1974). Значительная часть позднемеловых северянских покровов, распространённых в районе, была уничтожена эрозией. Были обнажены, в частности, позднемеловые мяочанские малые интрузии, вскрытые в западной части северного Гур-Ануйского блока района исследований. Вблизи контактов кварцевых диоритов, диорит-порфириров и гранодиорит-порфириров позднемелового мяочанского комплекса с осадочными толщами раннемеловой горнопротокской свиты в 2015 г. было открыто и сейчас разрабатывается крупное, более 5 млн т разведанных запасов меди [11], Cu-Au-порфировое месторождение Малмыжское. К югу от него малые интрузии хр. Гион по правобережью р. Маном сложены такими же гранодиоритами и гранодиорит-порфирами мяочанского комплекса (см. рис. 1).

В палеоцене произошло внедрение интрузивов диоритовых порфириров и гранодиоритов двух фаз *аванского комплекса*, что по времени совпадает с внедрением интрузий кварцевых диоритов, монцодиоритов и субщелочных гранитов раннепалеогенового бекчиулского комплекса, с которым исследователи связывают формирование золоторудных жил второй фазы магматизма на Многовершинном объекте, возраст их составляет 66,2–63,8 Ма [12, 21].

В эоцене развитие района исследований активизировалось в связи с крупными вспышками моадийского вулканизма (57–34 Ма), свидетельством которого являются широко распространённые эоценовые андезиты, андезибазальты, их туфы, лавобрекчии в бассейнах рек Картанга и Пихца, в левобережье р. Ануй и правобережье р. Мухен [5, 10] (см. рис. 1). В позднем эоцене габбродиориты и диориты первой фазы, сиениты и диорит-порфиры второй фазы левотормасинского комплекса были интродуцированы в моадийскую толщу и осадочные толщи раннего мела. Часть моадийских вулкаников и левотормасинских малых интрузий перекрыта острогорскими плато-базальтами и осадочными отложениями головинской, ушумунской и приамурской свит, распро-

странённых вдоль восточного борта Среднеамурской впадины [16].

В раннем, среднем и позднем миоцене проявились три крупные вспышки острогорского вулканизма [25] в виде мощных излияний базальтовых и андезибазальтовых лав острогорского комплекса, в значительной степени перекрывших вулканиды моадийской толщи и др. образования. Острогорские базальты имеют геохимическое сходство с аякитскими миоценовыми базальтами, распространёнными преимущественно в восточном обрамлении Буреинского массива. В обоих комплексах отмечаются повышенные показатели железистости и магнезиальности [22]. Аякитский и острогорский вулканические комплексы входили ранее в состав *кизинской свиты* [2, 7, 24]. В настоящее время распространение её показано только в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе [9, 41]. Разделение кизинской свиты на три части мы объясняем их вхождением в состав разных блоков земной коры или террейнов, по [8, 38]. Кизинская свита входит в Кемский террейн, острогорский комплекс – в Киселевско-Маноминский, аякитский – в Хабаровский.

Магматизм в Немта-Гурском районе завершился в плиоцене, 4,8–4,1 млн лет назад [25]. Самые молодые магматические образования района – плиоцен-четвертичные базальты совгаванской свиты, откартированные Г. И. Харитоновичем в районе оз. Синдинское [39], но на ГГК-1000/3 упразднённые [5]. Широкое распространение совгаванской свиты показано В. А. Дымовичем [9] в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогенном поясе.

Палеовулканоструктуры интенсивно разрушались между вспышками вулканизма, в периоды относительного тектонического покоя. Документация по опорным скважинам и разрезам, изученная в фондах ТФГИ (г. Хабаровск), показывает, что среди миоценовых обломочных песчано-галечниковых отложений бассейна р. Ануй и её притоков, помимо конгломератобрекчий и гальки базальтов и андезибазальтов, содержится большое количество полуразложившихся валунов и гальки риолитов и дацитов, указывающих на большое разнообразие петрографического состава кайнозойских вулкаников (Дымович, 1986; Кузьменко, 1978; Харитонович, 1970). Мелкий пирокластический материал превратился в дресву, песок, красные и светло-серые глины.

Рассматриваемый район приобрёл современные очертания рельефа в виде срезанных вершин

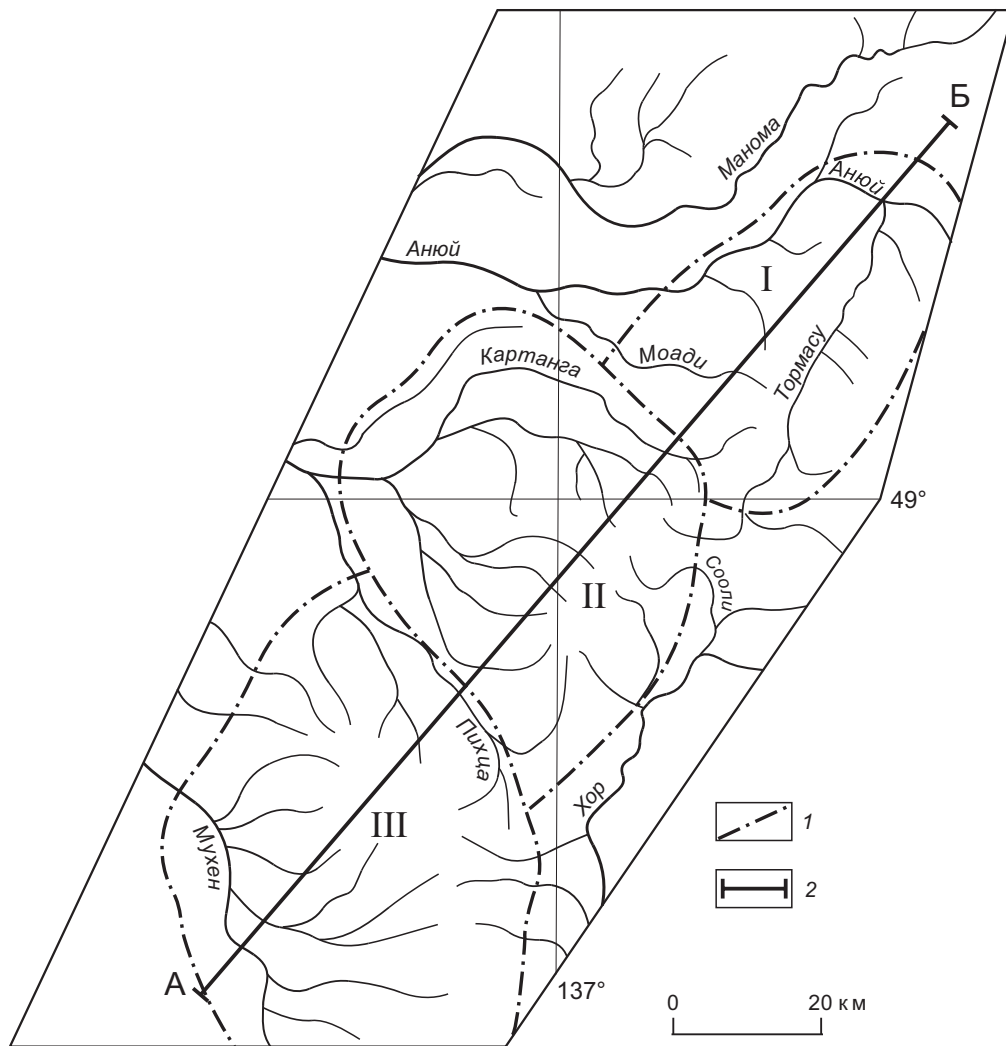


Рис. 2. Схема размещения трёх основных ВТС Немта-Гурского вулканогена. Составила Е. В. Нугай:

ВТС: I – Моадийская, II – Соолийская, III – Пихца-Мухенская; 1 – границы ВТС; 2 – линия геологического профиля

и выположенных склонов водоразделов к началу плейстоцена, то есть около 2,5 млн лет назад. В центральных частях палеовулканоструктур были вскрыты субвулканические интрузии позднемеолового и эоценового возраста.

Между Маноминским и Центральным Сихотэ-Алинским разломами исследователи [30, 32, 33] выделяют крупные палеовулканоструктуры, предположительно невысокие щитовые палеовулканы палеоцен-эоценового, эоценового и эоцен-миоценового возраста (рис. 2). Это Моадийская, Соолийская и Пихца-Мухенская вулканотектонические

структуры (ВТС). Границы ВТС являются достаточно условными, более молодые палеовулканы накладывались на более древние. На рис. 3 представлен их схематический геологический разрез по линии А-Б.

**Золотоносность района исследований.** Моадийская и Соолийская ВТС входят в крупный *Левотормасинский золотоносный рудно-россыпной узел*. В нём размещаются: месторождение Россыпь Ручья Болотистого (добыто более 7,9 т россыпного золота) и два проявления рудного золота (см. рис. 1), приуроченные к зонам брекчирования,

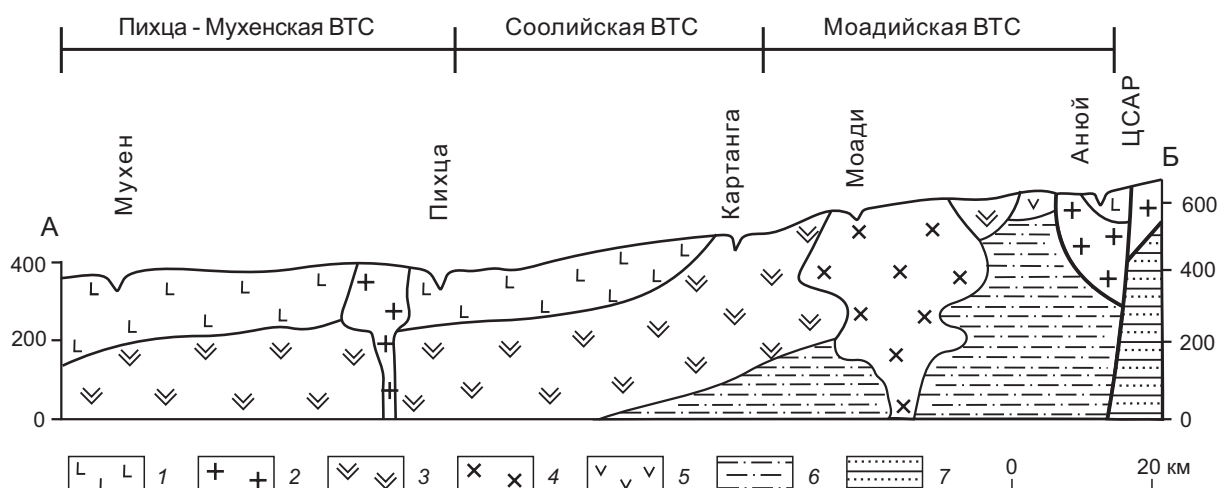


Рис. 3. Схематический геологический разрез по линии А-Б. Составила Е. В. Нугай:

1 – миоценовые базальты острогорского комплекса; 2 – позднеэоценовые монцодиориты левотормасинского комплекса; 3 – эоценовые андезиты, андезибазальты моадийской толщи; 4 – палеоценовые диоритовые порфиры аванского комплекса; 5 – позднемеловая северянская свита; 6 – раннемеловые осадочно-вулканогенные породы кхемской свиты; 7 – кремнисто-глинистые отложения тормасинской свиты; ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский район

прожилкового окварцевания и гидротермальных изменений в вулканических породах – андезитах и андезибазальтах палеоцена и эоцена, на контактах с малыми интрузиями габбродиоритов, диоритовых порфиритов и кварцевых диоритов позднеэоценового левотормасинского интрузивного комплекса первой и второй фаз. Рудные минералы представлены самородным золотом и серебром, пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, висмутином, тетрадимитом, гематитом. Наиболее полно в этом узле изучено рудопроявление золота *Болотистое*, локализованное в Соолийской ВТС. Рудопроявление приурочено к субвулканической малой интрузии габбродиоритов левотормасинского комплекса с отходящими от неё золотоносными дайками и силлами диоритовых порфиритов [5, 33]. Геохимический тип минерализации этого рудопроявления определён как золото-висмут-теллуrowый [13, 18]. Левотормасинский рудно-россыпной узел является показателем развития молодого эоценового плутоногенного оруденения россыпеобразующей формации в Западном Сихотэ-Алине [28].

