

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 4 / 2017

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

Главные редакторы: С.А.Аксенов
А.И.Иванов

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

Бюро

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, А.И.Жамойда,
А.К.Корсаков, А.А.Кременецкий, В.С.Круподеров,
М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин,
Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Редсовет

Содержание

МИНЕРАГЕНИЯ

Иванов А.И.

Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции 3

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Арифулов Ч.Х., Кряжев С.Г., Арсентьева И.В., Имамендинова М.А., Цымбалюк Н.В.

Золотоносные литолого-стратиграфические уровни и условия локализации прожилково-вкрапленных руд в Хакчанском и Верхне-Хатыннах-Олботском рудных узлах (Магаданская область) 24

Лихачев А.П.

Условия образования магнетита и его рудных скоплений 44

Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сергеев С.Н.

Геологическое строение и состав ультрамафитов Аккаргинско-Буруктаьского района (Южный Урал) 54

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Конкин В.Д., Иванов А.И., Котельников Е.Е., Васюков В.Е., Захаров И.О.

К методике оценки прогнозных ресурсов рудного золота в углеродистых карбонатно-терригенных отложениях Бодайбинского рудного района 64

Иванов А.И., Агеев Ю.Л., Конкин В.Д.

К оценке достоверности бороздowego опробования жильно-прожилковых рудных зон с крупным золотом на примере Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район) 81

Вишняков А.К., Смычник А.Д., Панов В.Д.,

Вафина М.С., Рахматулина Ю.Ш.

Строение и условия образования калийно-магниевого солей центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна 90

ДИСКУССИИ

Барышев А.Н.

Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии 98

Лурье М.А.

Металлоносность нефтей, генетический аспект ... 109

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

80-летие Евгения Михайловича Аксенова 115

Памяти Георгия Владимировича Ручкина

Редакция: *Т.М.Панеско, А.З.Добросердов*
Компьютерная верстка *А.В.Кондратьев*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 11.08.2017

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

Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology

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

Типография ФГУП ЦНИГРИ

Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции

А.И.ИВАНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Обосновано на фактическом материале проявление зонального метаморфизма углеродистых карбонатно-терригенных отложений Байкало-Патомской металлогенической провинции на каждом этапе коллизионной эпохи развития региона – линейного складкообразования, гранито-гнейсового куполообразования (регионального зонального метаморфизма) и гранитоидного магматизма. Выявлено, что рудноподготовительные (формирование золотоносных рудоконтролирующих зон железомagneзиальной карбонатизации) и рудные процессы (с концентрированием золота) протекают в *PT*-условиях «зоны хлорита». Показана необходимость учета условий метаморфических преобразований пород при прогнозировании золотого оруденения.

Ключевые слова: коллизионная эпоха, этапы метаморфизма, метаморфизм линейного складкообразования, региональный метаморфизм, сингранитный метаморфизм, зоны складчато-разрывных деформаций, флюидная проницаемость, линейные отрицательные магнитные аномалии, зоны буропатизации, метаморфическая зональность, золотое оруденение.

Иванов Анатолий Иннокентьевич



a.ivanov@tsnigri.ru

The role played by metamorphic transformation conditions of carbonaceous carbonate-terrigenous deposits for gold mineralization formation at various stages of collisional epoch of Baikal-Patom metallogenic province development

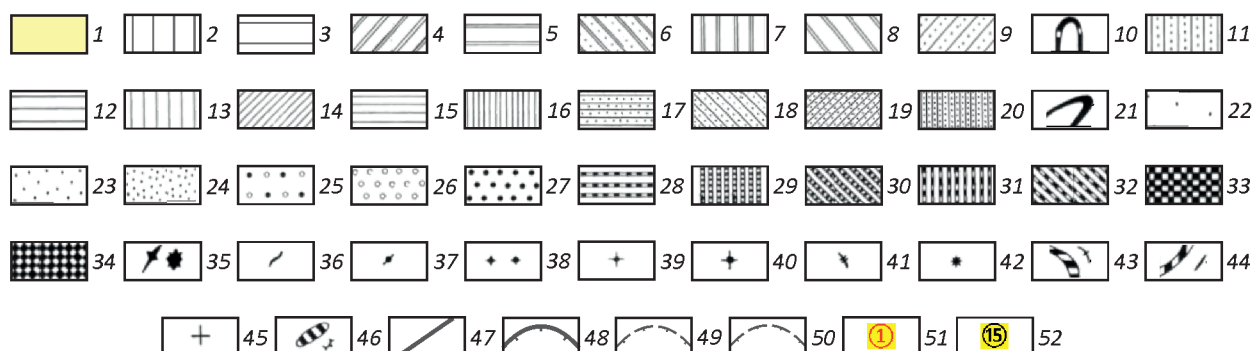
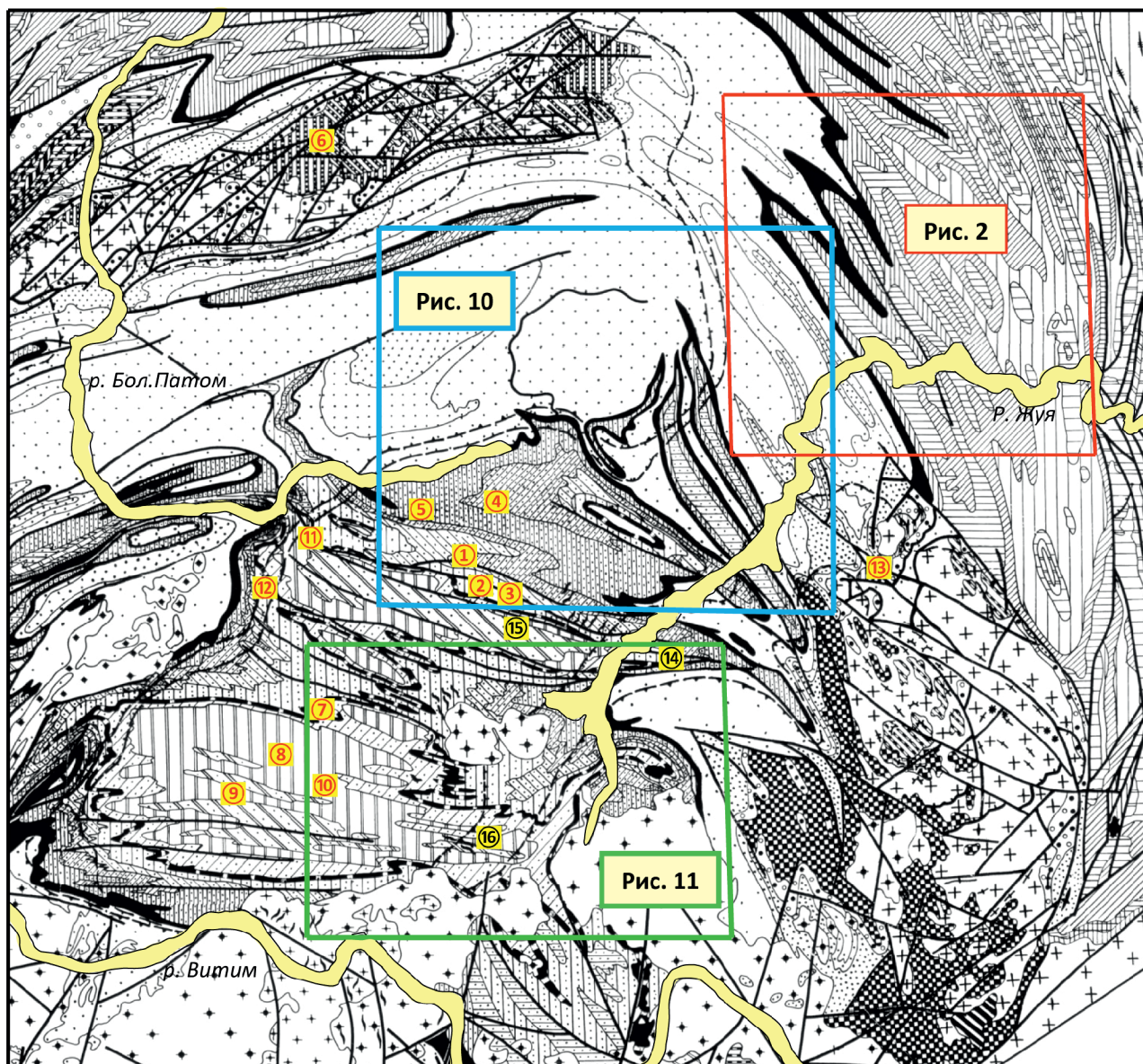
A.I.IVANOV

Factual proof is presented for zonal metamorphism of carbonaceous carbonate-terrigenous deposits of Baikal-Patom metallogenic province at each stage of collisional epoch of the regions's development – linear fold formation, granite-gneiss dome formation (regional zonal metamorphism) and granitoid magmatism. It is found that premineral (formation of gold-bearing ore-controlling zones of ferromagnesian carbonatization) and mineralization processes (including gold concentration) occur in *PT* conditions of the «chlorite zone». It is necessary to take into account the conditions of metamorphic rock transformations in forecasting of gold mineralization.

Key words: collisional epoch, metamorphism stages, metamorphism of linear fold formation, regional metamorphism, syngranite metamorphism, zones of fold-rupture deformations, fluid permeability, linear negative magnetic anomalies, brown spathization zones, metamorphic zoning, gold mineralization.

Наибольшей золотоносностью в Байкало-Патомской металлогенической провинции (БППр) характеризуется ее северо-восточная часть, где почти 170 лет эксплуатируются россыпные месторождения золота, и к настоящему времени установлено более десяти золоторудных месторождений (рис. 1). Геологическая структура региона сформировалась в основном в течение рифейско-палеозойского тектономагматического цикла [13]: рифейско-вендские осадки, накопившиеся в окра-

инно-континентальных условиях на синклинальном раннепротерозойском основании, в венде-верхнем палеозое в коллизионную эпоху были преобразованы в течение трех последовательных этапов – линейной складчатости, гранито-гнейсового куполообразования и регионального метаморфизма, аллохтонного гранитообразования [13, 22, 32, 37 и др.]. С рифейско-позднепалеозойским тектономагматическим циклом связано образование большей части полезных ископаемых в пределах БППр [13].



Длительность и многоэтапность формирования геологической структуры региона сами по себе предполагают многоэтапность и метаморфических преобразований пород. Она установлена ранее рядом исследователей [13, 14, 22, 33, 34, 37], хотя общей точки

зрения как на количество этапов метаморфизма, так и на его роль в формировании золотого оруденения вырабатано не было.

Л.И.Салоп [33] выделял два самостоятельных метаморфических этапа: к первому относил ранние мета-

Рис.1. Геологическая карта центральной части Байкало-Патомской металлогенической провинции:

отложения: 1 – четвертичные, 2–3 – кембрий: 2 – средний–верхний, 3 – нижний, 4–11 – венд: 4–5 – внешней зоны нагорья, свиты: 4 – тинновская и нохтуйская, 5 – жербинская, 6–11 – бодайбинская серия, свиты: 6 – илигирская, 7 – догалдынская, 8 – аунакитская, вачская, анангская объединенные, 9 – анангская, 10 – вачская, 11 – аунакитская, 12–13 – жуинская серия, свиты: 12 – ченчинская, 13 – никольская; 14–16 – дальнетайгинская серия, свиты: 14 – валюхтинская, 15 – баракунская, 16 – джемкуканская; 17–20 – ныгринская серия, свиты: 17 – хомолхинская и имняхская объединенные, 18 – имняхская, 19 – хомолхинская, 20 – бужуихтинская и угаханская объединенные; 21–24 – балаганахская серия, свиты: 21 – бодайбокская (внутренняя зона) и мариинская (внешняя зона), 22 – бугарихтинская, 23 – хайвергинская, 24 – хорлухтахская; 25–27 – нижний рифей, свиты: 25 – пурпольская и медвежьевская объединенные, 26 – медвежьевская, 27 – пурпольская; 28–32 – нижне-протерозойские свиты: 28 – туюканская, 29 – михайловская, 30 – албазинская, 31 – ходоканская, 32 – илинакская свиты; 33–34 – архей: 33 – олонгдинская и 34 – чуйская свиты; 35–46 – *интрузивные комплексы*: 35 – алданский, 36 – кадали-бутуинский, 37 – аглан-янский, 38 – мамский и конкудеро-мамаканский объединенные; 39–40 – конкудеро-мамаканский, фазы: 39 – вторая, 40 – первая; 41 – доросский, 42 – язовский, 43 – чайский, 44 – туюканский, 45 – чуйско-нечерский, 46 – тепраканский; *разломы*: 47 – крутопадающие, 48 – пологопадающие; *изограды*: 49 – биотита (бергштрихи направлены в сторону усиления метаморфизма), 50 – граната; 51 – золоторудные месторождения (1 – Сухой Лог, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Высочайшее, 5 – Угахан, 6 – Чертово Корято, 7 – Красное, 8 – Догалдынская жила, 9 – Кавказ, 10 – Копыловское, 11 – Ожерелье, 12 – Ыканское, 13 – Ходоканское); 52 – рудопоявления в пределах рудных полей Светловского (14), Атырканского (15), Макалакского (16); показаны контуры рисунков 2, 10, 11

соматические явления – пиритизацию и железомagneзиальную карбонатизацию, во второй этап объединял процессы регионального и контактового метаморфизма. Он также выделил четыре зоны прогрессивного регионального метаморфизма: неметаморфизованных пород; начального метаморфизма; метаморфических сланцев (хлорит-серицитовая субфация фации зеленых сланцев); кристаллических сланцев (от биотитовой субфации фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации). Л.И.Салоп считал, что граниты являются крайними продуктами ультраметаморфического процесса, а «реоморфизованные массы, поднимаясь из глубоких зон тектогена, несут с собой в высокие структурные этажи большой запас энергии, который постепенно отдают вмещающим породам, оказывая на них контактовое воздействие» [33, с. 185]. Такой метаморфизм, характеризующийся постепенными переходами его региональной и контактовой составляющих, Л.И.Салоп предложил называть «ареально-контактовым». Им впервые в регионе описаны гранито-гнейсовые купола, сформированные при региональном метаморфизме и деформирующие линейные складки [36].

Л.И.Салоп рассмотрел и роль метаморфизма в формировании золоторудной минерализации, связав первичную золотоносность с генетически связанными близко-одновременными эпигенетическими гидротермальными процессами – пиритизацией и железомagneзиальной карбонатизацией терригенных пород. Он привел фактические данные о более позднем образовании порфиروبластов сидерита относительно сланцеватости [33, с. 171] и их метаморфических преобразованиях при региональном зональном метаморфизме [33, с. 176]. Данные факты послужили доказательством дорегионально-метаморфического возраста золотоносных пиритизированных пород. По мнению Л.И.Салопа, при региональном зональном метаморфизме этих золотоносных пород в связи с переходом пирита

в пирротин в условиях зоны биотита образуется значительное количество сульфата окиси железа, нагретый раствор которого растворял тонкодисперсное золото и мигрировал из зон высокого метаморфизма во внешние зоны метаморфического ореола, где и переотлагал уже крупное золото преимущественно в углеродистых или известковистых сланцах. Эти сланцы и становились рудными источниками крупного золота для россыпей, так как, по мнению ученого, «кварцевые жилы отсутствуют или же так редки, а золото в них находится в таком незначительном количестве, что связывать с ними широко распространенные и богатые россыпные месторождения просто невероятно» [33, с. 192]. Хотя данная гипотеза формирования рудных источников россыпей при региональном зональном метаморфизме не подтверждается современными материалами, как и не может быть поддержана точка зрения об отнесении метасоматических процессов пиритизации и железомagneзиальной карбонатизации терригенных пород к проявлениям метаморфизма, огромной заслугой Л.И.Салопа можно считать два выдвинутых им положения: формирование «первично-золотоносных» пород обусловлено проявлением генетически связанных процессов – железомagneзиальной карбонатизации и пиритизации терригенных пород; эти процессы и, соответственно, «первичная золотоносность» имеют дорегионально-метаморфический возраст.

В.А.Буряк [2–5] относил золотое оруденение района к метаморфогенно-гидротермальному типу. По его мнению, формирование структуры региона обусловлено длительно развивавшимися (со стадии седиментации) гранито-гнейсовыми куполами с областями гранитизации в центральных частях, обусловившими формирование линейной складчатости в межкупольных прогибах и проявление зонального регионально-го метаморфизма. Согласно точке зрения В.А.Буряка, золото мобилизовывалось из пород при гранитизации

с накоплением в палингеном расплаве, из которого с метаморфогенными гидротермами мигрировало из зон высокого метаморфизма в зону их разгрузки – зеленосланцевую фацию. Вместе с золотом выносились сера, мышьяк, уран, уголекислота, вода, что обуславливало интенсивный магнезиально-железистый карбонатный метасоматоз и сульфидообразование. Осаждение золота происходило в структурных ловушках (с учетом литолого-стратиграфических факторов). В.А.Буряк считал, что гранитоиды орогенного («батолитового») этапа были пострудными. Как будет показано ниже, данная точка зрения не соответствует полученным в последние десятилетия фактическим данным.

В результате многолетних исследований геологи ЦНИГРИ под руководством Ю.П.Казакевич [22] выделили пять последовательных этапов метаморфических преобразований: ранний метаморфизм; проявление уголекислого и сернистого метасоматоза (буропатизация и сульфидизация); метаморфизм с образованием кристаллических сланцев вплоть до формирования гранит-пегматитов; диафорические преобразования кристаллических сланцев и контактовый метаморфизм в связи с формированием гранитных массивов тельмамского и конкудеро-мамаканского комплексов. К раннему метаморфизму ими отнесено формирование хлорита и мусковита на додеформационной стадии (по-видимому, предполагался метаморфизм «погружения» еще в стадии преобразования осадка). Вслед за Л.И.Салопом геологами ЦНИГРИ к метаморфическим процессам были отнесены железомagneзиальная карбонатизация и сульфидизация, предшествовавшие формированию кристаллических сланцев (собственно региональному зональному метаморфизму). В качестве самостоятельного четвертого этапа выделен диафорический, заключающийся в низкотемпературных преобразованиях высокометаморфизованных пород и установленный на локальных участках. Пятый этап контактового метаморфизма с формированием роговиков проявился в экзоконтактах гранитных интрузий, прорывающих слабометаморфизованные породы (Константиновский и Джедоккарский массивы). С уголекислым метасоматозом связывалось формирование незолотоносных кварцевых жил, а интенсивное золотое оруденение связывали с посторогенным этапом развития региона и гранитоидами конкудеро-мамаканского (тельмамского) комплекса. При этом к нему относили в основном гранитоиды зон слабого метаморфизма, в результате чего перспективными на выявление золоторудных месторождений также считались только области развития слабометаморфизованных пород. Этими исследователями в целом верно намечена последовательность процессов, хотя отнесение метасоматических процессов пиритизации и железомagneзиальной карбонатизации терригенных пород к проявлениям метаморфизма представляется некорректным.

В 1970–1980-х гг. на территории региона проводились интенсивные планомерные геолого-съемочные, тематические и поисковые работы, обобщение и анализ материалов которых позволили уточнить вышеприведенные представления предшествующих исследований по этапности формирования геологической структуры от эпохи осадконакопления до коллизионной эпохи, включающей этапы линейной складчатости, гранито-гнейсового куполообразования и регионального метаморфизма, «батолитового» гранитообразования [13–17, 20, 32, 38 и др.]. Этими исследованиями также обоснована полигенность и полихронность золотого оруденения.

Автором настоящей статьи при изучении истории формирования геологической структуры региона выделено три этапа проявления метаморфизма: синхронный линейной складчатости, региональный (гранито-гнейсового куполообразования) и сингранитный (завершающего этапа формирования месторождений золота) [13–17]. Проявление «раннего метаморфизма», как отмечала Ю.П.Казакевич [22], хотя и соответствует мнению ряда исследователей [24], что метаморфические преобразования углеродистых терригенных и карбонатно-терригенных осадков начинаются еще в стадию осадконакопления при их погружении на глубины свыше 7 км (при температуре более 190°C), фактическим материалом не обосновываются в связи с проявлением более позднего и более интенсивного метаморфизма коллизионной эпохи развития складчатой области.

Метаморфизм, синхронный линейной складчатости, восстанавливается по участию метаморфических минералов в образовании кливажа осевой поверхности линейных складок, который обусловлен субпараллельной ориентировкой чешуек пластинчатых минералов – хлорита, мусковита, серицита и др. [9, 13–15, 18, 29, 30 и др.]. Соответственно, **минеральный парагенезис, формирующий кливаж осевой поверхности, фиксирует РТ-условия этого этапа.**

В северо-восточной части региона (рис. 2, А) по мере приближения в восточном направлении к окраине складчатой области (и, соответственно, к Сибирской платформе) сквозной (то есть развитой во всех литологических разностях пород) кливаж осевой поверхности линейных складок сменяется селективным кливажем (рис. 3), сформировавшимся только в глинистых породах [13–15]. При этом меняется и состав минералов, образующих кливажную анизотропию – хлорит и мусковит сменяется хлорит-гидрослюдистым агрегатом.

Первая ассоциация соответствует низкотемпературной части («зона хлорита») зеленосланцевой фации, вторая – пренит-пумпеллиитовой фации, характеризующейся, по В.А.Глебовицкому и др. [8], распространением метатерригенных аспидных (хлорит-гидрослюдистых) сланцев. Одновременно, как видно на рис. 2, Б, изменяются и магнитные свойства пород на уровне земной поверхности: область развития хлорит-мусковитового парагенезиса характеризуется развитием



Рис. 2. Геологическая карта (А) и карта магнитного поля ΔT (Б) северо-восточной части Байкало-Патомской металлогенической провинции:

1 – отрицательные аномалии поля ΔT ; 2 – положительные аномалии поля ΔT ; 3 – граница на уровне денудационного среза зон развития хлорит-мусковитового (с моноклинным магнитным пирротин) и хлорит-гидрослюдистого (с гексагональным немагнитным пирротин?) минеральных парагенезисов, формирующих кливаж осевой поверхности линейных складок; показаны места фотографий для рис. 3; остальные услов. обозн. см. на рис. 1

линейных субсогласных простиранию пород отрицательных аномалий магнитного поля, тогда как область развития хлорит-гидрослюдистого парагенезиса – спокойным недифференцированным магнитным полем. Граница магнитных полей в общем совпадает с достаточно резким «уступом» зеркала линейных складок амплитудой более 2 км [15], то есть наряду с тенденцией уменьшения степени синскладчатого метаморфизма по направлению к платформе очевидно относительно резкое снижение уровня синскладчатого метаморфизма в породах на уровне земной поверхности за счет увеличения глубины залегания раннепротерозойского фундамента и, соответственно, вскрытия на уровне денудационного среза более молодых и менее метаморфизованных отложений.

Отрицательные аномалии магнитного поля локализуются чаще в зонах разломов (зоны складчато-разрывных деформаций – ЗСРД), характеризующихся повышенной деформированностью пород и представляющих собой зоны синскладчатого расщепления и, как следствие, зоны повышенной флюидной проницаемости.

Как показали исследования автора и его коллег в районе золоторудного месторождения Сухой Лог (рис. 4, скв. 17) и других частях БППр [13, 16], в пределах площадей развития пород, метаморфизованных в PT -условиях «зоны хлорита» зеленосланцевой фации, на участках со слабо дифференцированным магнитным полем формируется сквозной кливаж осевой поверхности, образованный параллельной ориентировкой пластинок хлорита, мусковита, а также уплощенных (деформированных) в процессе складкообразования зерен кварца (рис. 5).

Изучение керна скважин, пробуренных в пределах линейных отрицательных магнитных аномалий (см. рис. 4, скв. 306) показало, что они приурочены к интенсивно деформированным породам в зонах складчато-разрывных деформаций (расщепления), сформированных в процессе линейного складкообразования [13]. Здесь в «плоскости» кливажа осевой поверхности («усиленного» за счет позднескладчатой активизации в зонах расщепления) сформировались пластинчатые порфиобласты моноклинного магнитного пирротина (рис. 6, А–Б). Именно одинаковая ориентировка пластинок пирротина и их однотипная намагниченность объясняет природу отрицательных линейных аномалий магнитного поля. При изучении минерального состава пород в скважине 306 в шлифах установлено, что кливаж осевой поверхности образован мусковитом и биотитом, в плоскости которого сформированы линзовидные порфиобласты пирротина (см. рис. 6, В). Таким образом, отрицательные аномалии магнитного поля фиксируют синскладчатые зоны расщепления, характеризующиеся более высокими, относительно окружающих территорий («зона хлорита»), температурами флюидов (условия «зоны биотита» зеленосланцевой фации) в связи с их повышенной флюидопро-

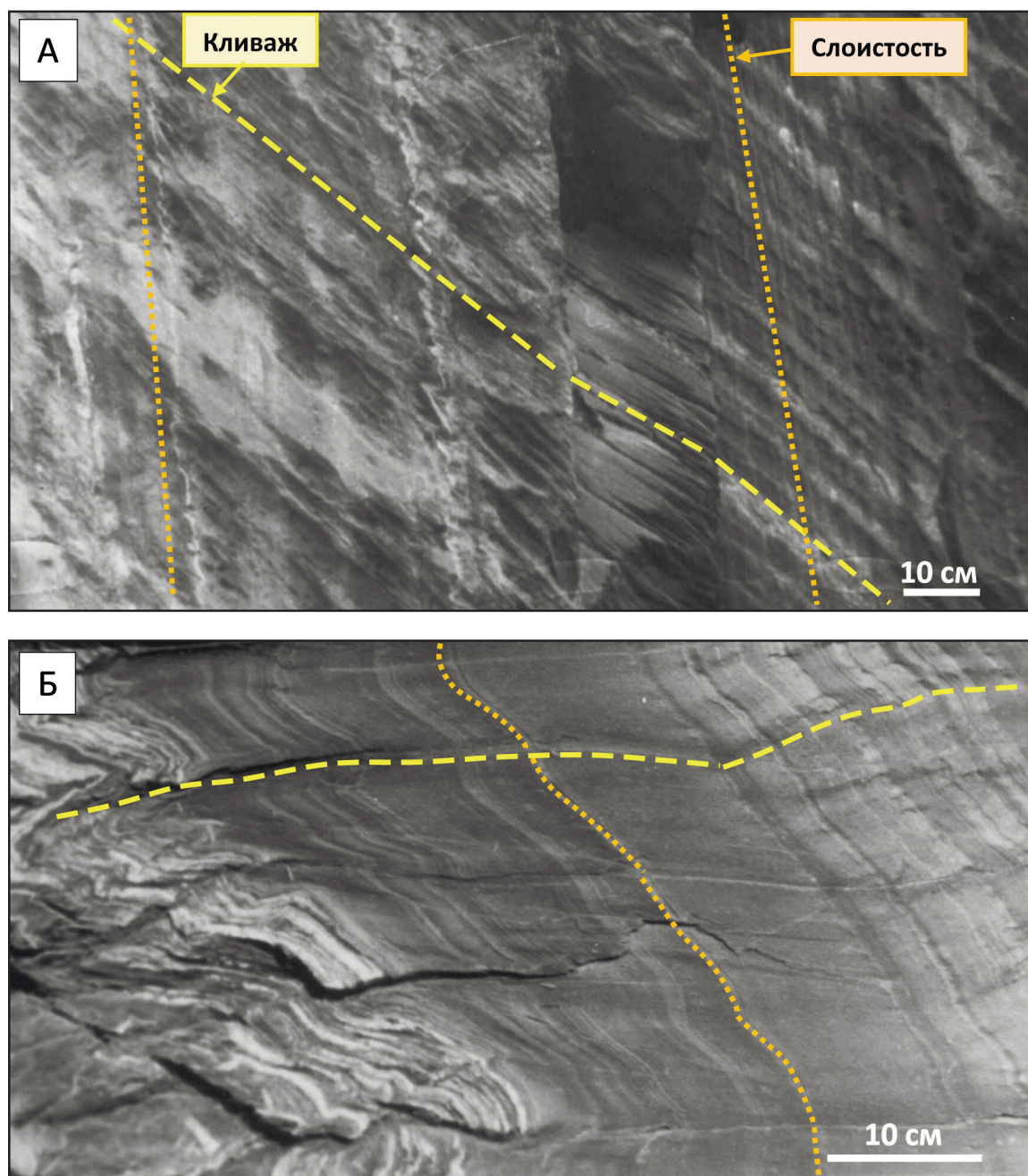


Рис. 3. Характер проявления кливажа осевой поверхности линейных складок, сформированного в условиях пренит-пумпеллиитовой фазии синскладчатого метаморфизма субпараллельной ориентировкой чешуек хлорита, гидрослюда:

А – сквозной кливаж в тонкопереслаивающихся глинистых сланцах и алевросланцах валухтинской свиты; видно преломление (рефракция) кливажа в разных слоях и сложная мелкая складчатость изгиба без формирования кливажа относительно «жесткого» слоя алевропесчаника (селективный кливаж); Б – селективный кливаж в пласте переслаивания известняков (светлые слойки), мергелей и известковистых глинистых сланцев; видна дискретность его проявления в относительно более «жестких» слоях и рефракция

ничаемостью [23 и др.]. Это обстоятельство объясняет формирование пирротин-мусковит-биотитового парагенезиса, формирующего кливажную анизотропию (рис. 6, В). Таким образом, метаморфизм, синхронный

линейной складчатости, в центральных частях региона достигал уровня «зоны биотита» зеленосланцевой фазии и в целом был зональным. Эта зональность во многом контролировалась температурой синскладча-

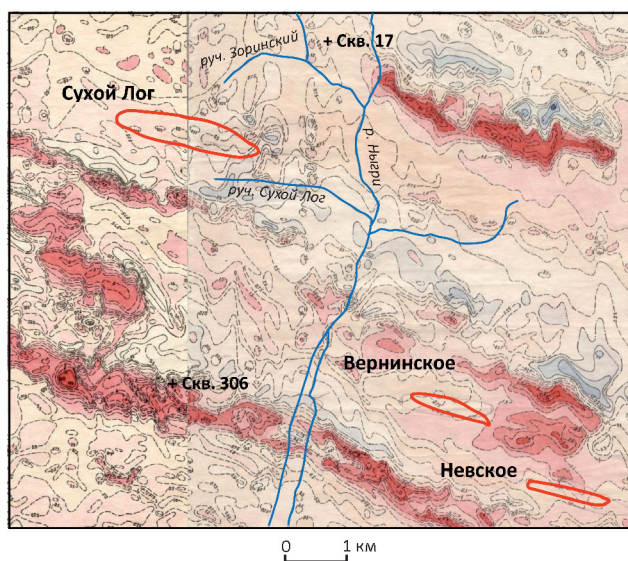


Рис. 4. Положение золоторудных месторождений Сухой Лог, Вернинское и Невское на карте магнитного поля:

красным цветом обведены контуры рудных зон на уровне земной поверхности; показано расположение скважин для рисунков 5 и 6; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

тых флюидных систем, и изограда биотита «затекала» вверх по разрезу по наиболее флюидопроницаемым зонам рассланцевания.

Количество пирротина в породах обычно не превышает 3–5%. Источником вещества для пластинок моноклинного пирротина могло быть как привнесенное глубинными флюидами, так и сингенетичное сульфидное вещество, достаточно широкое распространение которого в регионе установлено автором ранее. В породах оно представлено как пиритовыми, так и пирротиновыми сингенетичными прослоями, участвующими в строении седиментационных текстур — оползневых складок, косой слоистости и др. [17, с. 133–137]. На месторождении Угахан (см. рис. 1), рудные зоны которого локализованы в «нормальном» крыле запрокинутой антиклинали третьего порядка, в рудовмещающей песчано-сланцевой флишовой толще широко распространены сингенетичные пирротиновые слои, наблюдаемые в обоих крыльях складки. К запрокинутому крылу антиклинали приурочена интенсивная отрицательная аномалия магнитного поля, к «нормальному» крылу — слабо дифференцированное магнитное поле низкой интенсивности. В процессе складчатости сингенетичные пирротиновые прослои часто деформировались в мелкие складки, разлинзовывались в плоскости кливажа осевой поверхности аналогично в обоих крыльях и ядерной части антиклинали. В запрокинутом ее крыле в пределах отрицательной аномалии магнитного

поля (скважины 13, 14) линзовидный пирротин в плоскости кливажа (см. рис. 6) не наблюдается, установлены только разлинзованные и перекристаллизованные прослои сингенетичного пирротина с ориентировкой линз и новообразованных (перекристаллизованных) линзовидных зерен по кливажу (рис. 7). При этом, как и в скв. 306, в формировании кливажной анизотропии наряду с хлоритом и мусковитом участвует биотит, количество которого возрастает в скважинах с глубиной по мере приближения к центральной части отрицательной магнитной аномалии. Это, по-видимому, свидетельствует о частичном (?) переходе «первичного» гексагонального пирротина в моноклинный (как известно, они могут сосуществовать даже в одном зерне [11, 35 и др.]) в процессе линейного складкообразования в запрокинутом крыле в условиях «зоны биотита» и «сохранении» гексагонального в «нормальном» крыле антиклинали в условиях «зоны хлорита».

Как известно [1, 10, 11, 25, 36 и др.], переход гексагонального пирротина, являющегося антиферромагнетиком, в моноклинный (ферромагнетик) осуществляется при повышении температуры до 220°–260°, которая соответствует нижней температурной границе зелено-сланцевой фации (по данным разных авторов от 250° до 300°) — существованию хлорит-мусковитового (с биотитом) парагенезиса, формирующего вместе с пластинками пирротина кливаж осевой поверхности (см. рис. 3). С этих позиций становится понятным, что в зонах рассланцевания с синскладчатой минерализацией моноклинного пирротина (в том числе за счет дополнительного привноса серы?) температура флюидов при его формировании была относительно более высокой по сравнению с участками, где сохранился и(или) сформировался гексагональный пирротин.

Необходимо отметить, что формирование моноклинного пирротина возможно не только при его переходе из гексагонального, но и в результате метаморфического преобразования пирита в пирротин вблизи биотитовой изограды регионального метаморфизма (при температуре более 275°C), как это установлено в Яно-Колымском золотоносном поясе [6, 7], Енисейском кряже [19] и ранее — в пределах Байкало-Патомской металлогенической провинции [33]. Учитывая, что в рассматриваемом регионе в различных стратиграфических подразделениях установлена сингенетичная пиритовая минерализация [17, рисунки 58–60], вероятен вариант формирования моноклинного пирротина, в том числе в результате преобразования (и перераспределения) такого пирита.

В пределах зон линейных отрицательных аномалий магнитного поля, сформированных при линейной складчатости, не установлены золоторудные месторождения (см. рис. 6) и сколько-нибудь значимая золотоносность пирротинсодержащих пород и связанных с ними кварцево-жильных образований. По-видимому, это объясняется тем, что относительно повышенная температура («зона биотита») в зонах рассланцевания

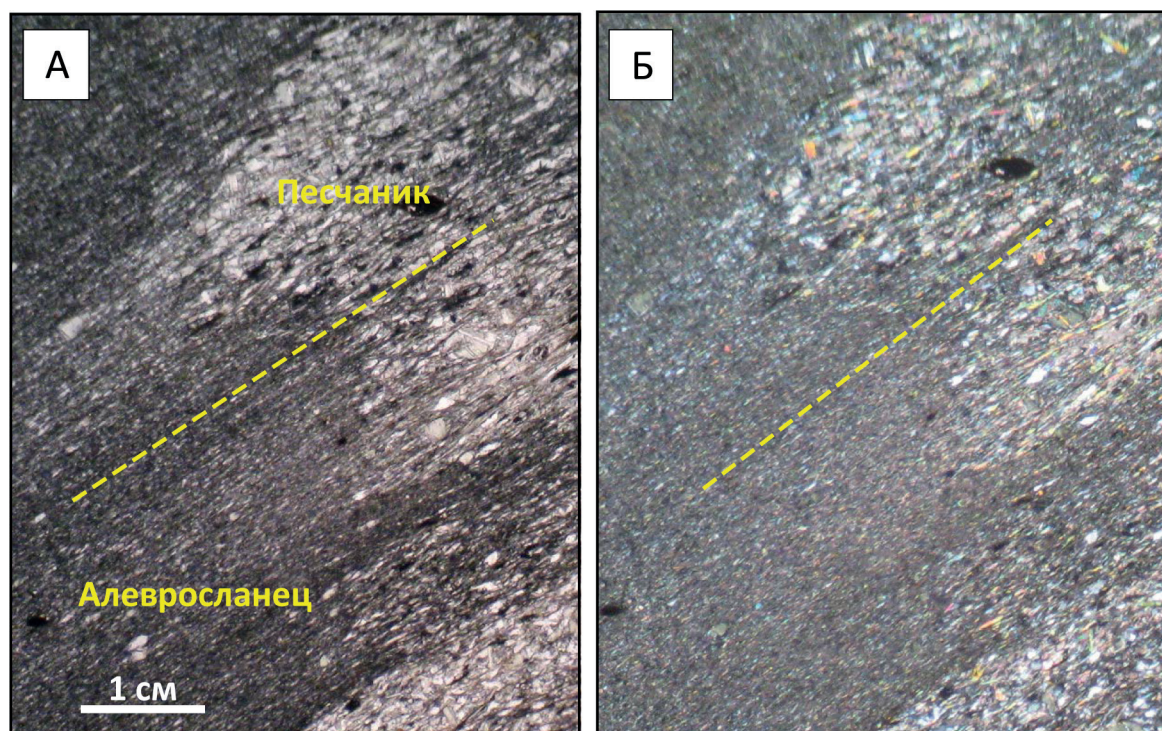


Рис. 5. Кливаж осевой поверхности (его ориентировка – желтый пунктир), сформированный субпараллельной ориентировкой чешуек хлорита, мусковита, уплотненных зерен кварца в переслаивающихся алевросланцах и песчаниках имнянской свиты:

фото шлифов из скв. 17 на рис. 4: А – николи II, Б – николи +); видна сложноскладчатая деформация слоистости по кливажу

при формировании моноклинового пирротина неблагоприятна для локализации золота.

В завершающую стадию линейного складкообразования кроме зон складчато-разрывных деформаций с моноклиновым пирротином формировались зоны складчато-разрывных деформаций (рассланцевания) с проявлением золотоносной порфиробластической железомagneзиальной карбонатизации (бурошпатизации по В.А.Обручеву и А.П.Герасимову [12, 26–28]). Порфиробласты формировались в *PT*-условиях «зоны хлорита» [16 и др.] – они накладываются на кливажную анизотропию, сформированную субпараллельной ориентировкой хлорита и мусковита (рис. 8). Поэтому очевидно, что железомagneзиальная карбонатизация в какой-то степени является более поздней и относительно формирования моноклинового пирротина и биотита, участвующих в формировании кливажной анизотропии, и, соответственно, линейных отрицательных аномалий магнитного поля. В то же время существуют отчетливые эмпирические закономерности взаимосвязи зон бурошпатизации и зон с моноклиновым пирротином: во-первых, в пределах зон рассланцевания, трассирующихся линейными контрастными отрицательными аномалиями магнитного поля (с моноклиновым пирротином

и биотитом) не установлена порфиробластическая железомagneзиальная карбонатизация (бурошпатизация), и они характеризуются отсутствием каких-либо признаков золотоносности; во-вторых, бурошпатизация проявлена в пределах конкретных зон рассланцевания, расположенных в общем случае параллельно отрицательным аномалиям магнитного поля с образованием зон бурошпатизации (объем порфиробластов бурых шпатов в терригенных породах «стандартно» составляет 15–30%, достигая 40–50%). Эти зоны трассируются вторичными ореолами рассеяния золота и мышьяка, то есть являются золотоносными (рис. 9) [17, с. 172–173 и др.]. Золоторудные месторождения установлены только в пределах таких зон бурошпатизации с проявлением синскладчатого зеленосланцевого метаморфизма «зоны хлорита», которым свойственно слабо дифференцированное магнитное поле низкой интенсивности (см. рис. 4).

Приведенные факты позволяют сделать вывод о том, что зоны рассланцевания с развитием моноклинового пирротина и зоны бурошпатизации формировались близко-одновременно при различных температурах флюидных систем (более высокая температура в зонах с моноклиновым пирротином и биотитом) и, по-видимому, при их различном составе. Это обусловило

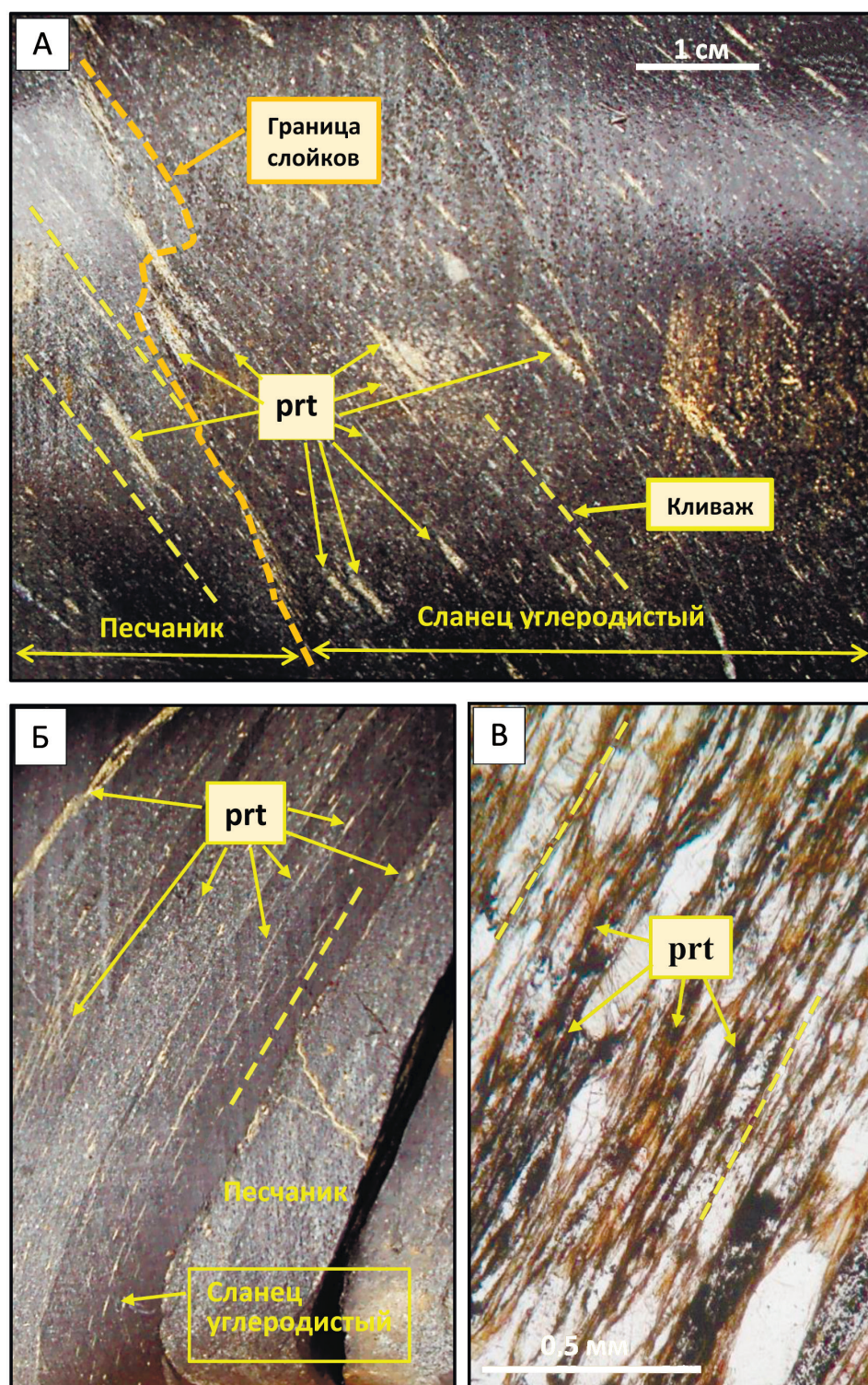


Рис. 6. Фотографии: А, Б – керны (скв. 306) – выделение линзовидного моноклинного (магнитного) пирротина (prt – светло-желтый) при линейном складкообразовании в переслаивающихся углеродистых сланцах и песчаниках в *PT*-условиях «зоны хлорита» и В – шлифа (скв. 306):

А – в плоскости кливажа осевой поверхности (видна мелкоскладчатая деформация слоистости по кливажу), Б – в плоскостях кливажа осевой поверхности и послойного кливажа; В – видно формирование кливажа субпараллельной ориентировкой чешуй биотита (бурый), мусковита, хлорита, линзочек пирротина (prt – черные) и уплощенными (деформированными при кливажеобразовании) зернами кварца и полевых шпатов (светлые) в метапесчанике; николи II

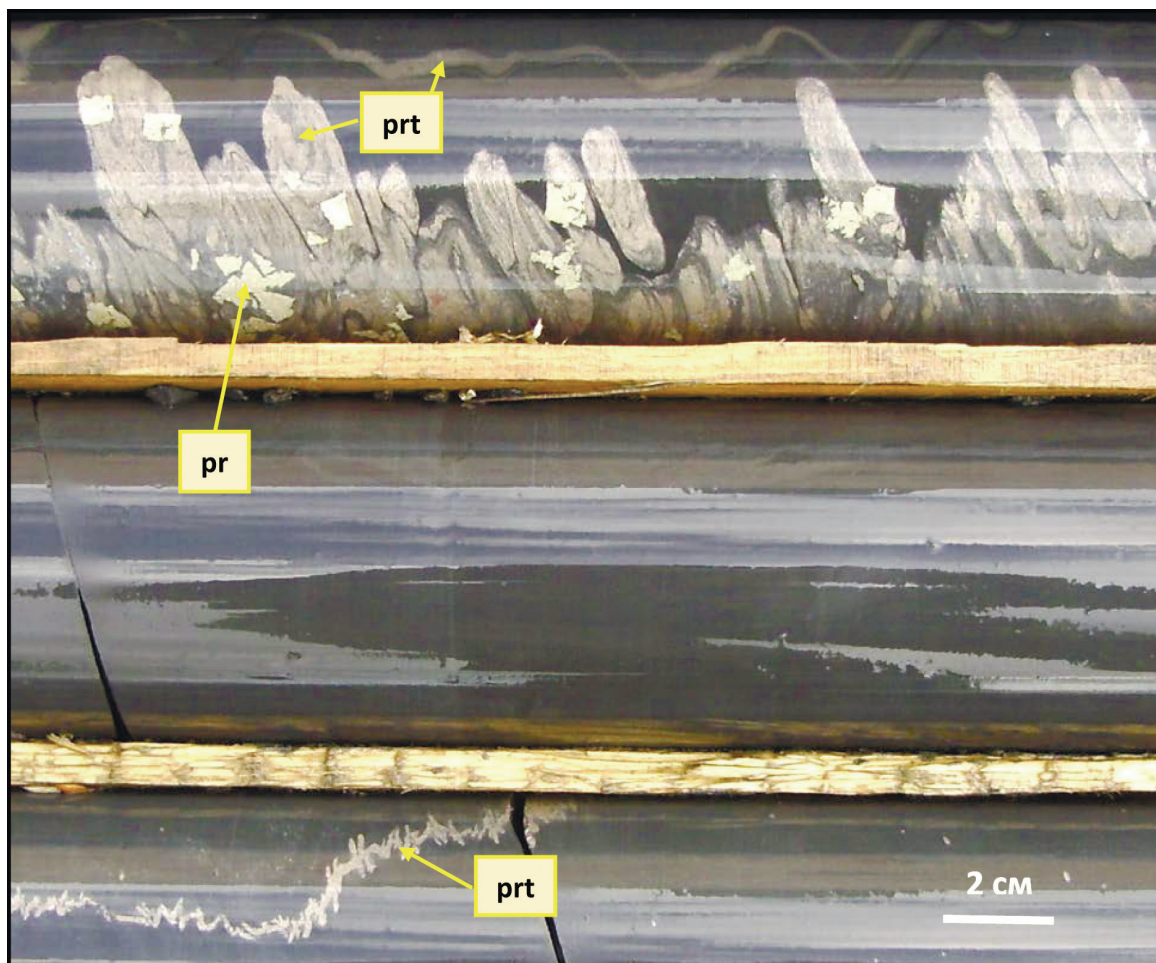


Рис. 7. Деформация и тектоническое разлинзование при линейном складкообразовании сингенетичных пирротитовых слоев в углеродистых кварц-хлорит-мусковитовых алевросланцах с одновременной перекристаллизацией пирротина (prt) и с ориентировкой его зерен в плоскости кливажа:

в нижней части фотографии видно формирование уплощенных зерен пирротина в плоскости кливажа; видно более позднее формирование порфиробластов пирита (pr); месторождение Угахан, скв. 13

золотоносность зон бурошпатизации (зон С-флюидного метасоматоза по Ф.А.Летникову [23]) и отсутствие признаков золотоносности зон рассланцевания с развитием моноклинового пирротина и биотита.