Пихца-Мухенская вулканотектоническая структура размещается в южной части района и входит в *Немтинский золоторудный узел*. В нём выявля-

ны проявления золота *Рыбачье* и *Пунчинское* (см. рис. 1). Пунчинское рудопроявление золота приурочено к контакту позднеэоценовых левотормасинских кварцевых монцонитов с раннемеловыми хунгарийскими гранитами. Вблизи этой ВТС, в верховьях р. Си, в границах Немтинского золоторудного узла, известны также ещё два рудопроявления золота. Они приурочены к контакту раннемеловых хунгарийских гранитов с малыми интрузиями и дайками диоритовых порфиритов позднемелового корфовского комплекса и позднеэоценовых диоритов левотормасинского комплекса [5].

**Особенности геологического строения Моадийской ВТС.** В эоцене центральная и южная части Немта-Гурского золотоносного района явились ареной мощных вспышек вулканизма, о котором свидетельствуют многослойные покровы андезибазальтов, андезитов, трахиандезибазальтов с горизонтами гравелитов и конгломератов эоценовой моадийской толщи мощностью до 500 м (данные по скважинам, пробуренным в 1970-е гг.) [16]. Возраст их по споро-пыльцевым спектрам и калий-аргоновым датировкам определён в интервале 57–34 Ма (практически весь эоцен) [10]. В связи с большой длительностью магматических процессов, несмотря на периодические размывы,



моадийская толща может характеризоваться и большими мощностями, т. е. более 0,5 км.

Моадийская вулканотектоническая структура, из юго-западной части которой были отобраны пробы моадийской толщи (бывшей кузнецовской свиты, небольшая часть которой сохранилась за пределами района исследований – в области позднемеловой гранитизации Центрального Сихотэ-Алиня), находится в центре восточной части Немта-Гурского района, в верховьях рек Моади и Картанга. Площадь Моадийской ВТС составляет  $40 \times 24 \text{ км}^2$ . Русло р. Моади пререзают вулканиты моадийской толщи. С востока толща срезана долиной р. Тормасу, вдоль уступа долины которой проходит линия Центрального Сихотэ-Алинского разлома. Северо-западная часть Моадийской ВТС размывает р. Анюй (см. рис. 2). В центре ВТС вскрыт Тухалинский гранодиоритовый интрузив аванского палеоценового комплекса площадью  $20 \times 12 \text{ км}^2$ , который с запада обрамляют вулканиты моадийской толщи, частично размытой долинами рек Анюй, Моади и Картанга (см. рисунки 1 и 3). Характерной особенностью Тухалинского интрузива является то, что западная часть его сложена гранодиоритами и диоритовыми порфиритами палеоценового аванского комплекса, а восточная – одновозрастными гранитами верхнеудоминского комплекса. Две части интрузива разделены Центральным Сихотэ-Алинским швом (см. рис. 1). Тухалинский интрузив прорывает раннемеловые терригенно-осадочные породы кхемской свиты и северянскую позднемеловую свиту андезитов.

Вулканиты моадийской толщи слагают также Пихца-Мухенскую и Соолийскую ВТС (см. рисунки 1, 2, 3). В северном, Гур-Ануйском блоке Немта-Гурского района они отсутствуют.

Эрозионный срез Моадийской ВТС ориентировочно составляет 700–1200 м при первоначальной высоте предполагаемого щитового палеовулкана 1400–1800 м. В расчёт нами приняты обрушившаяся, а затем полностью разрушенная верхняя часть моадийского палеовулкана (200–400 м) и предположительно наполовину срезанный эрозией Тухалинский интрузивный массив (500–800 м). Такие срезы (500–1500 м) палеовулканических построек характерны для многих гипабиссальных интрузивно-вулканических золотоносных структур, вмещающих кайнозойские эпитегрмальные месторождения Au и Ag. Это месторождения Нижнего Приамурья, Камчатки, Курил,

Японии [1, 6, 12, 20, 41, 43, 44]. Они имеют характерные черты вулканогенного, вулканогенно-гидротермального и вулканогенно-плутоногенного рудообразования [4, 26, 27, 38] и достаточно длительный возраст формирования: палеоцен-эоценовый, эоценовый, эоцен-олигоценый, миоценовый [3, 20, 21]. Например, на крупном месторождении золота Многовершинном (Нижнее Приамурье), по представительным данным Э. П. Хохлова (1974), рудообразование было длительным и многостадийным, охватывающим небольшую часть позднего мела, палеоцен, часть эоцена и олигоцена.

В. Н. Котляр [15] делил золоторудные месторождения вулканических дуг на три типа: I тип – наземные и приповерхностные вулканогенно-гидротермальные месторождения, рудообразование происходило на малых глубинах, от поверхности до 0,5 км; II тип – субвулканические, связанные с субвулканическими комплексами и глубинами 0,5–1,0 км; III тип – интрузивно-вулканические, гипабиссальные, с глубиной рудообразования 1,0–1,5 км. Образование крупных золоторудных жил он связывал с мощными зонами разгрузки гидротермальных вод. Исследователи также отмечают связь золотого оруденения с поствулканическими эпитегрмальными процессами, происходившими под воздействием высоко- и средне-температурных рудоносных растворов [14, 27].

В Моадийской вулканотектонической структуре, сложенной вулканогенными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами среднеосновного и среднего составов, в эоцене могли сформироваться мощные рудные тела на глубинах 1,0–1,5 км (третий тип, по В. Н. Котляру). Глубина эрозионного среза, составляющая (по предварительным расчётам) 0,7–1,2 км, является благоприятной для их вскрытия и возможного обнаружения.

**Геохимия пород эоценовой моадийской толщи и острогорского комплекса.** Для сравнения эоценовых моадийских и острогорских миоценовых вулканитов, широко распространённых в Немта-Гурском районе, слагающих верхнюю часть его разреза и родственных по петрографическим группам (базальтоиды и андезибазальты), были построены петрохимические диаграммы (рисунки 4–8) по данным таблиц 1, 2, 3. Усреднённый химический состав пород моадийской толщи, по [16], представлен в табл. 1, из которой видно, что он характерен для средних и средне-основных

Табл. 1. Химический состав проб моадийской толщи

| Компонент                      | 1      | 2     |
|--------------------------------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 59,37  | 54,36 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,92   | 0,94  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,08  | 18,39 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,71   | 4,45  |
| FeO                            | 2,62   | 1,62  |
| MnO                            | 0,14   | 0,13  |
| MgO                            | 2,95   | 2,42  |
| CaO                            | 5,64   | 4,76  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,80   | 4,07  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,51   | 4,06  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,43   | 0,38  |
| SO <sub>3</sub>                | 0,02   | 0,02  |
| CO <sub>2</sub>                | 0,00   | 2,69  |
| H <sub>2</sub> O               | 0,86   | 0,75  |
| Сумма (%)                      | 100,05 | 99,04 |

пород с повышенными показателями щёлочности и глинозёмистости.

Химический состав проб острогорского комплекса, по [22], представлен в табл. 2. Сравнивая данные двух таблиц, отметим, что моадийские вулканиты содержат на 2–3 % больше глинозёма (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и значительно большее количество оксида калия, чем острогорские. По данным таблиц 1 и 2 построены классификационные и вариационные диаграммы.

Классификационные диаграммы для пород моадийской толщи и острогорского комплекса (TAS-диаграммы) показаны на рис. 4, из которого видно, что образцы моадийской толщи представлены щелочными трахиандезитами и трахиандезибазальтами, а острогорского комплекса – андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, щелочными базальтами, базальтами.

Разделение вулканитов по содержаниям K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O [46] отражено на рис. 4, Б. На диаграмме фигуративные точки моадийской толщи попали в поле пород высококалиевой шошонит-

Табл. 2. Химический состав проб острогорского комплекса, по [22]

| Компонент                      | 1      | 2      | 3      | 4     | 5     | 6      | 7     | 8      | 9     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 53,30  | 51,06  | 46,25  | 46,92 | 48,7  | 52,54  | 50,51 | 44,95  | 52,4  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,66   | 1,49   | 2,39   | 1,82  | 2,01  | 2,24   | 2,11  | 2,09   | 2,3   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15,10  | 14,72  | 13,95  | 14,12 | 14,45 | 14,30  | 14,01 | 13,25  | 15,5  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,86   | 3,73   | 5,06   | 5,36  | 2,59  | 1,22   | 3,15  | 2,02   | 2,3   |
| FeO                            | 8,40   | 6,40   | 6,11   | 6,00  | 8,27  | 8,76   | 6,98  | 8,23   | 7,6   |
| MnO                            | 0,13   | 0,10   | 0,13   | 0,19  | 0,14  | 0,11   | 0,09  | 0,14   | 0,2   |
| MgO                            | 7,00   | 7,37   | 7,97   | 7,66  | 8,94  | 6,82   | 7,00  | 9,63   | 5,4   |
| CaO                            | 7,44   | 7,55   | 9,14   | 8,68  | 8,01  | 7,42   | 7,46  | 6,58   | 7,6   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,28   | 3,46   | 4,64   | 5,28  | 3,24  | 3,30   | 3,15  | 4,23   | 3,6   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,98   | 0,46   | 0,80   | 1,11  | 1,90  | 1,62   | 1,54  | 1,70   | 1,9   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,32   | 0,28   | 0,71   | 0,72  | 0,46  | 0,48   | 0,45  | 0,85   | 0,5   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 1,07   | 1,55   | 0,63   | 0,20  | 0,18  | 0,23   | 1,30  | 0,28   | 0,3   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1,80   | 2,16   | 2,75   | 1,87  | 0,95  | 0,97   | 1,95  | 6,24   | 0,8   |
| Сумма (%)                      | 102,34 | 100,33 | 100,53 | 99,93 | 99,84 | 100,01 | 99,70 | 100,19 | 100,3 |