Зоны бурошпатизации не установлены и на территориях, где линейные складки формировались в относительно низкотемпературных условиях пренит-пумпеллитовой фации и, соответственно, не формировался синкливажный моноклиновый пирротин (им свойственно недифференцированное магнитное поле) (см. рис. 2). В их пределах отсутствуют россыпи золота и какие-либо поисковые признаки проявления золоторудной минерализации, что свидетельствует о формировании золотоносных зон бурошпатизации при линейном складкообразовании в довольно узком диапазоне *PT*-условий, соответствующем «зоне хлорита».

Таким образом, потенциально перспективная на выявление месторождений рудного золота территория определяется положением в пространстве линейно-складчатых комплексов с появлением синскладчатого метаморфизма «зоны хлорита» (кливаж осевой поверхности складок сформирован субпараллельной ориентировкой хлорита и мусковита), где в зонах складчато-разрывных деформаций (рассланцевания) могла проявляться золотоносная железомagneзиальная карбонатизация (бурошпатизация).

Региональный прогрессивный полифациальный метаморфизм (от «зоны хлорита» зеленосланцевой фации до амфиболитовой) проявился позднее линейной складчатости, что обусловило секущее положение изоград кианита, граната и биотита к простиранию пород и деформацию линейных складок

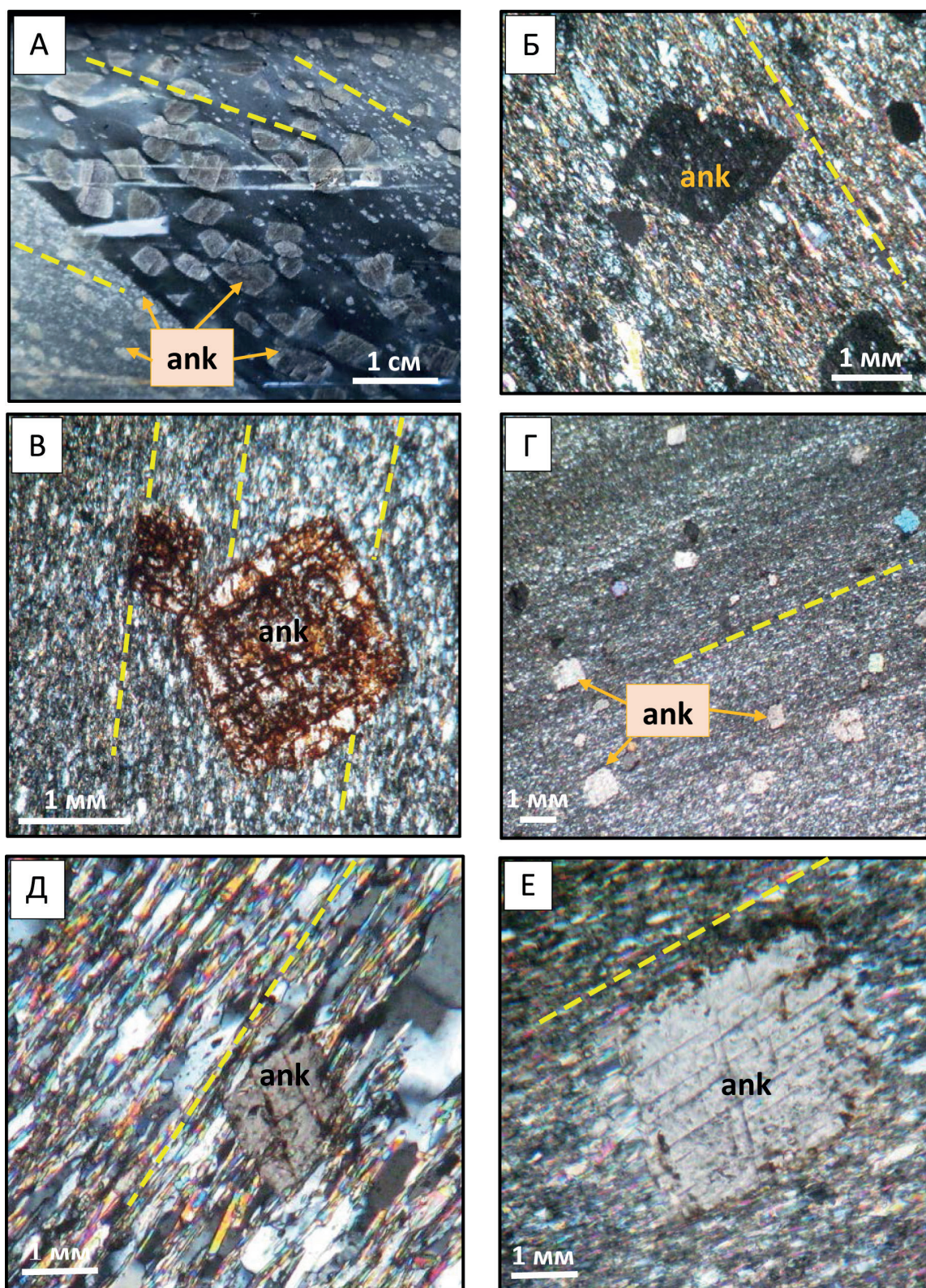


Рис. 8. Порфиробласты (ромбоэдры) анкерита (ank), сформировавшиеся после кливажа осевой поверхности, образованного субпараллельной ориентировкой чешуек хлорита и мусковита (его ориентировка – желтый пунктир):

А – фото керна скв. 61 (Макалакское рудное поле, см. рис. 1); Б – фото шлифа из скв. 14 (месторождение Угахан, см. рис. 1); В–Е – фото шлифов (николи +) из скв. 17 (Сухоложское рудное поле, см. рисунки 1 и 4)

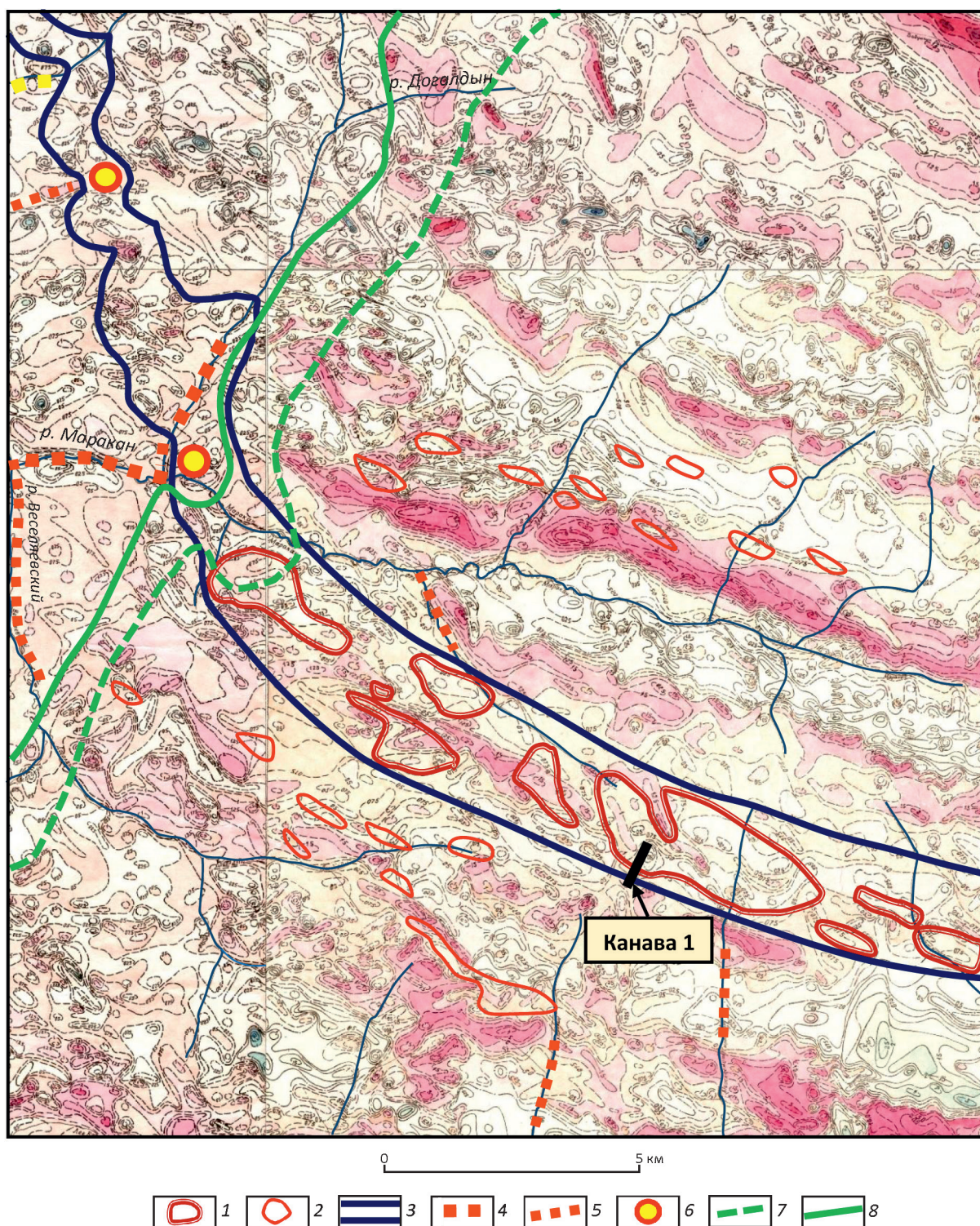


Рис. 9. Карта золотоносности, совмещенная с картой магнитного поля бассейна р. Марахан:

1 – высококонтрастные комплексные вторичные ореолы рассеяния золота (до 0,1–3 г/т) и мышьяка (до 0,01–0,05%); 2 – вторичные ореолы рассеяния золота (до 0,01–0,1 г/т); 3 – Ровнинская рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций (рассланцевания) и бурошпатизации; 4–5 – промышленные россыпи золота: 4 – высокопродуктивные, 5 – прочие; 6 – рудные зоны месторождения Ожерелье; 7–8 – изограды регионального метаморфизма: 7 – биотита, 8 – граната; остальные услов. обозн. см. на рис. 2

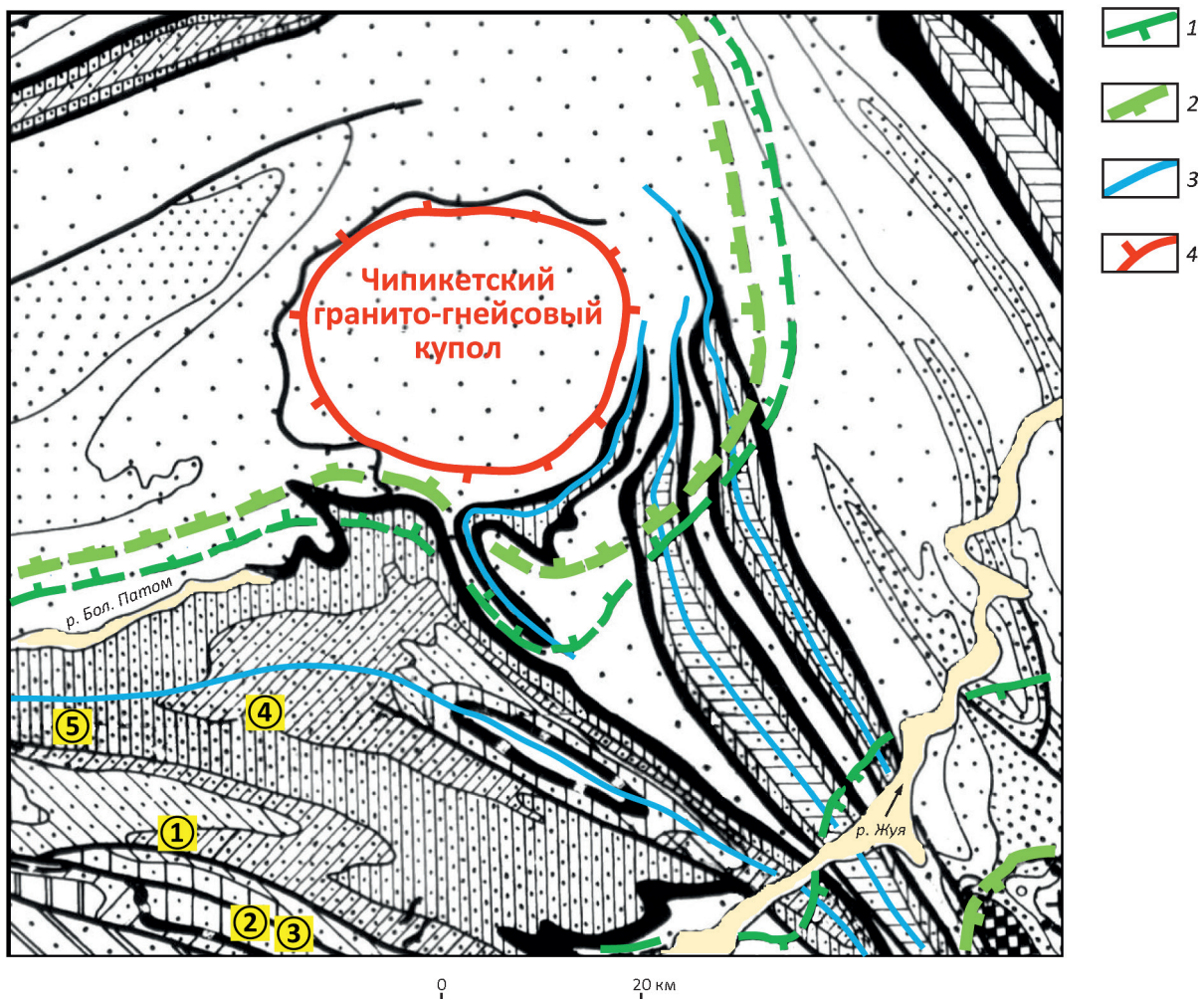


Рис. 10. Геологическая карта верховий р. Большой Патом:

деформация линейных складок Чипикетским гранито-гнейсовым куполом: 1–2 – изогорды регионального метаморфизма: 1 – биотита, 2 – граната; 3 – оси основных синклиналей; 4 – контур центральной части гранито-гнейсового купола; остальные услов. обозн. см. на рисунках 1 и 2

гранитогнейсовыми куполами (рисунки 10, 11). Образующиеся в этот этап метаморфические порфиро-бластические минералы секут ранее сформированные кливажи осевой поверхности линейных складок (рис. 12, А) и порфиробласты бурого шпата (см. рис. 12, Б). На территориях, где региональный метаморфизм в целом соответствовал «зоне хлорита» зеленосланцевой фации, активизация в этот этап ранее сформированных зон рассланцевания в связи с их повышенной флюидопроницаемостью [23] осуществлялась в относительно более высокотемпературных условиях, что приводило к формированию в их пределах относительно более высокотемпературных минералов (биотита на фоне «зоны хлорита») (см. рис. 12, В). В связи с этим изограда биотита «клиньями» вдает-

ся в слабометаморфизованные породы (см. рис. 9). Температурные условия, при которых в регионально-метаморфический этап начиналось формирование биотита, соответствовали «точке Кюри» для моноклинного пирротина (температура потери ферромагнитных свойств – 325°C) в связи с его переходом снова в гексагональную модификацию [11]. Поэтому на изограде биотита происходит исчезновение линейных отрицательных магнитных аномалий (см. рисунки 9, 11). Этот факт дополнительно подчеркивает более позднее проявление регионального метаморфизма относительно линейной складчатости.

Значительные минеральные преобразования пород в этот этап происходили за изоградой биотита. Наряду с появлением различных метаморфических минералов

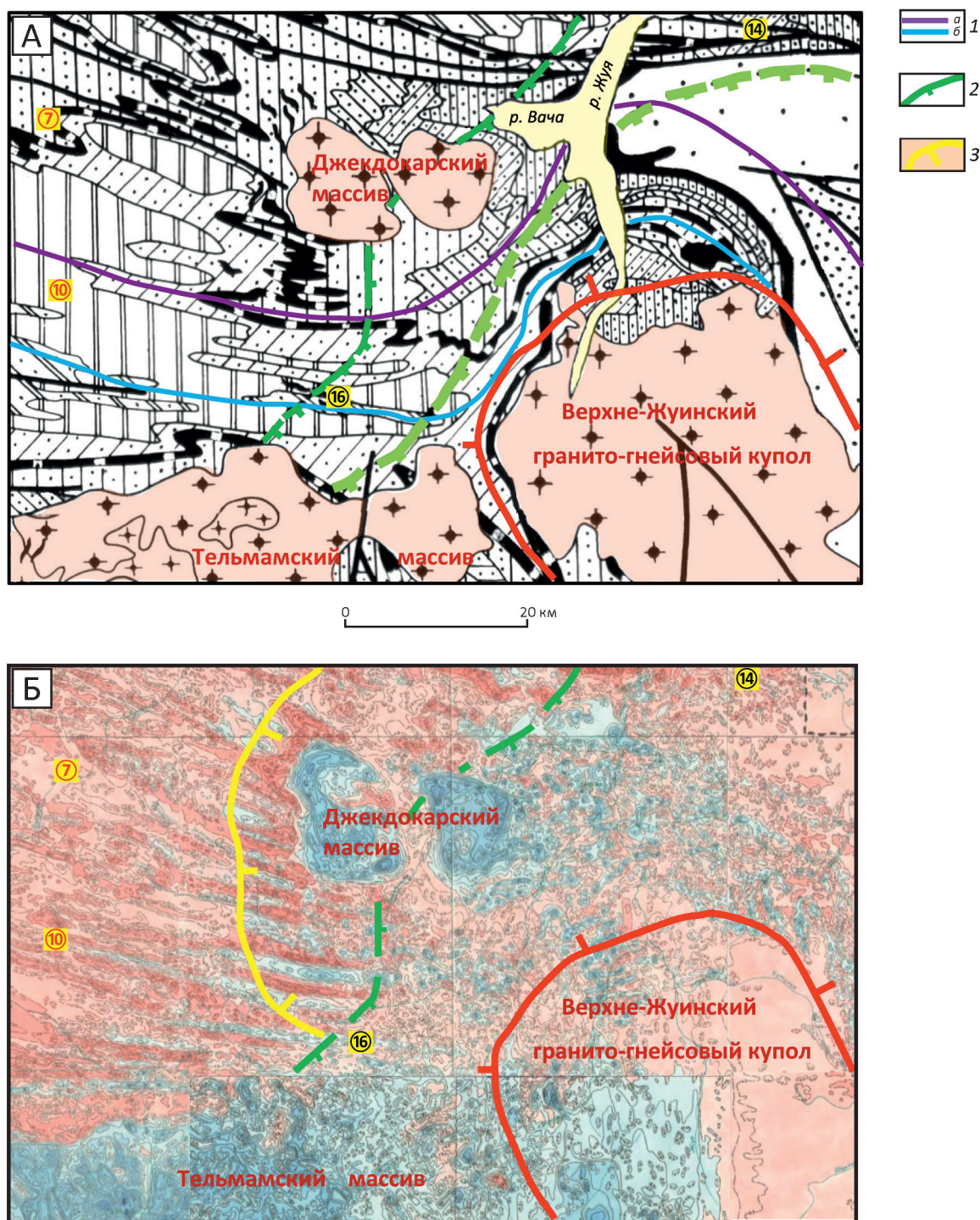


Рис. 11. Геологическая карта (А) и карта магнитного поля ДТ (Б) центральной части Байкало-Патомской металлогенической провинции:

А – деформация линейных складок Верхне-Жуинским гранито-гнейсовым куполом и прорывание складчатых комплексов послерегионально-метаморфическими гранитоидами (Джекдокарский и Тельмамский массивы); Б – преобразование магнитного поля на изограде биотита с «исчезновением» линейных отрицательных аномалий за счет потери ферромагнитных свойств пирротинном в «точке Кюри» и усиление интенсивности отрицательных аномалий в термальном ореоле Джекдокарского гранитоидного массива: 1 – оси основных антиклиналей (а) и синклиналей (б), 2 – изограда биотита регионального метаморфизма, 3 – контур площади термального воздействия гранитоидов Джекдокарского массива (происходит усиление ферромагнитных свойств моноклинного пирротина); остальные услов. обозн. см. на рисунках 1, 2, 10

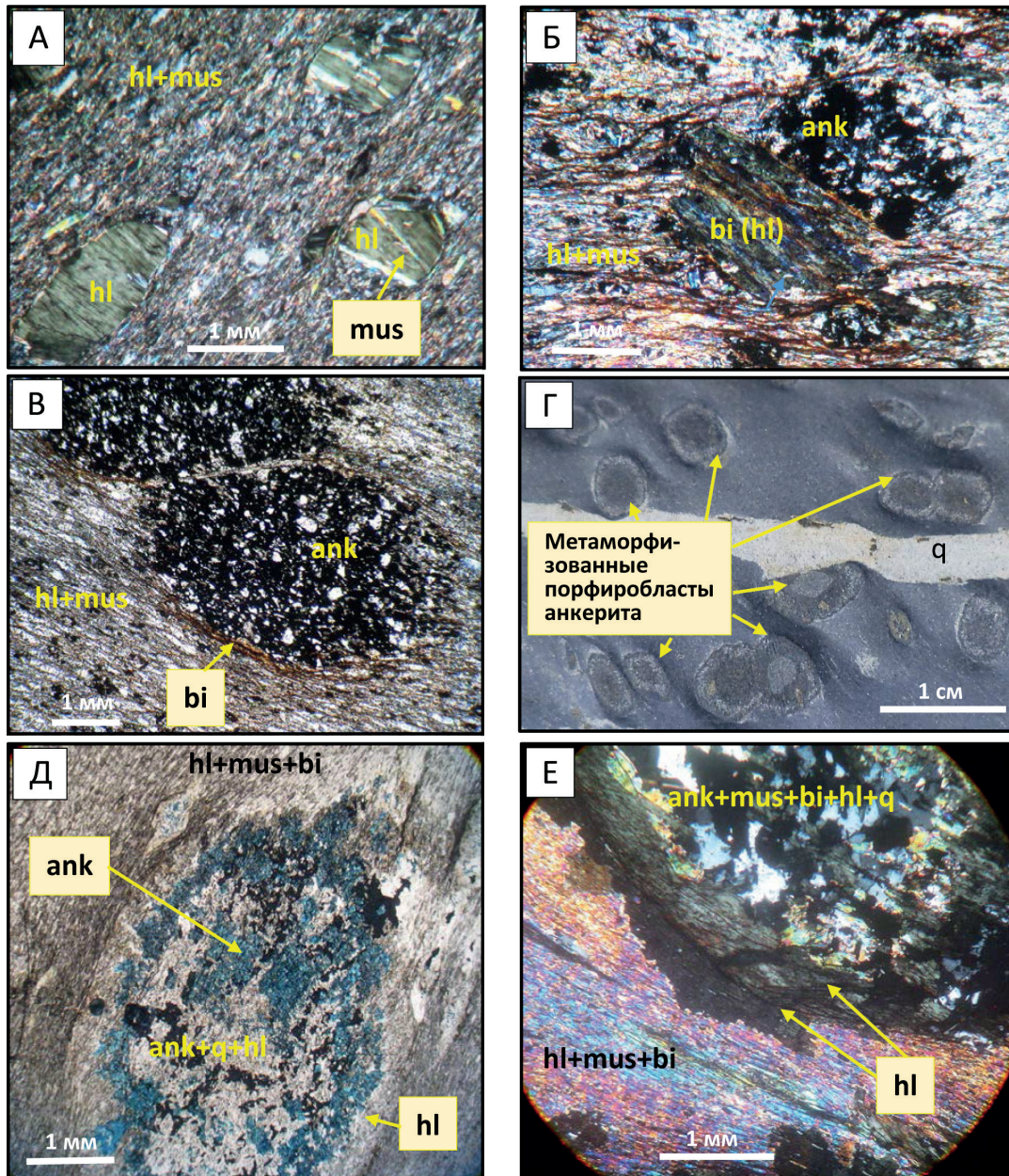


Рис. 12. Регионально-метаморфические преобразования:

А – фото шлифа (скв. 17, см. рис. 4, николи +) – видны регионально-метаморфические («зона хлорита» зеленосланцевой фации) «поперечные» порфиробласты хлорита (hl), хлорита и мусковита (mus), накладывающиеся на кливаж осевой поверхности линейных складок, образованный субпараллельной ориентировкой пластинок хлорита и мусковита (hl+mus); Б, В – фото шлифов из канавы 1 (Ровнинская зона рассланцевания, см. рис. 9, николи +): Б – порфиробласт биотита (хлоритизирован), формирующийся в регионально-метаморфический этап по более раннему порфиробласту анкерита (лимонитизирован); В – при дискретной активизации кливажа осевой поверхности линейных складок (hl+mus) в регионально-метаморфический этап происходит деформация («скругление») порфиробласт анкерита (ank – лимонитизирован) и формирование биотитовых (bi) зонк рассланцевания; Г – фото зерна – видны регионально-метаморфические преобразования порфиробласт анкерита в «зоне биотита» с формированием зональной структуры, q – послерегионально-метаморфический золотоносный сульфидно-кварцевый прожилок (скв. 61, Макалакское рудное поле, см. рисунки 1, 11); Д, Е – фото шлифов (скв. 60, 61, Макалакское рудное поле): Д (николи II) – начальная стадия регионально-метаморфических преобразований в «зоне биотита» (сланцеватость образована субпараллельной ориентировкой хлорита, мусковита и биотита – hl+mus+bi) порфиробласт анкерита с формированием внешней хлоритовой и внутренней анкерит-кварц-хлоритовой (ank+q+hl) и анкеритовой «зонки», Е (николи +) – практически полная зональная псевдоморфоза по порфиробласту анкерита в «зоне биотита» (сланцеватость – hl+mus+bi) с формированием внешней хлоритовой (в том числе «экзоконтактовой») «зонки» и внутренней анкерит-мусковит-биотит-хлорит-кварцевой (ank+mus+bi+hl+q)

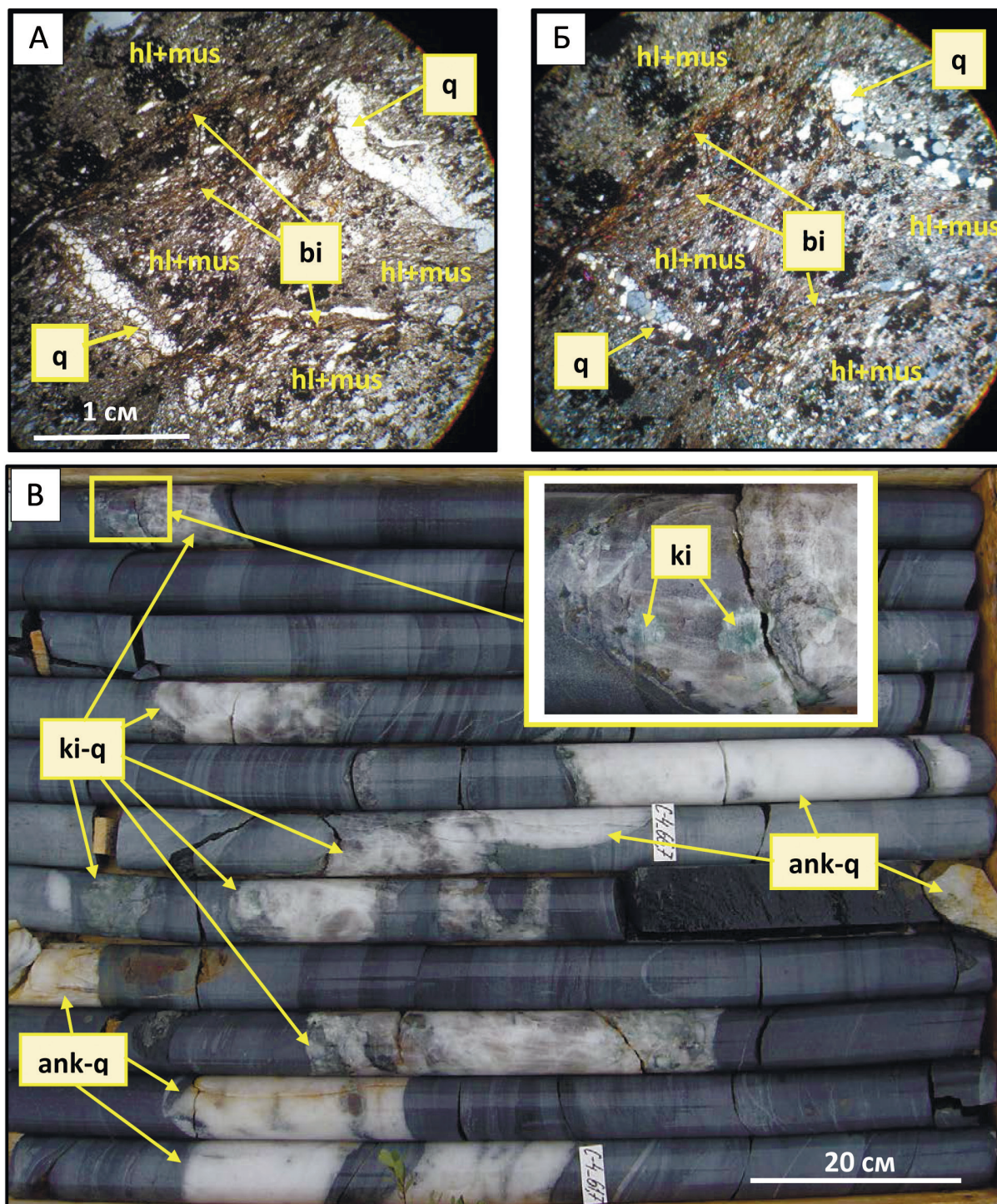


Рис. 13. Синрегионально-метаморфические кварцевые жилы и прожилки:

А, Б – фото шлифа (А – николи II, Б – николи +) метапесчаника (юго-восточный фланг месторождения Ожерелье, см. рис. 1): наблюдается дискретный характер активизации кливажа (сланцеватости) в регионально-метаморфический этап по отдельным зонкам с формированием биотита (**bi** – коричневые цвета) в их пределах (на «фоне» хлорит-мусковитового парагенезиса кливажа – **hl+mus**) и кварцевых (**q**) прожилков в отрывных трещинах между этими зонками; В – строение золоторудной жильно-прожилковой зоны месторождения Ожерелье: дорудные синметаморфические кyanит-кварцевые (**ki-q**) жилы и прожилки, претерпевшие диафорические преобразования (полная мусковитизация кyanита, перекристаллизация кварца) в собственно рудный этап при тектонической активизации зоны и формировании золотоносных анкерит-кварцевых (**ank-q**) жил в *PT*-условиях «зоны хлорита»

и потерей моноклинным пирротинном ферромагнитных свойств, в ранее сформированных рудоконтролирующих зонах бурошпатизации происходило преобразование золотоносных порфиробласт сидерита и анкерита – они псевдоморфно замещались кварцем, биотитом и другими минералами [13, 17, 31, 33 и др.], часто приобретая зональное строение (см. рис. 12, Г–Е). Ранее [16, 17 и др.] автор обосновал, что в золотоносных бурых шпатах при минеральных превращениях субмикроскопическое золото укрупнялось и выделялось в свободном состоянии. Укрупненное самородное золото за счет гравитации просаживается в делювии на глубину не менее 0,7–1,0 м и не улавливается стандартным поверхностным опробованием по вторичным ореолам рассеяния, что в геохимическом поле создает эффект исчезновения рудоконтролирующих структур (см. рис. 9). Однако реально они продолжают существовать и в области высоко-го метаморфизма. Именно здесь выявлены рудные зоны месторождения Ожерелье (см. рис. 9), месторождения Ыканское, Светловского рудного поля (см. рис. 1).

В регионально-метаморфический этап в зонах разломных деформаций и рассланцевания формировалась кварцевая жильно-прожилковая минерализация. Наглядно это можно наблюдать в пределах зоны бурошпатизации на участке Ровном (см. рис. 9, канава 1). На рис. 13, А–Б в метапесчанике в условиях «зоны хлорита» видны многочисленные сближенные микрозонки рассланцевания с биотитом, между которыми образуются криволинейные (в том числе за счет продолжающегося рассланцевания и «расплющивания» породы) трещины с гранулированным метаморфогенным кварцем. В целом для синметаморфических кварцевых жил характерны нерезкие контакты, в их зальбандах отмечаются белый полевой шпат, кианит и биотит, в экзоконтакте – метаморфические минералы: биотит, гранат, амфибол и др. Рудная минерализация отсутствует, встречаются ильменит и вишневый рутил в виде крупных кристаллов. Такие жилы участвуют в строении рудных зон на месторождении Ожерелье, расположенном среди высокометаморфизованных пород. Здесь среди кварцевых жил автор различает син- и послеметаморфические. Синметаморфические жилы кианит-кварцевого состава, резко линзуются, иногда деформированы в сложные складки (см. рис. 13, В). Золоторудная минерализация связана с постметаморфическими анкерит-кварцевыми жилами, отличающимися резкими секущими контактами, рвущими кианит-кварцевые жилы (см. рис. 13, В) и формирующимися при активизации зоны окварцевания в рудный этап в низкотемпературных условиях (при диафорезе). При рассланцевке и деформации синметаморфических жил в стадии диафореза метаморфические минералы в них хлоритизируются, мусковитизируются (кианит полностью замещается мусковитом, сохраняя «кианитовый» внешний облик и цвет), на участках дробления и трещиноватости появляются наложенные низкотемпе-

ратурные сульфидные минералы и золото. Наличие в жильно-прожилковой зоне кианит-кварцевых жил свидетельствует об активизации синскладчатых зон рассланцевания в этап регионально-метаморфических преобразований пород и гранитогнейсового куполообразования. Именно при гранитогнейсовом куполообразовании и «развале» купольных структур [17, рис. 5] происходила активизация ранее сформированных зон рассланцевания (и бурошпатизации) в «ореоле» деформационного влияния куполов (в том числе в пределах слабо метаморфизованных пород – в «зоне хлорита»), сопровождающаяся образованием синметаморфических кварцевых жил и прожилков. Массовое опробование синметаморфических кварцевых жил, не подвергнувшихся диафорической переработке, свидетельствует об их безрудности.

Сингранитный метаморфизм связан с этапом «батолитового» гранитоидного магматизма – внедрением гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса [13]. Их послерегионально-метаморфический возраст уверенно устанавливается по геологическим данным – гранитоидные массивы секут изограды регионального метаморфизма (см. рисунки 1 и 11, А). Становление гранитоидных массивов происходило в различных структурно-магматических зонах, подробно рассмотренных автором ранее [13, 17], отличающихся различными *РТ*-условиями и, соответственно, различающихся характером контактового метаморфизма. Контактное воздействие гранитоидов на вмещающие породы в собственно золотоносной части региона, где преобладают слабо метаморфизованные породы, выражается, прежде всего, в ороговиковании пород [13, 22, 33, 37 и др.]. Эти ореолы, выявляемые геолого-петрографическими методами, как правило, имеют относительно небольшую ширину – до нескольких сотен метров. В то же время по геофизическим данным устанавливается значительно более масштабное термальное влияние гранитоидов на вмещающие породы. На рис. 11, Б на карте магнитного поля вокруг Джекдокарского массива отчетливо видна область преобразования вмещающих пород (желтый контур) по усилению интенсивности синскладчатых отрицательных аномалий. По-видимому, это усиление происходило за счет преобразования «сохранившегося» немагнитного гексагонального пирротина в ферромагнитный моноклинный, соответственно, с общим увеличением количества последнего при температурах 220°–250°С. На большем отдалении от гранитоидных массивов их контактово-метаморфическое воздействие на вмещающие породы также проявлялось, но так как оно было относительно низкотемпературным, то выражалось в виде диафорических преобразований ранее сформированных метаморфических минералов (хлоритизация биотита) (см. рис. 12, Б и др.), мусковитизации и альбитизации обломочных полевых шпатов, мусковитизации бурого шпата (рис. 14, А–Б) и др. Внедрение гранитоидов сопровождалось

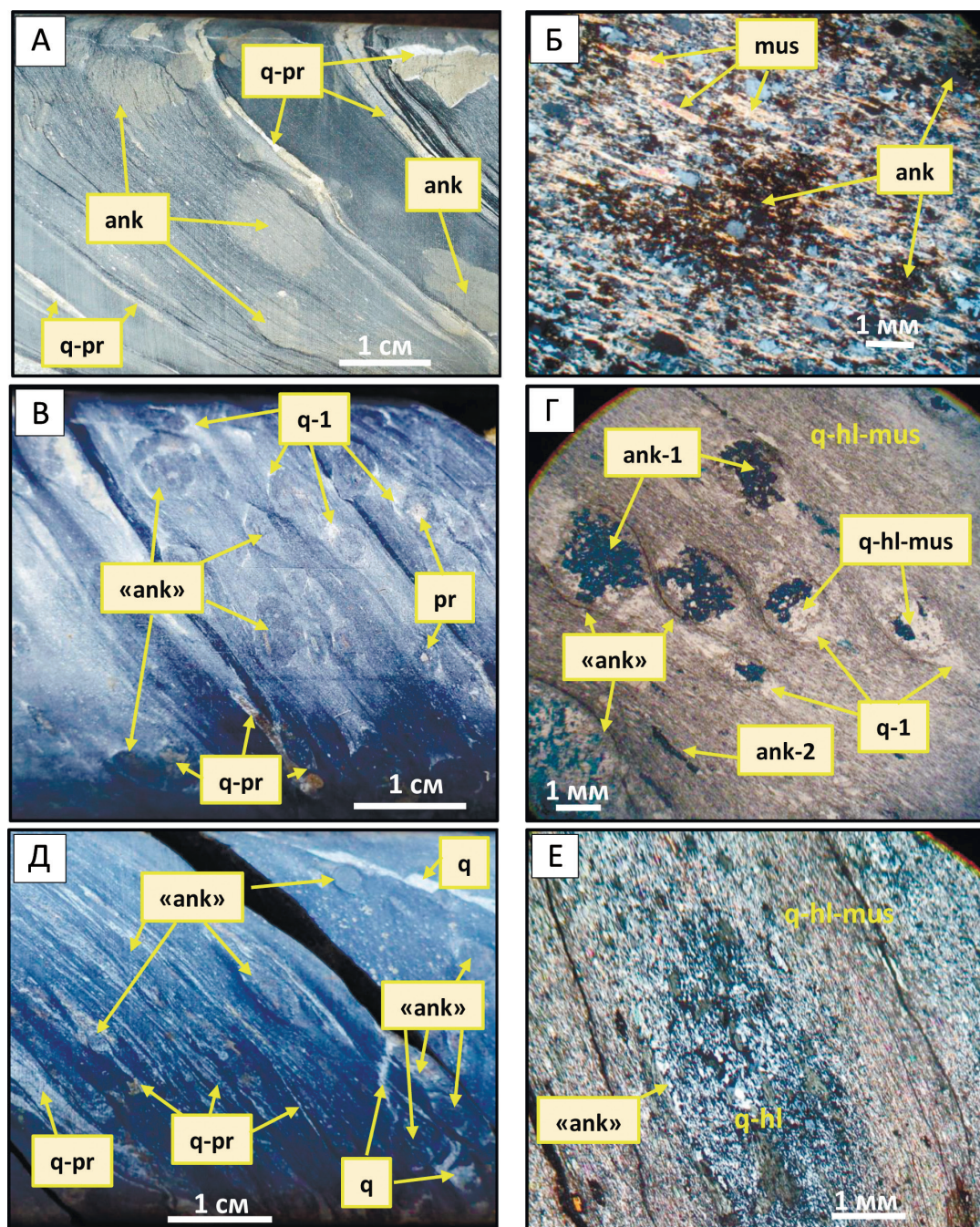


Рис. 14. Преобразования порфиробластов бурого шпата (анкерита) в рудный послерегионально-метаморфический этап:

А, Б – Атырканское рудное поле (см. рис. 1), скв. 14: А – фото керн, Б – фото шлифа (никели +) – рассланцевание и мусковитизация (**mus**) порфиробластов анкерита (**ank**, в шлифе – лимонитизированы) при их синрудном рассланцевании в *PT*-условиях «зоны хлорита» одновременно с формированием золотоносных кварц-пиритовых (**q-pr**) прожилков и порфиробластов; В–Е – Макалакское рудное поле (см. рис. 1), скважины 60, 61: В, Г – соответственно, фото керн и шлифа (никели II) синрудное рассланцевание и диафорическая анкеритизация (**ank-1**), хлоритизация и мусковитизация (**q-hl-mus**) метаморфизованных в регионально-метаморфический этап в «зоне биотита» порфиробластов анкерита (с образованием по ним зональных псевдоморфоз с различным соотношением в «кольцевых зонах» кварца, хлорита, биотита, анкерита (**«ank»**) и др.) одновременно с формированием золотоносных кварц-пиритовых (**q-pr**) прожилков и порфиробластов, образованием кварцевых «теней давления» (**q-1**), анкеритовых прожилков и линейно-вытянутых порфиробластов анкерита (**ank-2**) в плоскости рассланцевания; Д, Е – соответственно, фото керн и шлифа (никели +) регионально-метаморфизованные порфиробласты бурого шпата (**«ank»**) интенсивно деформированы и диафорированы (имеют кварц-хлоритовый состав – **q-hl**) с одновременным формированием золотоносных кварцевых (**q**) и кварц-пиритовых (**q-pr**) прожилков (Д)

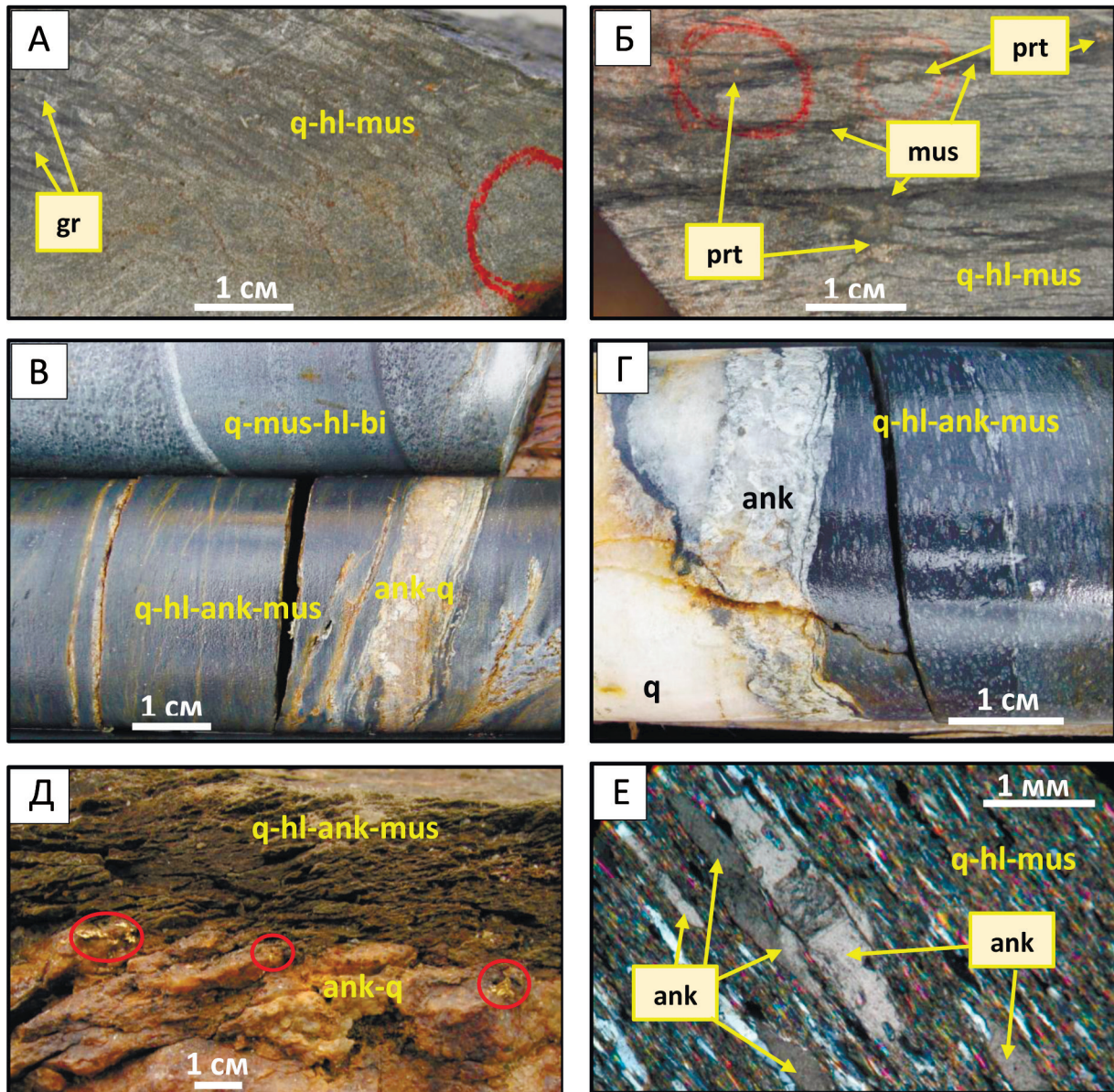


Рис. 15. Минерализованные золотоносные зоны диафтореза среди пород, метаморфизованных в этап регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации:

А, Б – фото керн из рудной зоны месторождения Ыканское (скв. 19 – красным обведены участки керн с видимым мелким золотом): А – кварц-хлорит-мусковитовые (**q-hl-mus**) диафториты по метапесчаникам (в нижней части) и существенно гранатовым сланцам (в верхней части) – видны псевдоморфозы кварц-хлорит-мусковитовые (**q-hl-mus**) по гранату с реликтами граната (**gr**) в некоторых из них; Б – хлорит-мусковитовые (**hl-mus**) и мусковитовые (**mus** – темные) диафториты с золотоносными пирротинными просечками (**prt**); В – месторождение Ожерелье, рудная зона 1: В – на фото керн (скв. 5) кварц-хлорит-анкерит-мусковитовые (**q-hl-ank-mus**) диафториты с золотоносными анкерит-кварцевыми прожилками (нижний «столбик») по существенно биотитовым (**q-mus-hl-bi**, биотит – густая черная вкрапленность) сланцам и метапесчаникам (верхний «столбик»), Г – на фото керн (скв. 5) анкерит-кварцевая (**ank, q**) золотоносная жила среди углеродистых кварц-хлорит-анкерит (серые вкрапленники)-мусковитовых (**q-hl-ank-mus**) метасоматитов (диафторитов), Д – в стенке карьера анкерит-кварцевая жила с видимым золотом (обведено красным) в кварц-хлорит-анкерит-мусковитовых (**q-hl-mus**) диафторитах (буреют при выветривании анкерита), Е – фото шлифа (николи +) кварц-хлорит-анкерит-мусковитовых диафторитов: в кварц-хлорит-мусковитовом (**q-hl-mus**) сланце новообразованные синрудные порфиробласты анкерита (**ank**)

активизацией синскладчатых зон рассланцевания и бурошпатизации с участием как метаморфических, так и сингранитных (?) флюидов, в связи с чем в их пределах на фоне продолжающегося рассланцевания происходили наиболее интенсивные гидротермально-метаморфические процессы с формированием в том числе и золотоносных (сульфидно)-кварцевых жильно-прожилковых систем. Синскладчатые порфиробласты бурых шпатов, преобразованные в регионально-метаморфический этап в концентрически-зональные псевдоморфозы (см. рис. 12), в этот этап деформируются, рассланцовываются и претерпевают низкотемпературные преобразования (мусковитизация, хлоритизация) (см. рис. 14). За счет рассланцевания, хлоритизации и мусковитизации они или приобретают «теневые» формы (см. рис. 14, А–Б, Д–Е), или на начальных стадиях рассланцевания могут являться относительно «жесткими» включениями с формированием «теней давления» (см. рис. 14, В–Г). На рис. 14, Б наглядно видно рассланцевание и мусковитизация реликтового «первичного» (синскладчатого) порфиробласта бурого шпата. В подобном порфиробласте С.Г.Кряжевым установлено самородное пластинчатое золото, ориентированное согласно мусковитовым зонкам [20, рис. 73].

Золоторудные месторождения окончательно формировались в этот этап в пределах ранее сформированных золотоносных зон рассланцевания и бурошпатизации при их активизации в *PT*-условиях «зоны хлорита». При этом не только происходило «рудное» преобразование ранее сформированных концентраций, но и, по-видимому, отлагалось «дополнительное» золото из сингранитных флюидов. При активизации в условиях «зоны хлорита» золотоносных зон рассланцевания, в пределах которых в регионально-метаморфический этап породы были метаморфизованы в условиях «зоны биотита» зеленосланцевой фации, эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций, проявились процессы диафтореза (рис. 15) с преобразованием высокотемпературных минералов в низкотемпературные (мусковит, хлорит, кварц, новообразованные железомagneзиальные карбонаты и др.). Высокотемпературные метаморфические минералы могут сохраняться в реликтах (гранат на рис. 15, А) или, за пределами зон диафтореза, оставаться неизменными (см. рис. 15, В). В случае интенсивного проявления диафтореза в рудных зонах формируются существенно мусковитовые (см. рис. 15, Б) или кварц-хлорит-анкерит-мусковитовые метасоматиты (см. рис. 15, В–Е), вмещающие золото-кварц-сульфидные просечки (см. рис. 15, Б) или анкерит-кварцевые жилы и прожилки, в том числе с видимым золотом (см. рис. 15, Д). Таким образом, одновременно с формированием диафторитов, происходила локализация золота в кварцевых, сульфидно-кварцевых, кварц-сульфидных и сульфидных образованиях.

Таким образом, выделение на уровне денудационного среза территорий, где метаморфические и

гидротермально-метасоматические процессы в пределах рудоконтролирующих зон рассланцевания при их активизации в сингранитный этап протекали в условиях «зоны хлорита», лежит в основе определения границ площадей (рудных узлов и рудных полей), перспективных на выявление золоторудных месторождений.

В заключение следует отметить, что метаморфические условия коллизионных процессов определяют возможность проявления золотоносных процессов на каждом этапе преобразования золотоносных пород с концентрированием золота вплоть до формирования рудных зон. Поэтому составление прогнозно-поисковых моделей золоторудных узлов, полей и месторождений должно основываться на материалах по стадийности рудообразования с определением метаморфических условий образования и преобразования золотоносных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бродская С.Ю. Пирротин как геотермометр повторного нагрева породы // Известия АН СССР. Физика Земли. 1980. № 3. С. 48–55.
2. Бурак В.А. Зависимость оруденения древних (докембрийских) формаций от региональной метаморфической зональности (Витимо-Патомское нагорье) // Доклады АН СССР. 1965. Т. 163. № 2. С. 435–438.
3. Бурак В.А., Лобанов М.П., Хренов П.М. К проблеме метаморфогенного рудообразования // Советская геология. 1967. № 5. С. 11–24.
4. Бурак В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. – Новосибирск: Наука, 1975.
5. Бурак В.А. Метаморфизм и золотое оруденение // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. – М.: Наука, 1981. С. 31–48.
6. Ворошин С.В., Акинин В.В., Махоркина Т.И. Преобразование пирита в пирротин при метаморфизме терригенных пород Верхоянского комплекса (Северо-Восток России): приложение к генезису золоторудных месторождений // Доклады РАН. 1993. Т. 330. № 6. С. 733–735.
7. Ворошин С.В., Шарафутдинов В.М., Тюкова Е.Э. Аномалии петромагнитных параметров, обусловленные сульфидной минерализацией, и прогноз оруденения в Яно-Колымском золотоносном поясе // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 91–104.
8. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996.
9. Геологические структуры: пер. с англ. / Под ред. Т.Уммуры и Ш.Мицутани. – М.: Недра, 1990.
10. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов / Под ред. И.Я.Некрасова. – М.: Мир, 1981.
11. Генкин А.Д., Логинов В.П., Органова Н.И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклиновых пирротитов в рудах // Геология рудных месторождений. 1965. № 3. С. 3–24.

12. Герасимов А.П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. IV. – Санкт-Петербург, 1907. С. 1–45.
13. Докембрий Патомского нагорья / А.И.Иванов, В.И.Лифшиц, О.В.Перевалов и др. – М.: Недра, 1995.
14. Иванов А.И. Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 1984.
15. Иванов А.И., Рязанов Г.В. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1992.
16. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 17–23.
17. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
18. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. – Л.: Наука, 1976.
19. Колмаков Ю.В. Золотосульфидное месторождение Благодатное (Енисейский край, Россия): природа геофизических аномалий, последовательность и причины образования петрофизической зональности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1667–1681.
20. Крайчев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродистотерригенных толщах // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 28–38.
21. Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника. 1976. № 2. С. 31–43.
22. Ленский золотоносный район / Ю.П.Казакевич, С.Д.Шер, Т.П.Жаднова и др.: в 2-х томах. Т. 1: Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 85. – М.: Недра, 1971.
23. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник-99. – М.: ВИНТИ, 1999. С. 63–98.
24. Лидер М.Р. Седиментология: пер. с англ. – М.: Мир, 1986.
25. Новиков Г.В., Егоров В.К., Соколов Ю.А. Пирротины (кристаллическая и магнитная структура, фазовые превращения). – М.: Наука, 1988.
26. Обручев В.А. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов IV-1 и IV-2. – Санкт-Петербург, 1907.
27. Обручев В.А. Металлогенические эпохи и области Сибири // Тр. института прикладной минералогии и металлургии. – М., 1926. Вып. 21.
28. Обручев В.А. Проблема золотоносности пиритизированных сланцев Лено-Витимского района // Проблемы советской геологии. 1935. Т. 5. № 1. С. 60–69.
29. Очерки структурной геологии сложнослоистых толщ / В.В.Белоусов, И.В.Кириллова, В.Н.Шолпо и др. – М.: Недра, 1977.
30. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. – Алма-Ата: Наука, 1970.
31. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. – Новосибирск: Наука, 1975.
32. Рундквист Д.В. Особенности геологического развития байкалит // Основные проблемы рудообразования и металлогении. – М.: Наука, 1990. С. 44–65.
33. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области: в 2-х томах. – М.: Недра, 1967. Т. 2.
34. Салон Л.И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье) // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. – Л.: ВСЕГЕИ, 1974. Т. 199. С. 83–143.
35. Синкина Е.А., Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю. Типоморфизм пирротина золоторудного месторождения Чертово Кoryто // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 1. С. 58–65.
36. Термокаппметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России / П.С.Минюк, Е.Э.Тюкова, Т.В.Субботникова и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 601–614.
37. Шаров В.Н., Шмотов А.П., Коновалов И.В. Метасоматическая зональность и связь с ней оруденения (Байкало-Патомское нагорье). – Новосибирск: Наука, 1978.
38. Этапы формирования крупномасштабной благородно-металльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения / Н.П.Лаверов, И.В.Чернышев, А.В.Чугаев и др. // Доклады Академии наук. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.

Золотоносные литолого-стратиграфические уровни и условия локализации прожилково-вкрапленных руд в Хакчанском и Верхне-Хатыннах-Олботском рудных узлах (Магаданская область)

Ч.Х.АРИФУЛОВ, С.Г.КРЯЖЕВ, И.В.АРСЕНТЬЕВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),
М.А.ИМАМЕНДИНОВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М.Федоровского» (ФГБУ «ВИМС»); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 31),
Н.В.ЦЫМБАЛЮК (ООО «СТАННОЛИТ»; 686135, Магаданская обл, Хасынский р-н, пос. Хасын, ул. Геологов, д. 16)

Рассматриваются условия локализации золотого оруденения черносланцевого типа на объектах Хакчанского и Верхне-Хатыннах-Олботского рудных узлов (Магаданская область). В качестве ведущего фактора образования крупнообъемных месторождений предлагается комбинация крутопадающих прожилковых зон с золотополисульфидно-кварцевой минерализацией со стратиформными залежами вкрапленных золотосульфидных руд гидротермально-осадочного генезиса ($\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$). Рассмотренные золоторудные объекты, применительно к Центрально-Колымскому региону (ЦКР), представляют собой единый вертикальный ряд полигенно-полихронной рудно-метасоматической системы черносланцевого типа, включающий как стратиформные (донорные) образования, так и наложенные прожилковые зоны золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава, сформированные при температуре $300^{\circ}\text{--}260^{\circ}\text{C}$ в условиях повышенных значений давления (1200 и 1450 бар). Прожилковые зоны являются сквозными, они связаны с позднеюрскими малыми интрузиями и коллизионными гранитоидами и проявлены как на уровне атканских, так и перекрывающих нерючинских отложений.

Ключевые слова: Центрально-Колымский регион, черносланцевые месторождения золота, рудоносный литолого-стратиграфический уровень, золото-пирит-арсенопиритовая вкрапленность, гидротермально-осадочные руды, изотопы серы, флюидные включения.

Арифулов Чингиз Хайдарович
Кряжев Сергей Гаврилович
Арсентьева Ирина Викторовна
Имамендинова Мария Александровна
Цымбалюк Николай Владимирович



arif-chin@yandex.ru
s34@mail.ru
metallogeny@yandex.ru
imamendinova@vims-geo.ru
stan@online.maganan.su

Gold-bearing lithological-stratigraphic levels and localization conditions for veinlet-disseminated ores in Khakchan and Verkhne-Khatynakh-Olbot ore clusters (Magadan region)

Ch.H.ARIFULOV, S.G.KRYAZHEV, M.A.IMAMENDINOVA, I.V.ARSENTIEVA, N.V.TSYMBALYUK

The paper reviews localization conditions for black shale-type gold mineralization at targets of Khakchan and Verkhne-Khatynakh-Olbot ore clusters (Magadan region). A combination of high-dipping veinlet zones and gold-polysulfide-quartz mineralization with stratiform deposits of disseminated gold-sulfide ores of hydrothermal-sedimentary genesis ($\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$) is suggested as a major factor of large-tonnage deposit formation. The reviewed gold targets, specific to Central Kolyma region (CKR), represent a single vertical series of black shale-type polygenic-polychronous ore-metasomatic system including both stratiform (donor) formations and superimposed gold-polysulfide-ankerite-albite-quartz zones formed at $300^{\circ}\text{--}260^{\circ}\text{C}$ and higher pressure (1200 and 1450 bar). Veinlet zones are cross-cutting, they are associated with Late Jurassic minor intrusions and collisional granitoids occurring at both Atkan and overlying Neryuchin deposits.

Key words: Central Kolyma region, black shale gold deposits, ore-bearing lithological-stratigraphic level, gold-pyrite-arsenopyrite dissemination, hydrothermal-sedimentary ores, sulfur isotopes, fluid inclusions.

Центрально-Колымский регион – крупнейшая черносланцевая провинция России, обладающая уникальной рудно-россыпной золотоносностью. Золоторудные месторождения прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд, локализованные в углеродисто-терригенных и терригенно-карбонатных отложениях, относятся к черносланцевому типу и, как правило, характеризуются значительными запасами металла. В мировом балансе золота эти месторождения занимают одно из ведущих положений.

В разработке коллектива авторов ЦНИГРИ [17] эти месторождения были объединены в золотоуглеродистую сидерофильно-халькофильную формацию полигенно-метаморфогенных месторождений. В ряду последних, в соответствии с минеральным составом руд были выделены: золотосульфидная, золотосульфидно-кварцевая, золотокварцевая и золото-серебро-кварц-сульфидная субформации. В других работах, посвященных формационной группировке золоторудных месторождений [16], эти образования рассматривались в качестве самостоятельных рудных формаций с различными вариантами их названий.

Общим правилом для месторождений «черносланцевого семейства» является их локализация в объеме рудоносной формации и приуроченность рудных залежей к определенным литолого-стратиграфическим уровням. При выделении рудоносных литолого-стратиграфических уровней в приложении к черносланцевым месторождениям золота авторы придерживаются представлений М.Б.Бородаевской, разработанных для медно-колчеданных месторождений [18]. Образование рудоносных литолого-стратиграфических уровней в черносланцевых отложениях связывается с периодами активизации тектонических процессов и подводного вулканизма. Вследствие этого осадки рудоносных уровней представлены продуктами гидротермально-осадочных процессов, перемешанными с зерновыми и мутьевыми потоками подводных оползней, турбидитами и углеродисто-терригенными микститам с примесью вулканического материала.

Образование сингенетичной золотосульфидной минерализации связывается с проявлением гидротермально-осадочных процессов [1, 2]. В большинстве случаев на черносланцевых объектах сингенетичные руды сохраняются в реликтовой форме. Эти образования были выявлены авторами ранее на объектах Кировско-Каменского рудного поля (Южный Урал), месторождении Амантайтау (Центральные Кызылкумы), Бадырчик (Восточный Казахстан), Кумтор (Южная Киргизия). Плохая сохранность сингенетичных форм золотосульфидной минерализации связана с динамическими условиями седиментации и проявлением эпигенетических процессов (дислокационный метаморфизм, метасоматоз). Оползневые и турбидитные потоки разрушают первичные сульфидные горизонты и гидротермальные постройки. Происходит перемешивание сульфидных

осадков с терригенным материалом, разубоживание золотосульфидной минерализации и ее перераспределение в объеме новообразованной осадочной линзы. Это приводит к образованию мощных линз (до нескольких сотен метров) черносланцевых осадков с повышенным фоном золотоносности. Первичные сингенетичные прослои и горизонты с золотосульфидной минерализацией сохраняются в виде фрагментов.

При прогнозных построениях рудоносные осадки соотносят с различными осадочными формациями: глинисто-сланцевой (аспидной), терригенной песчано-сланцевой, терригенно-карбонатной, песчано-алевролитно-сланцевой (флишоидной), флишевой, молассовой, олистостромовой, туфогенно-обломочной и др.

Более информативными для целей прогноза являются классификации терригенных отложений, основанные на анализе динамических режимов седиментации; выделяются различные типы гравититов (отложений кинетических потоков): осадков подводных селевых потоков, турбидитов и контуритов [12]. Хаотические грубокластические терригенные отложения, выделяемые в качестве олистостромовых, диамиктитовых или гравитационно-микститовых отложений [11], характеризуют обвально-оползневые процессы, связанные с периодами активизации тектонической, вулканической и гидротермальной активности. В зависимости от режима и обстановок седиментации можно выделить «холодные» и «горячие» (гидротермально активные) малые черносланцевые бассейны. Последние авторы рассматривают в качестве рудоносных черносланцевых бассейнов с сульфидоносными золотосодержащими осадками, включающими продукты гидротермальной и биогенно-осадочной деятельности. Этим объясняется локальность распространения золоторудных концентраций в осадочно-породных бассейнах при том, что в целом в различных черносланцевых провинциях преобладают не золотоносные отложения. Этим определяется сложность прогноза и определения металлогенического потенциала территорий с черносланцевыми комплексами.

Главный фактор, определяющий уровень золотоносности черносланцевых осадков, – фактор давления в системе, который определяется глубиной бассейна и мощностью осадков, перекрывающих область разгрузки гидротерм [2]. Мощность столба воды и осадков регулируют давление и температуру вскипания рудоносных флюидов. Поступление глубинных субкритических и надкритических флюидов в придонную часть бассейна седиментации возможно только для обстановок глубоководных впадин с батиметрическими отметками, приближающимися и превышающими глубину 2 км (с учетом нескольких сотен метров илистых осадков). В малоглубинных условиях возможны только низкотемпературные термы с невысокими концентрациями растворенных металлов, которые даже при наличии высокотемпературных газовых струй могут создать только

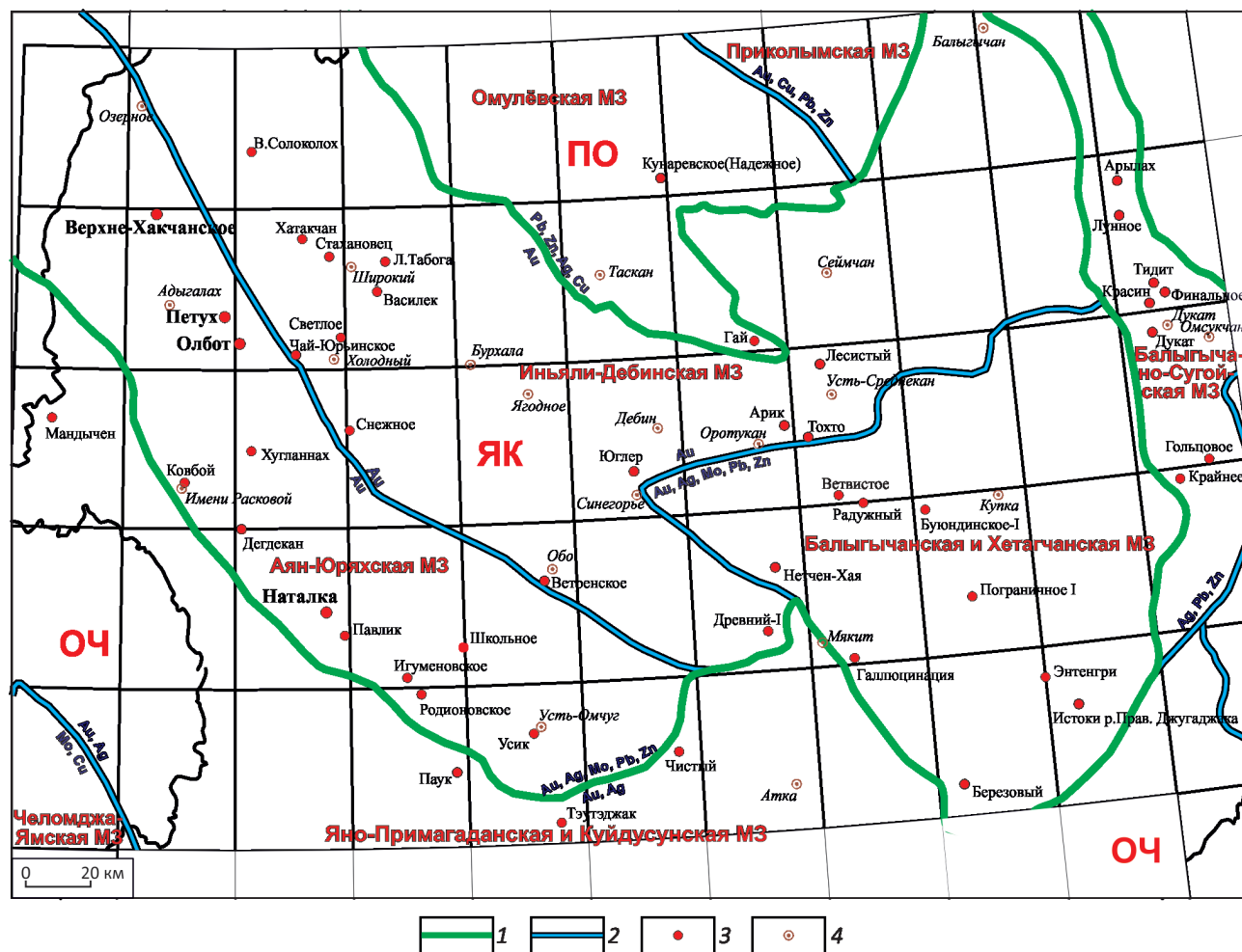


Рис. 1. Схема районирования и размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений и проявлений ЦКР:

1 – металлогенические провинции: ОЧ – Охотско-Чукотская, ЯК – Яно-Колымская, ПО – Приколымо-Омолонская; 2 – границы и специализация металлогенических зон; 3 – золоторудные и золотосодержащие месторождения и проявления; 4 – населенные пункты

ореолы с рассеянным типом минерализации или рудные залежи незначительных масштабов. Примеры подобных образований многочисленны и обычно они квалифицируются как зоны рассеянной минерализации (ЗРМ).

Центрально-Колымская черносланцевая субпровинция представляет собой юго-восточный фланг Яно-Колымской геосинклинально-складчатой системы (ЯКГСС), расчлененной на южном окончании Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП). Сочленение этих мегаструктур определяет сложный металлогенический профиль территории. В составе Центрально-Колымского региона выделен ряд металлогенических зон (рис. 1). Основные золоторудные районы локализованы в Аян-Юряхской, Балыгчанской и Хетагчанской зонах. Золоторудные месторождения Яно-Колымского складчатого пояса образуют

протяженный пояс, совпадающий с размещением гранитоидов и представленный двумя типами – золото-кварцевым (жильным и штокверковым) и золотосульфидно-кварцевым (типа минерализованных зон) [8].

Золоторудные объекты черносланцевого типа размещены в южной части золотоносного пояса, в Аян-Юряхском антиклинории. Они локализованы в верхнепермских отложениях атканской свиты, а также в подстилающих (пионерская свита) и перекрывающих (нерючинская свита) отложениях. Здесь в черносланцевых комплексах установлена стратоидная золотосульфидная минерализация и локализованы крупнообъемные месторождения, такие как Наталка, Дегдекан и ряд других. Сводный разрез терригенных отложений и уровни локализации золоторудных объектов показаны на рис. 2.



Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка Верхне-Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных узлов

Рис. 3. Схема геологического строения Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла. По А.И.Иванову, С.С.Вартаняну, А.И.Черных и др., 2016:

1 – неоген-четвертичные отложения (Q); 2–9 – отложения поздней перми: 2–5 – омчакская свита: 2 – верхняя подсвита (P_3om_3): массивные аргиллиты, углеродистые алевролиты с прослоями полимиктовых и известковистых песчаников, мергелей, 3 – средняя подсвита (P_3om_2): песчаные и алевроитовые углеродистые аргиллиты с прослоями полимиктовых песчаников, 4 – нижняя подсвита (P_3om_1): углеродистые алевроитовые и песчаные аргиллиты, алевролиты с прослоями песчаников и кислых туфов, 5 – нерасчлененные отложения (P_3om): углеродистые алевролиты, песчаники, часто с примесью туфогенного материала, глинистые алевролиты, аргиллиты, прослои и линзы конгломератов, гравелитов, мелко- и среднеобломочных диамиктитов; 6–9 – атканская свита: 6 – первая подсвита (P_3at_1) – рудоносные отложения: сульфидоносные алевролиты и алевропесчаники с редкой галькой силицитов, прослои песчаников и мелкообломочных диамиктитов, повсеместно признаки оползневых явлений, 7 – вторая подсвита (P_3at_2), мелко- и грубообломочные диамиктиты с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, характерны крупные олистолиты метасоматически измененных песчаников и андезитовых порфиров, признаки обвальнo-оползневой седиментации, 8 – третья подсвита (P_3at_3), флишoидное переслаивание алевролитов и тонкозернистых песчаников, 9 – четвертая подсвита (P_3at_4): песчано-гравийные диамиктиты с мощными прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов; 10–11 – интрузивные образования: 10 – дайки гранодиоритов, гранодиорит-порфиров басугуньинского комплекса (J_3b), 11 – нера-бохапчинский комплекс (J_3nb): а – малые интрузии гранодиорит-порфиров, б – дайки диоритов, диорит-порфиров, микродиоритов; 12 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – ось антиклинали; 14 – золоторудные участки с детальными поисковыми работами: 1 – Петух, 2 – Верхний, 3 – Становой, 4 – Рыбный, 5 – Водораздельный, 6 – Олбот

Для отложений атканской свиты были установлены повышенные содержания золота [3]. Обогащенные золотом горизонты представлены умеренно углеродистыми ($C_{орг}$ до 2,5%) гравитационно-микститовыми отложениями – диамиктитами, галечно-гравийными алевролитами и углеродисто-глинистыми сланцами.

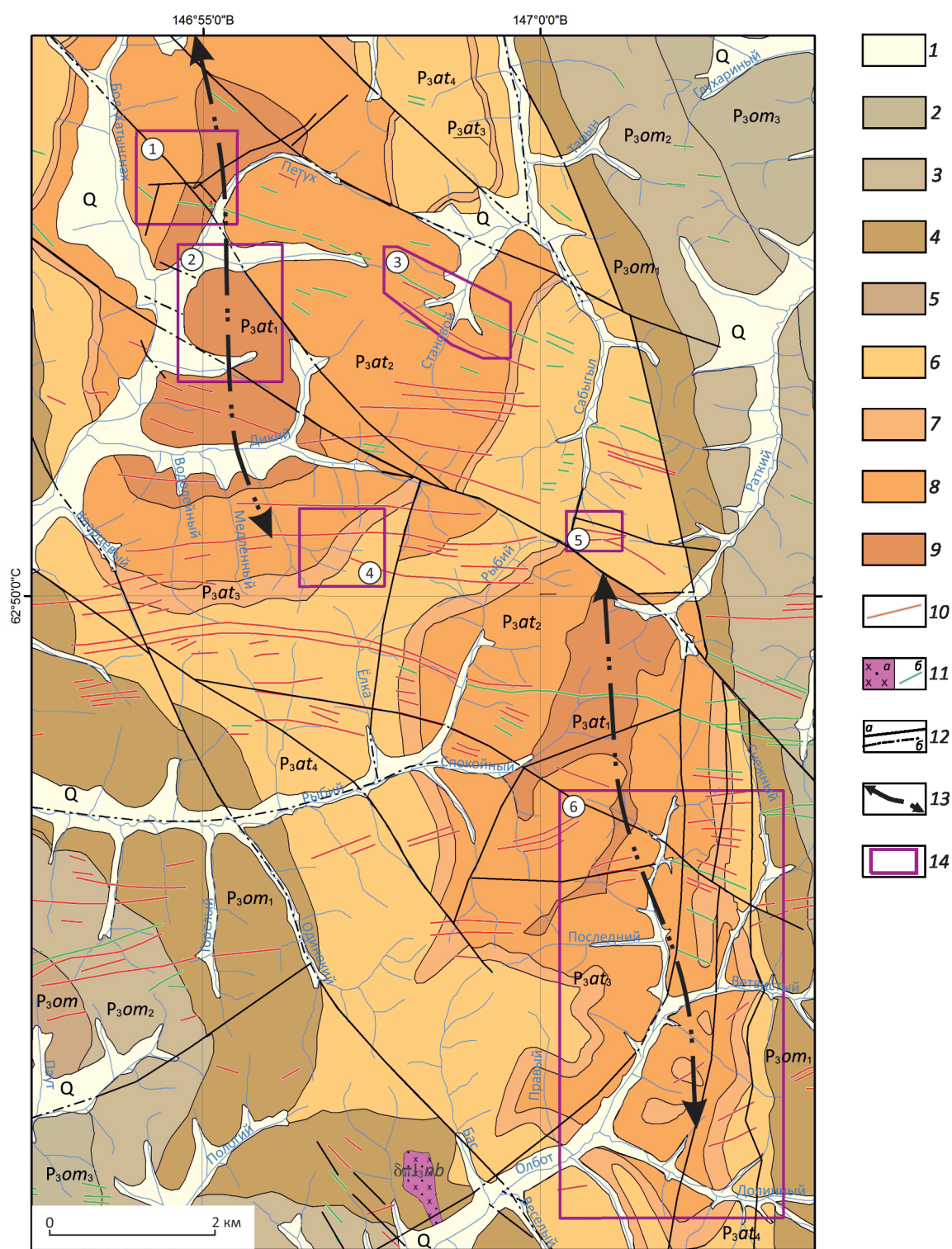
Диамиктиты представляют собой хаотическую смесь углеродистого алевропелитового матрикса и светлых несортированных включений псаммитовой и псефитовой размерности различного состава в количестве от первых процентов до 50% объема породы, обычно 2–5%. Рудоносный диамиктитовый комплекс отложений в основном соответствует верхнеатканской подсвите и представлен обвальнo-оползневыми отложениями с пестрым составом обломков от песчано-гравийно-мелкогалечных до валунных и крупноглыбовых. Галечные, валунные и крупноглыбовые образования сложены обломками метасоматически измененных сульфидизированных песчаников, силицитов, вулканитов среднего и кислого состава, туфов, реже тонкослоистых карбонатно-песчанисто-алевролитовых ритмитов с сульфидной вкрапленностью, иногда крупными (до 0,5 м) слабоокатанными обломками риодацитов. Встречается также сульфидная рудокластика. В диамиктитах присутствует кластогенная рудная минерализация. Нижние части разреза атканских отложений (нижнеатканская подсвита) сложены углеродистыми алевропелитами, алевропесчаниками и туфами с сингенетичной золотоносной пирит-арсенипиритовой вкрапленностью, что наиболее характерно для изученных авторами разрезов Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла. Эти отложения авторы рассматривают в качестве основного литолого-стратиграфического уровня.

Образование диамиктитов связано с периодами вулканической активности и сопровождается поступлени-

ем в бассейн значительного количества пирокластики и других продуктов вулканических извержений. При этом необходимо отметить, что продукты вулканизма поступали в эвксинные (застойные) бассейны, что способствовало осаждению рудного вещества из кислотных вулканических эманаций при буферирующей и осаждающей роли органического углерода. Уровень эвксинности малых бассейнов седиментации можно косвенно оценить по содержаниям органического углерода в породах. По данным И.Л.Ведерникова [4] среднее содержание $C_{орг}$ в разрезах Аян-Юряхского антиклинория 0,94%. Встречаются единичные высокоуглеродистые слои ($C_{орг}$ до 23%). Максимальной изменчивостью содержания углерода характеризуется пионерская свита ($C_{орг}$ 0,4–1%). Атканская свита отличается более низкими содержаниями (среднее 0,45%). Нижняя пачка омчакской свиты содержит минимальную концентрацию $C_{орг}$ 0,35%, породы средней и верхней подсвит обогащены органикой. В нижнестарательской подсвите среднее содержание $C_{орг}$ 1,2%.

Эталон для черносланцевых объектов ЦКР – Наталкинское месторождение, которое расположено в Омчакском рудном узле, включающем также месторождения Омчак и Павлик. Характеристики месторождения Наталка приводятся в многочисленных широко известных статьях и монографиях [13–15]. В данной статье с целью сопоставления с объектами Верхне-Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных узлов отметим главное.

Наталкинское месторождение локализовано в краевой части скрытого плутона в зоне влияния Тенькинского регионального разлома северо-западного простирания. Основная рудовмещающая структура – Наталкинская брахисинклиналь, являющаяся структурой 2-го порядка относительно Тенькинской антиклинали. Длина рудоносной пликативной структуры около



4,5 и ширина 2,5 км. Золоторудная минерализация контролируется продольными и диагональными тектоническими зонами, осложняющими юго-западное крыло Наталкинской синклинали. Рудоконтролирующие разломы – Главный и Северо-Восточный [15]. Главный разлом мощностью 20–50 м северо-западного прости-

рания представлен субпараллельными тектоническими швами с зеркалами скольжения, чередующимися с участками брекчирования и милонитизации. Амплитуда перемещений по разломам – первые сотни метров.

По данным Н.А.Горячева с соавторами [14] в разрезе рудовмещающей толщи общей мощностью 2,5 км

выделяются три свиты: пионерская, атканская и омчакская. Рудные тела сосредоточены в основном в атканской свите.

Атканская свита сложена диамиктитами, галечно-гравийными алевролитами с пластами и линзами глинистых сланцев, тонкослоистых алевролитов, песчаников и гравелитов. Мощность 350–650 м.

На месторождении выделено 120 локальных рудных тел, образующих единую минерализованную зону протяженностью более 7 км [14]. Структурно-морфологические типы рудных тел: метасоматические прожилково-вкрапленные, прожилково-жилые, жилые и минерализованные зоны смятия-дробления. При оконтуривании по бортовому содержанию 0,4 г/т все рудные зоны представляют единую рудную залежь северо-восточного падения, расположенную между Главным и Северо-Восточным разломами. По данным С.А.Григорова и других авторов [15] протяженность рудоносной зоны около 5 км, ширина до 1 км, вертикальный размах оруденения 900–1200 м. Рудная залежь с глубиной выполаживается до субгоризонтального положения вдоль границы зоны дробления с глинистыми породами. Как отмечалось выше, основная часть залежи (около 400 м) приурочена к атканской свите, которая рассматривается в качестве основного рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Относительно этого уровня проявлена вертикальная зональность: в верхней части развиты мощные (до 1–2 м) стволые жилы кварцевого состава, на глубине с горизонта 600 м развито штокверковое окварцевание и тонкая пирит-арсенопиритовая вкрапленность.

Промышленные запасы в контуре карьера по Наталкинскому месторождению составляют около 1500 т золота со средним содержанием 1,7 г/т. По данным ревизионных работ часть запасов была отнесена к некондиционным.

Рудообразование по В.И.Гончарову [13] связано с активизацией магматической деятельности и образованием гидротермальной рудно-магматической системы, связанной с разгерметизацией системы при формировании интрузивно-купольной структуры.

Верхне-Хатыннах-Олботский рудный узел приурочен к северо-восточному крылу Аян-Юрхского антиклинория, вблизи сочленения по Чай-Юрьинской зоне разломов с Иньяли-Дебинским синклиниорием. Главная рудовмещающая структура – Лево-Аян-Юрхская брахиантиклиналь протяженностью около 30 и шириной около 8 км. Ось антиклинали под влиянием разломов северо-восточного и субширотного простираний образует флексурный изгиб (рис. 3). Комбинация продольных северо-западных, поперечных и диагональных разломов, определяющих поперечный изгиб антиклинали, создает блоковое строение рудного узла, а ундуляция шарнира антиклинали определяет погружение и воздымание основного рудоносного литолого-стратиграфического уровня атканских отложений и, соответственно, дискретное распределение рудных

объектов на площади рудного узла. В северо-западной части рудовмещающей антиклинали (Верхне-Хатыннахское рудное поле) локализовано месторождение Петух, а в юго-восточной (Олботское рудное поле) – рудопроявление Олбот. Между этими объектами на площади рудного узла вдоль оси антиклинали выявлен ряд рудопроявлений прожилково-жильного типа: Становой, Верхнее, Водораздельное (см. рис. 3).

Утвержденные прогнозные ресурсы для указанных объектов составляют: месторождение Петух: $P_1=73$ т, $C_{\text{ср. Au}}=3,1$ г/т; Становой: $P_1=18$ т, $C_{\text{ср. Au}}=6,8$ г/т; Верхнее: $P_1=14$ т, $C_{\text{ср. Au}}=3,3$ г/т; Водораздельное: $P_1=6$ т, $C_{\text{ср. Au}}=2,0$ г/т. Для Олботского участка (рудного поля) по результатам поисковых работ 2013–2015 гг. локализованы прогнозные ресурсы золота категории $P_2=100$ т, $C_{\text{ср. Au}}=1,55$ г/т.

В пределах рудного узла распространены рудоносные отложения атканской свиты и надрудные – омчакской свиты (см. рис. 3).

Атканская свита в пределах рудного узла расчленена на четыре подсвиты (пачки).

Первая пачка (P_{3at_1}) рассматривается в качестве рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Она характеризуется фациальной неоднородностью, сильной изменчивостью мощностей отдельных горизонтов. Пачка сложена массивными и слоистыми алевролитами и алевропесчаниками с галькой силицитов и метасоматически измененных дацитов. В верхней части разреза отмечаются линзы и маломощные горизонты мелко-обломочных диамиктитов и мелкозернистых песчаников. В нижней части разреза преобладают алевролиты и реже аргиллиты с послойной желвачково-конкреционной пиритовой минерализацией. В средней и верхней частях разреза пачки отмечаются мощные горизонты и линзы алевропесчаников с золотоносной арсенопирит-пиритовой метавкрапленностью; присутствуют слюди-сто-кремнисто-альбитовые тонкозернистые метаморфозы (стратоеидные метасоматиты). Повсеместно в алевролитах развиты оползневые микроскладки с линзочками и коlobками пиритсодержащих мелкозернистых песчаников. Неполная мощность подсвиты не менее 400–600 м.

Во второй пачке (P_{3at_2}) преобладают мелко-, реже грубообломочные диамиктиты и песчано-гравийные алевролиты, присутствуют песчаники и гравелиты с прослоями алевролитов и конгломератов. Галечные и валунные обломки нередко представлены метасоматически измененными и сульфидизированными силицитами, дацитами, их туфами; нередко находки пиритовых и арсенопирит-пиритовых рудокласт. Мощность отложений сильно варьирует от 250 до 650 м.

Отложения первой и второй пачек (подсвит) слагают ядерную часть Лево-Аян-Юрхской брахиантиклинали – площади Верхне-Хатыннахского и Олботского рудных полей.

Третья пачка (P_{3at_3}) представлена флишомидным переслаиванием темно-серых тонкослоистых алевролитов

и светло-серых тонкозернистых песчаников. Часто отмечаются колобки и оползневые микроскладки, линзы известковистых песчаников мощностью 10–20 см. Мощность пачки варьирует в пределах 60–150 м.

В составе четвертой пачки (P_3at_4) преобладают грубо-обломочные диамиктиты и песчано-гравийные алевролиты. Присутствуют слои алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью от первых метров до 60 м. Верхняя граница пачки устанавливается по появлению массивных алевролитов омчакской свиты. Мощность пачки колеблется в пределах 500–700 м.

Общая мощность отложений атканской свиты составляет около 2200 м. При этом основной рудоносный уровень с золотоносной арсенопирит-пиритовой вкрапленностью соответствует низам разреза – отложениям первой подсвиты (пачки) атканской свиты.