Табл. 3. Микроэлементный состав проб моадийской толщи

| Эле-<br>мент | 1                   | 2                   | 3                    | Эле-<br>мент | 1                  | 2                  | 3                  |
|--------------|---------------------|---------------------|----------------------|--------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| Li           | 15,50/0,77          | 39,36/ <b>1,96</b>  | 19,24/0,96           | La           | 37,18/ <b>1,06</b> | 28,91/0,8          | 22,52/0,6          |
| Be           | 2,85/ <b>1,5</b>    | 0,69/0,38           | 0,75/0,41            | Ce           | 69,91/0,95         | 55,23/0,76         | 47,56/0,96         |
| B            | 13,75/0,9           | 2,49/0,16           | 14,85/0,99           | Pr           | 7,74/0,86          | 5,62/0,62          | 5,59/0,62          |
| P            | 1456,54/ <b>1,4</b> | 695,22/0,66         | 1653,19/ <b>1,56</b> | Nd           | 29,74/0,95         | 20,06/0,64         | 23,78/0,76         |
| Sc           | 12,11/0,8           | 9,04/0,6            | 28,63/ <b>1,9</b>    | Sm           | 5,67/0,63          | 3,16/0,35          | 5,20/0,57          |
| Ti           | 4513,69/0,82        | 7893,01/ <b>1,4</b> | 6925,06/ <b>1,25</b> | Eu           | 1,51/ <b>1,16</b>  | 0,64/0,49          | 1,57/ <b>1,2</b>   |
| V            | 140,97/0,94         | 185,56/ <b>1,23</b> | 345,90/ <b>2,3</b>   | Gd           | 5,78/0,77          | 3,09/0,41          | 5,71/0,76          |
| Cr           | 58,40/0,53          | 50,32/0,5           | 35,38/0,35           | Tb           | 0,71/0,88          | 0,37/0,46          | 0,77/0,96          |
| Mn           | 959,96/0,82         | 21,46/0,01          | 1566,35/ <b>1,36</b> | Dy           | 3,43/0,83          | 1,70/0,41          | 4,05/0,98          |
| Co           | 21,16/ <b>1,06</b>  | 8,60/0,43           | 36,31/ <b>1,81</b>   | Ho           | 0,66/0,66          | 0,30/0,3           | 0,81/0,8           |
| Ni           | 13,94/0,22          | 4,92/0,08           | 19,94/0,32           | Er           | 1,87/0,89          | 0,84/0,4           | 2,22/ <b>1,05</b>  |
| Cu           | 64,11/ <b>1,06</b>  | 13,51/0,22          | 86,85/ <b>1,45</b>   | Tm           | 0,26/0,65          | 0,11/0,27          | 0,32/0,8           |
| Zn           | 68,17/0,93          | 12,75/0,17          | 130,92/0,79          | Yb           | 1,67/0,69          | 0,74/0,3           | 1,93/0,8           |
| Ga           | 18,41/ <b>1,02</b>  | 26,18/ <b>1,45</b>  | 17,97/0,99           | Lu           | 0,25/0,31          | 0,11/0,13          | 0,29/0,36          |
| Ge           | 1,21/0,8            | 1,38/0,92           | 1,30/0,86            | Hf           | 3,25/ <b>1,08</b>  | 3,49/ <b>1,16</b>  | 2,33/0,77          |
| As           | 1,20/0,6            | 3,10/ <b>1,6</b>    | 5,44/ <b>2,8</b>     | Ta           | 1,39/ <b>1,39</b>  | 1,58/ <b>1,58</b>  | 0,47/0,47          |
| Rb           | 124,99/ <b>1,31</b> | 11,11/0,11          | 60,84/0,64           | W            | 34,55/ <b>28,8</b> | 34,63/ <b>28,8</b> | 19,43/ <b>16,2</b> |
| Sr           | 747,71/ <b>1,7</b>  | 336,14/0,76         | 683,29/ <b>1,55</b>  | Hg           | 1,56/ <b>39,0</b>  | 1,44/ <b>36,0</b>  | 0,96/ <b>24,0</b>  |
| Y            | 16,68/0,59          | 7,82/0,27           | 19,02/0,68           | Pb           | 9,64/0,6           | 2,70/0,17          | 3,79/0,23          |
| Zr           | 110,27/0,94         | 124,50/ <b>1,06</b> | 78,00/0,66           | Bi           | 0,001/0,01         | 0,001/0,01         | 0,001/0,01         |
| Nb           | 18,65/ <b>2,07</b>  | 24,36/ <b>2,7</b>   | 7,12/0,79            | Th           | 20,08/ <b>2,51</b> | 17,72/ <b>2,21</b> | 4,36/0,54          |
| Mo           | 2,08/ <b>2,08</b>   | 3,77/ <b>3,77</b>   | 3,97/ <b>3,97</b>    | U            | 5,93/ <b>2,96</b>  | 2,45/ <b>1,2</b>   | 0,75/0,37          |
| Ag           | 0,99/ <b>58,23</b>  | 0,68/ <b>40,0</b>   | 1,42/ <b>83,53</b>   | Ru           | 0,00001/н. д.      | 0,0004/н. д.       | 0,000001/н. д.     |
| Sn           | 1,24/0,49           | 1,92/0,77           | 1,10/0,44            | Rh           | 0,00005/н. д.      | 0,00003/н. д.      | 0,00003/н. д.      |
| Sb           | 0,32/ <b>1,6</b>    | 0,28/ <b>1,4</b>    | 0,08/0,4             | Pd           | 0,002/0,33         | 0,007/ <b>1,16</b> | 0,0009/0,14        |
| Te           | 0,001/0,5           | 0,001/0,5           | 0,001/0,5            | Ir           | 0,00006/н. д.      | 0,00026/н. д.      | 0,001/н. д.        |
| Cs           | 8,20/ <b>5,8</b>    | 0,58/0,4            | 5,57/ <b>3,97</b>    | Pt           | 0,001/0,15         | 0,002/0,33         | 0,003/0,41         |
| Ba           | 691,84/ <b>1,72</b> | 165,44/0,41         | 499,29/ <b>1,25</b>  | Au           | 0,06/ <b>12,0</b>  | 0,02/ <b>4,1</b>   | 2,57/ <b>513,8</b> |

*Примечание.* Анализы выполнены в ЦКП ХИАНЦ ИТиГ ДВО РАН методом ИСП-МС на приборе масс-спектрометре ICP-MS Elan 9000 (Канада); аналитики: Г. Ф. Золотухина, Т. В. Лавлинская, Н. В. Кожемяко; содержания элементов в г/т. В числителе – содержание элементов, в знаменателе – их кларк концентрации (Кк); н. д. – нет данных в Требованиях [34]. Выделены элементы с Кк > 1, Кк подсчитаны для пород среднего состава в соответствии с Требованиями [34].



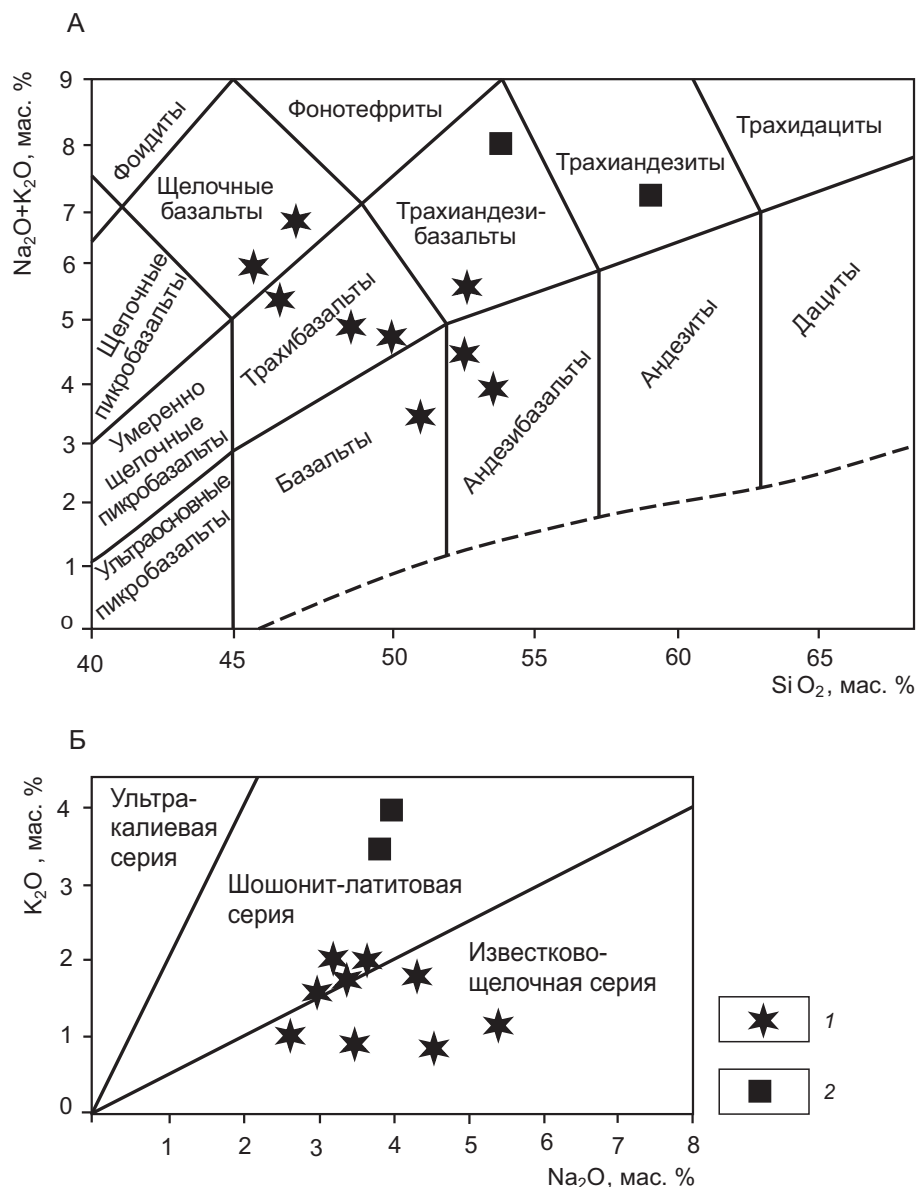


Рис. 4. Классификационные диаграммы для пород моадийской толщи и острогорского комплекса: А – TAS-диаграмма, по [23], Б – разделение пород по соотношениям оксидов калия и натрия ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ), границы, по [46]: 1 – острогорский комплекс; 2 – моадийская толща

латитовой серии, а фигуративные точки острогорского комплекса – преимущественно в поле пород известково-щелочной серии, лишь одна точка разместилась в поле пород шошонит-латитовой серии и две – на границе между ними. Из диаграммы видно, что в моадийских вулканитах оксида калия содержится в 2–3 раза выше, чем в острогорских. Это объясняется тем, что в поро-

дах острогорского комплекса отмечается преобладание средних и основных плагиоклазов (андезина, лабрадора, битовнита) и значительная примесь оливина. Вулканиты моадийской толщи, помимо средних и основных плагиоклазов (андезина и лабрадора), содержат также калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) и примесь кислых плагиоклазов (олигоклаза).

На рис. 5 показаны вариационные диаграммы для вулканитов моадийской толщи и острогорского комплекса. Острогорские вулканиты содержат в 2–3 раза больше оксида титана, на 2–4 % больше глинозёма, на 4–6 % больше железа и в 3 раза больше магния, чем моадийские, которые, в свою очередь, являются более высокоглинозёмистыми и значительно более высококалиевыми. Оксидов натрия, кальция и фосфора в двух группах вулканитов содержится примерно в равных количествах.