Надрудные отложения омчакской свиты (P_3om) распространены на западе и востоке площади. Свита сложена алевролитами и песчаниками, часто ритмично чередующимися между собою. В подчиненном количестве присутствуют гравелиты, конгломераты, аргиллиты, диамиктиты. Для пород характерна отчетливая параллельно-волнистая слоистость, но встречается также косая и градационная слоистость. Свита разделена на три подсвиты, отличающиеся по количеству песчаников в разрезе и характеру переслаивания. Взаимоотношения с подстилающей атканской свитой согласные. Мощность отложений составляет 1500–1800 м. Отложения омчакской свиты на объектах Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла в основном сэрродированы, но являются рудовмещающими для объектов Хакчанского рудного узла, где они выделены как нерючинская свита.

Изученная территория характеризуется широким развитием россыпей золота, большинство из которых к настоящему времени полностью отработано. В качестве источника россыпной золотоносности Верхне-Хатыннах-Олботского рудного узла могут рассматриваться жильно-прожилковые зоны, локализованные на уровне омчакской свиты.

Месторождение Петух локализовано в близосевой части брахиформной антиклинальной складки второго порядка и представлено рудными залежами комбинированного типа. Это сочетание секущих золотополисульфидно-кварцевых прожилково-жильных зон и стратойдных залежей прожилково-вкрапленных пирит-арсенопиритовых руд. Ось складки ориентирована в запад–северо-западном направлении. Длина складки составляет 1100 м, размах крыльев 800 м.

В ядре складки обнажаются породы нижнеатканской подсвиты (P_3at_1). Крылья сложены перекрывающимися атканскими отложениями второй, третьей и четвертой подсвит. Углы наклона крыльев – от 10° до 30°. Характер разреза и положение полигенной золоторудной минерализации показаны на разрезе через центральную часть месторождения (рис. 4).

Выделенный предшественниками рудоносный диамиктитовый комплекс (вторая подсвита, P_3at_2), представлен обвально-оползневыми отложениями с пестрым составом обломков и размерностью от гравийно-мелкогалечных до валунных и крупноглыбовых. Матрикс отложений углеродисто-глинистый (алевропелитовый) с «мусорной» несортированной примесью песчано-гравийного и галечного материала. Как отмечалось выше, крупноглыбовые (до нескольких метров) образования представлены обломками метасоматически измененных и сульфидизированных терригенных и вулканогенных пород. В составе песчано-гравийной и галечной примеси диамиктитов часто встречаются обломки метасоматически измененных пиритизированных силицитов и дацитов, обломки кварцевых жил, пиритовые и арсенопирит-пиритовые рудокласты. Эти образования авторы относят к кластогенной рудной минерализации. Можно предположить, что обломки оруденелых вулканогенных и терригенных пород, включая крупные олистолиты с рудно-метасоматической и жильной минерализацией, образовались путем сейсмического разрушения пород основания и сбросом обломков в оползневые потоки, с транспортировкой их из субэвальной области в глубоководные эксинные впадины. То есть в бортах «атканского» рудоносного бассейна могли находиться локальные вулканические поднятия с центрами гидротермальной активности.

На месторождении Петух переход обвально-оползневых отложений в подстилающую рудоносную пачку алевролитов, исходя из данных, полученных при документации керна и естественных обнажений, – согласный. Однако характер разреза меняется на коротких интервалах (первые метры). При этом в матриксе уменьшается количество песчано-гравийной и галечной примеси. Разрез нижней пачки представлен отложениями мутьевых потоков алевропелитовой размерности с существенным обогащением осадков рассеянным органическим веществом.

По данным документации керна скважин в алевролитах отмечается развитие арсенопирит-пиритовой вкрапленности, распределенной в объеме пород равномерно или с послойным пятнисто-плотчатом обогащением, подчеркивающим структуру мутьевых вихревых потоков. Нередки фрагменты оползневых микроскладок, сложенные тонкой пиритовой вкрапленностью и разорванными прослоями пиритов. По разрезу одной из глубоких скважин стволовая мощность рудоносной алевропелитовой пачки с арсенопирит-пиритовой вкрапленностью превышает 400 м (см. рис. 4). Сульфидная минерализация в ней представлена в основном пылевидным и тонкозернистым пиритом в количестве от 1 до 5%. Арсенопирит присутствует в виде отдельных кристаллов и сростков, его количество варьирует от 0,5 до 5%. Распределение метавкрапленности сульфидов не зависит от интенсивности более поздней (наложенной) полисульфидно-анкерит-альбит-кварце-

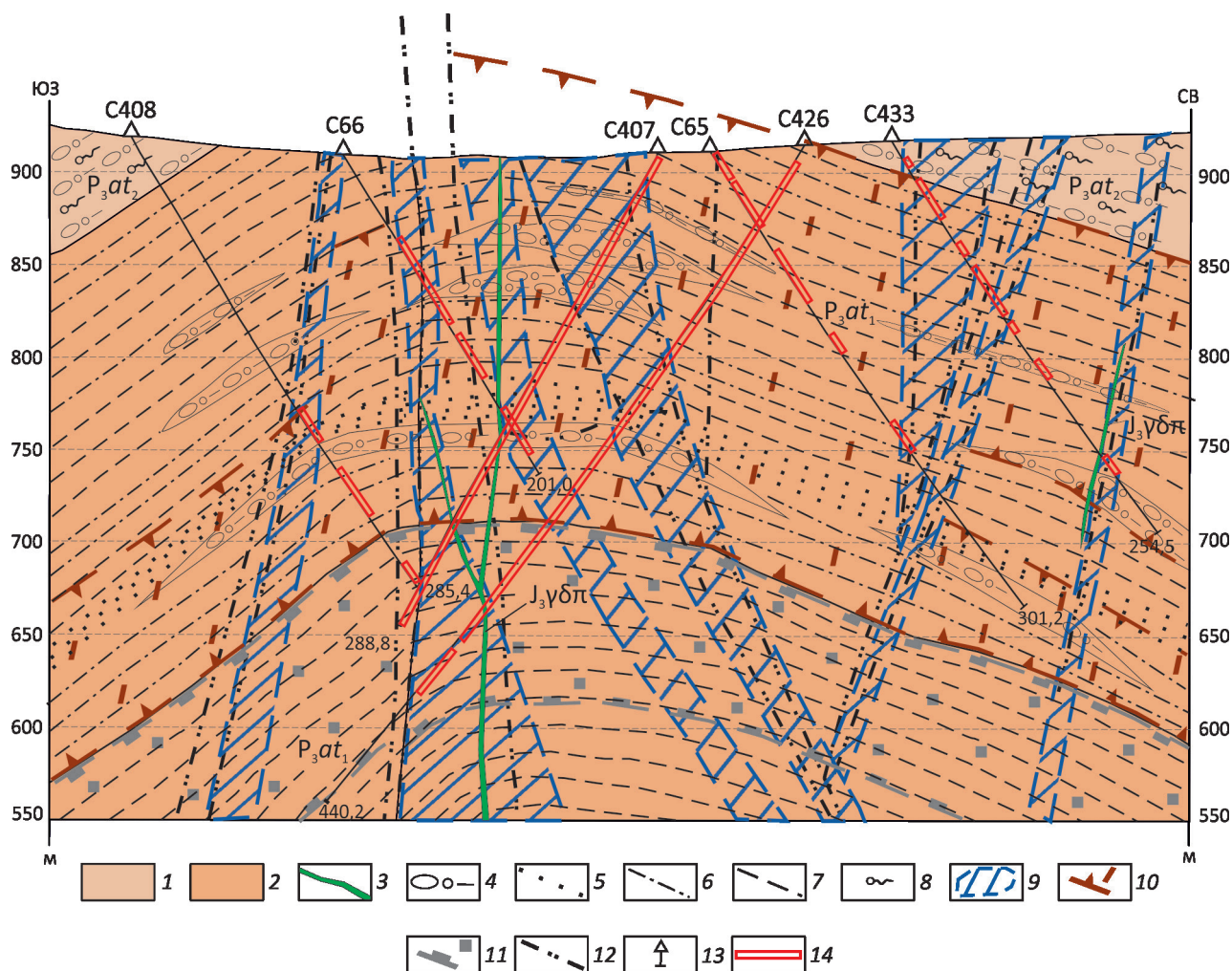


Рис. 4. Геологический разрез месторождения Петух:

стратифицированные образования: пермская система, верхний отдел, атканская свита: 1 – вторая подсвита (P_3at_2), 2 – нижняя подсвита (P_3at_1); интрузивные образования поздней юры: 3 – дайки гранодиоритовых порфиров нерабохапчинского комплекса (J_3nb); литологические различия пород: 4 – диамиктиты, 5 – песчаники, 6 – алевропесчаники, 7 – алевrolиты, 8 – следы биотурбации в глинистых отложениях; 9 – ореолы прожилковой минерализации золотополисульфидно-альбит-кварцевого состава, сопряженной с серицит-анкерит-альбит-кварцевыми метасоматитами; ореол: 10 – стратоидной золотоносной пирит-арсенопиритовой вкрапленности и 11 – стратоидной пиритовой минерализации; 12 – разломы; 13 – скважины и их номера; 14 – интервалы по скважинам с содержаниями золота $>0,1$ г/т

вой прожилковой минерализации. При пересечениях прожилками пород с сульфидной вкрапленностью, нередко в контактах последних отмечаются каймы метасоматитов (шириной до 2 см), лишенные сульфидной вкрапленности, что может быть связано с растворением сульфидной вкрапленности и переотложением ее в составе прожилков в виде поздних генераций арсенопирита и пирита.

В средней части разреза рудоносной алевропелитовой пачки установлены мощные (десятки метров) горизонты, сложенные углеродистыми тонкозернистыми

альбитовыми породами с существенной примесью Mg-Fe карбонатов и тонкой вкрапленностью золотоносных сульфидов (пирита и арсенопирита). Эти породы предположительно идентифицированы авторами как альбитизированные и карбонатизированные туфы основного состава. Стратоидная альбитизация заслуживает дальнейшего специального изучения, так как имеет признаки метасоматических изменений, связанных с гидротермально-осадочными процессами, что отмечалось в частности в разрезах месторождения Кумтор (Южная Киргизия) и Амантайтау (Западный Узбекистан), где

подобные образования ассоциировали с высоко золотоносными сульфидными ритмитами [2].

Околотрещинные (околожилные) метасоматические изменения – анкеритизация, окварцевание, серицитизация, максимально проявлены в горизонтах грубообломочных диамиктитов. Анкеритизация, проявленная вдоль трещинных зон, образует каркасную структуру и иногда мощные зоны объемных изменений. Наиболее интенсивно анкеритизация проявлена в телах олистолитов известковистых песчаников. Проявленные по разрезу сульфидоносной алевропелитовой пачки кварцевые (анкерит-доломит-кварцевые, анкерит-альбит-кварцевые и альбит-кварцевые) прожилки относятся к двум возрастным группам – додайковым и постдайковым. Наиболее ранние альбит-кварцевые и анкерит-альбит-кварцевые прожилки сопровождаются слабыми метасоматическими изменениями, имеют шестоватую или гребенчатую структуру и в эндоконтактах содержат пирит-арсенопиритовые сростки. Позднерудные анкерит-доломит-кварцевые прожилки сопровождаются интенсивной околотрещинной анкеритизацией и содержат редкую пиритовую и полисульфидную минерализацию.

На флангах месторождения Петух, в горизонтах грубообломочных диамиктитов установлены также субпараллельные пологие слабо золотоносные кварцевые жилы выполнения пустот. Они приурочены к контактам крупных олистолитов песчаников и сопровождаются каркасно-прожилковым окварцеванием в теле самих олистолитов. Эти жилы также отнесены к додайковым образованиям, приуроченным к участкам концентраций хрупких деформаций в компетентных породах.

Золотоносные пирит-арсенопирит-анкерит-альбит-кварцевые прожилки связаны с разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Мощность прожилковых зон составляет десятки метров. Мощность прожилков от нескольких миллиметров до 3 см, преобладают прожилки мощностью 0,5–1,5 см. Доминирует параллельно-прожилковое окварцевание, реже развиты прожилки нескольких направлений, образующие каркасную структуру с переходами в участки гидроразрыва (микробрекчирования). Интенсивность прожилкования варьирует от весьма насыщенной (30–50% от объема) до умеренной (5–10% от объема). Малые мощности прожилков, шестоватое строение, преобладание параллельного прожилкования и высокая интенсивность насыщения ими пород – индикатор увеличенной золотоносности. Это может быть объяснено повышенным давлением в области рудоотложения, связанным со слабым приоткрыванием капиллярных трещин и наличием сланцевых флюидоупоров. Как будет показано ниже, эти представления подтверждаются результатами термобарогеохимических исследований. Развитые в небольшом количестве мощные кварцевые жилы выполнения мощностью до 20 см обычно характеризуются низкими содержаниями золота.

В контактах прожилков при пересечении ими алевропелитов с рассеянной сульфидной вкрапленностью отмечается образование сульфидных (пирит-арсенопиритовых) сростков до 3 мм, иногда отмечаются их сростания с мелкими выделениями галенита и блёклых руд. По всему разрезу рудоносной пачки с пирит-арсенопиритовой вкрапленностью отмечаются повышенные содержания золота в пределах 0,3–1,5 г/т, что в комбинации с секущими золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевыми прожилками создает эффект крупнообъемной золоторудной залежи комбинированного типа со средними содержаниями золота на месторождении Петух на уровне 3–5 г/т.

Изотопно-геохимические исследования показали, что в отличие от «фоновых» пермских отложений ЦКР сера золотоносных сульфидов во всем объеме месторождения Петух имеет весьма гомогенный изотопный состав и может быть охарактеризована средним значением $\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$ (рис. 5). При этом не установлено значимых различий в изотопном составе серы сульфидов из секущих прожилковых и стратиформных вкрапленных образований во вмещающих породах. Практически идентичные значения $\delta^{34}\text{S}$ показали сульфиды из прослоев и линз пирититов из нижней–средней части разреза и сульфиды рудокластов из перекрывающих отложений. Указанные факты позволяют сделать три главных вывода:

- 1) стратиформная золотоносная сульфидная минерализация сингенетична вмещающим породам нижней–средней части разреза атканской свиты;
- 2) источником серы для стратиформной сульфидной минерализации вероятнее всего служил гомогенный высокотемпературный источник, что коррелируется с выводом о гидротермально-осадочном генезисе «донорной» сульфидной минерализации;
- 3) для наложенной прожилковой минерализации источником серы и, очевидно, позднего золота, служили сульфидсодержащие породы «донорной» формации.

Как следует из рис. 5 по среднему значению изотопный состав серы сульфидов месторождения Петух ($\delta^{34}\text{S} = -3,8 \pm 1\%$) значительно отличается от месторождения Наталка ($\delta^{34}\text{S} = -6,0 \pm 1\%$), что указывает на различные источники поступления этого элемента в рудообразующие системы.

С целью уточнения вопроса об источниках рудного вещества авторы определили изотопные отношения свинца (TIMS, ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитик Р.Ш.Крымский) в золотосульфидных концентратах, полученных при обогащении технологических проб из руд месторождения Петух ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,375$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,593$) и Наталка ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,544$). Результаты анализов однозначно свидетельствуют о существенном различии среднего изотопного состава рудного свинца названных месторождений и о поступлении этого элемента в руды из разных источников. Модельный свинцовый возраст золотоносной минера-

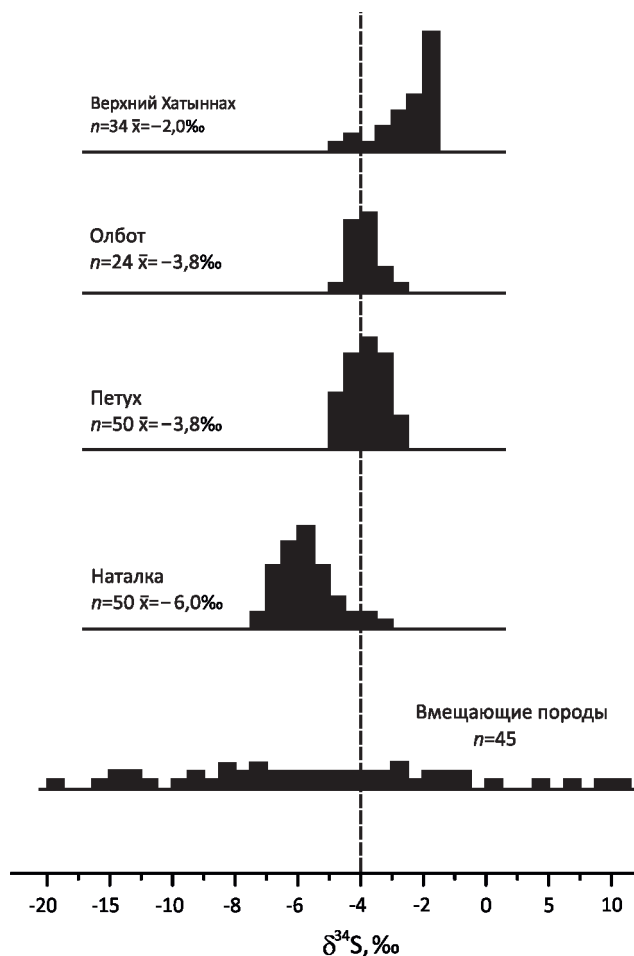


Рис. 5. Изотопный состав серы сульфидов из руд месторождений ЦКР и вмещающих углеродисто-терригенных пород пермского возраста (с использованием данных [20, 22])

лизации, рассчитанный в соответствии с эволюционной моделью Стейси-Краммерса [24], для месторождения Петух составляет 170 млн. лет ($\mu=9,66$) и указывает на вероятное завершение рудообразования в период среднеюрской коллизии и метаморфизма. Свинец в рудах Наталки имеет значительно более молодой модельный возраст (70 млн. лет при $\mu=9,45$), позволяющий предполагать определенное влияние ОЧВП при формировании этого месторождения.

При существенном различии во времени проявления гидротермальных процессов на рассматриваемых рудных объектах для них характерна общая особенность, заключающаяся в существенном обогащении сульфидов легким изотопом серы относительно «метеоритного» уровня. Наиболее вероятное объяснение этой закономерности – частичная контаминация рудогенерирующих очагов серой осадочно-диагенетических сульфидов как в конседиментационных, так и в пост-коллизийных системах.

В то же время не исключено, что основным источником серы в гидротермально-осадочной системе служил морской сульфат. В этом случае пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ могут быть обусловлены аномально низким содержанием тяжелого изотопа серы в пермских морях [5, 7]. Для решения этого вопроса необходимы более обширные исследования.

Рудопроявление Олбот локализовано в южном замкании Лево-Аян-Юрхской брахиантиклинали. На участке рудопроявления ось складки имеет субмеридиональное простирание (см. рис. 3). Она вытянута вдоль долины ручья Олбот, размах крыльев достигает 4–5 км. Ядро сложено породами нижнеатканской подсвиты (P_3at_1), крылья – верхнеатканскими отложениями второй (P_3at_2), третьей (P_3at_3) и четвертой (P_3at_4) подсвит атканской свиты и породами омчакской (P_3om) свиты. Углы наклона крыльев – 30° – 50° . Крылья складки осложнены складками более высоких порядков.

Складчато-разрывная структура участка имеет сложный блоковый характер, который определяется сочетанием разломов субмеридиональной, северо-западной, субширотной и восток-северо-восточной ориентировок. Наиболее распространены на участке продольные разрывные нарушения субмеридионального простирания. Продольные разломы носят преимущественно сбросовый характер. Они представлены зонами дробления и сопровождаются мощными зонами рассланцевания. В северо-западном направлении от участка Олбот к месторождению Петух, в соответствии с изгибом складчатой структуры, продольные разломы приобретают север-северо-западное простирание. Дугообразный изгиб продольной складчато-разрывной структуры определяется влиянием диагональных и поперечных разломов. Углы падения смесителей субвертикальные, амплитуда перемещения не превышает 200–300 м.

Северо-западная и субширотная системы сбросо-сдвигов развиты в северной и южной частях участка. Мощность зон разломов составляет первые метры. Углы падения крутые субвертикальные, вертикальная амплитуда перемещений не превышает первые десятки метров, горизонтальная амплитуда составляет от первых десятков до первых сотен метров.

Разломы северо-западной и субширотной систем смещают более раннюю субмеридиональную систему. К ним приурочены позднеюрские дайки нерабохачинского и басугуньинского комплексов. Восток-северо-восточная система сбросо-сдвигов является опережающей к северо-западной и субширотной и распространена преимущественно в центральной и северной частях участка. Залегание даек крутое (70° – 90°), но иногда они выполаживаются до 40° – 50° . Их протяженность составляет первые сотни метров. Мощность даек меняется от 0,5 до 4,0 м.

Дайки нерабохачинского интрузивного комплекса (J_3nb) представлены метасоматически измененными

микродиоритами и диоритовыми порфирами. Дайки пересечены сетью трещин, вмещающих полисульфидно-анкерит-кварцевые прожилки. Дайки басугунинского интрузивного комплекса (J_3b) представлены гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритами и гранит-порфирами. Метасоматические изменения в дайках интенсивные. По данным документации канав (канавы 3) на участке Олбот установлено, что дайки диоритоидов пересекают жильно-прожилковые образования золотосульфидно-альбит-кварцевого состава и в свою очередь импрегнированы прожилками анкерит-полисульфидно-кварцевого состава, то есть являются внутрирудными.

На рис. 6 приведен типовой разрез через центральную часть месторождения, отражающий комбинированный характер рудной залежи с сочетанием крутопадающих жильно-прожилковых зон золотополисульфидно-кварцевого состава и слабо проявленной стратоидной золотоносной арсенопирит-пиритовой вкрапленности. На участке Олбот, в отличие от месторождения Петух, доминирует жильно-прожилковый тип. Вместе с тем изотопные данные указывают на то, что основным источником рудного вещества на этом участке также служили стратоидные золотосульфидные образования «донорной» формации (см. рис. 5), предположительно залегающие ниже по разрезу.

Специализированные исследования на месторождении Петух и рудопоявлении Олбот позволили установить полигенный и многоэтапный характер золоторудной минерализации. Был выделен ряд структурно-вещественных комплексов, в том числе: биогенно-хемогенный, гидротермально-осадочный, кластогенный и прожилково-жильный.

Биогенно-хемогенный минеральный комплекс. В этот комплекс входят тонкозернистый пылевидный и землистый пирит (мельниковит), оолиты и фрамбоиды пирита, а также органические остатки, представленные антраколитом, часто с сохранением структуры растительной ткани. В цементе осадочных пород часто наблюдается субмикронная тонкая вкрапленность, хлопьевидные, землистые агрегаты, оолиты (глобули) и фрамбоиды пирита («оруденелые бактерии»). Размеры фрамбоидов обычно составляют 5–15 мкм. Их отличает полигональное внутреннее строение. В оолитах пирита внутреннее строение хлопьевидно-глобулярное, что подчеркивает их коллоидное происхождение. Размеры оолитов составляют обычно десятки мкм. Коллоидные шарики (оолиты) образуют агрегатные комковидные скопления размером до 100–200 мкм и часто включают в себя выделения фрамбоидального пирита. В отдельных случаях отмечается обрастание фрамбоидов блёклой рудой с тонкой вкрапленностью халькопирита или цементация их метакристаллами арсенопирита. Осадочно-биогенное происхождение пирита подтверждается широкими вариациями изотопного состава серы (см. рис. 5) в области отрицательных значений $\delta^{34}S$ (до -20%).

Гидротермально-осадочный минеральный комплекс образует стратиформные залежи вкрапленных руд. Данный минеральный комплекс в основном проявлен на месторождении Петух, в меньшей степени на участке Олбот. По мере перехода грубообломочных диамиктитов в подстилающие алевролиты и алевропесчаники (турбидитовые отложения) в матрике появляется золотоносная пирит-арсенопиритовая вкрапленность от 0,5 до 3%. Алевролиты переслаиваются с тонкими плочками сульфидоносных тонкозернистых песчаников. Наряду с арсенопирит-пиритовой метавкрапленностью отмечаются микроконкреции пирита и маломощные линзочки массивных пиритов.

Минеральный состав комплекса: золотоносный пирит (Py II) различных кристаллических форм (кубические, пентагондодекаэдрические, реже октаэдрические гранные формы, аллотриоморфные зерна, скелетные кристаллы), идиоморфный золотоносный арсенопирит (Ars I). Золотоносность сульфидов связывается с тонкодисперсным субмикронным золотом. В виде микровключений (микрופарагенезис) в пирите и арсенопирите присутствуют: халькопирит, пирротин, сфалерит, реже блёклые руды и галенит. Состав микрופарагенезиса сходен для руд обоих участков (Петух и Олбот). Изотопный состав серы гидротермально-осадочных сульфидов постоянен в пределах рудного узла (см. рис. 5) и соответствует узкому интервалу значений $\delta^{34}S = -3,8 \pm 1\%$.

Кластогенный рудный минеральный комплекс, как отмечалось выше, содержится в основном в гравийно-галечной фракции диамиктитов, реже в виде пиритовых и арсенопирит-пиритовых рудокласт. В обломках вулканитов заключена сульфидная вкрапленность, сходная по составу с гидротермально-осадочным минеральным комплексом. В обломках метасоматически измененных дацитов, их туфах и силицитах отмечается пиритовая вкрапленность с микровключениями халькопирита, блёклых руд, пирротина и сфалерита. Встречаются единичные рудные обломки пиритового и пирит-арсенопиритового состава, иногда с микровключениями золота размером до 16 мкм. В пирите в ассоциации с золотом присутствуют микровключения пирротина, халькопирита и марказита. В арсенопирите – сфалерита, теннанита и халькопирита. Часто границы гравийно-галечных обломков содержат каймы, обогащенные мелкокристаллическим агрегатом пирита и арсенопирита, что указывает на реакционное взаимодействие обломков с водонасыщенным углеродисто-глинистым матриксом диамиктитов.

В обломках терригенных пород присутствует пиритовая минерализация, типичная для биогенно-хемогенного минерального комплекса. Это тонкая пылевидная вкрапленность, фрамбоидальный и тороидальный (по органическим остаткам) пирит, сростки несовершенных кубических кристаллов с ситовидным внутренним строением.

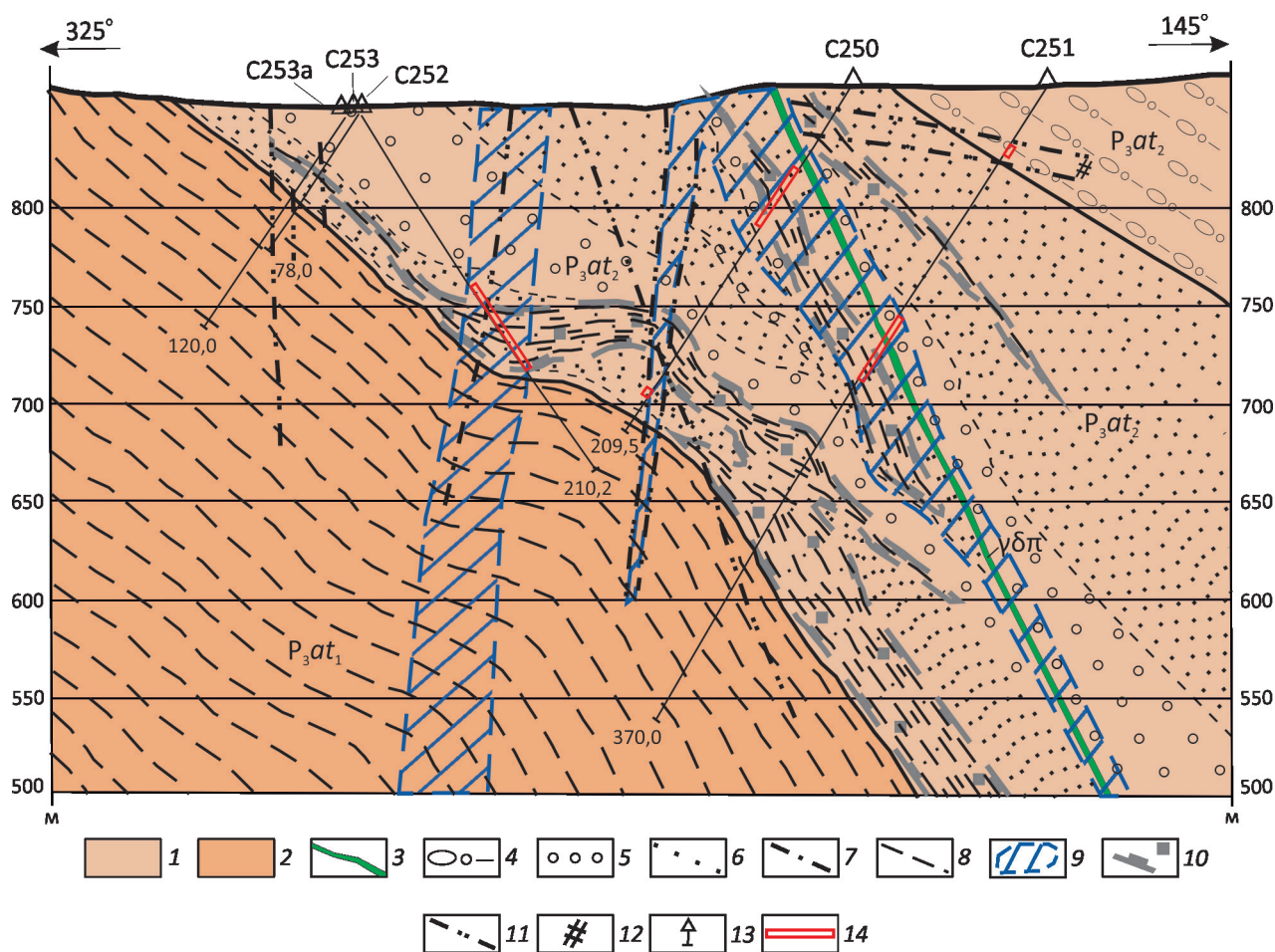


Рис. 6. Геологический разрез рудопроявления Олбот:

стратифицированные образования: пермская система, верхний отдел, атканская свита: 1 – вторая подсвита (P_3at_2), 2 – первая подсвита (P_3at_1); интрузивные образования поздней юры: 3 – дайки диоритовых порфиров не-ра-бохапчинского комплекса (J_3nb); литологические различия пород: 4 – диамиктиты, 5 – гравелиты, 6 – песчаники, 7 – алевропесчаники, 8 – алевролиты; 9 – ореолы прожилковой минерализации золотополисульфидно-альбит-кварцевого состава, сопряженной с серицит-анкерит-альбит-кварцевыми метасоматитами; 10 – граница горизонтов с интенсивной стратоидной пиритовой вкрапленностью; 11 – разломы; 12 – катаклазиты; 13 – скважины и их номера; 14 – интервалы с содержаниями золота более $>0,1$ г/т

Матрикс диамиктитов сложен углеродисто-глинистым веществом с непостоянной и переменной примесью новообразованного (кристаллобластического) пирита и арсенопирита.

Присутствие оруденелых вулканитов и силицитов в диамиктитах, как уже отмечалось, свидетельствует о разрушении вулканических центров гидротермальной активности в бассейне седиментации. Нахождение сходной по составу сульфидной минерализации в обломках пород и в матриксе диамиктитов связано с вовлечением в лавинную седиментацию как литифицированных пород, так и рыхлых осадков. Неравномерная литификация осадков – дополнительный косвенный

признак наличия субмаринных гидротермальных полей, в пределах которых, как известно (по аналогии с современными океаническими рифтами), процессы литификации и диагенеза происходят с более высокими скоростями, чем за их пределами.

Прожилково-жильные образования полисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава, как отмечалось выше, представлены двумя возрастными группами, разделенными внедрением даек и, по-видимому, парагенетически связанными с ними. Прожилковые зоны сопровождаются метасоматическими изменениями и формируют секущие рудные зоны с жильно-прожилково-вкрапленным типом минерализации.

В составе ранних альбит-кварцевых прожилков в переменных количествах присутствуют (в порядке убывания): арсенопирит (Ars II), пирит (Py III), блёклые руды (теннантит), сфалерит, халькопирит. Минералы полисульфидной группы образуют сростания с арсенопиритом и пиритом, а также присутствуют в них в виде микровключений. Для месторождения Петух, по сравнению с Олботом, характерно большее разнообразие минеральных видов в составе микровключений в пирите и арсенопирите. Сростки сульфидов приурочены к контактам прожилков. Их количество зависит от интенсивности прожилкования, которая изменяется от нескольких процентов до 50% от объема пород. Мощность прожилков от нескольких миллиметров до 2–3 см, обычно 0,5–1,0 см. Обогащение прожилков полисульфидно-пирит-арсенопиритовыми сростками обычно отмечается в участках пересечения прослоев, обогащенных ранней (сингенетичной) арсенопирит-пиритовой вкрапленностью. При этом достаточно крупные (до 3–5 мм) кристаллы сульфидов прорастают границы прожилков и затрагивают 2–3 мм части экзоконтакта с ориентировкой вершинных форм кристаллов кубического пирита перпендикулярно контакту прожилка с метапородой. Это может служить признаком притока рудного вещества как по микротрещинам, так и из порового пространства породы (в том числе переотложенного из ранних гидротермально-осадочных сульфидов). В сростках кристаллов арсенопирита и пирита устанавливаются редкие интерстициальные микровыделения самородного золота. Есть и микровыделения золота в кварце. Размерность золота варьирует от 1×2 до 6×12 мкм. Их форма неправильная, вытянутая. Изотопный состав серы сульфидов из метавкрапленников и прожилков близок, что свидетельствует о переотложении сульфидов из пород в прожилки без привноса серы из другого источника.

Постдайковые прожилки полисульфидно-анкерит-доломит-кварцевого состава содержат сростки мелкокристаллического пирита (Py IV), тонкоиглочатого арсенопирита (Ars III) и минералы полисульфидной группы (халькопирит, сфалерит, галенит). На участке Олбот в арсенопирите в виде самостоятельной вкрапленности, а также в сростании с халькопиритом и сфалеритом иногда отмечается петцит (Ag_3AuTe_2).

Метасоматические изменения – альбитизация, серицитизация, анкеритизация и окварцевание приурочены к прожилковым зонам. Они распределены неравномерно в зависимости от литологического состава пород. Наиболее интенсивно они проявлены в наиболее пористых грубообломочных диамиктитах.

Выделяются две возрастные группы метасоматитов, тесно связанные с дайками неро-бохапчинского комплекса. Раннерудные (додайковые) изменения – альбит-кварцевые. Они представлены тонкозернистыми точечными и пятнистыми агрегатами новообразованных «чистых» зерен кварца и альбита. При замещении

пород происходит «отгонка» углеродистого вещества на периферию этих новообразований с переотложением органики в виде ветвящихся жгутиков, линзовидных полосок и др. Околожилльные альбит-кварцевые изменения проявлены слабо.

Серицит-анкерит-пиритовые метасоматиты являются более поздними (постдайковыми) образованиями. Они развиты как в трещинных (прожилковых) зонах в осадочных породах, так и в дайках неро-бохапчинского комплекса. В целом для участка Олбот характерна высокая степень анкеритизации; количество анкерита достигает 20%. Количество серицита в измененных терригенных породах колеблется в пределах 2–5%, а в дайках достигает 30%. Количество пирита в этих метасоматитах варьирует от 1–2% до 10%. Пирит встречается в различных кристаллических формах – кубической, пентагондодекаэдрической, реже октаэдрической. Кроме пирита в измененных породах наблюдается арсенопирит (ромбический, иглочатый), однако развитие арсенопирита более локально по сравнению с пиритом. Мощность зон метасоматических изменений соответствует мощностям прожилковых зон и составляет от нескольких метров до 50 м.

Перечисленные минеральные комплексы и метасоматические образования в Верхне-Хатыннах-Олботском рудном узле образуют комбинацию двух структурно-морфологических типов рудных зон:

Первый тип – мощные стратиформные залежи вкрапленных золото-арсенопирит-пиритовых руд с содержаниями золота до 1 г/т, развитые в нижнеатканских отложениях.

Второй тип – крутопадающие секущие жильно-прожилковые зоны с золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевой минерализацией, сопряженные с ореолами метасоматических изменений и приуроченные к разломам северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираения; средние содержания золота на уровне 3–5 г/т.

Комбинация этих типов на уровне нижнеатканских отложений определяет образование крупнообъемных залежей прожилково-вкрапленных золотосульфидных руд с содержаниями на уровне 2–3 г/т. Комбинированный тип залежей характерен для месторождения Петух и в меньшей степени для участка Олбот, где доминируют крутопадающие жильно-прожилковые зоны в ореолах метасоматических изменений, что определяется более высоким стратиграфическим уровнем участка. При этом основной рудоносный уровень рудопрооявления Олбот с комбинированным типом рудных залежей можно предполагать на глубине более 300 м, соответствующей нижним уровням нижнеатканских отложений. Это косвенно подтверждают результаты электрофизического профилирования (ВП, ЕП, АМТЗ), проведенные А.В.Тарасовым с коллегами (ВИРГ «Рудгеофизика»).

На участках Петух и Олбот были выявлены крупные ореолы с низким удельным электрическим сопротивле-

нием (10–100 Ом×м), соответствующие сульфидоносным горизонтам и зонам с прожилково-вкрапленной минерализацией [21]. На месторождении Петух проводящий горизонт образует крупную сводовую структуру. Верхний уровень проводящего уровня расположен на глубине около 200 м от дневной поверхности и соответствует уровню развития нижнеатканских отложений. На участке Олбот в осевой части антиклинали выделяется проводящая зона с удельным электрическим сопротивлением 10–100 Ом×м. При этом проводящая зона (ореол) имеет крутое погружение и небольшую мощность, что говорит о ее локальном характере и связи с выявленными крутопадающими прожилковыми зонами. Расширение ореола повышенной проводимости отмечается на глубинах 300–500 м, что можно соотносить с положением сульфидоносных горизонтов нижнеатканских отложений. Соответственно, на глубоких горизонтах рудопоявления Олбот можно предполагать наличие комбинированного крупнообъемного золоторудного оруденения, аналогичного месторождению Петух. Вместе с тем, относительно слабое по интенсивности проявление стратойдной сульфидной минерализации в нижнеатканских отложениях на участке Олбот может быть и следствием флангового положения участка относительно основных зон разгрузки субмаринных гидротермальных полей атканского рудоносного бассейна.

Хакчанский рудный узел находится на северном фланге Центрально-Колымского региона, на границе Магаданской области и Саха-Якутии. Он приурочен к северо-западному замыканию Аян-Юрхского антиклинория и располагается в зоне влияния одной из ветвей рудоконтролирующего Чай-Юрьинского разлома. Золотое оруденение рудного узла является примером вкрапленно- жильно-прожилкового типа, приуроченного к трещинным зонам глубокого заложения с протяженной на глубину жильно-прожилковой золотополисульфидно-кварцевой минерализацией, которая проявлена непрерывно как в нерючинских, так и подстилающих их верхнеатканских отложениях. Стратиформная золоторудная минерализация в настоящее время не выявлена и предполагается на более глубоком стратиграфическом уровне, соответствующем нижнеатканским отложениям.

Рудный узел локализован в крупной антиклинальной складке первого порядка. В пределах рудного узла выделяются два рудных поля: Средне-Хакчанское и Верхне-Хакчанское, а также многочисленные рудопоявления и точки минерализации. Известны россыпи золота.

Рудное поле приурочено к области пересечения Верхне-Хакчанского сбросо-сдвига, являющегося оперяющей ветвью Чай-Юрьинского регионального разлома и крупных рудолокализирующих субмеридиональных сбросов. Главная рудолокализирующая структура – Хакчан-Некусахчанская антиклиналь запад-северо-западного простирания с размахом крыльев 4–5 км.

Верхне-Хакчанское месторождение локализовано в клиновидном тектоническом блоке в ядерной части и южном крыле асимметричной антиклинальной складки второго порядка. Размах крыльев превышает 1 км, углы падения южного крыла достигают 60°–70°, северное крыло – более пологое до 45°. Продольные зоны смятия и приразломные складки высоких порядков с размахом крыльев в первые метры вмещают локальные зоны прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации.

В пределах рудного поля развит комплекс верхнепермских углеродисто-терригенных пород [6].

Породы верхней перми образуют непрерывный разрез и представлены (снизу–вверх): атканской, нерючинской и кулинской свитами. Рудные залежи локализованы в основном в низах нерючинской свиты, то есть непосредственно над потенциально рудоносными атканскими отложениями, которые на месторождении лишь частично вскрыты единичными скважинами.

Отложения *атканской свиты* (P_{2at}) вскрыты в ядрах локальных антиклиналей на глубине от 280 до 400 м. Породы представлены диамиктитами с редкими маломощными прослоями массивных алевролитов с туфогенной примесью, по составу отвечают верхней подсвите атканских отложений. Граница между нерючинской и атканской свитой проводится по кровле крупногалечных диамиктитов. Полный разрез атканской свиты и распределение в нем стратиформной сульфидной минерализации на настоящий момент не изучены.

В составе *рудовмещающей нерючинской свиты* (P_{3nr}) выделено три подсвиты.

Нижняя подсвита (P_{2nr_1}) – основная рудовмещающая, слагает ядра антиклиналей и делится на 4 пачки, общей мощностью 300 м. Первая пачка ($P_{2nr_1^1}$) представлена массивными углеродистыми алевролитами с туфогенной примесью. Вторая пачка ($P_{3nr_1^2}$) сложена преимущественно песчанистыми алевролитами с туфогенной примесью с прослоями мелкозернистых песчаников. Третья пачка ($P_{2nr_1^3}$) близка по составу первой пачке. Четвертая пачка ($P_{2nr_1^4}$) сложена массивными мелкозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных диамиктитов и алевролитов.

Средняя подсвита (P_{2nr_2}) слагает крылья складок. Разделена на 3 пачки общей мощностью 250 м, в составе которых преобладают алевролиты.

Верхняя подсвита (P_{2nr_3}) слагает как крылья антиклиналей, так и ядра синклинальных складок. Делится на 4 пачки общей мощностью около 200 м. Первая пачка ($P_{2nr_3^1}$) сложена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами с прослоями алевролитов. Вторая пачка ($P_{2nr_3^2}$) – темно-серые массивные алевролиты с прослоями светло-серых мелкозернистых песчаников. Третья пачка ($P_{2nr_3^3}$) представлена песчанистыми алевролитами с

туфогенной примесью и линзами светло-серых мелкозернистых песчаников. Четвертая пачка ($P_2nr_3^4$) сложена алевролитами с туфогенной примесью и редкими прослоями темно-серых песчаных алевролитов.

Интрузивные образования в пределах рудного поля представлены дайками позднеюрского нера-бохапчинского комплекса. Они представлены диабазовыми порфиритами, диоритами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритовыми порфиритами и спессартитами. Присутствуют также дайки сиенит-порфиров позднемелового билириканского комплекса. Протяженность даек от сотен метров до первых километров, мощность достигает 30 м. Простираются даек в основном субширотное, реже – северо-западное. Падение крутое, в южных и северных румбах.

На месторождении выделяются три золотоносные зоны: Основная, Южная и Северная [6]. Наиболее перспективными на крупнообъемное золотое оруденение являются Основная и Южная зоны. По геофизическим данным они прослеживаются по простиранию на 4500–5000 м, при ширине от 400–500 м в восточной и около 1000 м в западной части месторождения.

Наиболее изученная – рудная зона Основная, представленная минерализованной зоной дробления. Она прослежена поверхностными горными выработками на 3 км и охарактеризована скважинами колонкового бурения до глубины 400 м.

Рудные тела месторождения локализованы в пределах Верхне-Хакчанского сбросо-сдвига на отрезке протяженностью 2,5 км, где между его северо-восточным и юго-западным швами широко развиты субширотные разломы. Разлом представлен зонами дробления с блоками интенсивно катаклазированных пород. В зоне разлома развиты мощные полосы вязкой черной глины с обломками кварцевых жил и прожилков. Общая мощность зон дробления колеблется от 2–3 м до 40 м, в среднем составляя около 20 м. Угол падения сдвиговых нарушений составляет 65° , на глубине наблюдается их выполаживание до 40° – 45° . В пределах зоны дробления развиты каркасно-сетчатые и параллельные кварцевые прожилки. Они пересекаются позднерудными анкерит-кварцевыми жилами (мощностью более 10 см).

По результатам поисково-оценочных работ, проведенных ООО «Станнолит» в 2007–2009 гг., прогнозные ресурсы золота категории P_1 оценены в 135 т (среднее содержание золота 2,15 г/т). Литолого-структурные условия локализации и морфология рудной залежи показаны на типовом разрезе Верхне-Хакчанского месторождения (рис. 7).

Рудная залежь зоны Основная включает в себя минерализованную зону дробления, содержащую прожилки и стержневые жилы золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава. В целом рудная залежь крутопадающая (80°), иногда выполаживается до 50° . В верхней части сопровождается серией маломощных (до 10 м) субвертикальных апофиз, образующих струк-

туру «конского хвоста». Наиболее мощная апофиза представлена Южной рудоносной зоной. Морфология залежи сходна с морфологией залежи верхнего уровня Наталкинского месторождения [6]. Мощность рудной залежи варьирует от 1 м (восточная часть зоны) до 30 м (западная часть зоны).

Метасоматические изменения пород на Верхне-Хакчанском рудном поле и месторождении проявлены широко и интенсивно. Ведущую роль играют альбит-кварцевые метасоматиты, содержащие в переменном количестве карбонат и серицит. В меньшей степени проявлена серицитизация и анкеритизация пород.

В составе альбит-кварцевых метасоматитов выделяются средне-крупнозернистые и тонко-мелкозернистые разновидности. Первые приурочены к контактам жил и прожилков и сопровождают брекчиевидные альбит-кварцевые образования – брекчии метасоматического замещения. Мелкозернистые метасоматиты расположены на удалении от жил и характеризуются точечной и пятнистой неоднородностью распределения кварцевых и альбитовых новообразований. Для слабо проявленных форм этих образований характерно развитие локальных (точечных) скоплений чистых мелких зерен кварца и альбита, которые по мере разрастания сливаются в крупные пятна альбит-кварцевого состава. Эти изменения сходны с таковыми Олботского рудопроявления и также характерны для верхних уровней Наталкинского месторождения, что подчеркивает перспективы глубоких горизонтов рассматриваемых объектов.

Кварц-альбитовые метасоматиты в серицит- и карбонатсодержащих породах имеют более сложный состав – серицит-альбит-кварцевый или серицит-карбонат-альбит-кварцевый с широкими вариациями минерального состава. Альбит-кварцевые метасоматиты сопровождают золотоносные жилы и содержат сульфидную вкрапленность (пирит, арсенопирит, халькопирит и др.). В метасоматических ореолах развита прожилковая минерализация карбонатного и кварцевого составов.

В составе прожилковой кварцевой минерализации выделено три генерации. Кварц (Q-I) образует жилы и прожилки выполнения с шестоватой, гребенчатой столбчатой и «книжной» текстурами. Прожилки кварца (Q-II) развиты в кварц-альбитовых брекчиях метасоматического замещения; индивиды кварца обладают ярко выраженным волнистым угасанием, часто катаклазированы с интенсивной перекристаллизацией и новообразованиями микроиндивидов в межзерновых границах. Прожилки кварца (Q-III) сложены мелкозернистым агрегатом (сотые и тысячные доли миллиметра). Кварц ассоциирует с калишпатом и альбитом, присутствует также карбонат (Ca-III), крупночешуйчатый серицит и пирит.

В составе золоторудной минерализации установлены: раннерудная золотоносная кварц-анкерит-альбит-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация,

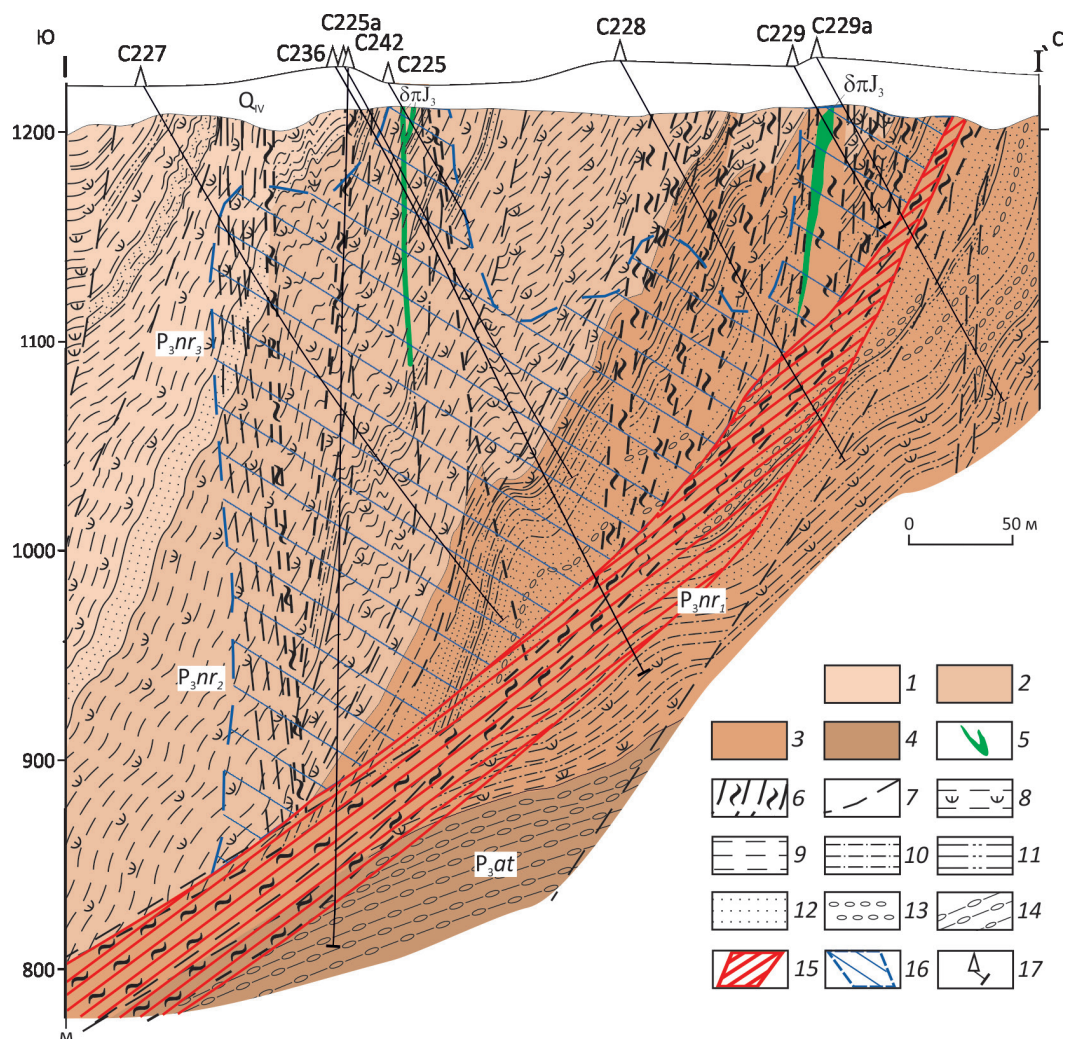


Рис. 7. Геологический разрез через западную часть Верхне-Хакчанского месторождения:

стратифицированные образования: пермская система, верхний отдел (1–4), нерючинская свита (1–3): 1 – верхняя подсвита (P₃nr₃), 2 – средняя подсвита (P₃nr₂), 3 – нижняя подсвита (P₃nr₁); 4 – атканская свита (P₃at); 5 – дайки позднеюрских диоритовых порфиров нера-бохапчинского комплекса (J₃nb); разрывные нарушения: 6 – зоны милонитизации и дробления; 7 – сколовые трещины; 8–14 – литологические различия пород: 8 – алевролиты с туфогенной примесью, 9 – алевролиты, 10 – песчаные алевролиты, 11 – алевропесчаники, 12 – песчаники, 13 – гравелиты, 14 – диамиктиты; 15 – рудная зона Основная, представленная зоной дробления с интенсивной жильно-прожилковой кварц-анкерит-альбит-пирит-арсенопиритовой минерализацией, сопряженной с ореолами серицит-анкерит-альбит-кварцевых метасоматитов; 16 – ореол верхнерудно-надрудной (слабо золотосодержащей) прожилковой пирит-анкерит-кварцевой минерализации; 17 – скважины

составляющая доминирующий объем минеральных образований, и позднерудная высокозолотосодержащая – золотосульфидно-полиметаллическая (сфалерит, блёклая руда, галенит, халькопирит) ассоциация, проявленная в виде мелко- и микровкрапленных выделений среди минеральных образований ранней ассоциации [6]. Метасоматические изменения углеродистых песчаников и алевролитов с повышенными содержаниями сингенетического глобулярного и фрамбоидального пирита сопровождаются его перекристаллизацией и образова-

нием тонкой вкрапленности идиоморфного пентагон-додекаэдрического пирита.

Ранняя рудная кварц-карбонат-альбит-пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация представлена арсенопиритом, пиритом, шеелитом и герсдорфитом. Содержания золота в тонкокристаллическом арсенопирите по данным ICP-MS анализа варьируют от 11,8 до 45,5 г/т. Считается, что золото в арсенопирите ранней генерации находится в тонкодисперсном состоянии. Уровень золотосодержания руд при учете средних содер-

жаний арсенопирита (3–4%), связанный с раннерудной ассоциацией, может составить до 1,0 г/т.

Золотосульфидно-полиметаллическая ассоциация образует тонковкрапленные и микроскопические включения в кварце, арсенопирите и пирите и представлена самородным относительно высокопробным золотом, маложелезистым сфалеритом (клеюфан), тетраэдритом, галенитом и халькопиритом.

Самородное золото образует микровыделения размером от нескольких микронов до 0,5 мм (в среднем первые сотые доли миллиметра) в кварце, арсенопирите и пирите. Формы более крупных выделений комковидные, гемидиоморфные, кристаллические и значительно реже интерстициальные (выполнения микротрещин). По данным микрозондовых определений пробность золота 800–870‰. В качестве примесей установлены Pb, Fe, Zn, As, Te.

На месторождении установлена неконтрастная минеральная зональность [6]:

надрудный уровень – пирит-серицит-кварцевые жилы и зоны прожилкования. Содержания Au <0,1 г/т;

верхнерудный уровень – золото-пирит-анкерит-кварцевые жилы и зоны прожилкования;

среднерудный уровень – золото-тетраэдрит-халькопирит-сфалерит-галенит-пирит-арсенопирит-калишпат-альбит-кварцевые жилы и сетчатые зоны прожилкования. Содержания Au 0,1–450 г/т (среднее

содержание в жилах – до 10–15 г/т, в сетчатых зонах прожилкования – около 2 г/т);

нижнерудный уровень – пирит-арсенопирит-мусковит-калишпат-альбит-кварцевые жилы и зоны прожилкования;

подрудный уровень – кальцит-кварцевые жилы и зоны прожилкования. Содержания Au <0,1 г/т.

Золотосеребряное отношение отчетливо увеличивается от 1/90 до 1/1–2/1 с глубиной и по мере приближения к потенциальным рудным телам.

Изотопные исследования показали, что в рудах месторождения присутствуют две разновидности сульфидов (см. рис. 5). Ранняя, представленная рассеянной вкрапленностью пирита и арсенопирита во вмещающих породах, характеризуется $\delta^{34}\text{S} = -4 \pm 1\%$ и может быть сопоставлена с описанными выше гидротермально-осадочными сульфидами Хатыннах-Олботского рудного узла. Поздняя пирит-арсенопиритовая минерализация, сопровождающая жильно-прожилковый комплекс, характеризуется значительно более высокими значениями $\delta^{34}\text{S} = -2,0 \pm 0,5\%$. Выявленная закономерность позволяет предполагать привнос основной части серы (и, вероятно, золота) в руды из глубинного источника.

Физико-химические условия минералообразования на рассмотренных выше золоторудных полях определены по флюидным включениям в жильном кварце (см. таблицу). Во всех образцах обнаружена типичная

Физико-химические условия рудообразования (по флюидным включениям в кварце)

Образцы	Температуры фазовых переходов, °С				Параметры флюида			
	$T_{\text{п ГГ}}$	$T_{\text{п CO}_2}$	$T_{\text{гом CO}_2}$ (фаза)	$T_{\text{гом}}$ (ж)	NaCl экв, мас. %	CO ₂ мол. %	P , бар	
Месторождение Наталкинское, золотокварцевые прожилки								
C9/50-390	+5,0	−58,0	+23 (ж)	280–290	9	7	950	900±50
	–	−58,5	+19 (ж)	–	–	70	900	
C9/50-450	+7,5	−57,4	+26 (ж)	325–330	5	10	850	
	–	−58,0	+24 (ж)	–	–	80	900	
Месторождение Верхний Хакчан, золото-анкерит-кварцевые жилы и прожилки								
S-114	+7,0	−56,8	+20±2 (г)	340–360	6	5	400	350±50
X3-95	+7,0	−56,9	+21±1(г)	240–260	6	3	300	
	–	−57,0	+30 (г)	–	–	>85		
Месторождение Верхний Хакчан, золото-альбит-кварцевые прожилки (шестоватый кварц)								
D-111	+7,5	−56,7	+16,5 (ж)	295–305	5	12	1250	1200±50
	+7,5	−56,7	+15,5 (ж)	–	5	60–65	1150	
Месторождение Петух, золото-альбит-кварцевые прожилки (шестоватый кварц)								
C426-179	+6,5	−56,8	+16 (ж)	295–300	6,5	13	1500	1450±50
	+6,5	−56,8	+14 (ж)	260–265	6,5	8	1400	
	–	−57,0	+15 (ж)	–	–	>85	1450	

Примечание. Температуры: $T_{\text{п}} \text{ ГГ}$ – плавления газогидрата, $T_{\text{п}} \text{ CO}_2$ – плавления углекислоты, $T_{\text{гом}} \text{ CO}_2$ – гомогенизации углекислоты в жидкую (ж) или газовую (г) фазу, $T_{\text{гом}}$ (ж) – полной гомогенизации включений в жидкую фазу; температуры протаивания эвтектики водно-солевого раствора во всех образцах находятся в интервале –10...–5°С. В каждой группе проанализировано 10–15 индивидуальных включений. Пробы за исключением D-111 отобраны из золотоносных участков (Au 0,5–1,5 г/т).

ассоциация углекислотно-водных и существенно углекислотных включений, свидетельствующая о гетерогенном состоянии (вскипании) минералообразующих флюидов. Углекислота в большинстве случаев практически не содержит примесей других газов, о чем свидетельствует температура ее плавления ($-56,7^{\circ}\dots-57^{\circ}\text{C}$). Исключение составляет месторождение Наталка, где доля метана достигает 5–7%. Водно-солевой раствор во включениях имеет существенно гидрокарбонатный состав и относительно низкую концентрацию (5–9 мас.% NaCl-экв. по температуре плавления газогидрата) [23]. При однотипном составе флюидов рассматриваемые кварцево-жильные системы значительно различаются по P - T параметрам формирования.

Для определения давлений использован наиболее точный из всех существующих геобарометров, основанный на экспериментальных данных по растворимости CO_2 в водно-солевых растворах и свойствах чистой углекислоты [9, 10]. Полученные оценки давления (см. таблицу) позволяют сделать следующие заключения.

Раннерудные прожилки шестоватого кварца Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных полей относятся к единой региональной минералообразующей системе и были сформированы при температуре $300^{\circ}\text{--}260^{\circ}\text{C}$ в условиях повышенных давлений (1200 и 1450 бар), соответствующих глубинам около 6 и 5 км. Однако высокие значения давления здесь, вероятно, связаны не с литостатическим, а с избыточным флюидным давлением и косвенно свидетельствуют о значительных глубинах корневой части рудоносных флюидных систем и, соответственно, о значительном вертикальном размахе оруденения.

Более поздние золотоносные жилы и сульфидно-анкерит-кварцевые прожилки, проявленные на месторождении Верхний Хакчан, образовались, вероятнее всего, в условиях гидростатического градиента на глубинах не более 3,5 км. Можно предположить связь минерализации этого типа с орогенным магматизмом, на что указывает и отмеченное повышение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов поздней генерации.

Золотоносные кварцевые прожилки Наталкинского месторождения, очевидно, также принадлежат орогенной рудообразующей системе, вскрытой на более глубинном уровне (не менее 4 км при условии литостатического градиента).

Рассмотренные выше примеры месторождений Верхне-Хатыннах-Олботского и Хакчанского рудных узлов (с учетом данных по Наталкинскому месторождению) характеризуют, применительно к Центрально-Колымскому региону, единый вертикальный ряд полигенно-полихронной рудно-метасоматической системы черносланцевого типа.

Результаты исследований позволяют сделать следующие выводы:

Крупнообъемное золотое оруденение черносланцевого типа на изученных объектах определяется ком-

бинацией сквозных крутопадающих, протяженных на глубину жильно-прожилковых зон со стратиформными залежами вкрапленных руд, приуроченных к рудоносному уровню нижнеатканских отложений.

Нижнеатканские отложения рассматриваются в качестве основного рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Они представлены турбидитами – углеродистыми алевритами и мелкозернистыми песчаниками с рассеянной и послойной пирит-арсенопиритовой вкрапленностью гидротермально-осадочного генезиса. Их полный разрез и основные характеристики рудоносного уровня получены при изучении месторождения Петух.

Верхнеатканские обвальное-оползневые отложения также обладают повышенной золотоносностью, связанной с кластогенной сульфидной минерализацией и перемытыми продуктами метасоматической и гидротермально-осадочной деятельности субмаринных синвулканических построек. К прожилковым зонам, развитым на данном уровне, приурочено рудопроявление Олбот. При этом основные перспективы Олботского рудного поля связаны с глубокими горизонтами, где по электрофизическим данным на глубинах 300–500 м предполагаются сульфидоносные горизонты нижне-атканского уровня.

Узкий диапазон вариаций значений $\delta^{34}\text{S}$ ($-3,8\pm 1\%$) в сингенетичных атканским отложениям сульфидах и в рудокластах свидетельствует о гидротермально-осадочном генезисе золоторудных концентраций нижнеатканского литолого-стратиграфического уровня.

В пределах Хатыннах-Олботского рудного узла изотопный состав сульфидной серы пирита и арсенопирита из прожилковых и стратиформных вкрапленных образований практически идентичны (см. рис. 5), что подчеркивает регенерационный, переотложенный характер золотополисульфидно-кварцевой минерализации. На месторождении Верхний Хакчан изотопные данные фиксируют поступление основной части серы сульфидов прожилково-вкрапленных руд в составе син- и постколлизийных магматогенных флюидов. На месторождении Наталка изотопный состав сульфидной серы подчеркивает полигенный характер золоторудной минерализации и влияние поздних регенерационных процессов, связанных со становлением ОЧВП.

Обогащение всех сульфидов легким изотопом серы ($\delta^{34}\text{S} < 0$) указывает на вовлечение сульфидного вещества углеродисто-терригенных толщ в рудно-магматические системы как на конседиментационном, так и на коллизийном этапе развития региона.

Продуктивные жильно-прожилковые зоны золотополисульфидно-анкерит-альбит-кварцевого состава, связанные с позднеюрскими малыми интрузиями, имеют сквозное распространение по вертикали и проявлены как на уровне атканских, так и перекрывающих нерючинских отложений. Ранние прожилки с регенерированной золотосульфидной минерализацией формиру-

ются в обстановке повышенного флюидного давления (1,5–1,2 кбар), что обеспечивает условия для активного взаимодействия растворов и золотоносных пород «донорной» формации. Снижение давления при формировании позднерудной жильной минерализации может быть связано как с денудацией перекрывающих толщ, так и со снижением флюидного давления на поздних стадиях рудообразования.

Верхне-Хакчанское месторождение надстраивает разрез рудонесущих и рудовмещающих отложений, залегающих выше атканского литолого-стратиграфического уровня. Рудные тела жильно-прожилковых и прожилково-вкрапленных золотополисульфидно-кварцевых руд здесь локализованы в нерючинских (омчакских) отложениях. В этой связи можно предполагать наличие комбинированного крупнообъемного оруденения на глубоких горизонтах месторождения, на уровне распространения нижнеатканских сульфидоносных горизонтов, которые пока остаются недоизученными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арифудов Ч.Х., Арсентьева И.В., Ожерельева А.В. Золоторудные месторождения в рифтогенных черносланцевых отложениях Южного Урала. – М.: ЦНИГРИ, 2013.
2. Арифудов Ч.Х. К вопросу об условиях образования крупнообъемных черносланцевых золоторудных месторождений // Руды и металлы. 2014. № 2. С. 5–19.
3. Астахов А.С., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Об условиях формирования обогащенных золотом горизонтов рудовмещающих черносланцевых толщ (на примере пермских и современных морских отложений Северо-Востока Азии) // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 212–217.
4. Ведерников И.Л. Пермские диамиктиты Аян-Юрхского антиклинория – группа пород различного генезиса // Тезисы докл. всерос. научн. конференции «Чтения памяти академика К.В.Симакова». 25–27 ноября 2009 г. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. С. 42–43.
5. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. – М.: Наука, 1980.
6. Геологическое строение золоторудного месторождения Верхний Хакчан, Магаданская область / М.В.Наталенко, М.А.Имамендинова, В.А.Данильченко и др. // Руды и металлы. 2014. №3. С. 59–68.
7. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. – М.: Недра, 1974.
8. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан. 1998.
9. Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наукова думка, 1982.
10. Кряжев С.Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 38–45.
11. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. – М.: Наука, 1981.
12. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М.: Наука, 1988.
13. Месторождение Наталкинское / В.И.Гончаров, Н.А.Горячев, В.А.Сидоров и др. // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Кн. 1. – М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 3. С. 213–254.
14. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) / Н.А.Горячев, О.В.Викентьева, В.С.Бортников и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
15. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки / С.А.Григорьев, В.Д.Ворожбенко, П.И.Кушнарев и др. // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.
16. Основные типы рудных формаций. Терминологический справочник / Под ред. Ю.А.Косыгина, Е.А.Кулиша. – М.: Наука, 1984.
17. Прогнозирование и поиски месторождений золота // В.А.Нарсеев, Н.К.Курбанов, М.М.Константинов и др. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
18. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина. – М.: ЦНИГРИ, 1992.
19. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012–2015 гг.) / А.И.Иванов, С.С.Вартанян, А.И.Черных и др. // Отечественная геология. 2016. № 5. С. 11–62.
20. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы пирита терригенных толщ Верхне-Колымского золотоносного региона // Проблемы геологии и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий: Мат-лы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Регион. науч.-практ. конф., посвященной 100-летию со дня рождения Ю.А.Билибина», 16–18 мая 2001 г. – Магадан, 2001. С. 216–219.
21. Условия локализации золотого оруденения в Верхне-Хатаннах-Олботском рудном узле и перспективы глубоких горизонтов Олботского рудного поля (Магаданская область) / Ч.Х.Арифудов, А.В.Инякин, М.А.Имамендинова и др. // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных, цветных металлов и алмазов – состояние и перспективы). Научно-практическая конференция 19–20 апреля. – М.: ЦНИГРИ, 2016. С. 7–8.
22. Чанышев И.С., Степанов В.А. Геохимические особенности сульфидов и золота месторождений и зон сульфидной минерализации в мезозойских терригенных толщах // Тр. ЦНИГРИ. 1982. № 167. С. 28–33.
23. Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. Pp. 3869–3871.
24. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. 1975. Vol. 26. Pp. 207–221.

Условия образования магнетита и его рудных скоплений

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Показано, что магнетит в большинстве своем представляет «гибридное» вещество, железо которого имеет глубинное первично мантийное происхождение, а кислород – экзогенное. Рассматриваются условия его образования.

Ключевые слова: магнетит, железо, золото, алмазы, изотопы кислорода, магматические и гидротермальные процессы, рудообразование, месторождения, перспективные площади.

Лихачев Александр Петрович



alexanderlikhachev@rambler.ru

The conditions of magnetite and its ore clusters formation

A.P.LIKHACHEV

It is shown that magnetite is mostly a «hybrid» material, which has the primary iron mantle origin, and oxygen is exogenous. The conditions of its formation are discussed.

Key words: magnetite, iron, gold, diamonds, oxygen isotopes, magmatic and hydrothermal processes, mineralization, deposits, prospective areas.

Магнетит (FeOFe_2O_3) – исключительно важный минерал, являющийся основным источником получения наиболее применяемого в народном хозяйстве металла и носителем фундаментальной информации об условиях формирования и эволюции Земли, ее коры и месторождений полезных ископаемых.

Рассмотрение его особенностей в значительной мере связано с недавними работами автора [5, 6, 20], в которых было показано существование общей закономерности в размещении месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых. Основная суть этой закономерности состоит в том, что, независимо от возраста и происхождения, большинство рассматриваемых месторождений (включая содержащие магнитные минералы) располагается на площадях, отличающихся низкими магнитными свойствами, по существу в немагнитных полях. Некоторые месторождения находятся на границе с магнитными полями и в их краевых частях, но они отсутствуют в основной части региональных магнитных аномалий.

Выяснение причин установленной закономерности привело к выводу, что магнитные аномалии, обусловленные, как известно, преимущественно магнетитом [11], фиксируют собой области земной коры, подвергшиеся воздействию окислительных процессов, неблагоприятных для образования и существования перечисленных и многих других месторождений. Возникли также предположения и получены доказательства того,

что магнетит и другие оксиды железа, формирующие рудные месторождения, в основном образуются не за счет первично-связанного в исходных соединениях («породообразующего») кислорода, а за счет свободного, поступающего в земную кору с поверхностной водой в растворенном виде. Дальнейшее подтверждение такой возможности позволяет раскрывать новые аспекты формирования и эволюции земной коры и атмосферы, как и генезиса, прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых.

Известно, что первоисточником веществ земной коры в основном является мантия, поставляющая их в верхние части и к поверхности планеты преимущественно в виде магматических расплавов. Образование и концентрация рассматриваемого оксида железа до рудных скоплений осуществляются в ходе кристаллизации этих расплавов и последующего магматического и гидротермального преобразования сформированных при этом минералов и горных пород, то есть в магматических и гидротермальных процессах.

В магматических процессах возможность появления магнетита и других оксидов во многом зависит от состава магм, а именно от количества в силикатном расплаве кремния, который контролирует нахождение и распределение в системе кислорода, определяющего образование оксидов в целом.

Как известно, магматические расплавы состоят из кремнекислородных тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (рис. 1), в про-

межутках которых находятся другие элементы в виде катионов (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Ti^{4+} , Mn^{2+}). Расчеты показывают, что кислород полностью удерживается (связывается) кремнием в кремнекислородных тетраэдрах при массовом содержании в магме $\text{SiO}_2 \sim 47\%$ и более. При меньшей величине появляется возможность существования в магматическом расплаве «свободного» кислорода *in situ*, который может вступать в соединение с атомами других химических элементов и создавать с ними оксидные формы.

В магмах ультраосновного состава ($\text{SiO}_2 \sim 40\%$) массовая доля свободного кислорода *in situ* составляет $\sim 7,4\%$, и именно за счет него образуются оксиды (в основном хромшпинелиды) ультрамафитов, формирующие хромитовые руды.

Магмы с массовым содержанием $\text{SiO}_2 > 47\%$ не выделяют собственного (*in situ*) свободного кислорода из-за того, что, как говорилось выше, в них весь кислород связывается и удерживается кремнием, то есть целиком тратится на создание силикатных соединений, оставаясь в основном в кремнекислородных тетраэдрах. Поэтому при кристаллизации этих магм в закрытых условиях образуются практически безоксидные горные породы и, соответственно, не формируются рудные скопления оксидов (рис. 2, А, В).

Появление оксидных соединений возможно при кристаллизации таких магм в открытых условиях (см. рис. 2, Б, Г), в случае поступления в них кислорода из окружающей среды (*from without* – извне – «внешний»). Именно за счет этого кислорода образуется большая часть магнетита и его скоплений, связанных обычно с основными и средними магмами и породами в магматических и гидротермальных проявлениях [18, 19, 26].

Как уже говорилось [6], в качестве подтверждения того, что в образовании магнетита в магматических и гидротермальных процессах определяющая роль принадлежит кислороду, поступающему извне (но не кислороду, связанному с другими элементами, в том числе и не кислороду воды), могут служить результаты опытов автора [4, 7] и многочисленных экспериментов Б.Майсена и А.Бэтчера [9].

В авторских опытах образование магнетита наблюдалось при изучении поведения и состояния сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных ассоциаций в гидротермальных и расплавных условиях. В гидротермальных условиях осуществлялось термоградиентное переотложение минеральных веществ различными водными растворами (NH_4Cl , NaCl , NaOH и др.) от 0 до 5–10%-ной концентрации. Исходным материалом служили вкрапленные и массивные руды и породы (габбро-долериты) норильских платино-медно-никелевых месторождений. Опыты проводились в удлиненных (до 40 см) кварцевых ампулах внутренним диаметром до 20 мм, помещаемых в запаянном виде в стальные автоклавы, и непосредственно в удлиненных (от 40–60 см до 1,5 м) металлических (в основном титановых) реак-

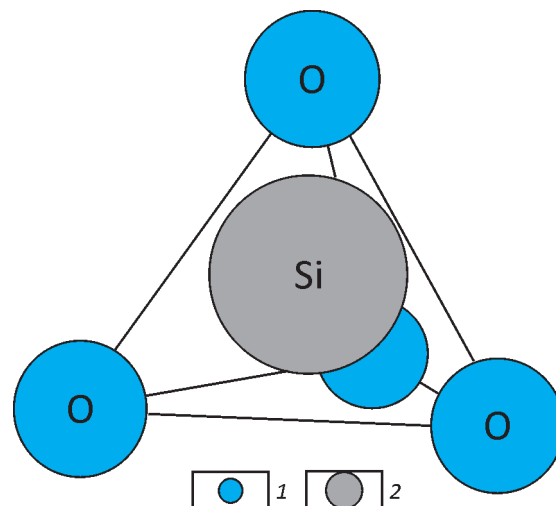


Рис. 1. Схема строения кремнекислородного тетраэдра:

атомы: 1 – кислорода и 2 – кремния

торах объемом до 2-х и более литров (в большом стальном автоклаве ~ 25 л). Температура в горячей зоне (зоне растворения) составляла $350^\circ\text{--}600^\circ\text{C}$, а в холодной (в зоне кристаллизации) на $20^\circ\text{--}100^\circ\text{C}$ ниже. Заполнение реактора водным раствором обычно не превышало 60% свободного пространства. Остальная его часть в большинстве случаев была занята воздухом. Давление в реакторе достигало 10 МПа, длительность опытов – до 5 суток. В некоторых случаях производилась откачка (эвакуация) воздуха свободного пространства. Расплавные эксперименты осуществлялись преимущественно с теми же материалами обычно в вакуумированных кварцевых ампулах.

Во всех этих опытах как гидротермальных, так и расплавных, магнетит в существенных количествах выделялся только в случае наличия в системе воздуха, то есть свободного кислорода. При этом четко прослеживалась постоянная закономерность: чем больше объем воздуха, заполняющего свободное пространство, тем больше образуется магнетита. Во всех кислородсодержащих случаях, как в сульфидных, так и в силикатных системах, процесс кристаллизации новообразований в холодной зоне начинался с магнетита, выделение которого прекращалось после исчерпания кислорода воздуха свободного пространства. Далее шла кристаллизация сульфидов железа, а также сульфидов цветных и благородных металлов. При отсутствии воздуха (свободного кислорода) железо входило в состав сульфидов и силикатов. В случае наличия воздуха магнетит кристаллизовался не только в холодной зоне, но и замещал сульфиды исходного вещества в горячей зоне. Примеры синтезированных в опытах выделений магнетита приведены на рис. 3.

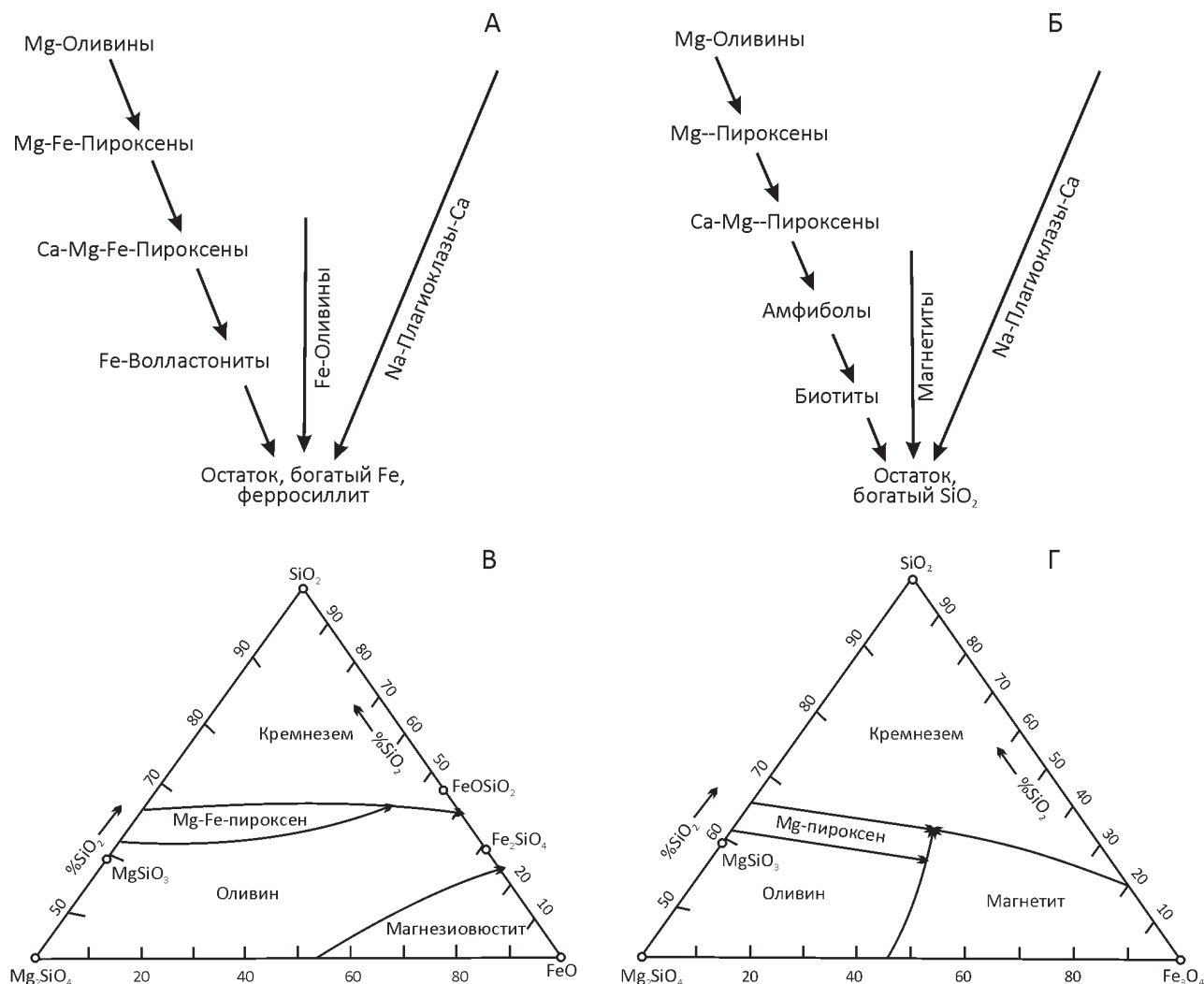


Рис. 2. Схемы фракционной кристаллизации мафических магм и фазовые отношения в образующихся при этом продуктах [10]:

А – кристаллизация в закрытых условиях; Б – кристаллизация с кислородным буфером (в открытых условиях); В – фазовые отношения на ликвидусе в системе $Mg_2SiO_4-FeO-SiO_2$ в закрытых условиях; Г – фазовые отношения на ликвидусе в системе $Mg_2SiO_4-Fe_3O_4-SiO_2$ при постоянном парциальном давлении кислорода $10^{-0,7}$ атм (в открытых условиях); стрелки на пограничных кривых указывают направление падения температуры

Во всех (>300) экспериментах Б.Майсена и А.Бэттчера по плавлению и кристаллизации расплавов различных (четырех) типов перидотитов в водной среде, проводившихся в закрытых ампулах в широком диапазоне температур (700°–1220°C), давлений (770–2500 МПа), времени (3–73 часа) и массовых содержаний воды (8–36,9% от твердого исходного материала) в условиях магнетит-гематитового (МН) буфера, магнетит отсутствовал. Среди продуктов этих экспериментов находились оливин, ортопироксен, клинопироксен, амфибол, шпинель, гранат, слюда, стекло и флюидная

фаза. Магнетит появлялся лишь в тех экспериментах, которые проводились в открытых ампулах, то есть при доступе воздуха (свободного кислорода).

Наличие или отсутствие «внешнего» кислорода при кристаллизации магматических расплавов проявлено в составе и строении известных магматических комплексов. Например, в Бушвельдском комплексе имеются хромитовые и магнетитовые слои, в комплексе Стиллуотер – только хромитовые, при отсутствии магнетитовых, а в Скейгаардском комплексе – ни тех, ни других, хотя все эти комплексы близки между собой по исход-

ному составу магм. Причина наблюдаемых расхождений могла состоять именно в возможности нахождения в системе «внешнего» кислорода. В образовании хромитовых слоев мог участвовать кислород *in situ*, но магнетитовых — в основном «внешний» кислород.

Таким образом, можно констатировать, что изначальное появление железа в земной коре обеспечивается поступлением в нее и к ее поверхности мантийных магм, поставляющих и все другие составляющие коры. Первичное его накопление осуществляется при кристаллизации этих магм в виде силикатных соединений, образующихся в закрытых условиях (см. рис. 2, А, В) и в форме оксидов, выделяемых в условиях доступа «внешнего» кислорода (см. рис. 2, Б, Г). Все другие скопления Fe в земной коре имеют вторичное происхождение.

В первично мантийных образованиях промышленное значение имеют только кумулятивные скопления оксидов железа (в основном в виде магнетита), формирующих рудные горизонты расслоенных комплексов мафит-ультрамафитового состава.

Месторождения вторичных процессов образуются при магматическом и гидротермальном преобразовании ранее сформированных первично мантийных продуктов — путем концентрации железа в ходе плавления и гидротермального растворения этих продуктов. К ним относятся все типы месторождений железа земной коры, за исключением первичных месторождений, связанных с расслоенными магматическими комплексами мафит-ультрамафитового состава.

Процессы плавления первичных веществ в основном свойственны островодужным системам, в которых происходит погружение исходно-мантийных океанических плит в мантию, сопровождающееся их частичным переходом в расплав и образованием базальт-андезит-дацитовых магм. Среди этих магм значительную долю могут составлять богатые железом (ферросиликатные) разновидности, образующиеся за счет железистых (фаялит-ферросиликатных) фракций первичных базальтов и габброидов.

При кристаллизации таких магм в закрытых условиях (в отсутствии свободного кислорода), как и в первичных магмах, образуются практически безмагнетитовые породы, железо которых находится в силикатных соединениях (см. рис. 2, А, В). Однако поступление в систему «внешнего» кислорода (в открытых условиях) непременно приводит к кристаллизации и возможному скоплению магнетита (см. рис. 2, Б, Г). Причем это может происходить как на магматической, так и постмагматической (гидротермальной) стадии процесса вторичного образования и эволюции пород.

На магматической стадии выделение магнетита возможно, например, в проявлении следующих реакционных схем:

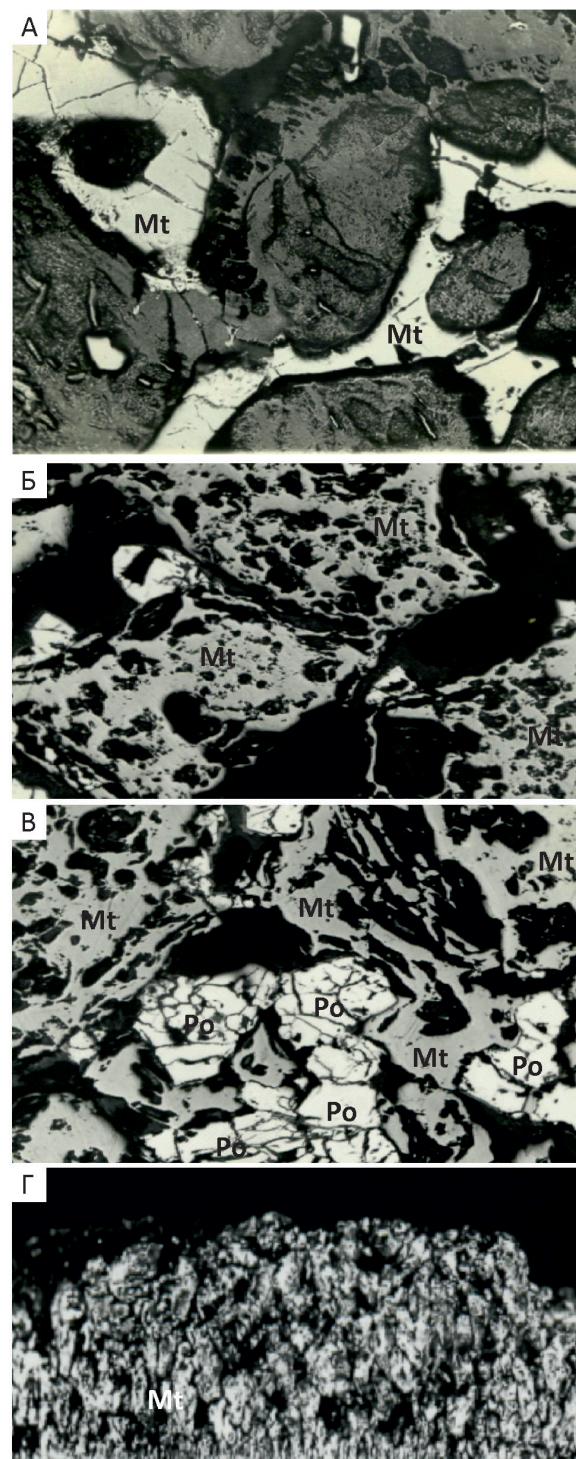


Рис. 3. Формы выделения синтетического магнетита [6]:

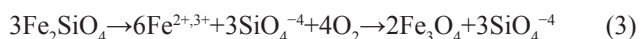
А — метасоматический магнетит, заместивший пирротин, основная масса — силикаты исходного вещества (клинопироксен, оливин и др.), «горячая зона» (зона растворения), ув. 110 раз; Б — преимущественно магнетитовая ассоциация «холодной» зоны (зоны кристаллизации), ув. 90 раз; В — пирротин-магнетитовая ассоциация «холодной» зоны, ув. 90 раз; Г — магнетитовый агрегат «холодной» зоны, ~1:1; Mt — магнетит, Po — пирротин



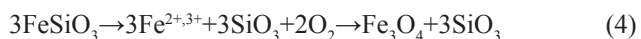
Ферросилитовая фракция расплава → магнетит + расплав

При этом магнетит может кристаллизоваться частично одновременно с основными породообразующими минералами и несколько позднее их, тем самым, имея возможность скапливаться под действием гравитации вплоть до мономинеральных ассоциаций с образованием как вкрапленных, так и массивных руд. Эти скопления могут иметь самые разные размеры, морфологию и характер залегания, нередко приурочиваясь к пограничным и другим ослабленным участкам и зонам материнских магматических тел и вмещающих их пород. Подобные массовые скопления зерен магнетита, находящихся в несвязанном (подвижном) состоянии, возможны в вулканических аппаратах (камерах), из которых они могут вытесняться преимущественно тектоническим сдавливанием и изливаться на земную поверхность, формируя магнетитовые потоки типа Эль Лако в Чили [22, 25, 27]. Образование массивных залежей магнетита за счет его расплава в принципе невозможно, так как в природных процессах не достигаются требуемые для этого высокие температуры (~1600°C) и нет возможности для их снижения из-за отсутствия соответствующих флюсов.

На постмагматической (гидротермальной) стадии формирование рудных скоплений железа также происходит в основном за счет ферросиликатов подвергающихся преобразованию магматических пород, но не за счет оксидов железа (магнетита), так как они трудно растворимы в обычных гидротермальных средах. При этом возможны следующие схемы выделения магнетита, подобные вышеприведенным для расплавных условий:



Фаялит → компоненты раствора → магнетит + раствор



Ферросилит → компоненты раствора → магнетит + раствор

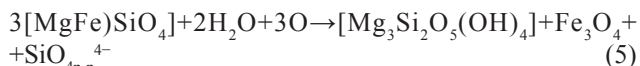
Здесь важно отметить, что вынос железа из ферросиликатов осуществляется в основном при высокотемпературном их состоянии (>500°–600°C), когда они еще не подвергаются гидратации. Этот процесс может начинаться с расплавной стадии под воздействием сквозьмагматических растворов [3]. Переходящее в раствор железо отлагается в виде оксидов с образованием вкрапленных и массивных руд, находящихся на различных расстояниях от источника, в зависимости от устойчивости растворенных форм Fe в водной среде, во многом контролируемой температурным перепадом, существующим в гидротермальном потоке.

Таким образом, рудогенерирующее действие водных растворов частично может совмещаться с магматическим магнетитообразованием и непосредственно продолжать его. Поэтому в рудных скоплениях магнетита могут проявляться как магматические, так и гидротер-

мальные признаки рудообразования, что, например, имеет место на месторождениях Швеции [17, 24], Чили [25, 26, 28] и других стран.