В табл. 3 представлен микроэлементный состав андезибазальтов моадийской толщи.

Наиболее высокие значения Кк, рассчитанные в соответствии с Требованиями [35], имеют серебро (40–83, содержание 0,7–1,4 г/т) и золото (4–513, содержание от 20,5 мг/т до 2,57 г/т, которое является промышленно интересным). Высокими и повышенными значениями Кк характеризуются также вольфрам (16–29, содержание 19,4–34,6 г/т) и ртуть (24–39, содержание 0,9–1,6 г/т). Эти данные обосновывают целесообразность дальнейших исследований моадийской толщи, направленных на поиски золотосеребряного оруденения.

Повышенные и относительно высокие Кк ( $> 2$ ) имеют Cs, Nb, Mo, Th, U, V, относящиеся в основном к литофильным крупноионным (Cs, Th, U) и высокочargedным (Nb) элементам. Содержаниями выше кларковых, но близкими к ним ( $K_k > 1$ ) обладают Li, P, Ti, Mn, Co, Cu, As, Rb, Sr, Sb, Eu, Zr, Hf, Ta. Это также преимущественно литофильные (Li, P, Mn, As) и некоторые крупноионные (Rb, Sr) и высокочargedные (Ti, Zr, Hf, Ta) элементы. Отношение La/Pb составляет 21:1, оно характерно для вулканитов среднего состава активных континентальных окраин [17]. Таким образом, моадийская толща обогащена многими литофильными, крупноионными и высокочargedными элементами.

По данным таблиц 2 и 3 построены спайдер-диаграммы для пород моадийской толщи (рис. 6) и острогорского комплекса (рис. 7).

Тренд распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) по отношению к хондриту у пород моадийской толщи представляет собой слабодифференцированную наклонную кривую с плавным понижением значений от лёгких редкоземельных элементов (LREE) к тяжёлым (HREE). Отмечается (см. рис. 6, А) небольшой европиевый минимум, отсутствующий у пород острогорского комплекса (см. рис. 7, А). Для обоих вулканических комплексов характерны низкие концентрации Но,

Er, Tm, Yb, Lu – тяжёлых HREE, но острогорские вулканиты заметно более обогащены HREE, чем моадийские.

Тренд распределения редких элементов по отношению к примитивной мантии у моадийских вулканитов представляет собой более дифференцированную кривую (см. рис. 6, Б) по сравнению с вулканитами острогорского комплекса (см. рис. 7, Б). Отмечаются максимумы литофильных крупноионных элементов – Cs, Rb, Ba, Th, U, легко выплавляемых из обогащённой ими магмы верхней коры [17].

В моадийских вулканитах (см. рис. 6, Б) отмечается цезиевый (Cs) максимум, в отличие от острогорских пород, где Cs, наоборот, представлен минимумом (см. рис. 7, Б). Отмечаются ниобиевый и танталовый минимумы. В острогорских вулканитах высокочargedные Ta и Nb представлены, наоборот, максимумами. Также в обоих комплексах отмечаются неярко выраженные максимумы Ba, Th, U, и Sr и минимумы тяжёлых HREE (см. рисунки 6, Б и 7, Б).

На рис. 8 представлены две геохимические диаграммы, позволяющие интерпретировать геодинамические обстановки пород моадийской толщи и острогорского комплекса. На диаграмме  $FeO^* - MgO$ , границы, по [36], фигуративные точки пород острогорского комплекса разместились в поле распространения базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), совмещённом наполовину с полем распространения базальтов океанических островов (OIB) (см. рис. 8, А). Фигуративные точки образцов моадийской толщи попали в поле вулканических дуг (IAB).

На рис. 8, Б представлена диаграмма Th/Ta–La/Yb, по [42], из которой видно, что фигуративные точки моадийских вулканитов размещаются внутри (одна точка) и вблизи поля базальтов вулканических дуг IAB, а базальтов острогорского комплекса – на границе и рядом с Гавайскими островами. При этом соотношения La/Yb примерно равны, а соотношения Th/Ta у пород моадийской толщи заметно выше, чем у базальтов острогорского комплекса (см. рис. 8, Б). Диаграммы не противоречат, а дополняют друг друга.

Таким образом, вулканиты двух сравниваемых комплексов пород различаются по щёлочности, калиевости, глинозёмистости, железистости и магнезиальности, при этом моадийская толща обогащена литофильными, крупноионными и высокочargedными элементами, а острогорские

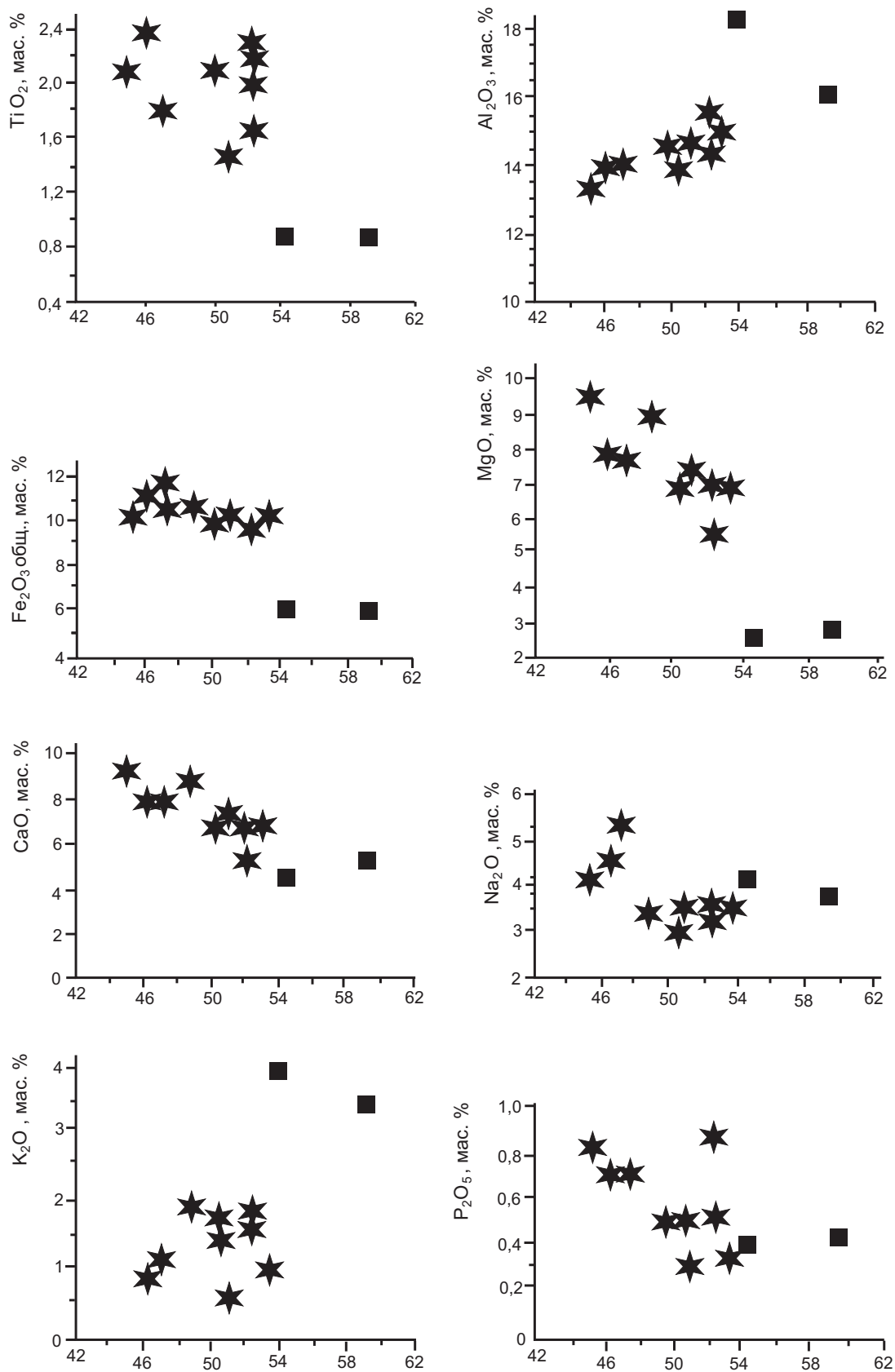


Рис. 5. Вариационные диаграммы для пород моадийской толщи и острогорского комплекса:  
см. услов. обозн. к рис. 4



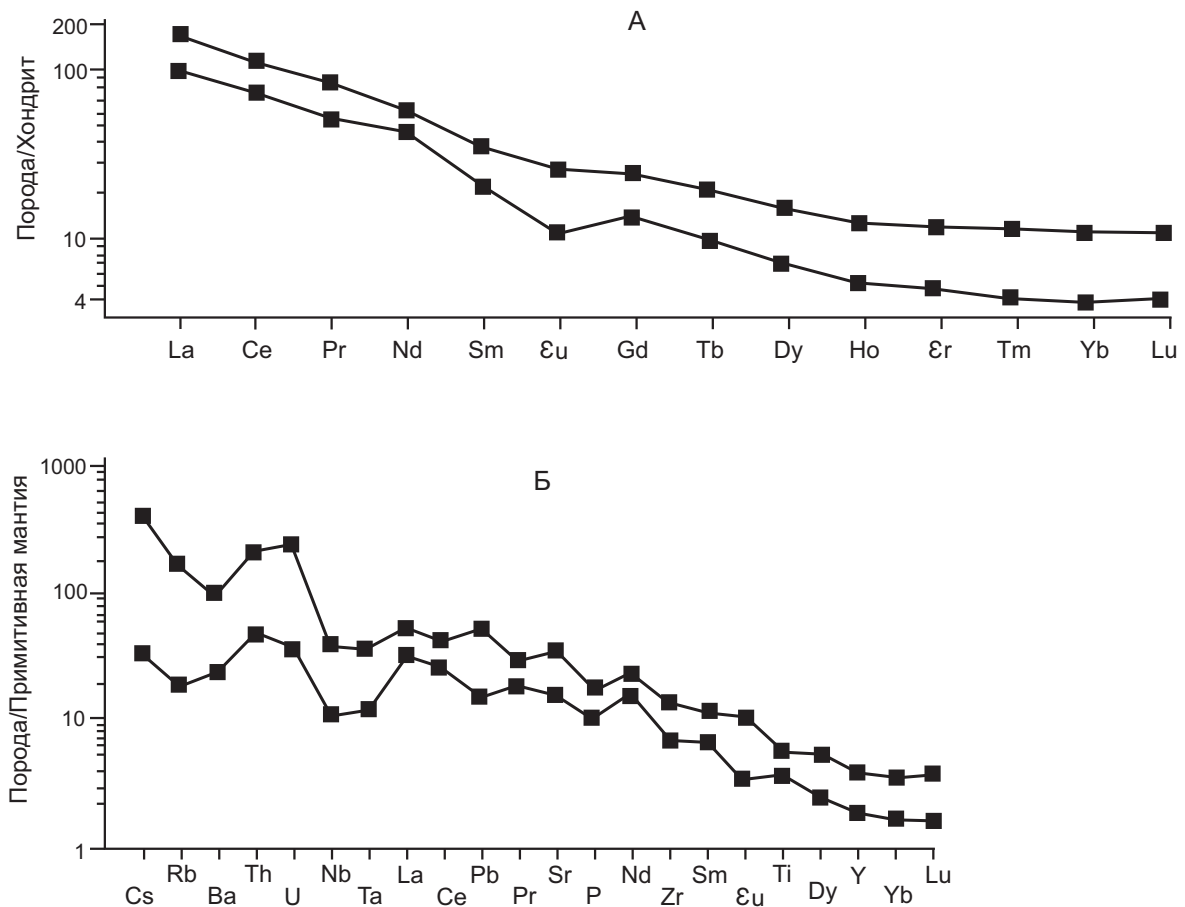


Рис. 6. Спайдер-диаграммы для пород моадийской толщи: А – Порода/Хондрит; Б – Порода/Примитивная мантия. Составы хондрита и примитивной мантии, по [45]