Железорудные формации докембрия тоже являются вторичными продуктами. Отличие их состоит в том, что они образуются в открытых бассейнах с отложением Fe и SiO₂ из водных растворов [2]. Источником железа и кремнезема для них также служат ферросиликатные минералы (их фаялитовая и ферросилитовая составляющие) магматических пород преимущественно мафитового состава, находящихся в высокотемпературном (>500°–600°C) негидратированном состоянии. Выделение магнетита в этих процессах может происходить с участием изображенных выше двух последних реакционных схем (3, 4). Необходимый для этого свободный кислород мог поступать не столько из еще бедной им атмосферы, сколько из непосредственно окружающей водной среды, в которой размножались фотосинтезирующие бактерии и водоросли, вырабатывающие кислород.

К особо важным относится образование магнетита при серпентинизации оливина и других фемических минералов, так как вполне вероятно, что именно этот магнетит является одним из основных источников региональных магнитных аномалий [11]. Его выделение возможно, например, по следующей схеме:



Оливин → серпентин + магнетит

Подобно всем другим условиям, магнетит здесь выделяется преимущественно за счет кислорода, растворенного в метеорной воде, тогда как кислород исходного минерала (оливина) в основном остается в соединениях с кремнием.

Что касается существования региональных магнитных аномалий, служащих ориентиром в поисках месторождений не только Fe, но и Au, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых [5, 6, 20], то, как показано в работе [11], они в основном формируются в ослабленных зонах (зонах растяжения) земной коры, в которых происходит опускание насыщенных кислородом вод [6]. Поступающие в нагретые глубины вода и кислород осуществляют массовую гидратацию минералов и пород, сопровождающуюся обширными выделениями рассеянного магнетита, которые вызывают магнитные аномалии. Кроме того, проникающий в глубины кислород производит окисление находящихся в них сульфидных и других рудных проявлений, приводя к их разубоживанию и уничтожению. Это делает территории магнитных аномалий мало перспективными на обнаружение месторождений цветных и благородных металлов, а также алмазов, нефти и газов [6].

Итак, из приведенных материалов следует, что магнетит и его рудные скопления образуются в открытых условиях, за счет внешнего источника кислорода.

Этот вывод подтверждается изотопными данными кислорода и согласуется с заключением Г.Фора: «Такая однородность изотопного состава кислорода магнетита (и других минералов) свидетельствует о том, что для магматических и метаморфических пород характерна тенденция к достижению изотопного равновесия с большим внешним резервуаром кислорода» [12, с. 483].

Заключение Г.Фора базируется в основном на однотипности изотопного состава кислорода магнетита в пределах отдельно взятых объектов, каждый из которых может иметь собственные (отличные от иных) величины $\delta^{18}\text{O}$, в зависимости от изотопного состава источника кислорода.

В каждом объекте практически всегда изотопный состав кислорода магнетита имеет более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем ассоциирующие с ним минералы, то есть обогащен ^{16}O . В целом рудным образованиям магнетита свойственны более легкие изотопные составы кислорода, чем всем другим петрогенным и рудогенным формированиям земной коры. В основном они располагаются в области величин, свойственных метеорным водам, которые являются главным переносчиком свободного кислорода, участвующего в образовании магнетита (рис. 4).

Присущие магнетиту относительно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ не могли быть получены в результате дифференциации и эволюции вещества мантии и земной коры в магматических и гидротермальных процессах. Обычно эти процессы приводят к образованию безмагнетитовых ассоциаций минералов, величины $\delta^{18}\text{O}$ которых укладываются в рамки значений изотопного состава кислорода породы в целом (см. рис. 4), существенно не опускаясь ниже нижнего предела этих значений. Например, значения изотопного состава кислорода минералов безмагнетитовых магматических пород, приведенных на рис. 5, не опускаются ниже значений родственных им пород – базальтов, андезитов и дацит-риолитов (см. рис. 4).

Причина состоит в том, что в процессе фракционной кристаллизации магм ранние минералы выделяются при наиболее высоких температурах, когда, как известно, фракционирование изотопов минимально. Вследствие этого изотопный состав их кислорода обычно близок к составу кислорода исходной магмы и образующейся за счет нее породы.

Кристаллизация остальных (более поздних) минералов осуществляется в условиях снижения температуры с увеличением степени фракционирования изотопов и

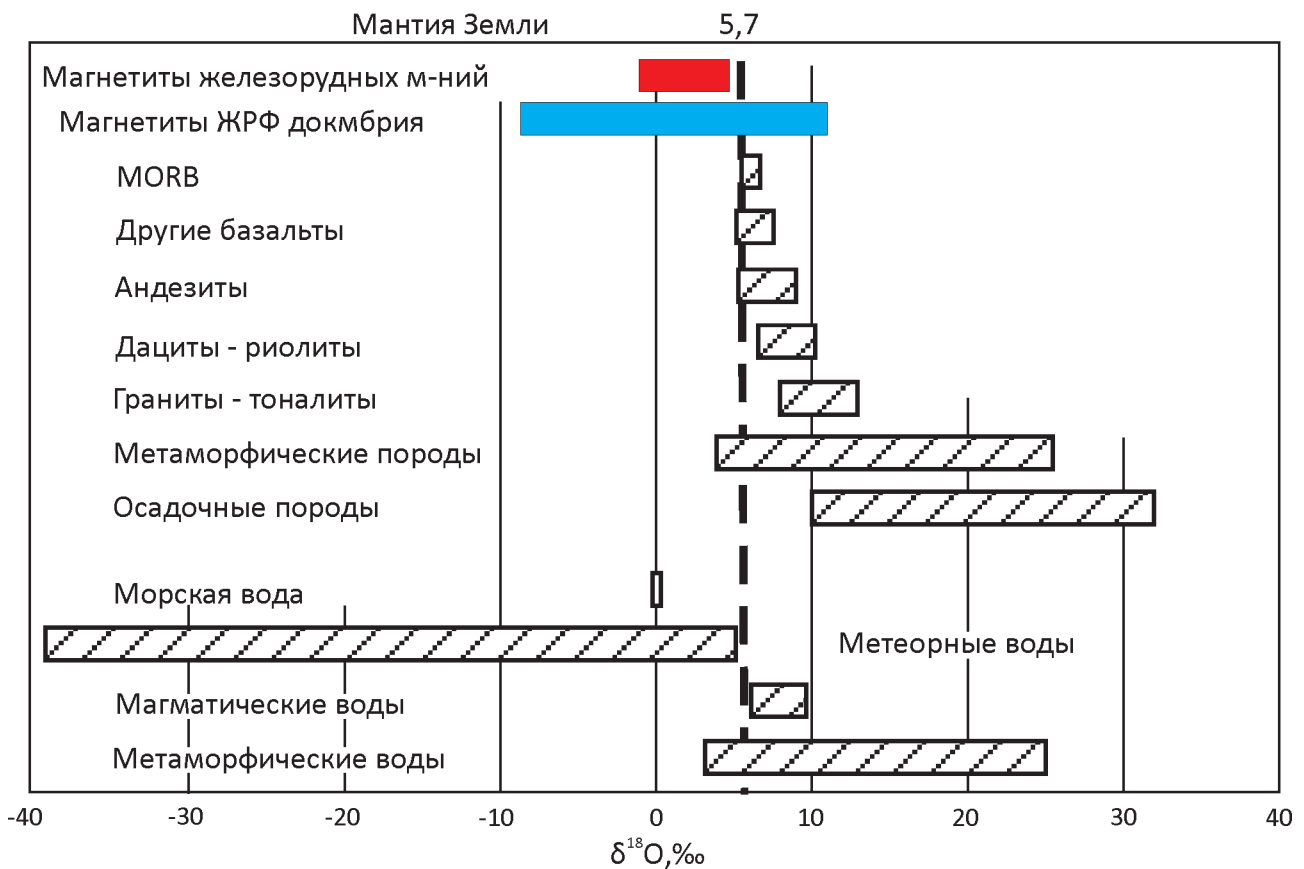


Рис. 4. Изотопный состав кислорода пород и минералов (обобщенные данные из различных источников [1, 14, 16, 18, 24, 27, 29, 30 и др.]

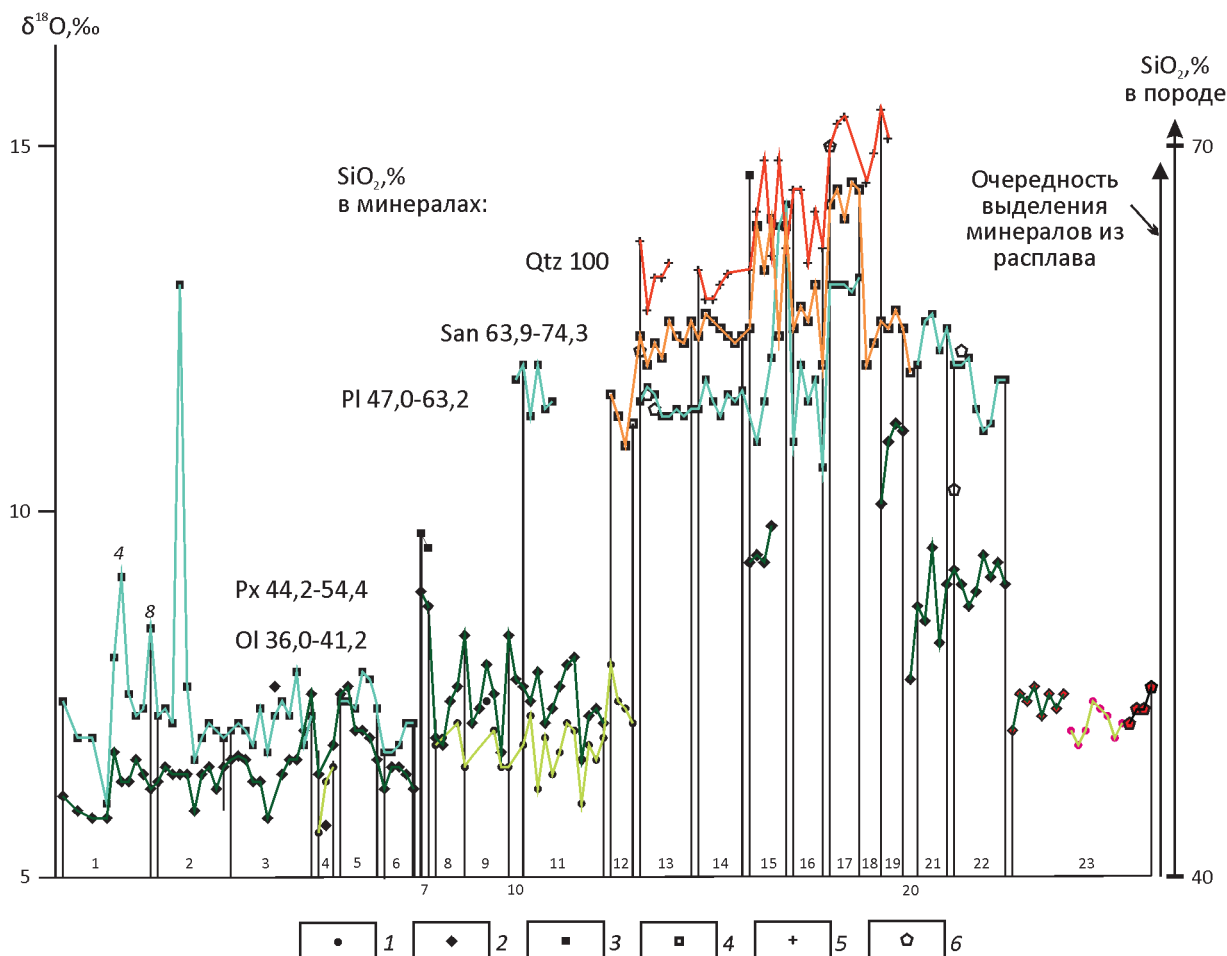


Рис. 5. Изотопный состав кислорода минералов пород Бушвельдского комплекса (1–6) [19] и вулканитов Центральной Италии (7–23) [13]:

ассоциирующие минералы: 1 – оливин, 2 – пироксены, 3 – плагиоклаз, 4 – санидин, 5 – кварц, 6 – матрикс; породы (на горизонтальной оси): 1 – верхняя зона – UZ (кварцевый анортозит, оливиновое габбро, магнетит-оливиновое габбро, магнетитовый габбронорит, магнетитовое лейкогаббро, пятнистый анортозит, лейкогаббронорит, магнетитовый лейкогаббронорит, габбронорит, норит), 2 – главная зона – MZ, граница между Верхней и Главной зоной на глубине 1575, 81 м – UZ–MZ (габбронорит, норит, анортозит, лейконорит, меланорит), 3 – пироксенитовый горизонт 1969–1973 м, пятнистый анортозит, габбронорит, лейконорит, лейкогаббронорит, анортозит, оливиновый габбронорит, троктолитовый слой, 4 – нижняя зона – LZ (гарцбургит, пироксенит), 5 – нижняя зона (норит, пироксенит), 6 – критическая зона – CZ, Риф Меренского – MR (норит, пегматоид), 7 – фоналит, 8–9 – шошонит, 10 – фонотефрит, 11 – калиевый трахибазальт, 12 – лампроит, 13–17 – риолит, 18–19 – трахит, 20 – шошонит ксенолита, 21–22 – латит, 23 – андезит-базальт; красным цветом (порода 23) обозначены минералы и матрикс практически одновременной (субэвтектической) кристаллизации

с повышением содержания ^{18}O в последующих продуктах. То есть изотопный состав кислорода минералов эволюционирует преимущественно в одну («тяжелую») сторону, оставаясь в поле изотопного состава пород данного типа (см. рис. 4). Эта закономерность позволяет выявлять «гибридные» минералы, формирующиеся с участием внесистемных («посторонних») компонентов, к которым относится магнетит, образующийся за счет «внешнего» кислорода, имеющего значения $\delta^{18}\text{O}$ ниже пределов породных типов (см. рис. 4).

Если же кристаллизация минералов происходит одновременно (в субэвтектических условиях) и при высокой температуре, то фракционирование изотопов кислорода практически отсутствует: образующиеся минералы и общий состав породы имеют близкие значения $\delta^{18}\text{O}$, подобно тому, как показано в нижеприведенной таблице и на рис. 5 (порода 23). Здесь надо отметить, что обнаружение такого рода пород с равновеликими значениями изотопного состава кислорода ассоциирующих минералов является большой

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$, ‰) породообразующих минералов и матрицы андезито-базальта вулканитов Центральной Италии [13]

Оливин	7,0	6,8	7,0	7,4	7,3	7,2	6,9	7,1
Клинопироксен	7,0	7,5	7,4	7,6	7,2	7,5	7,3	7,5
Матрикс	7,1	7,3	7,3	7,6				

редкостью и удачей автора [13], получившего документальное подтверждение возможности изотопной гомогенности сосуществующих минеральных фаз.

В магматических комплексах мафит-ультрамафитового состава магнетит если и выделяется, то на средних и поздних стадиях кристаллизации магм и в сравнительно небольших количествах. Поэтому он не может оказывать существенного влияния на изотопный состав кислорода преобладающей массы горных пород. Например, в Бушвельдском комплексе, мощность которого составляет около 10 км, на долю магнетитовых слоев приходится всего несколько десятков метров. Они находятся в верхней части комплекса, кристаллизующейся после того, как более 80% массива уже было закристаллизовано. Приведенные на рис. 5 данные по Бушвельдскому комплексу касаются пород, кристаллизовавшихся до образования и скопления магнетита. Первичный магнетит отсутствует и в породах Италии (см. рис. 5).

Известные в литературе сведения о синтезе магнетита свидетельствуют о том, что он был получен в открытых по кислороду условиях. В частности, это имело место в упомянутых выше высокотемпературных экспериментах Б.Майсена и А.Бэтчера [9] и авторских среднетемпературных опытах, а также в низкотемпературных опытах D.Faivre et al. [21], в которых магнетит был синтезирован в открытой водной среде при атмосферном давлении и температуре 25°C.

Участие свободного кислорода в кристаллизации магнетита и других оксидных минералов практически всегда сопровождается фракционированием его изотопов: выделяющиеся фазы предпочтительно потребляют легкий изотоп ^{16}O , обедняя им остающуюся часть исходного кислорода. Это происходит потому, что ^{16}O обычно является доминирующим и структурообразующим («каркасным») элементом, а, следовательно, и энергетически наиболее выгодным и устойчивым в минеральных и других химических соединениях, как и предпочтительным в усвоении живыми организмами.

Поэтому при любом источнике свободного кислорода (воздуха, обогащенного ^{18}O , кислорода фотосинтезирующих бактерий и растений, сравнительно бедного им, и др.) магнетит в основном имеет более облегченный изотопный состав кислорода по сравнению с первоисточником.

Относительно легкий кислород, выделяющийся при фотосинтезе водных бактерий и растений, прежде чем переместиться в атмосферу, обеспечивает своим насыщением вмещающую его воду. И может быть

так, что, не достигая перенасыщения, он практически полностью остается в воде, которая затем участвует в породо- и рудообразовании. Именно за счет такого кислорода могли накапливаться железорудные формации при сравнительно низком содержании свободного кислорода в атмосфере. Подобным образом, легкий кислород, выделяющийся при фотосинтезе на листе наземной растительности, может смываться атмосферными осадками и, минуя атмосферу, напрямую попадать в грунтовые (метеорные) воды с дальнейшим участием в процессах образования горных пород и руд.

Как известно, фотосинтез с выделением свободного кислорода наиболее активно происходит в светлое и теплое время, что могло сказываться на образовании железорудных формаций докембрия и более поздних эпох. Возможно, как раз в этом находится объяснение свойственного им многочисленного чередования тонких слоев магнетита и кремнезема.

В ходе растворения свободного кислорода в воде, являющейся его переносчиком в природных процессах, также возможно выборочное потребление изотопов: растворяется преимущественно легкий изотоп ^{16}O , обогащая им воду и обедняя исходный резервуар.

Как видно на рис. 4, небольшая часть изотопного состава кислорода магнетита докембрийских железорудных формаций находится в области повышенного содержания ^{18}O , выше предела мантийной величины $\delta^{18}\text{O}$ 5,7‰. Причиной тому могут быть особые в данном случае условия отложения магнетита. Как уже говорилось, оно происходило в открытых и, возможно, в застойных водных бассейнах засушливых территорий. Испарение воды в них приводит к известному накоплению ^{18}O в остающемся объеме. В этих «тяжелых» водах могли осуществляться реакции, выделяющие свободный ^{18}O , например, по схеме: $\text{Fe}(\text{OH})_4^- \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3^- + 0,5\text{H}_2\text{O} + 0,25\text{O}_2$, который затем участвовал в образовании магнетита.

В качестве дополнительного подтверждения высокой продуктивности процесса накопления ^{18}O в ходе испарения воды могут служить полученные автором данные при перегоне питьевой воды в обычном дистилляторе. Объем исходной воды составлял 4,0 л, дистиллята – ~2,1 л, остатка от исходного – ~1,9 л. Длительность процесса равнялась ~3 часам. Результаты анализов изотопного состава кислорода, выполненных в лаборатории Б.Г.Покровского в ГИН РАН, следующие ($\delta^{18}\text{O}$, ‰): исходная вода – -6,34, дистиллят – -9,72, остаток от исходного – -2,80.

Эти результаты примечательны и заслуживают внимания потому, что получены при относительно высокой температуре (100°C), при которой, как полагалось ранее, не должно быть существенного разделения изотопов кислорода. Следовательно, они указывают на возможность значительного фракционирования изотопов кислорода воды и в сильно нагретых поверхностных и подземных водах.

Таким образом, можно заключить, что при своем образовании магнетит использует «внешний», преимущественно растворенный в воде кислород с обычно пониженным содержанием ^{18}O , из которого предпочтительно извлекает ^{16}O . Вследствие этого магнетит практически постоянно отличается более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, чем ассоциирующие с ним минералы, являющиеся в основном носителями «силикатного» кислорода, которому свойственны более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4).

Иначе говоря, существующие фактические данные свидетельствуют о том, что магнетит в основном представляет собой вещество, железо которого является первично мантийным материалом, а кислород – экзогенным. Эта специфическая особенность магнетита делает его уникальным в том отношении, что в нем содержится фундаментальная информация о формировании и эволюции планеты в целом, ее коры и атмосферы, а также сведения об условиях образования и размещения месторождений полезных ископаемых, служащие основанием и ориентиром для их поисков [5, 6, 20].

Например, по наличию магнетита и изотопному составу его кислорода можно судить о наличии и изменении состава кислорода в атмосфере Земли на всем протяжении ее существования и, соответственно, о возможности и времени появления и развития органического мира.

Наличие региональных и локальных магнитных аномалий на планетах земного типа, не имеющих в настоящее время кислородсодержащей атмосферы и гидросферы (например, на Марсе), может служить указанием, что в прошлом они были. И, наоборот, отсутствие магнитных аномалий на планетном теле (при наличии у него общего магнитного поля) свидетельствует о том, что свободного кислорода и воды на нем не было.

Из изложенного выше материала можно сделать следующие основные выводы.

1. Магнетит и его рудные скопления в основном представляют собой вещество земной коры, железо которого является первично мантийным материалом, а кислород экзогенным. Невозможность массового образования магнетита за счет кислорода мантии обусловлена составом мантийных магм («дефицитом» в них кислорода), не допускающим выделение оксидов железа при их кристаллизации (см. рис. 2, А, В).

2. Образование магнетита и его рудных скоплений происходит в магматических и гидротермальных процессах, осуществляющихся в открытых условиях,

при доступе в систему свободного кислорода (см. рис. 2, Б, Г).

3. Предпочтительным местом массового образования магнетита являются территории и структуры земной коры, обеспечивающие поступление и глубинное проникновение поверхностных вод, насыщенных свободным кислородом [6].

4. Глубинное проникновение насыщенных кислородом вод вызывает изменение минерального состава толщ земной коры, вплоть до «уничтожения» ранее образованных рудных веществ, рассеивая и переводя их компоненты в малоподвижное состояние, препятствуя тем самым участию в дальнейшем рудном концентрировании. Поэтому там, где имеются массовые и площадные выделения магнетита и, соответственно, существуют региональные магнитные аномалии, отсутствуют крупные месторождения золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых [5, 6, 20].

5. Перспективными на обнаружение этих месторождений являются немагнитные и слабомагнитные территории и структуры земной коры, формировавшиеся в восстановительных условиях и не подвергавшиеся воздействию вод, насыщенных свободным кислородом, мешающим подвижности и участию веществ в рудообразовании. В их пределах могут находиться и магнетитсодержащие (например, Iron-Oxide-Copper-Gold – IOCG) месторождения, образующиеся при сравнительно локальном участии свободного кислорода. Здесь он не затрудняет извлечение рудных компонентов из их источников (сформировавшихся в восстановительных условиях) и не препятствует рудоотложению [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белых В.И., Дунай Е.И., Луговая И.П. Физико-химические условия формирования железисто-кремнистых пород и богатых железных руд КМА по изотопным данным // Геология рудных месторождений. 2007. № 2. С. 165–179.
2. Докембрийские железорудные формации мира. – М.: Мир, 1975.
3. Коржинский Д.С. Взаимодействие магм с трансмагматическим флюидами // ЗВМО. 1974. Ч. 103. Вып. 2. С. 173–178.
4. Лихачев А.П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975. № 10. С. 1459–1474.
5. Лихачев А.П. Общая закономерность размещения месторождений золота по глубинным геофизическим данным // Отечественная геология. 2012. № 6. С. 13–29.
6. Лихачев А.П. Причины и условия существования магнитных и немагнитных полей земной коры, определяющих формирование и размещение месторождений золота, алмазов, нефти, газа и других полезных ископаемых // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 40–50.
7. Лихачев А.П., Кукоев В.А. О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах // Геология рудных месторождений. 1973. № 5. С. 32–45.

8. Лихачев А.П., Стрижов В.П. О фракционировании изотопов серы сульфидов // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 223–226.
9. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979.
10. Осборн Е.Ф. Реакционный принцип / Эволюция изверженных пород. – М.: Мир, 1983. С. 136–171.
11. Печерский Д.М., Геншафт Ю.С. Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий: обзор. Т. 3. // Российский журнал наук о Земле. 2001. № 2.
12. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
13. Barnekow P. Volcanic Rocks from Central Italy: An Oxygen Isotopic Microanalytical and Geochemical Study. Dissertation. Gottingen. 2000.
14. Best M.G. Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd Edition. Blackwell Publ. 2003.
15. Bindeman I. Oxygen Isotopes in Mantle and Crustal Magmas as Revealed by Single Crystal Analysis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. Vol. 69. Pp. 445–478.
16. Dunn S. R. Stable isotopes in contact metamorphism of carbonate rocks // Teaching Petrology Workshop. Bozeman Montana. July 9–15. 2003.
17. Frietsch. R. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type // Economic Geology. 1978. Vol. 73. Pp. 478–485.
18. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry / Springer-Verlag. New York. 1997.
19. Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits a global perspective. Published by Australian Mineral Foundation Inc. PGC Publishing. Adelaide. 2002. Vol. 1.
20. Likhachev A.P. General patterns in the distribution of gold and diamonds deposits, oil and gas fields, and accumulations of other minerals/ Abstracts 35th international geological congress. Cape town, S. A., 2016.
21. Mineralogical and isotopic properties of inorganic nanocrystalline magnetites / D.Faivre, P.Agrinier, P.Menguy et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. Vol. 68. № 21. Pp. 4395–4403.
22. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, Northern Chile – A discussion / F.Henriquez, H. R.Naslund, J.O.Nystrum et al. // Economic Geology. 2003. Vol. 98. Pp. 1497–1500.
23. Oxygen and Hydrogen Isotope Stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on Crustal / C.Harris, J.J.Pronost, L.D.Ashwal, G.Cawthorn // J. Petrology. 2005. Vol. 46. № 3. Pp. 579–601.
24. Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden / J.O.Nystrom, K.Billstrom, F.Henriquez et al. // GFF. 2008. Vol. 130. Issue 4. Pp. 177–188.
25. Park C.F.Jr. A Magnetite «Flow» in Northern Chile // Econ. Geol. 1961. Vol. 56. Pp. 431–441.
26. Park C.F.Jr., MacDiarmid R. A. Ore Deposits. – San Francisco–London: W. H. Freeman and Company, 1964.
27. Rhodes A.L., Oreskes N. Oxygen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: Evidence of formation from isotopically heavy fluids. Society of Economic Geologists Special Publication. 1999. № 7. Pp. 333–351.
28. Sillitoe R.H., Burrows D.R. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile // Economic Geology. 2002. Vol. 97. Pp. 1001–1109.
29. Taylor H.P.Jr. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1968. Vol. 19. Pp. 1–17.
30. Weis F. Oxygen and Iron Isotope Systematics of the Grangesberg Mining District (GMD), Central Sweden // Uppsala university, Uppsala, 2013.

Геологическое строение и состав ультрамафитов Аккаргинско-Буруктаьского района (Южный Урал)

Д.Е.САВЕЛЬЕВ, Е.А.БАЖИН (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН); 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2),
С.Н.СЕРГЕЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем сверхпластичности металлов Российской академии наук (ИПСПМ РАН); 450001, г. Уфа, ул. Степана Халтурина, 39)

Рассмотрены особенности геологического строения района, петрохимические и петрографические характеристики ультрамафитов и ассоциирующих с ними магматических пород. Приведено описание морфологии и состава акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из ультрамафитов. Большая часть акцессорных хромшпинелидов района является средне-высокохромистыми. Рудообразующие шпинелиды образуют два геохимических типа, которые пространственно сближены. Делается вывод о том, что ультрамафиты изученного района представляли собой материал мантийного клина, пронизанный интрузиями островодужного типа. Современная структура в виде линзы габбро-диорит-гранитного состава с серпентинитовой внешней частью была сформирована в результате коллизионного тектонического сжатия коры.

Ключевые слова: Южный Урал, офиолиты, ультрамафиты, хромититы.

Савельев Дмитрий Евгеньевич
Бажин Евгений Александрович
Сергеев Семён Николаевич



savl71@mail.ru
bazin198229@gmail.com
semen@imsp.ru

Geological structure and composition of ultramafic rocks of the Akkarginsky massif (the Southern Urals)

D.E.SAVELIEV, E.A.BAZHIN, S.N.SERGEEV

Geological framework, some chemical and petrographical characteristics of ultramafic and associated rocks are considered. Morphological and chemical features of the accessory and ore-forming spinels are described. It is shown that there are no high-Al spinels in the ultramafic rocks. Most of the studied spinels are middle-Cr and high-Cr in chemistry. Ore-forming chrome spinels were subdivided into two chemical types which are spatially contiguous. It is inferred that ultramafic rocks of the studied area were formed like a matter of the upper mantle wedge impregnated by arc-island intrusions. A present-day structure as gabbro-diorite-granite lens with serpentinite rim was formed as a result of collision tectonics.

Key words: Southern Urals, ophiolite, ultramafic rocks, chromitite.

Аккаргинско-Буруктаьский район развития ультрамафитов расположен в восточной части Оренбургской области на границе с Казахстаном. Поскольку район характеризуется весьма слабой обнаженностью, то основные данные о его структуре были получены с применением геофизических, дистанционных методов и большого объема бурения. Наиболее интенсивно территория изучалась в 1960–1970-е гг. в связи с поисками месторождений силикатного никеля и хризотил-асбеста, а также при геолого-съёмочных работах. Ультраосновные породы района изучались И.И.Эдельштейном [11], А.С.Варлаковым [1], М.Е.Кулиджаняном, В.Е.Вдовиной [8], К.К.Никитиным [6],

Э.Е.Арутюняном, И.П.Устиновым, О.С.Нестояновой, М.И.Грабовской, З.М.Григорьевой, Б.А.Шкуропатом [9, 10]. В пределах Аккаргинского массива в 1930-е годы поисковые работы на хромовые руды проводили С.С.Горланов, М.И.Алешин (1938), Ю.Г.Полуренко (1936) и другие исследователи [8]. Геолого-съёмочные работы в районе проводились В.С.Дубининым [3], который также изучил магматические формации и их металлогению. Наиболее поздняя версия интерпретации геологического строения рассматриваемой территории отражена на геологической карте, составленной коллективом авторов под руководством А.С.Лисова (2008).

Происхождение и геодинамическая позиция ультраосновных пород района дискуссионны. Согласно представлениям, изложенным в опубликованных и фондовых работах 1960–1970-х гг., массивы ультрамафитов приурочены к разрывным нарушениям и представляют собой полифазные магматические образования [1]. И.И.Эдельштейн [11] считает, что они являются продуктами кристаллизации расплавов, поступавших по глубинным разломам. А.С.Лисов с соавторами (2008) указывают, что ультрамафиты – протрузии, имеющие тектонические или «рвущие протрузивные» контакты с вмещающими породами. Полученные авторами данной публикации минералого-геохимические данные в комплексе с особенностями геологического строения территории позволяют предложить новую интерпретацию геодинамической позиции ультрамафитов.

Геолого-петрографическая характеристика ультрамафитов. Ультрамафиты рассматриваемой территории слагают несколько тел, образующих почти непрерывное обрамление вокруг удлиненной линзы, сложенной породами Коскольской интрузии гранит-диорит-габбрового состава, эффузивным и вулканогенно-осадочными образованиями среднего и верхнего девона (рис. 1). Структура в целом имеет субмеридиональное север-северо-восточное простирание и ограничена крупными массивами ультрамафитов V-образной формы на севере (Аккаргинский) и юге (Буруктальский). Вдоль западной границы линзы протягиваются серпентиниты Карашакольского массива, а на востоке между Аккаргинским и Буруктальским массивами расположен небольшой Коскольский массив.

Согласно данным геолого-съёмочных и геофизических работ, форма Буруктальского массива лополитообразная с центриклинальными, участками очень пологими (25° – 40°) падениями контактов. Аккаргинский массив – пластовая залежь с пологим (25° – 30°) западным падением восточного контакта и более крутым, в том же направлении (63° – 75°) западного. Западный контакт Карашакольского массива круто падает на восток под углом 70° , а на востоке ультрамафиты имеют интрузивные взаимоотношения с габброидами (А.С.Лисов и др., 2008).

В строении массивов преимущественно распространены антигритовые и хризотилитовые серпентиниты апогарцбургитовой природы. В серпентинитах, как правило, сохраняется реликтовая структура первичных перидотитов, на что указывает наличие многочисленных недеформированных псевдоморфоз по ортопироксену и недеформированных зерен хромшпинелидов, просвечивающих в тонких срезах в красновато-коричневых тонах. Кроме минералов группы серпентина, в породах широко распространены хлорит, карбонаты, брусит, а в аподунитовом матриксе серпентинитов – вторичный магнетит, образующий как отдельные зерна, так и присутствующий в виде пылеватых агрегатов. Подчиненное значение имеют аподунитовые хризоти-

ловые и лизардитовые разновидности. Наиболее широким распространением последние пользуются вблизи хромититовых тел на севере Аккаргинского массива.

Геохимические особенности пород и составы породообразующих минералов. Ультраосновные породы массивов рассматриваемого района представлены высокомагнезиальными разновидностями (табл. 1), их относительная железистость варьирует в пределах 8,3–11% и только единичные анализы показывают более высокие значения. Часть из них относится к Карашакольскому массиву, где отмечаются проявления ультрамафитов «габброидного типа» [1]. Поскольку изученные ультрамафиты изменены преимущественно в условиях низкотемпературной серпентинизации лизардитовой фации, состав протолита может быть восстановлен путем пересчета химических анализов на нормативный состав по методу И.Д.Соболева [2, 5]. Проведенный расчет показал, что протолит серпентинитов изученных массивов представлен гарцбургитами при довольно высоком среднем содержании нормативного энстатита (19–25%). Содержание нормативного диопсида в подавляющем большинстве анализов серпентинитов не превышает 5,07% и только в Карашакольском массиве отмечены породы с высоким содержанием клинопироксена.

С ультрамафитами ассоциируют интрузивные и вулканогенные породы основного, среднего и кислого составов (табл. 2). Базальтоиды и габбро-диабазы характеризуются широкими вариациями титанистости (0,5–1,93%), натриевым и калий-натриевым типами щелочности. Большая часть анализов основных и средних пород попадает в поле известково-щелочного ряда. Составы изученных гранитоидов варьируют в значительном диапазоне – от гранодиоритов нормальной щелочности до кварцевых сиенитов при содержании кремнезема в пределах 64–68% и от лейкогранитов до субщелочных гранитов при содержании кремнезема от 68 до 75%.

Концентрации элементов-примесей в изученных образцах коррелируют с их петрографическими и петрохимическими особенностями (табл. 3). В ультрамафитах отмечены высокие содержания никеля и хрома (>1000 г/т), концентрации кобальта на порядок ниже (66–150 г/т). Далее следуют (в г/т): ванадий 20–75, стронций 31–56, медь и цинк до 50. Остальные элементы-примеси встречаются в количествах от ниже предела обнаружения до 10–20 г/т. Для пироксенитов характерны высокие содержания ванадия (75–182 г/т), а максимальные концентрации данного элемента зафиксированы в базальтах (422 г/т). В гранитоидах концентрируются (в г/т): стронций 111–319, цирконий 95–200, барий до 1950, рубидий до 219.

Из первичных минералов ультрамафитов сохранились реликты акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов только в ультрамафитах Аккаргинского массива. В серпентинитах Буруктальского,

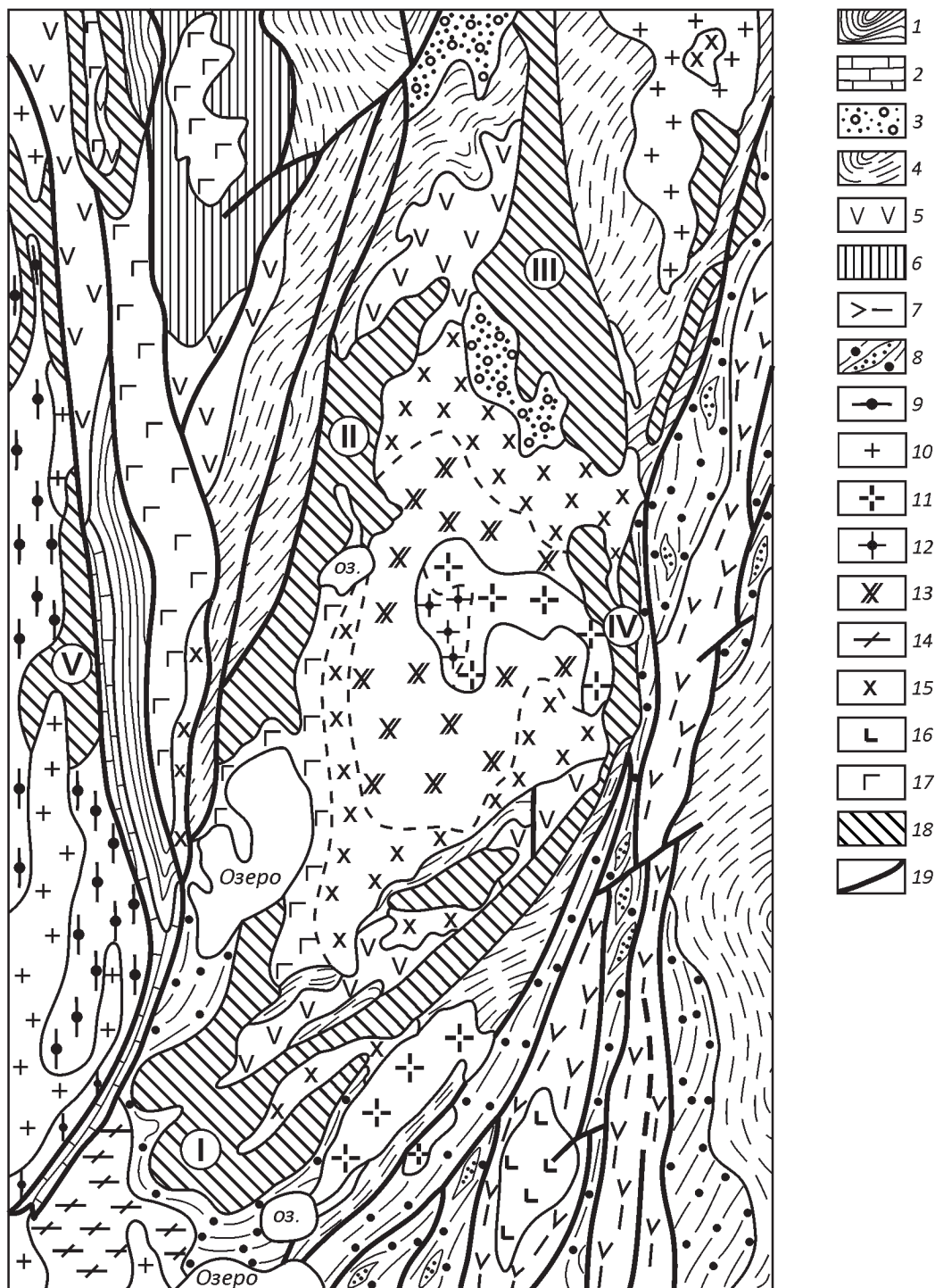


Рис. 1. Геологическое строение Аккаргинско-Буруктальского района. По А.С.Варлакову [1]:

1 – углеродистые сланцы нижнего карбона; 2 – мраморы нижнего карбона; 3 – песчаники и конгломераты верхнего девона; 4 – глинистые сланцы и песчаники верхнего девона; 5 – андезитовые, андезит-дацитовые порфиры и лавобрекчии среднего девона; 6 – отложения ордовика и нижнего силура нерасчлененные; 7 – зелёные сланцы ордовика и нижнего силура; 8 – кристаллические сланцы и гнейсы ордовика и нижнего силура с линзами кварцитов; 9 – докембрийские гнейсы и амфиболиты; 10 – граниты; 11 – плагииграниты; 12 – кварцевые монзониты; 13 – кварцевые диориты; 14 – гранодиориты; 15 – диориты, диоритовые порфиры, габбро, диориты; 16 – габбро-диабазы; 17 – габбро-диориты; 18 – ультрамафитовые массивы (I – Буруктальский, II – Карашакольский, III – Аккаргинский, IV – Коскольский, V – Карасуйский); 19 – разрывные тектонические нарушения

1. Химический состав ультрамафитов Аккаргинско-Буруктаьского района (в массовых долях %)

№ п/п	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	f	Di	En	Ol
1	AK-16-01	40,00	0,01	1,20	8,00	0,24	0,08	36,00	1,40	0,10	0,02	0,01	13,20	100,26	10,39	4,88	25,39	69,73
2	AK-17-01	40,00	0,01	1,00	8,00	0,24	0,10	36,00	1,40	0,10	0,01	0,01	13,79	100,66	10,39	4,88	25,35	69,77
3	AK-17-02	40,00	0,01	1,00	8,20	0,20	0,05	36,00	1,40	0,10	0,01	0,01	13,71	100,69	10,57	4,88	25,20	69,92
4	AK-17-03*	39,52	0,03	1,00	8,75	0,10	0,10	36,72	0,80	0,13	0,02	0,04	13,56	100,75	10,85	2,79	24,12	73,08
5	AK-20-13	40,00	0,02	1,00	7,80	0,20	0,06	36,00	1,40	0,10	0,01	0,01	13,58	100,18	10,11	4,90	25,80	69,30
6	AK-20-14**	39,72	0,06	1,50	7,99		0,23	34,23	0,19	0,20	0,02	0,02	14,96	99,12	10,55	0,71	37,69	61,61
7	AK-21a-04**	39,57	0,04	0,80	7,71		0,12	38,94	0,15	0,10	0,02	0,01	13,98	101,46	9,08	0,50	23,01	76,49
8	AK-21a-05	40,00	0,02	1,00	8,10	0,50	0,08	36,00	1,40	0,10	0,01	0,01	13,40	100,62	10,83	4,86	24,79	70,35
9	AK-21a-07	45,26	0,04	0,48	7,02	0,00	0,04	32,76	1,20	0,10	0,01	0,01	14,43	101,36	9,76	4,64	58,78	36,58
10	AK-21a-08	40,00	0,02	1,00	6,50	1,20	0,08	36,40	1,00	0,10	0,01	0,01	13,40	99,72	9,80	3,50	27,11	69,39
11	AK-22	40,00	0,04	0,82	11,42	0,00	0,15	34,20	0,32	0,10	0,11	0,03	13,37	100,57	14,43	1,13	32,19	66,68
12	AK-23-01	40,00	0,02	1,00	6,70	1,20	0,05	37,40	1,00	0,10	0,01	0,01	13,00	100,49	9,78	3,41	23,85	72,74
13	AK-23-03**	42,18	0,04	0,98	11,41		0,20	30,09	0,43	0,16	0,02	0,07	13,01	98,59	16,07	1,69	54,41	43,90
14	AK-27-02**	43,03	0,03	1,41	9,21		0,12	31,50	0,18	0,41	0,02	0,02	13,41	99,34	12,86	0,72	58,20	41,07
15	AK-28-01	40,00	0,10	1,00	5,00	1,80	0,07	37,40	1,00	0,10	0,01	0,01	12,10	98,59	8,63	3,45	25,37	71,19
16	AK-28-02	40,00	0,10	1,00	5,20	1,81	0,11	37,20	1,00	0,10	0,01	0,01	13,00	99,54	8,91	3,45	25,58	70,97
17	AK-32-01	40,00	0,10	1,00	5,20	1,71	0,07	38,20	1,00	0,10	0,01	0,01	13,00	100,40	8,58	3,38	22,86	73,76
18	AK-32-02	40,00	0,10	1,00	5,20	1,82	0,07	38,30	1,00	0,10	0,01	0,01	13,00	100,61	8,69	3,37	22,39	74,24
19	AK-33-04**	39,86	0,09	1,16	9,71		0,15	34,74	0,55	0,10	0,02	0,17	12,61	99,18	12,37	1,97	31,41	66,61
20	AK-37*	40,76	0,06	0,78	6,51	0,90	0,09	38,52	0,59	0,10	0,01	0,02	12,15	100,50	8,96	1,94	26,05	72,02
21	AK-38	40,00	0,10	1,00	5,20	1,80	0,19	39,00	1,10	0,10	0,01	0,01	12,08	100,59	8,53	3,63	19,73	76,63
22	AK-03-02	40,20	0,02	1,86	3,80	2,00	0,09	36,20	1,42	0,10	0,02	0,01	13,63	99,35	7,75	5,07	28,83	66,11
23	AK-61-02	40,00	0,10	2,70	3,45	2,30	0,07	37,00	1,00	0,10	0,01	0,01	12,20	98,94	7,57	3,53	28,14	68,34
24	AK-44-01	40,00	0,04	2,00	5,43	2,50	0,07	36,00	1,10	0,10	0,01	0,01	12,72	99,98	10,32	3,86	27,21	68,93
25	AK-44-02**	39,76	0,04	0,86	7,74		0,07	39,69	0,15	0,20	0,02	0,01	12,26	100,78	8,96	0,50	21,54	77,96
26	AK-45	40,00	0,02	1,80	5,20	2,15	0,05	36,00	1,40	0,10	0,01	0,01	12,70	99,44	9,62	4,93	26,49	68,58
27	AK-46-02	40,00	0,11	2,70	8,31	2,87	0,20	27,00	5,68	0,40	0,10	0,03	12,01	99,41	17,70	22,07	23,07	54,86
28	AK-46-06	40,00	0,10	2,00	5,80	1,89	0,08	37,00	0,84	0,10	0,01	0,00	12,64	100,46	9,73	2,90	26,08	71,02
29	AK-11-02	40,00	0,02	2,00	7,43	0,77	0,17	34,00	0,17	1,40	0,10	0,01	13,91	99,98	10,96	0,64	39,21	60,15

Примечание. Массивы: 1–21 – Аккаргинский, 22–23 – Буруктаьский, 24–28 – Карашакольский, 29 – Коскольский, * – среднее из двух анализов (1 – рентгено-флюоресцентным методом, 1 – мокрой химией); ** – анализ выполнен рентгено-флюоресцентным методом (ВРА-30, ИГ УНЦ РАН; аналитики С.В.Мичурин, З.Р.Биктимерова, Ф.Р.Валиева), остальные выполнены мокрой химией (ИГ УНЦ РАН; аналитик С.А.Ягудина); ППП – потери при прокаливании.