вулканыты более обогащены титаном, железом и магнием. Обе группы пород формировались в разных палеогеодинамических обстановках. Вулканыты моадийской толщи создавались в обстановке вулканических дуг активной континентальной окраины, что вполне допустимо для эоценовой эпохи развития Немта-Гурского золотоносного района. Вулканыты острогорского комплекса формировались в обстановке, схожей по составу пород с обстановками срединно-океанических хребтов и даже океанических островов. В принципе, геохимическая интерпретация диаграмм вовсе не является доказательством того, что вулканыты формировались именно в таких обстановках. Однако, по нашему мнению, резкие различия в количествах железа (на 4–6 %) и в отношениях Th/Ta (в 8 раз) указывают на то, что составы сравниваемых

групп вулканических пород имеют разные источники мантийного расплава.

**Заключение.** Немта-Гурский эоцен-миоценовый золотоносный район как часть молодого Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса сформировался в основном благодаря эоценовой, миоценовой и в меньшей степени плиоцен-четвертичной эпохам магматизма. В пределах этого района образовались Моадийская, Соолийская и Пихца-Мухенская золотоносные вулканотектонические структуры, сложенные преимущественно вулканытами эоценовой моадийской толщи и миоценового острогорского комплекса. Наиболее изученная Моадийская ВТС представляет собой интрузивно-вулканическую структуру, западное обрамление которой сложено эоценовыми андезибазальтами моадийской толщи, а центральная

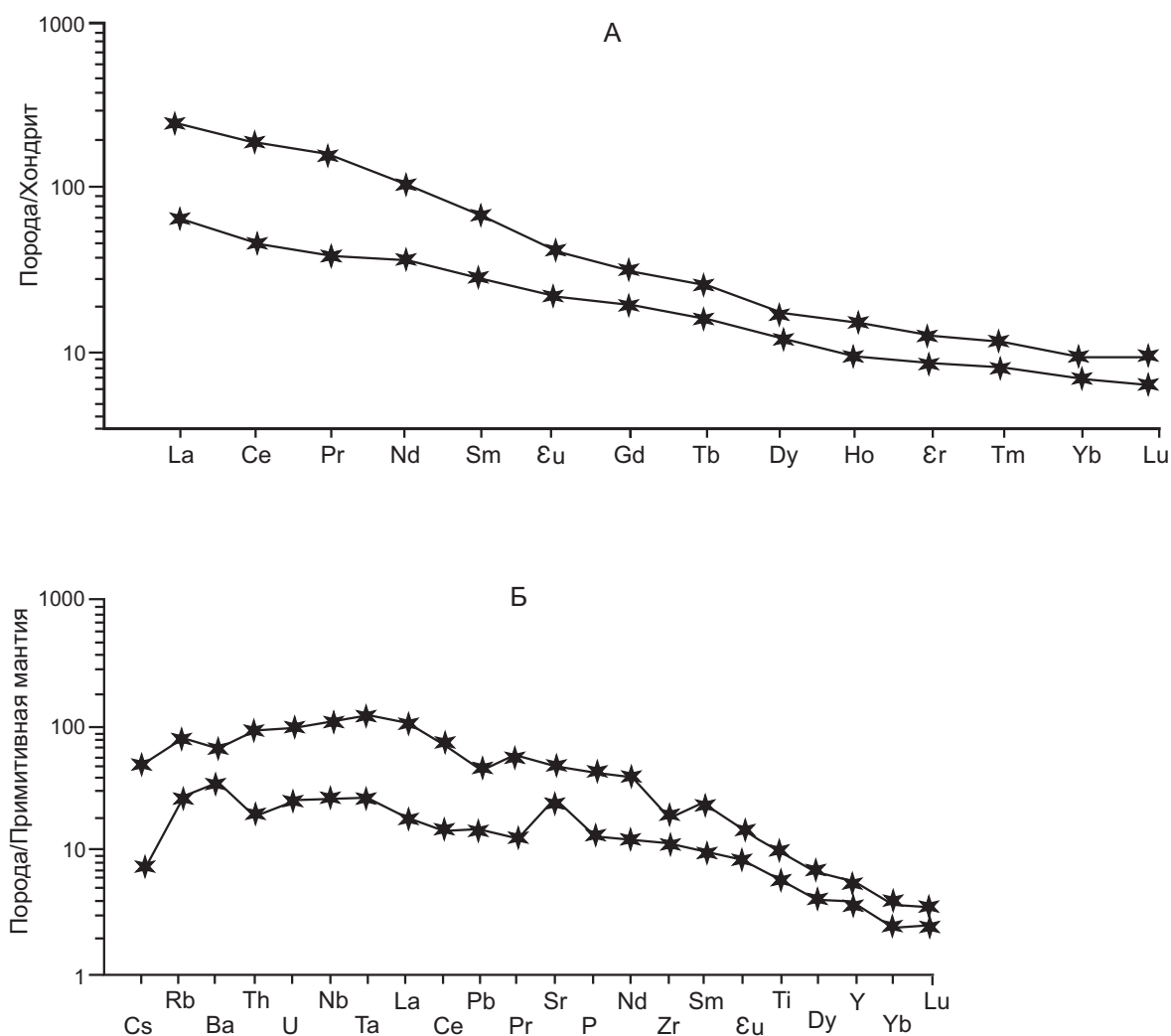


Рис. 7. Спайдер-диаграммы для пород острогорского комплекса [22]: А – Порода/Хондрит; Б – Порода/Примитивная мантия. Составы хондрита и примитивной мантии, по [45]

часть – гранодиоритовым интрузивом палеоценового аванского комплекса. Эрозионный срез Моадийской ВТС составляет, по предварительным расчётам, 0,7–1,2 км, а глубина такого среза является благоприятной для вскрытия предполагаемых зон рудной минерализации.

Казалось бы, несмотря на относительно близкий состав моадийских и острогорских вулканитов (базальтоиды и андезибазальты), слагающих верхнюю часть разреза Немта-Гурского золотоносного района, они имеют ряд значительных отличий. По химическому составу породы моадийской толщи относятся к трахиандезитам и трахиандезибазальтам высококалийевой шошо-

нит-латитовой серии, тогда как острогорские вулканиты – преимущественно к андезибазальтам и трахибазальтам. Первые характеризуются высокими показателями глинозёмистости, калиево-сти и щёлочности, обогащены литофильными, крупноионными и высокозарядными элементами, но они относительно низкотитанистые, низкомагнезиальные и менее железистые по сравнению с острогорскими вулканитами, обогащёнными железом, магнием, титаном.

Моадийская толща предположительно формировалась в палеогеодинамической обстановке вулканических дуг, что вполне допустимо для эоценовой эпохи развития Немта-Гурского района

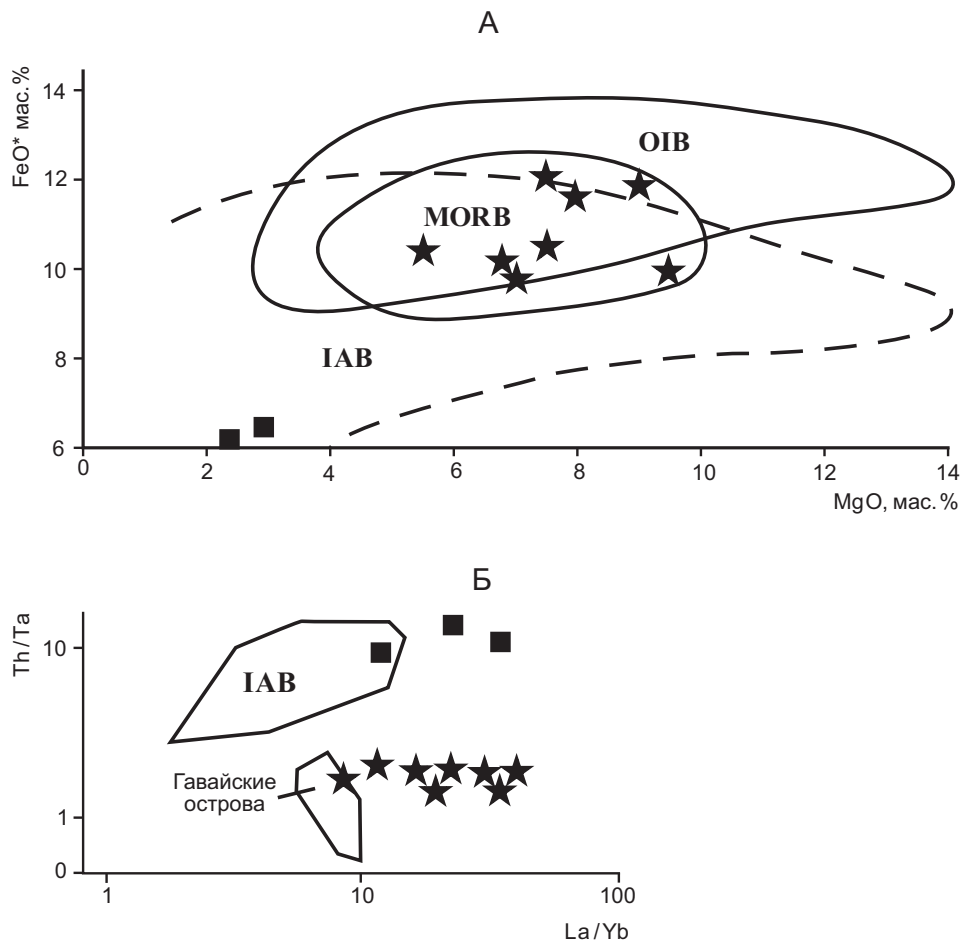


Рис. 8. Геохимические диаграммы для пород моадийской толщи и острогорского комплекса: А –  $\text{FeO}^*$ – $\text{MgO}$ , по [36]; Б –  $\text{Th}/\text{Ta}$ – $\text{La}/\text{Yb}$ , по [42]:

см. услов. обозн. к рис. 4

в составе молодого кайнозойского Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Вулкани-ты острогорского комплекса имеют состав, при-ближённый к составу пород срединно-океаниче-ских хребтов пород и даже океанических остро-вов, но построенные диаграммы ещё не доказы-вают, что они формировались именно в таких обстановках. Однако большие различия в коли-чествах железа (на 4–6 %) и в отношениях  $\text{Th}/\text{Ta}$  (в 8 раз) могут указывать на то, что составы срав-ниваемых вулканитов имеют разные источники мантийного расплава.