2. Химический состав основных, средних и кремнекислых магматических пород Аккаргинско-Буруктаьского района (в массовых долях %)

№ п/п	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
1	АК-11-01*	48,72	1,93	12,48	9,19	4,14	0,22	6,83	9,53	3,48	0,12	0,08	2,34	99,04
2	АК-05-02	56,00	1,05	14,25	3,52	4,78	0,12	9,60	4,26	3,60	0,54	0,08	2,08	99,88
3	АК-09-02	55,10	0,88	14,00	4,02	4,78	0,17	7,00	9,84	2,70	0,35	0,07	1,38	100,29
4	АК-48-03	47,00	0,70	15,00	3,00	6,20	0,22	13,00	8,20	2,70	1,08	0,14	3,62	100,86
5	АК-48-06	48,00	0,50	15,00	2,50	5,39	0,20	13,00	8,20	3,12	0,50	0,10	3,74	100,25
6	АК-46-04	52,00	0,50	16,50	4,50	4,38	0,09	6,40	9,46	3,50	0,30	0,08	1,72	99,43
7	АК-43-04	53,00	0,50	12,00	1,83	6,43	0,16	11,00	9,74	2,80	0,40	0,07	2,04	99,97
8	АК-39-02	53,00	0,35	14,00	2,73	6,10	0,10	9,00	7,10	4,00	0,50	0,08	3,34	100,30
9	АК-48-06**	52,93	0,34	11,40	7,91		0,18	12,60	7,09	3,03	0,16	0,04	3,66	99,34
10	АК-43-02**	53,05	0,32	9,22	6,86		0,13	14,10	8,17	5,53	0,04	0,02	3,50	100,93
11	АК-43-03**	58,57	0,24	15,23	4,30		0,07	7,54	3,78	7,21	0,03	0,01	2,43	99,41
12	АК-43-01**	46,06	0,11	7,88	7,23		0,16	21,29	9,96	0,52	0,03	0,06	5,79	99,08
13	АК-46-03*	48,81	0,29	4,70	5,94	3,42	0,20	21,09	9,18	0,33	0,11	0,03	5,02	99,12
14	АК-31**	64,19	0,38	18,84	1,67		0,02	2,35	0,88	8,67	0,71	0,08	1,34	99,13
15	АК-31Б**	74,22	0,32	14,65	1,74		0,02	2,35	0,98	5,97	0,30	0,02	0,65	101,22
16	АК-57-01**	67,00	0,16	18,79	2,31		0,03	1,65	0,79	7,39	0,05	0,04	0,69	98,89
17	АК-57-02**	60,84	0,96	11,22	7,12		0,12	7,77	5,19	6,00	0,06	0,22	1,02	100,52

Примечание. 1–9 – диабазы и габбро-диабазы; 10 – габбро-диорит; 11 – диорит; 12–13 – пироксениты; 14–17 – гранитоиды; * – среднее из двух анализов (1 – рентгено-флуоресцентным методом, 1 – мокрой химией); ** – анализ выполнен рентгено-флуоресцентным методом (ВРА-30, ИГ УНЦ РАН; аналитики С.В.Мичурин, З.Р.Биктимерова, Ф.Р.Валиева), остальные анализы выполнены мокрой химией (ИГ УНЦ РАН; аналитик С.А.Ягудина); ППП – потери при прокаливании.

Коскольского и Карашакольского массивов шпинелиды полностью превращены в хроммагнетит и магнетит.

Все анализы исследованных шпинелидов можно разделить на две большие группы: 1) составы первичных минералов мантийного происхождения и 2) составы, претерпевшие изменение в результате низкотемпературных коровых процессов, главным образом – серпентинизации ультрамафитов. Первая группа подразделена на три подгруппы: а) акцессорные хромшпинелиды лерцолитов и гарцбургитов (апоперидотитовых серпентинитов), б) акцессорные хромшпинелиды дунитов (аподунитовых серпентинитов) и в) рудообразующие хромиты. На диаграмме (рис. 2) показаны все полученные данные, а в табл. 4 представлены средние составы первичных хромшпинелидов.

Первичные шпинелиды характеризуются низким содержанием трехвалентного железа и поэтому на треугольной диаграмме практически все точки располагаются вдоль оси Al–Cr, что является характерным признаком офиолитовых комплексов. Резкое увеличение концентрации железа происходит при метаморфизме хромшпинелидов с постепенным превращением их в магнетит, что и отражает тренд, который образуют точки метаморфизованных шпинелидов на той же диаграмме.

Вариации массовых содержаний магния и двухвалентного железа в первичных шпинелидах составляют соответственно MgO 7–14% и FeO 13–26% при

отсутствии какой-либо закономерности от типов пород. Из элементов-примесей обращает на себя внимание постоянное присутствие в акцессорных шпинелидах небольшого количества ванадия при отсутствии титана. При метаморфизме, наряду с железом, увеличивается содержание марганца. В рудообразующих шпинелидах из некоторых месторождений появляется примесь титана.

Наиболее глиноземистым составом характеризуются шпинелиды из апоперидотитовых серпентинитов, массовое содержание Cr₂O₃ в них составляет 42–49%, а Al₂O₃ изменяется от 13 до 28%. Для них характерны ксеноморфные очертания (рис. 3) и значительные вариации по размеру – от десятков микрон до первых миллиметров. Практически всегда зерна хромшпинелидов в той или иной степени подвержены метаморфизму. В одних случаях шпинелиды полностью замещены магнетитом или хроммагнетитом, в других случаях наблюдается образование каемок, обогащенных железом относительно других элементов, особенно интенсивно выносятся алюминий и магний; замещение происходит по сети микротрещин или «по площади», формируя «губчатую» неоднородную структуру.

Морфология шпинелидов постепенно изменяется при переходе от перидотитов к дунитам и хромитам. В переходных породах дунит-гарцбургитового состава шпинелиды гипидиоморфные (см. рис. 3) и менее

3. Содержание элементов примесей в плутонических породах Аккаргинско-Буруктагского района (в массовых долях %)

№ п/п	Образцы	Sc	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Pb	Cr
1	AK-17-03	0,0006	0,0040	0,0134	0,2701	0,0019	<0,001	<0,001	0,0036	0,0010	0,0045	0,0015	<0,01	<0,001	0,2541
2	AK-21a-04	0,0015	0,0055	0,0103	0,2510	0,0026	0,0016	0,0012	0,0041	0,0012	0,0051	0,0015	<0,01	<0,001	0,2932
3	AK-20-14	0,0013	0,0020	0,0110	0,2170	0,0029	0,0023	0,0010	0,0056	<0,001	0,0047	0,0015	<0,01	<0,001	0,2258
4	AK-44-02	0,0014	0,0049	0,0112	0,3091	0,0021	0,0032	<0,001	0,0031	<0,001	0,0037	0,0015	<0,01	<0,001	0,2208
5	AK-33-04	0,0011	0,0059	0,0131	0,2164	0,0026	0,0048	<0,001	0,0051	<0,001	0,0043	0,0013	<0,01	<0,001	0,2403
6	AK-22	0,0016	0,0075	0,0165	0,2639	0,0025	0,0027	0,0016	0,0044	0,0013	0,0040	0,0011	<0,01	0,0012	0,2659
7	AK-37	0,0012	0,0044	0,0115	0,2087	0,0030	0,0043	0,0012	0,0046	<0,001	0,0038	0,0014	<0,01	<0,001	0,2720
8	AK-23-03	0,0016	0,0035	0,0146	0,3047	0,0023	0,0021	0,0010	0,0045	0,0012	0,0038	0,0011	<0,01	<0,001	0,3060
9	AK-27-02	0,0009	0,0033	0,0109	0,2929	0,0023	0,0042	0,0013	0,0054	0,0013	0,0040	0,0014	<0,01	<0,001	0,2815
10	AK-21a-07	0,0017	0,0040	0,0066	0,2746	0,0021	<0,001	0,0016	0,0054	0,0011	0,0055	0,0015	<0,01	0,0010	0,2258
11	AK-43-01	0,0013	0,0086	0,0068	0,1077	0,0024	0,0059	0,0014	0,0042	<0,001	0,0028	0,0010	<0,01	<0,001	0,1849
12	AK-46-03	0,0014	0,0123	<0,001	0,1025	0,0013	0,0041	0,0016	0,0031	0,0013	0,0037	0,0010	<0,01	<0,001	0,0949
13	AK-48-06	0,0014	0,0182	<0,001	0,0577	0,0012	0,0042	0,0013	0,0137	0,0013	0,0051	0,0011	<0,01	<0,001	0,0833
14	AK-43-02	0,0014	0,0165	0,0053	0,0482	0,0023	0,0052	<0,001	0,0100	0,0014	0,0044	0,0011	<0,01	<0,001	0,0673
15	AK-43-03	0,0021	0,0075	0,0035	0,0330	0,0031	0,0020	<0,001	0,0177	0,0013	0,0117	0,0016	<0,01	<0,001	0,0262
16	AK-11-01	0,0014	0,0422	0,0072	0,0086	0,0015	0,0105	0,0010	0,0071	0,0026	0,0077	0,0006	0,0289	<0,001	0,0117
17	AK-57-02	0,0014	0,0119	0,0039	0,0159	0,0026	0,0054	<0,001	0,0176	0,0020	0,0095	0,0011	<0,01	<0,001	0,0147
18	AK-31	0,0012	<0,001	<0,001	0,0104	0,0053	<0,001	0,0019	0,0241	0,0017	0,0180	0,0021	0,1951	<0,001	0,0063
19	AK-57-01	0,0012	0,0030	<0,001	0,0106	0,0040	<0,001	0,0020	0,0319	0,0027	0,0186	0,0022	<0,01	<0,001	0,0028
20	AK-13	0,0005	0,0026	<0,001	0,0051	0,0082	0,0011	0,0082	0,0111	0,0019	0,0145	0,0021	0,1310	0,0012	0,0029
21	AK-15	0,0010	0,0028	<0,001	0,0044	0,0034	0,0060	0,0219	0,0249	0,0038	0,0200	0,0015	0,0633	0,0027	0,0031
22	AK-31Б	0,0008	<0,001	<0,001	0,0112	0,0057	<0,001	<0,001	0,0185	0,0015	0,0158	0,0020	0,0846	<0,001	0,0163

Примечание. 1–10 – серпентиниты; 11–15 – пироксениты; 16 – диабаз; 17–22 – гранитоиды; анализ проведен рентгено-флюоресцентным методом на приборе ВРА-30 в Институте геологии УНЦ РАН (г. Уфа); аналитики С.В. Мичурин, З.Р. Биктимирова, Ф.Р. Валиева.

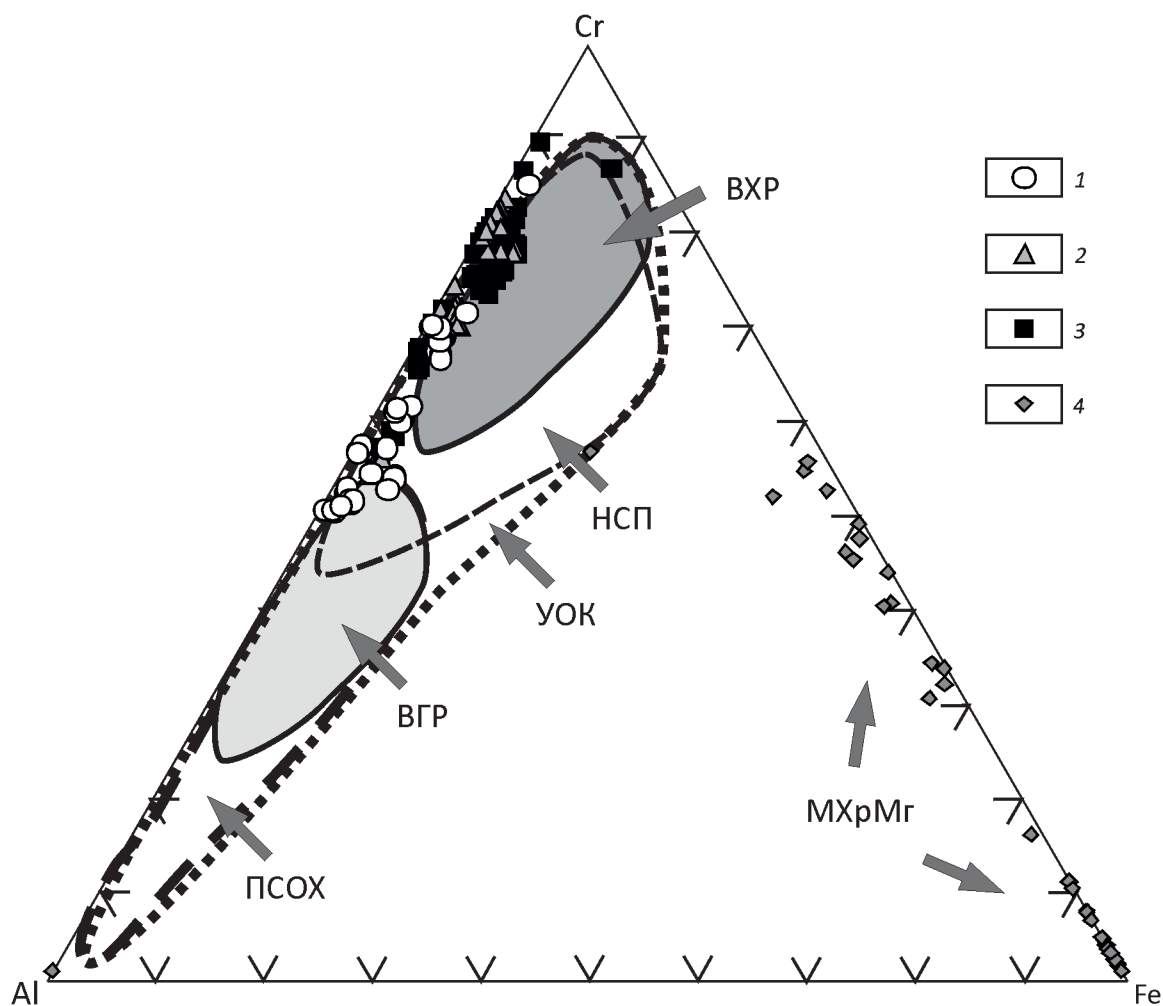


Рис. 2. Положение составов шпинелидов Аккаргинского массива на треугольной диаграмме Al-Cr-Fe³⁺:

1–3 – составы первичных хромшпинелидов из: 1 – апоперидотитовых серпентинитов, 2 – аподунитовых серпентинитов, 3 – хромититов; 4 – составы метаморфизованных шпинелидов; поля составов оконтурены по данным работ [2, 12], ПСОХ – перидотиты срединно-океанических хребтов; НСП – надсубдукционные перидотиты, УОК – ультрамафиты офиолитовых комплексов, ВХР/ВГР – высокохромистые и высокоглиноземистые рудообразующие хромшпинелиды офиолитов, соответственно; МХрМг – метаморфизованные шпинелиды (хроммагнетиты, магнетиты)

глиноземистые (массовые содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 < 10$ и $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 50\%$). В дунитах преобладают мелкие идиоморфные зерна высокохромистого состава (см. рисунки 2 и 3). Рудообразующие хромшпинелиды в целом более устойчивы к изменению состава. Среди них преобладают хромиты с массовым содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 54\%$, но на одном из месторождений встречены среднехромистые рудообразующие минералы с массовым содержанием оксида хрома 48% (обр. АК-23-06). На рис. 3,3 хорошо видно различие в составе хромшпинелидов из месторождений различного геохимического типа, соседствующих в одном препарате.

Обсуждение и выводы. Петрохимические характеристики ультрамафитов свидетельствуют об их высо-

кой степени деплетирования, которая характерна для верхней мантии надсубдукционных обстановок. Пространственно связанные с реститами магматические образования представляют собой непрерывно-дифференцированную ассоциацию известково-щелочного состава, типичную для островодужных образований.

Хромшпинелиды считаются важными индикаторами процессов поро- и рудообразования благодаря высокой чувствительности их состава к изменяющимся внешним условиям (температура, общее давление, стресс и др.) [13, 14 и др.]. Как известно, состав аксессуарных шпинелидов из древних офиолитовых ультрамафитов изменяется в значительном диапазоне, которому корреспондируют, в свою очередь, широкие

4. Средние химические составы акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов Аккаргинского массива (в массовых долях %)

№ п/п	Образцы	n	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	ΣFeO	TiO ₂	MnO	V ₂ O ₅	#Cr	#Mg
1	AK-20-14	5	19,88	49,19	11,56	19,23	—	—	0,13	0,62	0,54
2	AK-21a-08	6	24,16	46,85	13,92	14,71	—	—	0,35	0,57	0,63
3	AK-14	2	21,89	44,05	6,96	26,64	—	0,29	0,17	0,57	0,33
4	AK-32-01	3	27,61	42,72	13,72	15,84	—	—	0,10	0,51	0,62
5	AK-32-02	6	15,32	55,33	11,24	18,05	—	—	0,06	0,71	0,54
6	AK-32-03	6	25,78	42,83	11,55	19,79	—	—	0,05	0,53	0,53
7	AK-33-04	7	15,72	52,93	10,42	20,56	—	—	0,36	0,69	0,50
8	AK-44-03	3	21,90	42,39	7,54	26,50	—	1,67	—	0,56	0,37
9	AK-20-15	10	13,61	56,25	9,59	20,51	—	—	0,04	0,73	0,47
10	AK-28-02	4	13,45	54,85	8,44	23,07	—	—	0,19	0,73	0,41
11	AK-17-03	4	22,41	46,25	11,92	19,13	—	—	0,29	0,58	0,56
12	AK-19-03	3	24,01	45,43	13,35	17,04	—	0,17	0,00	0,56	0,61
13	AK-20-13	3	9,74	61,15	9,20	19,80	—	—	0,12	0,81	0,45
14	AK-21a-02	3	8,09	65,61	8,68	17,62	—	—	—	0,84	0,47
15	AK-21a-03	7	8,66	63,36	9,74	18,15	—	0,09	—	0,83	0,49
16	AK-21a-07	7	9,39	61,00	11,22	18,38	—	—	—	0,81	0,55
17	AK-17-12	4	9,46	61,45	10,51	18,58	—	—	—	0,81	0,52
18	AK-17-шт-01	4	8,94	62,67	13,07	15,32	—	—	—	0,82	0,63
19	AK-17-шт-03	5	9,09	63,05	12,17	15,71	—	—	—	0,82	0,59
20	AK-17-шт-07	4	9,81	62,64	14,94	12,62	—	—	—	0,81	0,71
21	AK-17-шт-08	4	9,96	62,37	14,14	13,44	—	—	—	0,81	0,68
22	AK-18-06	3	9,60	62,69	14,11	13,60	—	—	—	0,81	0,68
23	AK-18-07	16	8,92	62,92	13,41	14,75	—	—	—	0,83	0,65
24	AK-19-04	4	9,00	62,54	14,24	14,23	—	—	—	0,82	0,69
25	AK-19-шт-01	5	9,73	59,10	7,46	23,64	0,07	—	—	0,80	0,38
26	AK-20-11	3	11,83	59,59	11,47	17,11	—	—	—	0,77	0,56
27	AK-20-12	7	16,76	54,91	12,48	15,68	—	0,13	0,05	0,69	0,59
28	AK-20S-02	3	9,33	62,79	14,43	13,44	—	—	—	0,82	0,69
29	AK-21a-01	3	9,32	62,21	11,82	16,64	—	—	—	0,82	0,58
30	AK-21-шт-02	8	10,12	60,86	12,79	16,23	—	—	—	0,80	0,62
31	AK-21-шт-04	5	9,28	62,35	14,34	14,03	—	—	—	0,82	0,69
32	AK-23-06	4	21,59	48,23	14,22	15,84	0,12	—	—	0,60	0,64
33	AK-24-01a	7	9,77	61,08	11,88	17,23	—	—	0,05	0,81	0,57
34	AK-24-016	10	9,34	62,46	13,27	14,93	—	—	—	0,82	0,64
35	AK-24-06	6	11,09	59,69	13,21	16,01	—	—	—	0,78	0,63
36	AK-33-01	4	10,58	62,46	13,78	13,18	—	—	—	0,80	0,67
37	AK-33-02	4	10,56	60,54	11,94	16,91	0,05	—	—	0,79	0,58

Примечание. 1–8 – апоперидотитовые серпентиниты; 9–10 – аподунит-гарибургитовые серпентиниты; 11–16 – аподунитовые серпентиниты; 17–37 – хромититы: 19, 21, 34 – нодулярные, 20, 27, 35, 37 – вкрапленные, остальные – массивные; состав минералов приведен к 100%; прочерк – содержание оксида ниже предела обнаружения; #Cr=Cr/(Cr+Al), #Mg=Mg/(Mg+Fe²⁺) в атомных количествах; n – число анализов; исследования проведены в ИПСМ РАН (г. Уфа) на приборе Vega 3 Tescan с ЭДА.

вариации состава хромшпинелидов в ультрамафитах из различных геодинамических обстановок [12].

Среди изученных авторами хромшпинелидов отсутствуют высокоглиноземистые минералы, характерные для лерцолитов из внутриплитных обстановок и мед-

ленно-спрединговых срединно-океанических хребтов. Для перидотитов массива характерен средне- и высокохромистый состав минералов, что позволяет сопоставить ультрамафиты Аккаргинского массива с источником мантийным основанием надсубдукционных

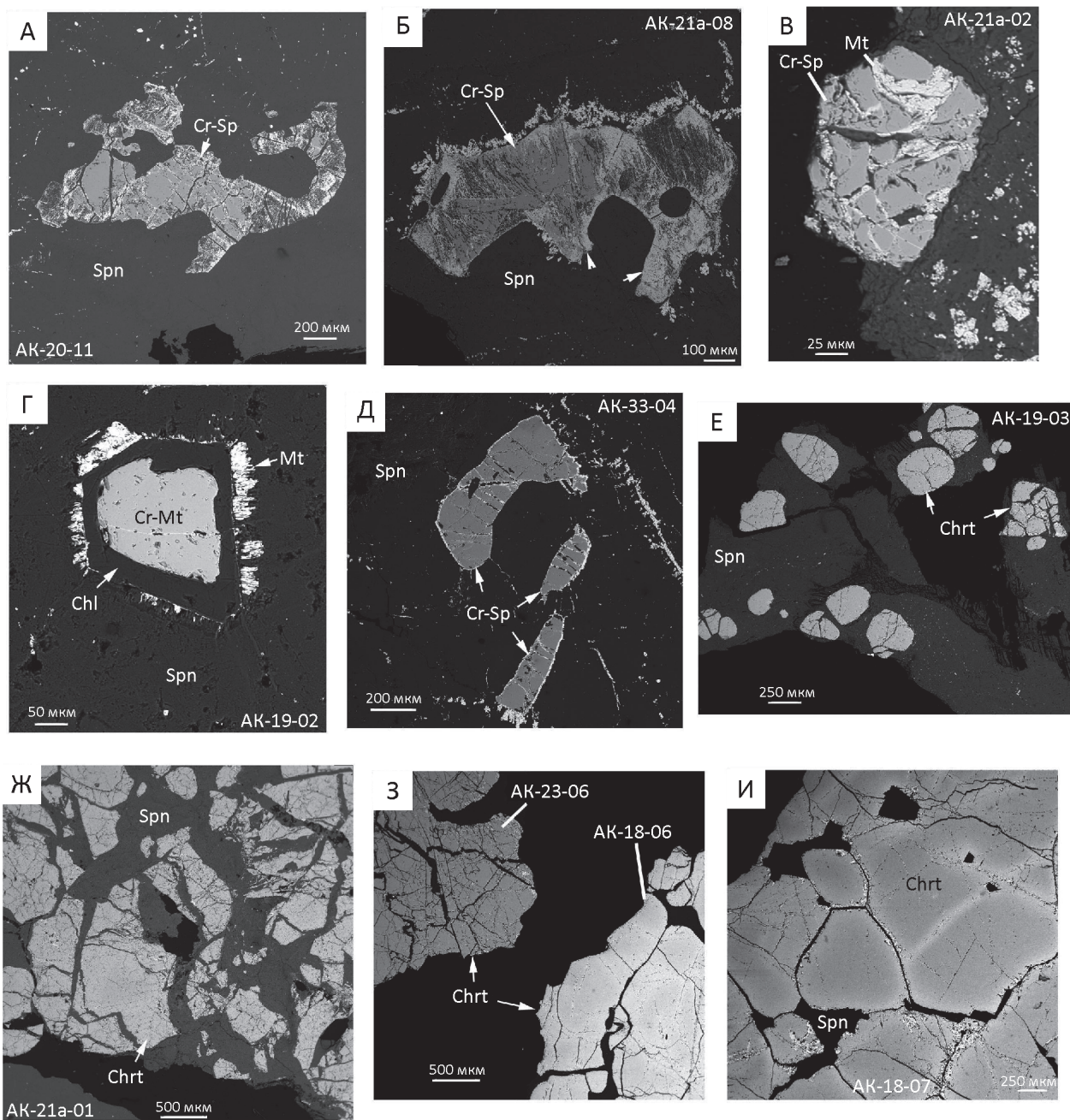


Рис. 3. Акцессорные и рудообразующие хромшпинелиды Аккаргинского массива:

снимки в обратно-рассеянных электронах; Cr-Sp – хромшпинелид, Chrt – хромит, Spn – серпентин, Mt – магнетит, Chl – хлорит

геодинамических обстановок. С этим выводом согласуется пространственное совмещение в изученном районе деплетированных ультрамафитов и интрузий дифференцированного состава, которые могут рассматриваться как корневые части островодужных вулканических построек.

Современный облик рассматриваемая структура приобрела в результате коллизионного сжатия земной

коры. Гидратированные ультрамафиты (серпентиниты), являясь реологически наиболее слабыми породами, в результате широтного сжатия сформировали оболочку вокруг компетентных магматитов. Последние играли роль своеобразного индентора для серпентинитов, растекание которых происходило в твердо-пластическом состоянии от восточного и западного флангов структуры на северо-восток (Аккаргинский массив) и юго-

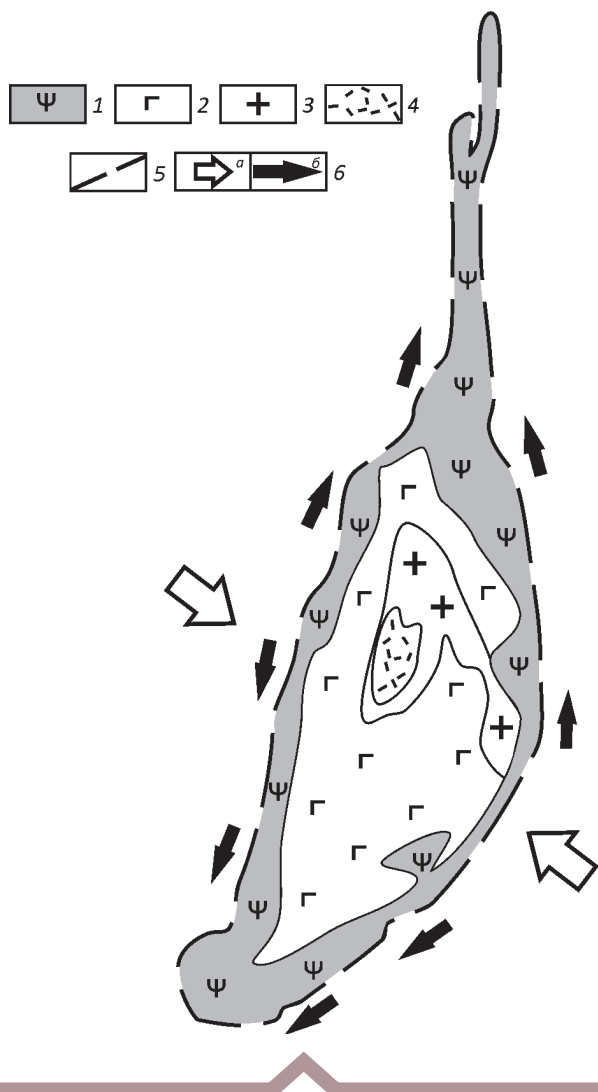


Рис. 4. Схема образования структуры Буруктаьско-Аккаргинского района в результате тектонического скупивания:

1 – серпентиниты; 2 – габброиды; 3 – диориты и гранитоиды; 4 – кварцевые монзониты; 5 – внешние тектонические контакты серпентинитов; 6 – направление: а – действующих сил при коллизии и б – пластического течения материала

запад (Буруктаьский массив), где были сформированы V-образные тела наибольшей мощности (рис. 4).

Подиформные тела массивных хромитов в северной части структуры могли сформироваться в результате этого же процесса на месте протяженной зоны вкрапленного оруденения. Закономерные переходы от вкрапленных руд в табулярных телах среди дунитов к массивным линзовидным и столбообразным залежам в серпентинитах сдвиговых зон описаны авторами ранее на массивах Крака и Уфалейском [7].

Таким образом, рассматривая в комплексе состав и структуру Аккаргинско-Буруктаьского района, можно предположить, что ультрамафиты и окаймляемые ими гранит-диорит-габбровые интрузии представляют со-

бой фрагмент «мантийного клина» под островодужной (либо задуговой) областью, претерпевший выдавливание в вышележащие стратифицированные породы коры во время коллизионного тектонического скупивания.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ-Поволжье 14-05-97001 (тема: «Оценка перспектив комплексного использования хромовых руд месторождений Республики Башкортостан») и Госзадания Минобрнауки РФ (тема «Модель образования месторождений хрома в офиолитах Южного Урала»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. – М.: Наука, 1978.
2. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала // Д.Е.Савельев, В.И.Сначев, Е.Н.Савельева, Е.А.Бажин. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008.
3. Дубинин В.С. Магматические формации Буруктаьского рудного района и их металлогения // Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Свердловск, 1962.
4. Кулиджанян М.Е., Вдовина В.Е. Буруктаьская группа ультраосновных массивов на восточном склоне Урала / Труды Второго Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1969. Т. 2. С.153–157.
5. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. – Свердловск, 1966.
6. Никитин К.К. Древняя кора выветривания Буруктаьского массива ультраосновных пород / Труды ИГЕМ АН СССР. – М., 1962. Вып. 69.
7. Савельев Д.Е. Хромитонность гипербазитовых массивов Южного Урала // Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Уфа, 2012.
8. Уральские месторождения хромита / С.А.Вахромеев, И.А.Зимин, К.Е.Кожевников и др. // Тр. ВИМС. Вып. 85. – М.–Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936.
9. Шкурпат Б.А. Петрографические и петрохимические особенности ультраосновных пород Джетыгаринского района на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. – Свердловск, 1969. С. 105–108.
10. Шкурпат Б.А., Борисова В.А. Минералогические и петрохимические особенности ультрабазитов Зауральского поднятия в связи с их тектоническим положением // Вопросы геологии, минералогии, геохимии полезных ископаемых Южного Урала. – Уфа, 1992. С. 89–98.
11. Эдельштейн И.И. Петрология гипербазитов Тоболо-Иргизского района Южного Урала и особенности связанных с ними кор выветривания. – М.: Наука, 1968.
12. Barnes S., Roeder P. The Range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. № 12. Pp. 2279–2302.
13. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib Mineral Petrol. 1984. Vol. 86. Pp. 54–76.
14. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory // Canadian J. Earth Sci. 1965. Vol. 2. Pp. 648–672.

К методике оценки прогнозных ресурсов рудного золота в углеродистых карбонатно-терригенных отложениях Бодайбинского рудного района

В.Д.КОНКИН, А.И.ИВАНОВ, Е.Е.КОТЕЛЬНИКОВ, В.Е.ВАСЮКОВ, И.О.ЗАХАРОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов; 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

На основе создания карты золотоносности масштаба 1:200 000 на структурно-формационной основе с использованием литолого-фациальной, метасоматической, геохимической, рудной и экзогенной золотоносности, грави- и магнитометрической информации масштабов 1:200 000–1:50 000 и детальнее, уточнено металлогеническое районирование Бодайбинского золоторудного района. С учетом новых данных о запасах рудного золота и апробированных прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 уточнен алгоритм оценки золотоносности углеродистых карбонатно-терригенных отложений и проведена оценка остаточных (не реализованных в P_2 , P_1 и запасы) прогнозных ресурсов рудного золота категории P_3 для 5 рудных узлов. *Ключевые слова:* Бодайбинский район, структурно-формационное и металлогеническое районирование, ресурсы, рудное золото.

Конкин Виктор Дмитриевич
Иванов Анатолий Иннокентьевич
Котельников Евгений Евгеньевич
Васюков Владислав Евгеньевич
Захаров Игорь Олегович



konkin@tsnigri.ru
a.ivanov@tsnigri.ru
metallogeny@tsnigri.ru
metallogeny@tsnigri.ru
metallogeny@tsnigri.ru

A special case of forecast resources estimation for black shales of Bodaibo ore region

V.D.KONKIN, A.I.IVANOV, E.E.KOTELNIKOV, V.E.VASYUKOV, I.O.ZAHAROV

Metallogenic zoning of Bodaibo ore region was refined based on creation of gold potential forecast map of 1:200 000 scale with formational-structure base map added with facies-lithology, metasomatic, geochemical, ore, placer, gravity and magnetic layers of 1:200 000–1:50 000 scale with additional detailed maps for areas of special interest. New reserves data of gold ore and inferred resources with rank P_1 and P_2 considering the estimation algorithm for black shales gold potential have been refined and the estimation of residual inferred reserves of gold ore of P_2 , P_1 rank have been carried out for 5 ore clusters.

Key words: ore region, formational-structure and metallogenic zoning, resources, gold ore.

Бодайбинский золотоносный рудный район выделен в пределах Байкало-Патомской (Ленской) металлогенической провинции. В геологическом плане он охватывает северо-восточную часть Мамско-Бодайбинского синклиория [1–3, 8, 9], административно расположен в Бодайбинском муниципальном районе Иркутской области. В пределах рудного района действуют маломощная Мамаканская ГЭС, имеется автомобильная трасса Бодайбо–Таксимо (на ж/д БАМ) и грунтовые дороги г. Бодайбо–пос. Кропоткин и г. Бодайбо–пос. Мамакан, также сеть местных дорог на приисковые участки по добыче россыпного золота. Ведется отработка рудного золота на месторождениях Голец Высочайший, Невское, Вернинское, Ожерелье, Ыканское, на фланге

месторождения Сухой Лог (карьер Западный). Подготавливается к освоению месторождение Угахан.

Степень геолого-геофизической и геолого-геохимической изученности площади, в том числе поисковыми работами на рудное золото, неравномерная. На всей площади проведена геологическая съёмка масштаба 1:200 000 первого поколения. Практически вся территория рудного района покрыта геологической съёмкой масштабов 1:25 000–50 000 и геологическим доизучением масштаба 1:50 000. В центральной части рудного района проведены геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния и наземные геофизические работы (электроразведка, гравиразведка) масштаба 1:50 000, на большей части остальной терри-

тории – геохимические поиски по потокам рассеяния и аэрогеофизические исследования (аэромагнитная и аэрогаммаспектрометрическая съемки) масштаба 1:50 000, гравитационная съемка масштаба 1:200 000. На локальных участках проведены геохимические поиски масштаба 1:10 000–1:25 000.

Россыпная золотоносность территории рудного района известна с первой половины XIX в. (всего добыто более 1,5 тыс. т золота), в последней четверти XX века и в XXI веке выявлено 16 коренных месторождений (в том числе сверхкрупное по запасам месторождение Сухой Лог) и серия перспективных рудопроявлений. В соответствии с принятой классификацией золоторудных месторождений выделяются два геолого-промышленных типа: *минерализованные зоны* с жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным *золотосульфидно-кварцевым* оруденением (месторождения Сухой Лог, Голец Высочайший, Вернинское, Невское, Перевальное, Угахан) и *с жильным и жильно-прожилковым золото кварцевым* (месторождения Ожерелье, Ыканское, Копыловское, Кавказ, Догадлынская жила, Большой Чанчик, Черкесское). На ряде месторождений оба этих типа оруденения пространственно совмещены (Вернинское, Невское, Копыловское, Сухой Лог и др.).

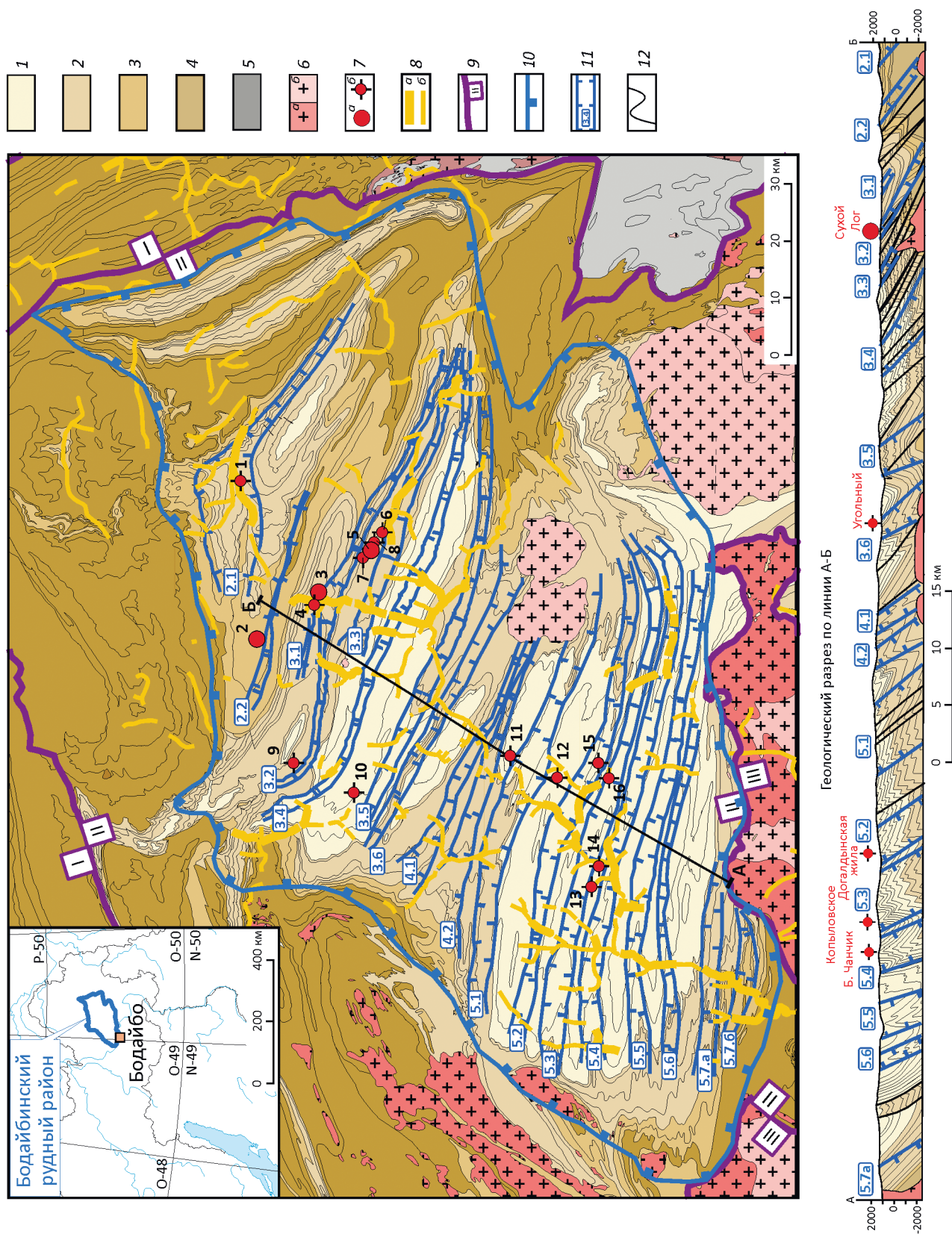
В современном структурном плане (рис. 1) в строении северо-восточной части Мамско-Бодайбинского синклиория [3, 6–8], к которому приурочен рудный район, участвуют сложно построенные мегасинклинальные и мегаантиклинальные складки второго и более высоких порядков, сложенные в различной степени метаморфизованными углеродистыми и углеродсодержащими терригенными, мергелисто-терригенно-карбонатными, сланцево-песчаниковыми и карбонатсодержащими песчано-сланцевыми отложениями флишеидного строения различных стратоединиц (от рифея до венда включительно). Общая мощность этих отложений по данным различных исследователей от 8 до 10 км. Мощность отдельных стратиграфических подразделений определенного состава варьирует от 250 до 850 м (рис. 2). В Мамско-Бодайбинском синклиории в целом интенсивно проявилось гранито-гнейсовое куполообразование, с которым связан региональный высокотемпературный метаморфизм. Собственно Бодайбинский рудный район расположен в наименее метаморфизованной части синклиория, «обрамленной» гранито-гнейсовыми структурами. Гранито-гнейсовые купола деформируют линейные складки и внешние границы рудного района и, в большинстве случаев, контролируются их внешней периферией – изоградой ставролита регионального метаморфизма, за которой интенсивно проявлена синметаморфическая складчатость пластического течения. Лишь на северо-востоке рудного района его граница совпадает с зоной глубинного разлома, отделяющего Мамско-Бодайбинский синклиорий от Чуйско-Нечерского антиклиория [2,

3, 6, 7, 17], имеющего амплитуду вертикальных перемещений более 5 км [6]. В пределах рудного района стратифицированные образования интродуцированы отдельными телами гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, а также дайками «пестрого» состава среднего–позднего палеозоя [2, 6, 10].

Южная и частично центральная части синклиория в пределах рудного района сложены преимущественно вендскими отложениями карбонатно-терригенной или-гирской свиты, алевро-песчаниковыми догадлынской свиты, песчано-алевро-сланцевыми анангской свиты, черносланцевыми кварцевыми вачской свиты, песчано-алевро-сланцевыми аунакитской свиты верхнего рифея (венда по А.И.Иванову). Центральная и северная часть, а также фланги мегасинклиория сложены преимущественно отложениями среднего–верхнего рифея – карбонатными и мергелистыми толщами бодайбокской, угаханской, имнянской свит и углеродисто-терригенными толщами хомолхинской и бужуйтинской свит.

Мегаантиклинальные и мегасинклинальные складки второго порядка осложнены зонами соскладчатых и постскладчатых субпродольных разрывных нарушений взбросового и надвигового типа, формирующие зоны складчато-разрывных деформаций (ЗСРД – по В.М.Яновскому [13]) третьего порядка шириной от 2 до 7 км. В строении ЗСРД участвуют изоклинальные и дисгармоничные складки четвертого и более высоких порядков шириной 0,1–1,0 км, осложненные зонами «вязких» разломов (рассланцевания), надвигов, взбросов. Зоны складчато-разрывных деформаций характеризуются проявлением гидротермально-метасоматических процессов – железомagneзиальной карбонатизацией (бурошпатизацией), сульфидизацией (пирит, пирротин и др.), окварцеванием. Эти зоны в том или ином варианте выделялись еще В.А.Обручевым и А.П.Герасимовым (1929), а затем Л.И.Салопом (1967), которые установили отчетливую связь с ними россыпной золотоносности. Значительная часть ЗСРД, представленных на рис. 1, была выделена А.Л.Александровым, В.А.Буряком, В.В.Коткиным и др. в процессе тематических исследований (1974). В результате работ, проведенных ФГУП ЦНИГРИ в 2013–2015 гг., было уточнено расположение и параметры ранее выделенных ЗСРД (см. рис. 1) и дополнительно обоснована их ведущая роль в локализации золоторудных узлов и рудных полей.