Важным результатом исследований моадий-ской толщи явились полученные положительные данные спектрального анализа проб. Во всех проанализированных пробах моадийской

толщи установлены повышенные и высокие концентрации (в г/т): серебра (до 1,4), золота (до 2,6), вольфрама (до 34,6), ртути (до 1,6) и, соответственно, их высокие кларки concentra-ций, указывающие на целесообразность более де-тального геохимического изучения моадийской толщи.

Благоприятные геологические, геохимические и палеогеодинамические факторы формирования вулканитов моадийской толщи указывают на пер-спективность изучения этой толщи в Немта-Гур-ском золотоносном районе, в первую очередь – на площади Моадийской ВТС. Особое внимание сле-дует уделить зоне контактов моадийской толщи с малыми интрузиями монцодиоритов позднеэце-нового левотормасинского комплекса.



Работа выполнена в рамках государственного задания ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 126020 216322-5).

Автор искренне благодарит рецензента, замечания и пожелания которого способствовали значительному улучшению качества статьи.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Г. И.* Минеральные ресурсы горнорудной промышленности Дальнего Востока. – М. : Горная книга, 2011. – 830 с.
2. *Ахметьев М. А., Ботылева М. П.* Неоген-четвертичные андезиты-базальты Восточного Сихотэ-Алиня // *Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.* – М. : Недра, 1971. – С. 13–47.
3. *Баскина В. А.* Поперечные пояса крупных месторождений в Японии и их связь с крупными трансформными разломами // *Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов.* – СПб., 1998. – С. 50–55.
4. *Буряк В. А., Бакулин Ю. И.* Металлогения золота. – Владивосток : Дальнаука, 1998. – 408 с.
5. *Васькин А. Ф., Дымович В. А., Атращенко А. Ф.* [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53. Объясн. записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 376 с.
6. *Вулканогенное оруденение на Дальнем Востоке.* – Владивосток : ДВНЦ, 1980. – 134 с.
7. *Гапеева Г. М.* Петрология неоген-четвертичных базальтоидов Северо-Западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса // *Петрология неоген-четвертичных базальтоидов СЗ сектора Тихоокеанского подвижного пояса.* – М. : Недра, 1971. – С. 126–146.
8. *Голозубов В. В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов СЗ обрамления Тихого океана. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 239 с.
9. *Дымович В. А.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013.
10. *Дымович В. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXX. Объясн. записка. – М. : Союзгеолфонд, 1987. – 111 с.
11. *Журнал «Добывающая промышленность»* [Электронный ресурс]. – URL: <https://dprom.online/> (дата обращения 02.06.2025).
12. *Иванов В. В.* Возраст Au-Ag месторождений Омогонского, Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Западно-Камчатского и Большеекурильского вулканогенных поясов Востока России: датирование  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  методом и этапность оруденения // *Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья.* – Благовещенск : АмурКНИИ, АмурНЦ ДВО РАН, 1997. – С. 21–22.
13. *Иванов В. В., Замбржицкий А. И., Молчанова Г. Б.* Особенности минералогии золото-висмут-теллурического оруденения Сихотэ-Алиня // *Современные проблемы металлогении.* – Ташкент, 2002. – С. 176–179.
14. *Кизай И. Н.* Проблемы гидротермального рудообразования. – М. : Макс Пресс, 2020. – 288 с.
15. *Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения // *Генезис гидротермальных рудных месторождений.* – М. : Недра, 1968. – С. 490–543.
16. *Кузьменко С. П.* Государственная геологическая СССР масштаба 1 : 200 000. Серии Хингано-Буреинская и Сихотэ-Алинская. Листы М-53-XXII (Харпи), М-53-XXIII (Болонь) М-53-XXIV (р. Манома). Объясн. записка. – М. : Союзгеолфонд, 1989.
17. *Кузьмин М. И., Корольков А. Т., Дриль С. И., Коваленко С. И.* Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении. – Иркутск : Изд. Иркутского ун-та, 2000. – 288 с.
18. *Лотина А. А.* Золото-висмут-теллурическая минерализация в коренных источниках и россыпях месторождения Болотистого, Хабаровский край: специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Анна Александровна Лотина. – Владивосток : ДВГИ, 2011. – 124 с.
19. *Мартынюк М. В., Васькин А. Ф., Вольский А. С.* [и др.] Геологическая карта Хабаровского края и

- Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. – Хабаровск : Госкомитет РСФСР по геологии и использованию недр, 1991. – 51 с.
20. *Металлогения Дальнего Востока* / сост. В. И. Сухов, Ю. И. Бакулин, Н. П. Лошак [и др.]. – Хабаровск, 2000. – 217 с.
  21. *Моисеенко В. Г., Эйриш Л. В.* Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток : Дальнаука, 1996. – 352 с.
  22. *Нугай Е. В.* Острогорский базальтоидный комплекс: геология, геохимия, возраст, геодинамика (Западный Сихотэ-Алинь) // Отечественная геология. – 2022. – № 6. – С. 17–33.
  23. *Петрографический кодекс России.* Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
  24. *Петрология* неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса / Под ред. Г. М. Гапеевой. – М. : Недра, 1971. – 148 с.
  25. *Рассказов С. В., Приходько В. С., Саранина Е. В.* Пространственно-временные вариации мантийных и коровых компонентов в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. – 2003. – Т. 22, № 3. – С. 3–27.
  26. *Руководство по рациональной методике поисков месторождений медных и полиметаллических руд в вулканогенно-интрузивных поясах* / Под ред. А. И. Кривцова. – М., 1984. – 167 с.
  27. *Синяков В. И.* Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. – Новосибирск : Наука, 1986. – 243 с.
  28. *Степаненко В. М., Замбржицкий А. И., Буряк В. А.* Новый золотоносный узел (Болотистый) в Западно-Сихотэалинском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов : Международная конфер. – Благовещенск : АмурКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 145–147.
  29. *Степанов Г. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-53-XXXV. Объясн. записка. – М. : ГНТИ, 1960. – 80 с.
  30. *Сухов В. И.* Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. – М. : Недра, 1975. – 112 с.
  31. *Сухов В. И., Бакулин Ю. И., Лошак Н. П.* Металлогения Дальнего Востока России. – Хабаровск : ДВИМС, 2000. – 217 с.
  32. *Сушкин Л. Б.* Геология и золотоносность Болотистого рудного поля (Западный Сихотэ-Алинь) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах : Тезисы докладов. – Екатеринбург : ИГиГ УрО РАН, 2007. – С. 176–180.
  33. *Сушкин Л. Б.* Особенности минерализации Хор-Ануйского водораздела (Сихотэ-Алинь, Хабаровский край) // Тектоника, глубинное строение и минерализация Востока России: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конф. 17–20 сентября 2013, г. Хабаровск / Отв. ред. А. Н. Диденко, Ю. Ф. Манилов. – Владивосток : Дальнаука, 2013. – С. 331–334.
  34. *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.* Объясн. записка к тектонической карте масштаба 1 : 1 500 000 / Под ред. Л. П. Карсакова. – Владивосток : ДВО РАН, 2005. – 264 с.
  35. *Требования к геохимической основе госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000.* – М., 2001.
  36. *Туркина О. М., Ножкин А. Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Прибайкалье) // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 501–526.
  37. *Фрейдин А. И., Богуславский И. С., Николаева Т. В.* Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист М-53-XVIII. Объясн. записка. – М. : Госгеолтехиздат, 1961. – 80 с.
  38. *Ханчук А. И., Иванов В. В.* Геодинамика Востока России в мезо-кайнозой и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. – Владивосток : Дальнаука, 1999. – С. 7–30.
  39. *Харитоновичев Г. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXIX. Объясн. записка. – М. : Союзгеолфонд, 1970. – 58 с.
  40. *Хомич В. Г.* Металлогения вулканоплутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. – Владивосток : Дальнаука, 1995. – 343 с.
  41. *Шаруева Л. И., Саутченкова Р. И., Макаров В. И., Роганов В. Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-54 (Николаевск-на-Амуре). Объясн. Записка / Гл. ред. В. Г. Роганов; отв. ред. О. И. Супруненко. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 496 с.
  42. *Condie K. C.* Sources of Proterozoic mafic dyce swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios // Precamb. Res. – 1997. – V. 81. – P. 3–14.
  43. *Ishihara S.* Metallogenesis in the Japanese island arc system // Geol. Soc. London. – 1978. – 135. – P. 389–406.
  44. *Ishihara S., Shibata K., Uchiumi S.* K-Ar ages of ore deposits related to Cretaceous-Paleocene granitoids // Bull. Geol. Surv. Japan. – 1988. – 39. – P. 81–94.
  45. *MacDonough, Sun S. S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. – 1995. – V. 120, Is. 3–4. – P. 223–253.
  46. *Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P.,*

Deng W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of

the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrol. – 1996. – V. 37. – P. 45–71.

## REFERENCES

1. Arkhipov G. I. Mineral'nyye resursy gornorudnoy promyshlennosti Dal'nego Vostoka [Mineral resources of the mining industry of the Far East], Moscow, Gornaya kniga publ., 2011, 830 p. (In Russ.)
2. Akhmet'yev M. A., Botyleva M. P. Neogen-chetvertichnyye andezito-bazal'ty Vostochnogo Sikhote-Alinya [Neogene-Quaternary andesite-basalts of the Eastern Sikhote-Alin], Petrologiya neogen-chevertichnykh bazal'toidov severo-zapadnogo sektora Tikhookeanskogo podvizhnogo poyasa, Moscow, Nedra publ., 1971, pp. 13–47. (In Russ.)
3. Baskina V. A. Poperechnyye poyasa krupnykh mestorozhdeniy v Yaponii i ikh svyaz' s krupnymi transformnymi razlomami [Transverse belts of large deposits in Japan and their connection with large transform faults], Krupnyye i unikal'nyye mestorozhdeniya redkikh i blagorodnykh metallov, St. Petersburg, 1998, pp. 50–55. (In Russ.)
4. Buryak V. A., Bakulin Yu. I. Metallogeniya zolota [Metallogeny of gold], Vladivostok, Dal'nauka publ., 1998, 408 p. (In Russ.)
5. Vas'kin A. F., Dymovich V. A., Atrashenko A. F. [et al.] Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Dal'nevostochnaya. List M-53. Ob'yasn. Zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Far Eastern Series. Sheet M-53. Explanatory note], St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2009, 376 p. (In Russ.)
6. Vulkanogennoye orudneniye na Dal'nem Vostoke [Volcanogenic mineralization in the Far East], Vladivostok, DVNTS publ., 1980, 134 p. (In Russ.)
7. Gapeyeva G. M. Petrologiya neogen-chetvertichnykh bazal'toidov Severo-Zapadnogo sektora Tikhookeanskogo podvizhnogo poyasa [Petrology of Neogene-Quaternary basaltoids of the Northwestern sector of the Pacific mobile belt], Petrologiya neogen-chevertichnykh bazal'toidov SZ sektora Tikhookeanskogo podvizhnogo poyasa, Moscow, Nedra publ., 1971, pp. 126–146. (In Russ.)
8. Golozubov V. V. Tektonika yurskikh i nizhnemelovykh kompleksov SZ obramleniya Tikhogo okeana [Tectonics of the Jurassic and Lower Cretaceous complexes of the northwest Pacific Ocean], Vladivostok, Dal'nauka publ., 2006, 239 p. (In Russ.)
9. Dymovich V. A. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1 : 1 000 000. Seriya Sikhote-Alinskaya. List M-54 [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Sikhote-Alin Series. Sheet M-54], St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2013. (In Russ.)
10. Dymovich V. A. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Sikhote-Alinskaya. List M-53-XXX. Ob'yasn. Zapiska [State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000. Sikhote-Alin Series. Sheet M-53-XXX. Explanatory note], Moscow, Soyuzgeolfond publ., 1987, 111 p. (In Russ.)
11. Zhurnal "Dobyvayushchaya promyshlennost" [Mining Industry Magazine], URL: <https://dprom.online/>
12. Ivanov V. V. Vozrast Au-Ag mestorozhdeniy Omolonskogo, Okhotsko-Chukotskogo, Vostochno-Sikhote-Alinskogo, Zapadno-Kamchatskogo i Bol'shekuril'skogo vulkanogennykh poyasov Vostoka Rossii: datirovaniye  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  metodom i etapnost' orudneniya [Age of Au-Ag deposits of the Omolon, Okhotsk-Chukotka, East Sikhote-Alin, West Kamchatka and Bolshekuril volcanogenic belts of Eastern Russia: dating by the  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  method and stages of mineralization], Geologiya, mineralogiya, geokhimiya i problemy rudoobrazovaniya Priamur'ya, Blagoveshchensk, AmurKNII, AmurNTS DVO RAN publ., 1997, pp. 21–22. (In Russ.)
13. Ivanov V. V., Zambrzhitskiy A. I., Molchanova G. B. Osobennosti mineralogii zoloto-vismut-tellurovogo orudneniya Sikhote-Alinya [Features of the mineralogy of gold-bismuth-tellurium mineralization of Sikhote-Alin], Sovremennyye problemy metallogenii, Tashkent, 2002, pp. 176–179. (In Russ.)
14. Kigay I. N. Problemy gidrotermal'nogo rudoobrazovaniya [Problems of hydrothermal ore formation], Moscow, Maks Press publ., 2020, 288 p. (In Russ.)
15. Kotlyar V. N. Vulkanogennyye gidrotermal'nyye mestorozhdeniya [Volcanogenic hydrothermal deposits], Genezis gidrotermal'nykh rudnykh mestorozhdeniy, Moscow, Nedra publ., 1968, pp. 490–543. (In Russ.)
16. Kuz'menko S. P. Gosudarstvennaya geologicheskaya SSSR masshtaba 1 : 200 000. Serii Khingano-Bureinskaya i Sikhote-Alinskaya. Listy M-53-XXII (Kharpi), M-53-XXIII (Bolon') M-53-XXIV (r. Manoma). Ob'yasn. Zapiska [State Geological Survey of the USSR, scale 1:200,000. Khingan-Bureya and Sikhote-



- te-Alin Series. Sheets M-53-XXII (Kharpi), M-53-XXIII (Bologna), M-53-XXIV (Manoma River). Explanatory note], Moscow, Soyuzgeolfond publ., 1989. (In Russ.)
17. *Kuz'min M. I., Korol'kov A. T., Dril' S. I., Kovalenko S. I.* Istoricheskaya geologiya s osnovami tektoniki plit i metallogenii [Historical geology with the basics of plate tectonics and metallogeny], Irkutsk, Irkut. un-t. publ., 2000, 288 p. (In Russ.)
  18. *Lotina A. A.* Zoloto-vismut-tellurovaya mineralizatsiya v korennykh istochnikakh i rossypyakh mestorozhdeniya Bolotistogo, Khabarovskiy kray [Gold-bismuth-tellurium mineralization in primary sources and placers of the Bolotistoye deposit, Khabarovsk Krai], Vladivostok, DVGI publ., 2011. 124 p. (In Russ.)
  19. *Martynyuk M. V., Vas'kin A. F., Vol'skiy A. S.* [et al.] Geologicheskaya karta Khabarovskogo kraia i Amurskoy oblasti. Masshtab 1 : 2 500 000. Ob'yasnitel'naya zapiska [Geological map of Khabarovsk Krai and Amur Oblast. Scale 1:2,500,000. Explanatory note], Khabarovsk, Goskomitet RSFSR po geologii i ispol'zovaniyu neдр, 1991, 51 p. (In Russ.)
  20. *Metallogeniya Dal'nego Vostoka* [Metallogeny of the Far East], V. I. Sukhov, Yu. I. Bakulin, N. P. Loshak [et al.], Khabarovsk, 2000, 217 p. (In Russ.)
  21. *Moiseyenko V. G., Eyrish L. V.* Zolotorudnyye mestorozhdeniya Vostoka Rossii [Gold ore deposits of the East of Russia], Vladivostok, Dal'nauka publ., 1996, 352 p. (In Russ.)
  22. *Nigay Ye. V.* Ostrogorskiy bazal'toidnyy kompleks: geologiya, geokhimiya, vozrast, geodinamika (Zapadnyy Sikhote-Alin') [Ostrogorsk basaltoid complex: geology, geochemistry, age, geodynamics (Western Sikhote-Alin)], Otechestvennaya geologiya, 2022, No. 6, pp. 17–33. (In Russ.)
  23. *Petrograficheskiy kodeks Rossii.* Magmaticheskiye, metamorficheskiye, metasomaticheskiye, impaktnyye obrazovaniya [Petrographic Code of Russia. Igneous, metamorphic, metasomatic, and impact formations], St. Petersburg, VSEGEI publ., 2009, 200 p. (In Russ.)
  24. *Petrologiya neogen-chevertichnykh bazal'toidov severo-zapadnogo sektora Tikhookeanskogo podvizhnogo poyasa* [Petrology of Neogene-Quaternary basaltoids of the northwestern sector of the Pacific mobile belt], G. M. Gapeyeva, Moscow, Nedra publ., 1971, 148 p. (In Russ.)
  25. *Rasskazov S. V., Prihod'ko V. S., Saranina Ye. V.* Prostranstvenno-vremennyye variatsii mantiynykh i korovykh komponentov v pozdnekaynozoysskikh vulkanicheskikh porodakh Sredneamurskoy vpadiny [Spatio-temporal variations of mantle and crustal components in late Cenozoic volcanic rocks of the Middle Amur Basin], Tikhookean. geologiya, 2003, V. 22, No. 3, pp. 3–27. (In Russ.)
  26. *Rukovodstvo po ratsional'noy metodike poiskov mestorozhdeniy mednykh i polimetallicheskikh rud v vulkanogenno-intruzivnykh poyasakh* [Guide to a rational methodology for prospecting for copper and polymetallic ore deposits in volcanogenic-intrusive belts], A. I. Krivtsov, Moscow, 1984, 167 p. (In Russ.)
  27. *Sinyakov V. I.* Obshchiye rudogeneticheskiye modeli endogennykh mestorozhdeniy [General ore genetic models of endogenous deposits], Novosibirsk, Nauka publ., 1986, 243 p. (In Russ.)
  28. *Stepanenko V. M., Zambrzhitskiy A. I., Buryak V. A.* Novyy zolotonosnyy uzel (Bolotistyy) v Zapadno-Sikhotealinskom poyase – pokazatel' razvitiya molodogo (eotsenovogo) plutonogenno zolotogo orudneniya rossypeobrazuyushchey formatsii v etom poyase [New gold-bearing cluster (Bolotisty) in the West Sikhote-Alin belt – an indicator of the development of young (Eocene) plutogenic gold mineralization of the placer-forming formation in this belt], Blagoveshchensk, AmurKNII DVO RAN publ., 2001, pp. 145–147. (In Russ.)
  29. *Stepanov G. I.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. List M-53-XXXV. Ob'yasn. Zapiska [Geological map of the USSR, scale 1:200,000. Sheet M-53-XXXV. Explanatory note], Moscow, GNTI publ., 1960, 80 p. (In Russ.)
  30. *Sukhov V. I.* Vulkanogennyye formatsii yuga Dal'nego Vostoka [Volcanogenic formations of the southern Far East], Moscow, Nedra publ., 1975, 112 p. (In Russ.)
  31. *Sukhov V. I., Bakulin Yu. I., Loshak N. P.* Metallogeniya Dal'nego Vostoka Rossii [Metallogeny of the Russian Far East], Khabarovsk, DVIMS publ., 2000, 217 p. (In Russ.)
  32. *Sushkin L. B.* Geologiya i zolotonosnost' Bolotistogo rudnogo polya (Zapadnyy Sikhote-Alin') [Geology and gold-bearing capacity of the Bolotisty ore field (Western Sikhote-Alin)], Endogennoye orudneniye v podvizhnykh poyasakh, Tezisy dokladov, Yekaterinburg, IGIG UrO RAN publ., 2007, pp. 176–180. (In Russ.)
  33. *Sushkin L. B.* Osobennosti mineragenii Khor-Anyuyskogo vodorazdela (Sikhote-Alin', Khabarovskiy kray) [Minerageny of the Khor-Anyui Watershed (Sikhote-Alin, Khabarovsk Krai)], Vladivostok, Dal'nauka publ., 2013, pp. 331–334. (In Russ.)
  34. *Tektonika, glubinnoye stroyeniye, metallogeniya oblasti sochleneniya Tsentral'no-Aziatskogo i Tikhookeanskogo poyasov.* Ob'yasn. zapiska k tektonicheskoy karte masshtaba 1 : 1 500 000 [Tectonics, deep structure, and metallogeny of the junction region of the Central Asian and Pacific belts. Explanatory note to the tectonic map at a scale of 1:1,500,000], L. P. Karsakov, Vladivostok, DVO RAN publ., 2005, 264 p. (In Russ.)
  35. *Trebovaniya k geokhimicheskoy osnove gosgeolkarty RF masshtaba 1 : 1 000 000* [Requirements for the geochemical basis of the state geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000], Moscow, 2001. (In Russ.)

36. *Turkina O. M., Nozhkin A. D.* Okeanicheskiye i riftogennyye metavulkanicheskiye assotsiatsii zeleno-kamennykh poyasov severo-zapadnoy chasti Sharyzhalgayskogo vystupa (Pribaykal'ye) [Oceanic and riftogenic metavolcanic associations of greenstone belts of the northwestern part of the Sharyzhalgai ledge (Baikal region)], *Petrologiya*, 2008, V. 16, No. 5, pp. 501–526. (In Russ.)
37. *Freydin A. I., Boguslavskiy I. S., Nikolayeva T. V.* Geologicheskaya karta masshtaba 1 : 200 000. List M-53-XVIII. Ob'yasn. Zapiska [Geological map at a scale of 1:200,000. Sheet M-53-XVIII. Explanatory note], Moscow, Gosgeoltekhizdat publ., 1961, 80 p. (In Russ.)
38. *Khanchuk A. I., Ivanov V. V.* Geodinamika Vostoka Rossii v mezo-kaynozoye i zolotoye orudneniye [Geodynamics of the East of Russia in the Mesozoic-Cenozoic and gold mineralization], *Geodinamika i metallogeniya*, Vladivostok, Dal'nauka publ., 1999, pp. 7–30. (In Russ.)
39. *Kharitonychev G. I.* Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1 : 200 000. Seriya Sikhote-Alinskaya. List M-53-XXIX. Ob'yasn. Zapiska [Geological map of the USSR, scale 1:200,000. Sikhote-Alin Series. Sheet M-53-XXIX. Explanatory note], Moscow, Soyuzgeol-fond publ., 1970, 58 p. (In Russ.)
40. *Khomich V. G.* Metallogeniya vulkanoplutonicheskikh poyasov severnogo zvena Aziatsko-Tikhookeanskoy megazonoy vzaimodeystviya [Metallogeny of volcano-plutonic belts of the northern link of the Asian-Pacific interaction megazone], Vladivostok, Dal'nauka publ., 1995, 343 p. (In Russ.)
41. *Sharuyeva L. I., Sautchenkova R. I., Makar V. I., Roganov V. G.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (3-ye pokoleniye). Seriya Dal'nevostochnaya. List N-54 (Nikolayevsk-na-Amure). Ob'yasn. Zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (3rd generation). Far Eastern Series. Sheet N-54 (Nikolaevsk-on-Amur). Explanatory Note], St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI publ., 2016, 496 p.
42. *Condie K. C.* Sources of Proterozoic mafic dyce swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios, *Precamb. Res.*, 1997, V. 81, pp. 3–14.
43. *Ishihara S.* Metallogenesis in the Japanese island arc system, *Geol. Soc. London*, 1978, 135, pp. 389–406.
44. *Ishihara S., Shibata K., Uchiumi S.* K-Ar ages of ore deposits related to Cretaceous-Paleocene granitoids, *Bull. Geol. Surv. Japan*, 1988, 39, pp. 81–94.
45. *MacDonough, Sun S. S.* The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, 1995, V. 120, Is. 3–4, pp. 223–253.
46. *Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W.* Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts, *J. Petrol.*, 1996, V. 37, pp. 45–71.

Статья поступила в редакцию 02.03.26; одобрена после рецензирования 19.05.26; принята к публикации 19.05.26.  
The article was submitted 02.03.26; approved after reviewing 19.05.26; accepted for publication 19.05.26.

## Юбилей Татьяны Петровны Кузнецовой



**Татьяна Петровна Кузнецова**, ведущий научный сотрудник отдела цветных металлов 25 июня 2026 г. отметила свой юбилей.

Татьяна Петровна окончила с отличием Московский Государственный Университет им. М. В. Ломоносова по специальности геолог-геохимик в 1969 г. и была направлена на работу в ЦНИГРИ.

Первой её работой стало участие в изучении колчеданно-свинцово-цинкового месторождения Озёрное в Бурятии, где Т. П. Кузнецова детально описывала вещественный состав руд. Впоследствии она начала заниматься исследованием колчеданно-полиметаллического месторождения Холоднинское. По результатам этих работ в 1978 г. Татьяна Петровна защитила диссертацию на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук по теме «Минеральный состав и вопросы генезиса колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского месторождения».

К этому времени Т. П. Кузнецова уже сформировалась как высококвалифицированный специалист в области геологии, минералогии и методов поисков колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений. Её исследования вошли в методические рекомендации по комплексированию работ на колчеданно-полиметаллическое оруденение в докембрийских комплексах,

а также в многочисленные публикации и выступления на конференциях.

В различные годы Татьяна Петровна изучала вещественный состав руд и занималась разработкой минералогических критериев поисков полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья (Нойон-Тологой, Талман, Кодак, Акатуевское, Воздвиженское, Михайловское), Енисейского края (Горевское) и других районов России.

Много лет Татьяна Петровна руководила работой музея ЦНИГРИ «Руды благородных, цветных металлов и алмазов». Её деятельность заключалась в постоянном пополнении научных коллекций новыми образцами, их минералого-геохимическом изучении, формировании основной и тематических экспозиций музея. В 2018 г. при активном участии Т. П. Кузнецовой состоялось торжественное открытие новой, расширенной экспозиции геолого-минералогического музея ЦНИГРИ, где были существенно расширены экспозиции по основным геолого-промышленным типам месторождений золота, платины, меди, свинца, цинка, никеля, алмазов и др.

В разные годы Татьяна Петровна выполняла большую научно-организационную работу, являлась членом международной группы по исследованию и сохранению минерального разнообразия Земли («Софийская инициатива 2000»), а также принимала участие в подготовке проектных предложений в программу геологического изучения недр и оценки минеральных ресурсов территории Российской Федерации.

Т. П. Кузнецова – автор почти ста научных трудов, неоднократно принимала участие и выступала с докладами на российских и международных конференциях.

Татьяна Петровна Кузнецова награждена знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр», почётными грамотами Минприроды России и ФГБУ «ЦНИГРИ», а также Музея «Земля и люди» в Болгарии.

Сердечно поздравляем Татьяну Петровну с юбилеем, от всей души желаем здоровья, благополучия, новых творческих успехов.

*Дирекция ФГБУ «ЦНИГРИ»  
Учёный совет ФГБУ «ЦНИГРИ»  
Редколлегия журнала*



## Памяти Бориса Игоревича Беневольского

Борис Игоревич Беневольский был уникальным специалистом, совместившим значительный опыт полевых исследований и многолетней аналитической работы в Министерстве геологии СССР, экспертом высочайшего уровня в области геолого-экономического мониторинга и конъюнктуры минерального сырья. В числе важнейших достижений Бориса Игоревича – создание методических основ для актуализации стратегии развития отечественной геологоразведочной отрасли на рубеже XX и XXI веков.

По окончании МГУ в 1958 г. он работал в Геологическом управлении «Севостгеология» в Центрально-Колымском районе и за четырнадцать лет прошёл путь от горного мастера партии до главного инженера экспедиции, которая вела поиски коренных и разведку россыпных месторождений золота. При непосредственном участии Б. И. Беневольского разведаны крупные россыпи верховья р. Колыма (Валунный, Болотный и др.).

С 1972 по 1989 гг. Борис Игоревич Беневольский работал в Министерстве геологии СССР главным специалистом по алмазам и благородным металлам, внося огромный вклад в открытие и промышленную оценку многих коренных и россыпных месторождений золота (Олимпиадинское, Дукатское, Кубакинское, Покровское, Мужиевское, Большой Канимансур и др.). При его участии разработаны эффективные государственные программы ГРП в перспективных районах, в результате которых создана одна из крупнейших в мире минерально-сырьевых баз золото- и серебродобывающей промышленности России и стран СНГ, обеспечивавшая в начале XXI века стабильную высокую добычу золота и серебра с дальнейшей перспективой её увеличения.

В 1989 году Б. И. Беневольский перешёл на работу в ЦНИГРИ, где при его активном участии была разработана средне-долгосрочная государственная программа развития минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности, создана концепция национальной минерально-сырьевой безопасности, написаны монографии «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия», «Золото России», «Проблемы использования и воспроизводства МСБ», создан комплект карт золотонос-



17 мая 2026 года ушёл из жизни заслуженный деятель науки Российской Федерации, Почётный разведчик недр, доктор геолого-минералогических наук **Борис Игоревич Беневольский**.

ности федеральных округов и субъектов Российской Федерации. В трудах Б. И. Беневольского и его соавторов обоснована идеология государственной стратегии по развитию сырьевой базы золотодобычи, её использованию и воспроизводству, стабилизации добычи золота.

В начале 1990-х годов Борис Игоревич совместно с другими учёными института занимался разработкой, обоснованием, а в дальнейшем и внедрением системы мониторинга использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых как управляющей и регулирующей основы развития отечественной сырьевой базы, созданием единой информационной системы «Минерально-сырьевые ресурсы России».

В этот же период Борис Игоревич много внимания уделял проблеме создания правовой основы системы недропользования, участвовал в составе экспертных групп Государственной Думы в разработке проектов законов о недрах, соглашения о разделе продукции, драгоценных металлах и драгоценных камнях и др. По результатам этих работ коллективом авторов подготовлены специализи-

рованные словари-справочники, дающие определения новой терминологии.

Под руководством и при участии Б. И. Беневоляского проведена геолого-экономическая оценка и разработка ТЭО промышленного освоения месторождений цветных и благородных металлов (Озерновского, Каменского, Покровского, Павловского, Сейнавского узла, Федоровой тундры и др.), актуализированы классификации запасов и прогнозных ресурсов ТПИ и стадийности геологоразведочных работ в части их адаптации к международному регламенту, впервые в отечественной геологии разработана и успешно внедрена система кадастрового учёта прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых.

В течение многих лет Б. И. Беневоляский являлся заместителем председателя секции Учёного совета ЦНИГРИ, председателем секции конъюнктуры минерального сырья Межведомственного экспертного научно-методического совета МПР России по геологии алмазов, благородных и цветных металлов, членом секции россыпей Межведомственного комитета по рудообразованию и металлогении РАН, главным научным экспертом МПР России по благородным металлам, членом

комиссии ГКЗ, членом редколлегии научно-технических журналов «Руды и металлы», «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление». Он – автор ста пятидесяти научных трудов, в том числе десяти монографий.

Многолетняя и плодотворная деятельность Б. И. Беневоляского высоко оценена государством и геологическим сообществом России. Борис Игоревич Беневоляский – лауреат премии Правительства РФ в области науки и техники и премии имени А. Н. Косыгина, действительный член Академии горных наук и Международной академии информатизации. В 2015 г. решением правления Ассоциации Геологических Организаций он награждён нагрудным знаком «Звезда геолога» № 2.

Борис Игоревич пользовался заслуженным уважением друзей и коллег. Щедро делился с окружающими, особенно молодыми специалистами, своим профессиональным опытом, был внимателен к сотрудникам, требовательным к себе и окружающим. Таким Борис Игоревич останется в памяти всех, кто его знал.

*Дирекция, профком, Совет ветеранов и коллеги  
ФГБУ «ЦНИГРИ»*



## Правила оформления и рецензирования статей, представляемых в журнал «Отечественная геология»

1. Статья должна соответствовать тематике журнала. 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, имени, отчества, учёной степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.
3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований.
4. Объём статьи не должен превышать 25 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, рисунки.
5. Для набора математических формул и символов рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Физические величины и единицы измерения должны соответствовать принятым в Международной системе единиц СИ. Все сокращения и аббревиатуры, за исключением общеупотребительных, расшифровываются при первом упоминании. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «елочки».
6. Рисунки и другие графические материалы (не более 15) 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, PDF, 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.
7. Таблицы должны иметь названия, набираться без сокращения слов (размер шрифта 10, межстрочный интервал 1,0). Максимальный размер таблицы 23 × 16 см.
8. Список литературы даётся 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.
9. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.
10. Статьи, превышающие установленный объём или не отвечающие данным правилам, возвращаются автору.
11. Авторы, в соответствии со статьей 9 Федерального закона от 27.07.2006 № 152-ФЗ "О персональных данных", направляя материалы в редакцию, дают согласие на обработку и использование персональных данных (ФИО, адрес электронной почты, место работы), необходимых для подготовки статей к публикации, для выпуска журнала и размещения его в открытом доступе в сети Интернет. Плата за публикацию с авторов (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя её в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет». Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.