А.И.Ивановым [3–7] был отмечен различный стиль складчатых деформаций третьего порядка. Так, в направлении с юга на север фиксируется смена относительно сжатых крутонаклонных изоклинальных складок Южно-Бодайбинского структурно-формационного блока на более открытые асимметричные складки с широкими корытообразными синклиналями (с размахом крыльев до 7 км), сопряженные с относительно узкими (до 2 км) гребневидными антиклиналями, опрокинутыми к югу-юго-западу. Следует также отметить и



изменение ориентировок осей складок третьего прядка с субширотного на юге до северо-северо-западного в северной части синклинория.

Кратко охарактеризованный региональный структурный план строения Бодайбинского синклинория находит свое отражение в аномалиях гравитационного и магнитного полей, отражающих структурно-формационные особенности его строения и размещение интрузий гранитоидного ряда, в том числе и не вскрытых эрозией (рис. 3).

Металлогеническое районирование площади Бодайбинского рудного района ранее проводилось различными исследователями (В.В.Коткин, А.И.Иванов, Г.Л.Митрофанов и др.) в ряду соподчиненного ранга металлогенических таксонов – рудный район, рудный узел, рудное поле, перспективный участок, часто без отчетливой их увязки с геологическими структурами как геологических эквивалентов перечисленных металлогенических таксонов.

В частности, под термином «Бодайбинский рудный район» геологи ВСЕГЕИ и ВостСибНИИГиМС в структурно-металлогеническом плане рассматривают площадь, соответствующую Южно-Бодайбинской мегасинклинали и Анангро-Аунакитской мегантиклинали второго порядка в южной части Мамско-Бодайбинского синклинория, а его северная часть выделена в качестве самостоятельного Кудули-Хомолхинского рудного района. В пояснительной записке к Госгеолкарте-1000 [2] выделено три золоторудно-россыпных узла – Хомолхинский, Маракано-Тунгусский и Бодайбинский, ранг которых ранее соответствовал площадям рудных районов (см. рис. 1). Это приводило и к различной оценке прогнозных ресурсов рудного золота как Бодайбинского рудного района в целом, так и его рудных узлов и рудных полей.

Отметим, что для достоверности оценки прогнозных ресурсов необходимо соблюдение принципа эк-

вивалентности и соподчиненности металлогенических таксонов геологическим структурам ранжированного ряда [11–16, 18, 19]. С учетом этого принципа в пределах северо-восточной части Мамско-Бодайбинского синклинория выделяются сложно построенные складчатые структуры второго порядка (с юга на север) – Южно-Бодайбинская мегасинклинали, Анангро-Аунакитская мегантиклиналь, Маракано-Тунгусская, Хомолхинская и Кулибрянкинская мегасинклинали. Эти структуры по комплексу установленных в них структурно-фациальных, геохимических, метасоматических и рудноформационных элементов-признаков золотоносности, соответствуют *рангу рудных узлов* в пределах Мамско-Бодайбинского синклинория, соответствующего *рангу рудного района* [2, 6–8].

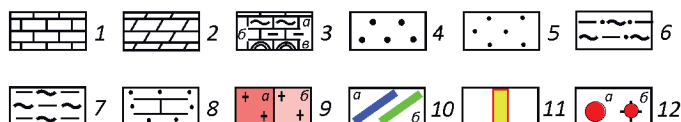
Золотоносность рудного района, рудных узлов и рудных полей, фиксируется наличием «сквозной системы» сходных *прямых и косвенных* элементов-признаков, определяющих закономерности размещения золоторудной минерализации золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой рудных формаций в углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложениях флишеидного строения. *Единая система* соподчиненных по масштабу проявления сквозных элементов-признаков золотоносности в различных сочетаниях выявляется на площадях, соответствующих как рангу рудного узла, так и рудного поля. Связующими элементами-признаками ряда металлогенических таксонов *рудный район–рудный узел–рудное поле* служат:

Структурно-формационные – сопряженные *синклинальные и антиклинальные структуры второго порядка*, осложненные складками *третьего и более высоких порядков* с системами зон тектонических нарушений (расслаивания, надвигами и взбросами) и сложенных *карбонатно-терригенными отложениями флишеидного строения различных литолого-стратиграфических уровней*.

Рис. 1. Карта золотоносности на структурно-формационной основе Бодайбинского рудного района и его обрамления:

1–4 – углеродистые и углеродсодержащие карбонатно-алевро-песчанистые толщи флишеидного строения: 1 – среднерифейского возраста (бодайбокская, бугарихтинская и хайвергинская свиты), 2 – средне-позднерифейского возраста (бужуйтинская и угаханская свиты), 3 – позднерифейско-вендского возраста (хомолхинская, имнянская, аунакитская и вачская свиты), 4 – вендского возраста (анангская, догалдынская и илигирская свиты); 5 – комплекс архейско-нижнепротерозойского основания; 6 – интрузии гранитоидов палеозойского Конкудеро-Мамаканского комплекса: а – первой и б – второй фаз; 7 – месторождения золота: а – крупные (2 – Верхне-Угаханское, 3 – Сухой Лог, 5 – Вернинское), б – средние и мелкие (1 – Голец Высочайший, 4 – Западное, 6 – Невское, 7 – Первенец, 8 – Перевальное, 9 – Ожерелье, 10 – Ыканское, 11 – Красное, 12 – Догалдынская жила, 13 – Кавказ, 14 – Черкесское, 15 – Большой Чанчик, 16 – Копыловское); 8 – месторождения россыпного золота и их продуктивность: а – высокопродуктивные (>200 кг/км), б – прочие; 9 – границы и номера структурно-металлогенических зон (СМЗ): I – Чуйско-Тонодско-Нечерская, II – Мамско-Бодайбинская, III – Баргузино-Муйская группа; 10 – границы Бодайбинского рудного района; 11 – зоны складчато-разрывных деформаций 3-го порядка и их номера (2.1 – Верхне-Хомолхинская, 2.2 – Верхне-Угаханская, 3.1 – Широкинско-Зоринская, 3.2 – Сухоложская, 3.3 – Маракано-Вернинская, 3.4 – Ровненско-Кропоткинская, 3.5 – Вачская, 3.6 – Привачская, 4.1 – Верхне-Аунакитская, 4.2 – Анангро-Аунакитская, 5.1 – Верхне-Бодайбинская, 5.2 – Александро-Доголдынская, 5.3 – Александро-Копыловская, 5.4 – Успенско-Чанчиковская, 5.5 – Илигино-Крутинская, 5.6 – Бодайбокская, 5.7.а – Нижнебодайбинская северная, 5.7.б – Нижнебодайбинская южная); 12 – литологические границы

Свита Мощность, м от-до (средняя)	Подсвита Индекс	Литология	Интегрированные образования	Характеристика свит
Илигирская 650 - 1100 (825)	Верхняя Vil_2 Нижняя Vil_1	(14, 15)		Карбонатно-сланцево-песчаная слабо углеродистая флишoidalного строения. Переслаивание известковистых голубовато-серых метапесчаников и углеродистых (иногда известковистых) алевро-аргиллитовых сланцев с единичными маломощными прослоями доломитов. В верхах разреза преобладают песчаные фации. В низах разреза преобладают сланцы. Рудовмещающая.
Догадлынская 400 - 800 (610)	Верхняя Vdg_3 Средняя Vdg_2 Нижняя Vdg_1	(9, 12, 13, 15, 16)		Сланцево-песчаная флишoidalного строения с преобладанием пестроцветных (от серых до черных) полевошпат-кварцевых и полимиктовых метапесчаников с подчиненным количеством углеродистых метаалевролитов и метааргиллитов. Характерны горизонты косослоистого строения, единичные прослои известняков, песчаных известняков, метагравелитов. В средней части и низах разреза единичные прослои гравелитов и граувакков. Рудовмещающая.
Анангская 350 - 1000 (650)	Верхняя Van_2 Нижняя Van_1			Песчано-алеврито-сланцевая ритмичного строения. Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, в том числе углеродсодержащих. Характерны горизонты с параллельно-слоистым строением двучленных ритмов. Единичные прослои песчаных известняков.
Вачская 140 - 300 (220)	Нерасчлененная Vvc			Углеродистая песчано-алевро-аргиллитовая ритмичного строения (флишoidalная черносланцевая). Переслаивание углеродистых алевро-аргиллитов, алевро-песчаников и аргиллитистых сланцев и единичные прослои кварцевых песчаников. Маркирующий горизонт Бодайбинской серии венда .
Аунангская 400 - 1000 (700)	Верхняя Vau_3 Средняя Vau_2 Нижняя Vau_1	(5, 6, 10) (11)		Известково-алевро-аргиллитово-песчаная ритмичного строения с редкими горизонтами косослоистого строения. Переслаивание углеродистых алевро-аргиллитов (50%), алевро-песчаников (40%) и аргиллитистых сланцев и песчаных известняков. Сланцы преобладают в средней верхней частях разреза. Отдельные горизонты известняков – в средней части разреза. Рудовмещающая.
Имнянская 400 - 1200 (800)	Верхняя $R_{2-3}im_2$ Нижняя $R_{2-3}im_1$	(3)		Аргиллитово-песчано-известняковая. Флишoidalное переслаивание известняков, известковистых сланцев, песчаников и мергелей. Характерно ритмичное строение горизонтов с редкими горизонтами косослоистого строения. Известковистые сланцы и мергели преобладают в средней верхней частях разреза. Рудовмещающая.
Хомолжинская 400 - 1120 (760)	Верхняя $R_{2-3}hm_3$ Средняя $R_{2-3}hm_2$ Нижняя $R_{2-3}hm_1$	(1, 3)		Углеродсодержащая песчано-алевро-аргиллитовая ритмичного строения. Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, в том числе углеродсодержащих. Мощность «слоев» от 0,05 м до 0,5 м элементарных ритмов горизонтов с параллельно-слоистым строением до 1 м. Для углеродистых алевро-аргиллитовых фаций характерна диагенетическая вкрапленность сульфидов. В средней части разреза – единичные прослои и линзы песчаников, а в верхней части – известняков. Рудовмещающая.
Угаканская 320 - 820 (570)	Нерасчлененная $R_{2-3}uh$			Аргиллитово-известняковая ритмично-слоистая. Переслаивание органогенных известняков известковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, в том числе углеродистых алевро-аргиллитов. Мощность элементарных ритмов горизонтов с параллельно-слоистым строением от 0,2 м до 10 м. В верхах разреза преобладают алевро-аргиллитовые фации.
Бужуихтинская 600 - 800 (700)	Нерасчлененная $R_{2-3}bh$	(2)		Известняково-сланцево-песчаная. Флишoidalное переслаивание метаалевролитов, углеродистых метаалевро-аргиллитов и кварцевых песчаников. Единичные линзы и горизонты известняков. Рудовмещающая.
Бодайбоканская 150 - 200 (175)	Нерасчлененная $R_{2-3}bd$			Известняковая, в том числе органогенная, углеродсодержащая. Маркирующий горизонт карбонатных пород.
Бугарихтинская > 800 (800)	Нерасчлененная $R_{2-3}bg$			Известняково-песчано-сланцевая. Ритмично переслаивающиеся между собой полевошпато-кварцевые песчаники различной зернистости, среди которых отмечаются пласты различной мощности черных углеродистых кварцево-сланцевых сланцев, алевролитов и серых известняков.
Хайвергинская > 800 (800)	Нерасчлененная $R_{2-3}hv$			Углеродистая алевро-аргиллитовая. Преобладание пелитовых углеродистых сланцев. Присутствуют отдельные горизонты мощностью от первых до десятков метров метапесчаников различной зернистости.
	AR-PR			Комплекс архейско-нижнепротерозойского основания.



Метасоматические (гидротермально-метасоматические) – образования железомagneзиально-карбонатного состава («бурошпатизация») в сочетании с более поздними гидротермально-метасоматическими образованиями березитоподобного состава (серицит±мусковит, пирит±пирротин, доломит±анкерит±кварц) и жильным и жильно-прожилковым окварцеванием во флишеидных карбонатно-терригенных отложениях различных стратоединиц в субпараллельных ЗСРД с повышенным расщеплением в призмковых частях складок и их крыльях.

Геохимические – ареалы линейно-ориентированных вторичных ореолов рассеяния мышьяка и золота с изоконцентрациями золота от 0,003 до 0,1 г/т и выше.

Экзогенной золотонности – многочисленные шлиховые потоки и месторождения россыпного золота (в том числе с наличием золотин с признаками ближнего сноса).

Рудно-формационные – месторождения, рудопроявления и пункты минерализации золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций. На ряде месторождений оба этих типа оруденения пространственно совмещены (Западное, Вернинское, Копыловское, Сухой Лог).

Геофизические – структура магнитного и гравитационного полей отражает структурно-формационные особенности строения, выраженные в закономерно изменяющейся в плане ориентировке антиклинорных ЗСРД третьего порядка с запад-северо-западного простирания с крутым залеганием осевых плоскостей в южном сегменте, на север-северо-западное с пологим залеганием в северном сегменте. Кроме того, в гравимагнитометрических полях находят свое отражение и размещение интрузии гранитоидного ряда, в том числе и не вскрытые эрозией.

С учетом принципов эквивалентности и соподчиненности структурно-формационного и металлогенического районирования и сочетания прямых и косвенных элементов-признаков золотонности в **Бодайбинском рудном районе (РР)** выделены три металлогенических таксона ранга **рудного узла (РУ)** – Кудули-Хомолхинский, Маракано-Тунгусский и Южно-Бодайбинский с выявленными месторождениями золота и два **потенциально рудных узла (ПРУ)** – Кулибриянский и Анангро-Аунакитский с невыявленными к настоящему времени месторождениями золота (рис. 4).

Выделенные рудные узлы по геолого-структурным особенностям и слагающим их литолого-фациальным толщам с золоторудной минерализацией на различных стратиграфических уровнях с наличием в них углеродсодержащих толщ флишеидного строения соответствуют складчатым структурам второго порядка. Это позволило сохранить за ними названия последних, чтобы подчеркнуть их геологическую и металлогеническую общность.

Особенности геолого-структурного плана строения рудных и потенциально рудных узлов и их размещение отражены на схеме структурно-формационного районирования с элементами золотонности (см. рис. 1). Схема составлена с учетом комплекса структурно-формационных, литолого-фациальных, рудно-формационных, минералого-геохимических, геофизических данных предшественников и дополнительной информации, полученной по результатам полевых работ ЦНИГРИ на опорных профилях и участках детализации в 2013–2015 гг.

В пределах рудных узлов **рудные поля** выступают как его составляющие элементы и характеризуются сходным сочетанием выше перечисленных элементов-признаков рудных узлов, но проявленные на локальных фрагментах *в пределах ЗСРД третьего и более высоких порядков*. Это позволило в рудных и потенциально рудных узлах с учетом их опосредованности выделить **рудные (РП) и потенциально рудные поля (ПРП)**.

ЗСРД характеризуются следующими параметрами: длина варьирует от 50 до 75 км (средняя 45 км), ширина от 3 до 7 км (средняя 4 км). Средняя площадь – 180 км², которая принимается как средняя площадь рудного поля в карбонатно-терригенных отложениях флишеидного строения, что согласуется с требованиями металлогенического кодекса [11].

В пределах ЗСРД потенциально золотонными являются две–три минерализованные зоны мощностью до 500 м и протяженностью от 10 до 20 км. При средней длине 15 км и общей мощности трёх минерализованных зон 1500 м, средняя площадь минерализованных зон составляет 22,5 км² и принимается как средняя площадь поискового участка в карбонатно-терригенных отложениях флишеидного строения Южно-Бодайбинского РУ. Пример строения минерализованных зон приведен на рис. 5.

В пределах минерализованных зон локализуются **рудные зоны** мощностью от 3 до 55 м (средняя – 30 м)

Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка Бодайбинского рудного района:

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – известняки: а – углеродистые, б – мергелистые, в – органогенные (строматолитовые и онколитовые); 4 – гравелиты и граувакки; 5 – песчаники; 6 – алевролиты, в том числе углеродсодержащие; 7 – аргиллиты, в том числе углеродсодержащие; 8 – известковистые песчаники; 9 – интрузии гранитоидов палеозойского Конкудеро-Мамаканского комплекса: а – первой и б – второй фаз; 10 – дайки: а – гранитов, б – лампрофиров; 11 – интервал с установленной золоторудной минерализацией; 12 – месторождения золота: а – крупные, б – средние и мелкие; характеристика толщ приведена на колонке; наименование месторождений согласно номерам (см. услов. обозн. к рис. 1)

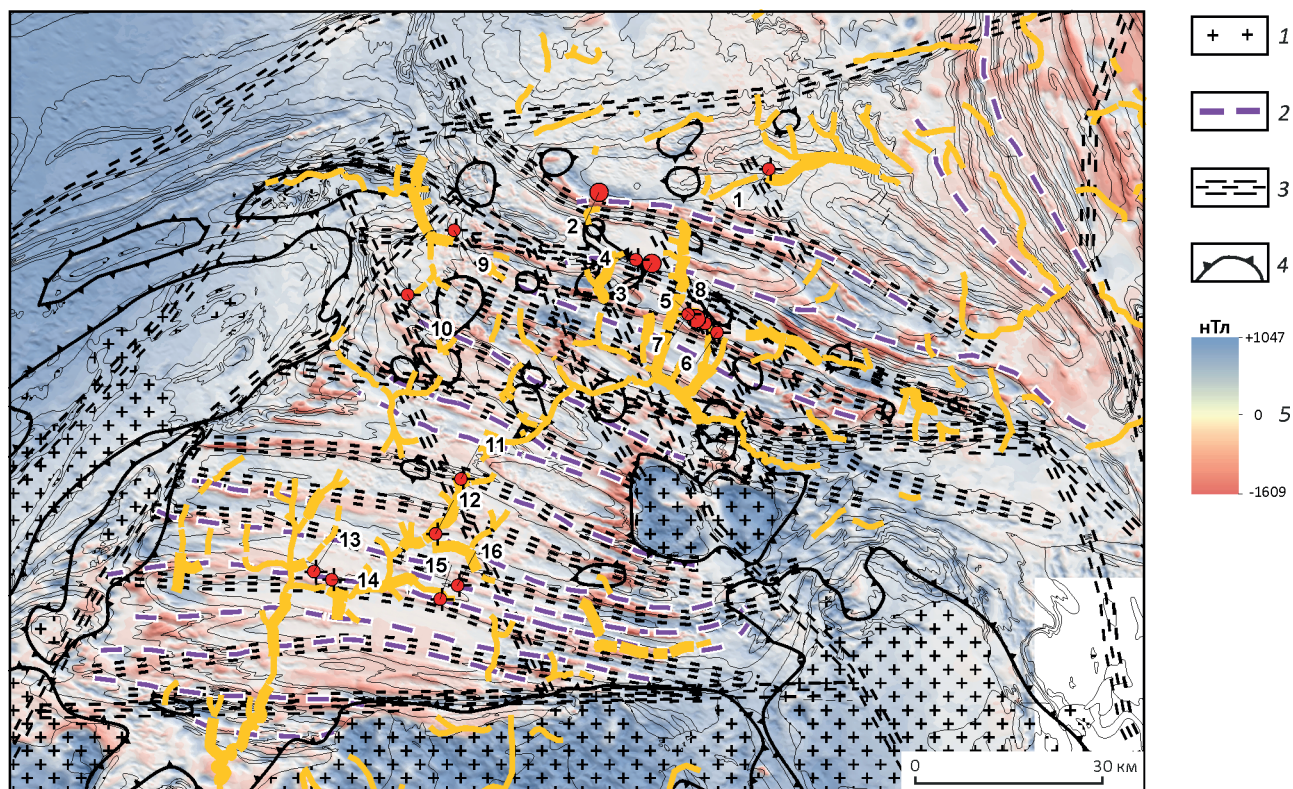


Рис. 3. Отражение складчатых структур и гранитоидов в магнитном поле. По данным А.В.Тарасова, ЗАО «НПП ВИРГ-Рудгеофизика» в интерпретации авторов:

1 – интрузии гранитов палеозойского Конкудеро-Мамаканского комплекса; 2 – оси антиклиналей 3-го порядка; 3 – зоны глубинных разломов (по геофизическим данным); 4 – предполагаемые скрытые массивы гранитоидов (по комплексу геологических и геофизических данных); 5 – интенсивность магнитных аномалий показана оттенками цветов (положительные значения – синими, отрицательные – красными, промежуточные значения – бледно-желтыми); остальные услов. обозн. см. на рис. 1

и протяженностью от 0,5 до 5 км (средняя – 3 км) «*перейбойного*» строения по мощности – чередования золоторудных интервалов с содержаниями золота более 1 г/т с убогими (менее 1 г/т) и безрудными интервалами мощностью до 3–5 м (максимальная мощность безрудного интервала, включаемого в единый контур потенциально рудного тела прожилково-вкрапленных и жильно-прожилковых руд золотосульфидно-кварцевого и(или) золото-кварцевого геолого-промышленного типа). Рудная зона не имеет отчетливо выраженных геологических границ и выделяется лишь по данным опробования в качестве объекта, экономически целесообразного для отработки. В отдельных случаях фрагмент рудной зоны может соответствовать рудному телу.

Затруднения при оконтуривании рудных полей в структурно-вещественных комплексах, сложенных карбонатно-терригенными толщами флишеидного строения, обусловлены отсутствием сведений как о литолого-фациальных особенностях строения рудо-

вмещающих толщ (как возможных геохимических барьеров для локализации золоторудной минерализации), так и строения, зональности минерализованных зон с гидротермально-метасоматическими образованиями.

К методике оценки остаточных прогнозных ресурсов рудного золота категории P_3 в черносланцевых толщах Бодайбинского рудного района. Согласно методическим руководствам и рекомендациям по оценке прогнозных ресурсов благородных металлов [12–15], оценке прогнозных ресурсов по категории P_3 подлежат площади рудных районов и рудных узлов в составе металлогенической зоны. Количественная оценка прогнозных ресурсов рудных районов проводится на основе их аналогии с изученными площадями того же ранга или с учетом рассчитанной удельной площадной (объемной) продуктивности на рудное золото оцениваемого таксона [12, 14, 15].

Учитывая гетерогенность строения и относительно крупные размеры рудных районов (до 10 000 км² ± 30%) с рудовмещающими карбонатно-терригенными

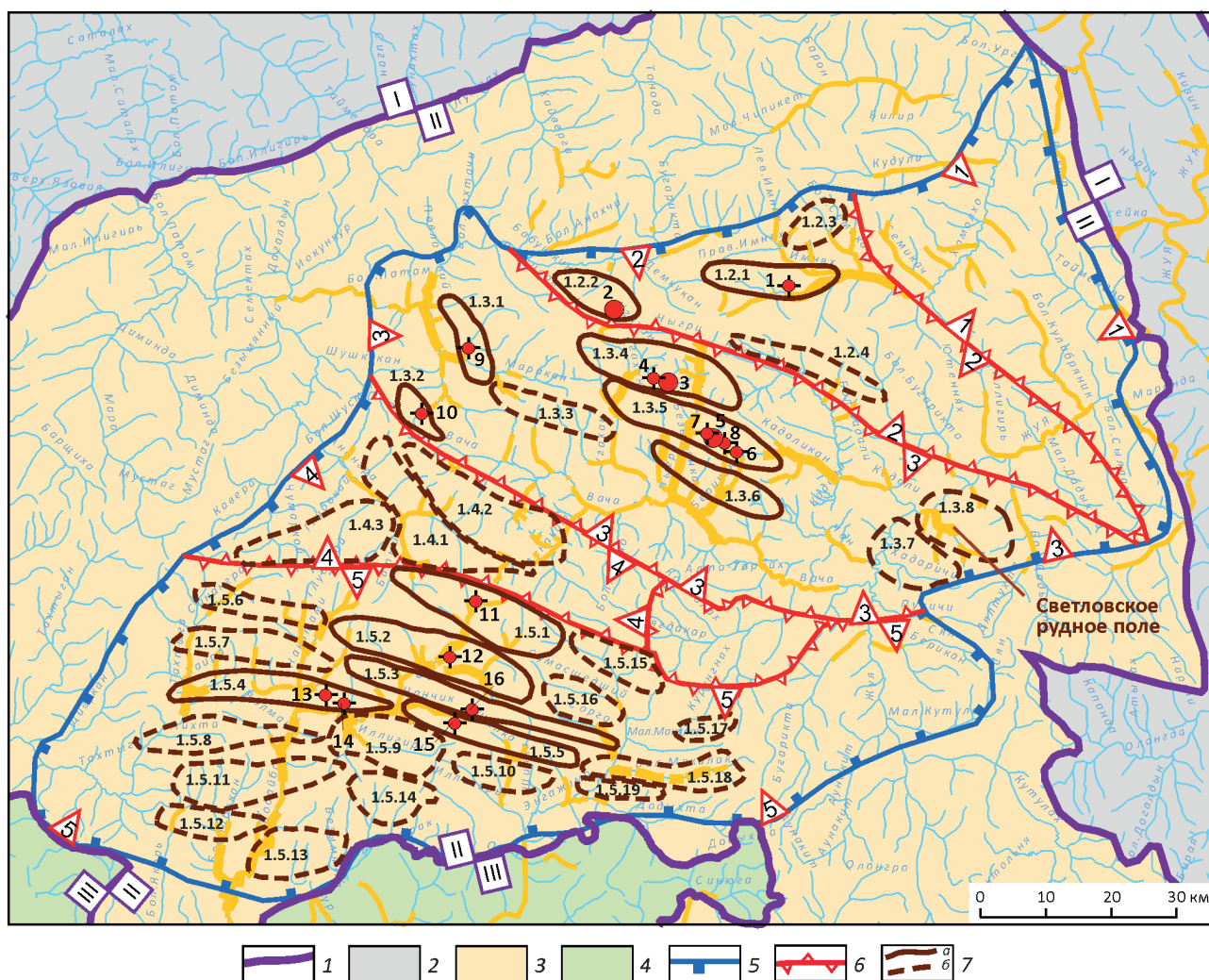


Рис. 4. Схема металлогенического районирования на рудное золото Бодайбинского рудного района:

1 – границы и номера структурно-металлогенических зон; 2–4 – структурно-металлогенические зоны: 2 – Чуйско-Тонодско-Нечерская (I), 3 – Мамско-Бодайбинская (II), 4 – Баргузино-Муйская группа (III); 5 – граница Бодайбинского рудного района; 6 – границы рудных узлов (2 – Хомолхинский, 3 – Маракано-Тунгусский, 5 – Южно-Бодайбинский) и потенциальных рудных узлов (1 – Кулибриянский, 4 – Анангро-Аунакинский); 7 – границы: а – рудных полей (1.2.1 – Голец Высочайший, 1.2.2 – Верхне-Угаханское, 1.3.2 – Ыканское, 1.3.4 – Сухоложское, 1.3.5 – Вернинско-Невское, 1.3.6 – Кропоткинское (Атыркан-Бериканское), 1.5.1 – Красное, 1.5.2 – Артёмовское, 1.5.3 – Копыловско-Электрическое, 1.5.4 – Васильевское, 1.5.5 – Чанчинско-Бериканское) и б – потенциальных рудных полей (1.2.3 – Баронское, 1.2.4 – Гадалимакитское, 1.3.3 – Ровненское, 1.3.7 – Мало-Тунгусское, 1.3.8 – Светловское, 1.4.1 – Аунакитское, 1.4.2 – Анангрское, 1.4.3 – Глубокое, 1.5.6 – Накатаминское, 1.5.7 – Владимировское, 1.5.8 – Волманское, 1.5.9 – Иллигирское, 1.5.10 – Ходар-Бериканское, 1.5.11 – Балахнинское, 1.5.12 – Бодайбокское, 1.5.13 – Кяхтинское, 1.5.14 – Тамаракское, 1.5.15 – Верхнеэнгажиминское, 1.5.16 – Сорго, 1.5.17 – Мало-Макалакское, 1.5.18 – Макалакское, 1.5.19 – Додыхтинское; остальные услов. обозн. см. на рис. 1

отложениями при таком подходе снижается степень надежности и достоверности оценки прогнозных ресурсов, даже с учетом площадной (или объемной) продуктивности, так как указанная продуктивность с наибольшей достоверностью может быть рассчитана только для полностью опроискованных площадей ранга рудного поля. Кроме того, в указанных выше работах

исключен металлогенический таксон ранга рудного узла, что нарушает иерархический ряд металлогенических таксонов и их соподчиненность геологическим эквивалентам. Вместе с тем, площадь рудного узла на порядок меньше рудного района ($1000 \text{ км}^2 \pm 30\%$), что значительно увеличивает степень достоверности оценки его прогнозных ресурсов.

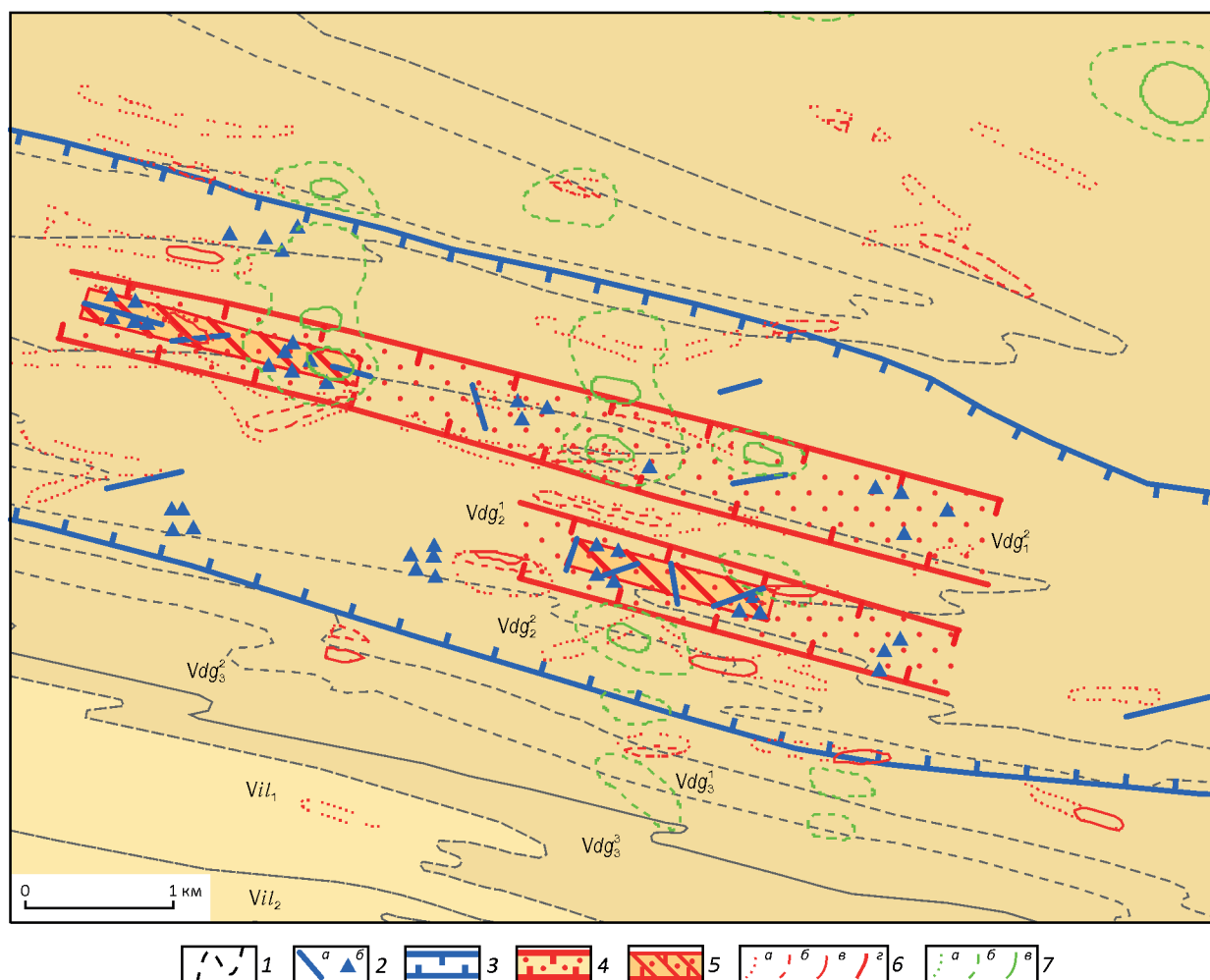


Рис. 5. Схема типового строения зон складчато-разрывных деформаций 3-го порядка:

1 – границы литологических подразделений; 2 – жилы кварцевые и кварц-карбонатные в коренном залегании (а) и их развалы (б); 3 – зоны складчато-разрывных деформаций 3-го порядка с железомagneзиальной карбонатизацией («буропатизацией»); 4 – минерализованные зоны (железомagneзиальная карбонатизация, березитизация, сульфидизация, жильно-прожилковая кварцевая минерализация); 5 – рудные и потенциально рудные зоны (интенсивно проявленные железомagneзиальная карбонатизация, березитизация, сульфидизация, жильно-прожилковая золотокварцевая и золотосульфидно-кварцевая минерализация); 6 – вторичные ореолы рассеяния золота с изоцентрами (в г/т): а – 0,003–0,01, б – 0,01–0,1, в – 0,1–1, г – >1; 7 – вторичные ореолы рассеяния мышьяка с изоцентрами (в %): а – 0,003–0,005, б – 0,005–0,008, в – >0,008

На площади Бодайбинского рудного района к настоящему времени нет достаточно полно и достоверно опосредованных площадей ранга рудного узла и даже рудного поля, оконтуренных по совокупности литолого-структурных, рудно-минералогических и шлихогеохимических, геохимических данных, с учетом их отражения в геофизических полях. Ярким примером может служить упомянутое выше рудное поле с месторождением Сухой Лог, границы которого, а, следовательно, и его площадь на достигнутой стадии изученности не установлены. Это отмечено и авторами пояснительной записки к геологической карте масштаба 1:1 000 000 [2],

что также определяет и условность оценки площадной удельной продуктивности объекта-эталона.

Авторы настоящей публикации предлагают вариант оценки прогнозных ресурсов рудного золота категории Р₃ потенциально рудных узлов и *остаточных прогнозных ресурсов площадей рудных узлов* на основе расчета удельной площадной продуктивности площадей соответствующего ранга с учетом рассчитанной площадной продуктивности рудных полей с выявленными месторождениями и введением понижающих коэффициентов для оценки рудных и потенциально рудных узлов.

Удельная площадная продуктивность эталонной площади принимается для ПРУ и ПРП с понижающими коэффициентами достоверности (K_d 0,5), и коэффициентом геологического подобия (K_p 0,5–1,0) эталонному объекту.

Наиболее достоверно *удельная площадная продуктивность* может быть оценена только для площадей рудных полей и месторождений, а *удельная объемная продуктивность* – для месторождений.

Площадная удельная продуктивность золотоносности рудного поля (q) рассчитывается по формуле $q = M_1 / S_1$, где M_1 – сумма запасов в тоннах (включая погашенные) всех месторождений, выявленных на рудном поле, с суммированием к ним прогнозных ресурсов категории P_1 с коэффициентом перевода их в запасы равном 0,5 и P_2 с коэффициентом перевода – 0,25; S_1 – площадь рудного поля в km^2 . Для каждого рудного узла площадная продуктивность рудных полей оценивается отдельно.

Из рассчитанной площадной продуктивности всех рудных полей конкретного рудного узла (или района) необходимо рассчитать их среднюю продуктивность, которую с *понижающим коэффициентом* (K_d) – 0,5 авторы предлагают учесть для надежности оценки прогнозных ресурсов категории P_3 рудного узла, в состав которого входят оцененные площади рудных полей.

Прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 *площадей потенциально рудных узлов* оцениваются с учетом коэффициента их подобия (K_p) эталонному рудному узлу с оцененными прогнозными ресурсами.

Коэффициент подобия (K_p от 0,5 до 1,0) *оценивается экспертно* на основе анализа сходства составов рудовмещающих пород, структурных рудоконтролирующих элементов, наличия прямых элементов-признаков золотоносности (пункты и рудопроявления золота, геохимических аномалий ВОР и ПОР золота и(или) мышьяка, масштабов россыпной золотоносности) и косвенных признаков прогнозируемого геолого-промышленного типа рудных залежей, установленных по результатам проведенных геологических, геохимических, геофизических и специализированных поисковых работ на площади ПРУ по отношению к эталонному рудному узлу. Предложенный вариант оценки близок к сочетанию прямого расчета и экспертной оценки нестандартных (по масштабам) площадей рудных полей и рудных узлов, сложенных карбонатно-терригенными отложениями флишеидного строения.

Для оценки прогнозных ресурсов категории P_3 площади рудного узла используется формула Быхова: $P^* = S^* \times q^*$, где P^* – ресурсы в т; S^* – площадь оцениваемого объекта в km^2 ; q^* – удельная площадная продуктивность объекта-аналога в t/km^2 , а оценка площади потенциально рудного узла проводится по той же формуле, но с введением в неё поправочного коэффициента подобия (K_p^*) площади эталонному рудному узлу, что соответствует формуле: $P = S^* \times q^* \times K_p^*$.

Ниже приводится пример авторской оценки по категории P_3 остаточных прогнозных ресурсов рудного золота Бодайбинского золоторудного района и его рудных и потенциально рудных узлов.

Площадь **Бодайбинского золоторудного района** 13 249,0 km^2 , из них продуктивная 12030 km^2 (по сумме продуктивных площадей 3 золоторудных и 2 потенциально золоторудных узлов). *Площадная удельная продуктивность (средняя из 5 рудных узлов)* – 0,55 t/km^2 . Прогнозные ресурсы категории P_3 рудного золота составят $12030 \text{ км}^2 \times 0,55 \text{ т/км}^2 = 6616,5 \text{ т}$. Округленно **6616 т**. Из них реализованные в запасы составляют: Хомолхинский РУ – **136,6 т** (месторождения Голец Высочайший и Угахан); Маракан-Тунгусский РУ – **3200 т** (месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское, Перевальное, Ожерелье); Южно-Бодайбинский РУ – **58 т** (месторождения Копыловское, Б.Чанчик, Красное, Догаддынская Жила, Кавказ), а в апробированные прогнозные ресурсы категории P_1 – **1417 т** и категории P_2 – **528 т**.

С учетом *переводных коэффициентов* 0,5 для прогнозных ресурсов категории P_1 в *условные запасы* составят $(1417 \times 0,5) = 708,5 \text{ т}$ и 0,25 для категории P_2 $(528 \times 0,25) = 132 \text{ т}$. Таким образом, общие запасы, с учетом условно реализованных, составят: $136,6 \text{ т} + 3200 \text{ т} + 708 \text{ т} + 132 \text{ т} = 4176,6 \text{ т}$. Округленно **4180 т**.

В результате *остаточные прогнозные ресурсы категории P_3* составят: $6616 \text{ т} - (136 + 3200 + 708 + 132) \text{ т} = 2440 \text{ т}$ (в том числе 2360 т – нераспределенный фонд).

Данная оценка подтверждается проведенными ниже расчетами оценки прогнозных ресурсов каждого из пяти выделенных авторами рудных узлов, выполненных с учетом различной удельной площадной продуктивности выделенных рудных и потенциально рудных узлов, рассчитанной для каждого из них.

Отметим, что степень опосредованности на рудное золото рудных узлов горно-буровыми выработками различна, в связи с этим, прежде всего, оценим остаточные прогнозные ресурсы наиболее известного Маракано-Тунгусского рудного узла с уникальным по запасам месторождением Сухой Лог.

Маракано-Тунгусский золоторудный узел площадью 3008,1 km^2 расположен в центральной части рудного района (см. рис. 6). Его площадь оконтурена по ареалу среднерифейско-вендских углеродистых карбонатно-терригенных отложений бужуихтинской, угаханской, хомолхинской, имнянской, аунакитской, вачской, анангской, догаддынской и илигирской свит. Стратифицированные толщи слагают Маракано-Тунгусскую мегасинклиналь 2-го порядка, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток на расстояние 120 км при ширине 30–35 км. Её строение осложнено зонами со складчатых и постскладчатых субпродольных разрывных нарушений взбросового и надвигового типа, формирующих зоны складчато-разрывных деформаций. В центральной части они интродуцированы гранитодами

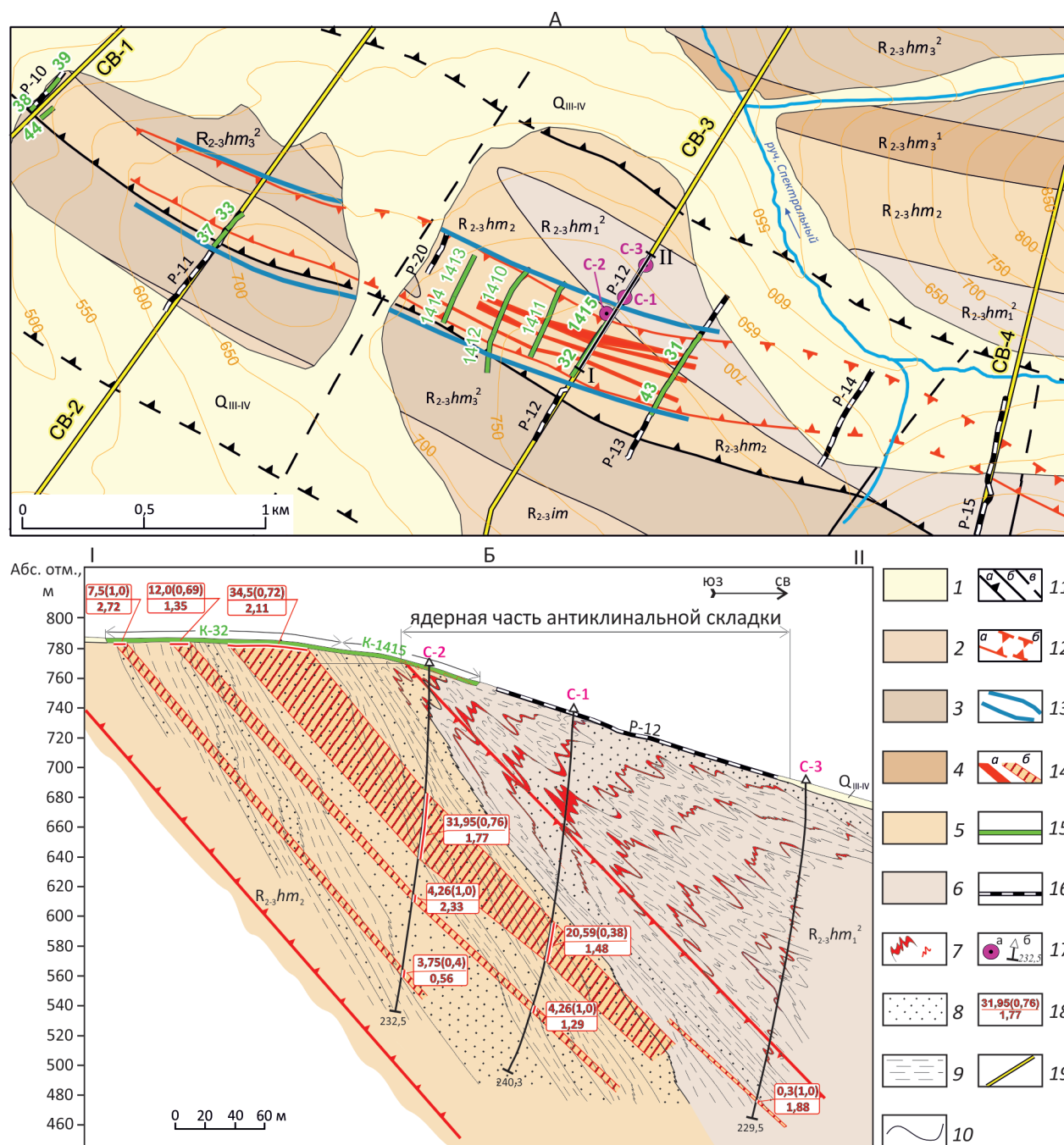


Рис.6. Геологическая карта (А) и разрез по линии I–II (Б) рудопроявления Зона Северная Светловского рудного поля:

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – имнянская свита: метапесчаники, сланцы известковистые, мрамора; 3–6 – хомолхинская свита: 3–4 – верхняя подсвита: 3 – сланцы углеродистые (слюдисто-кварцевые) с прослоями кварцевых и известковистых песчаников верхней пачки, 4 – сланцы углеродистые с прослоями известняков нижней пачки, 5 – средняя подсвита: переслаивание углеродистых сланцев и кварцевых песчаников, 6 – нижняя подсвита: сланцы углеродистые с прослоями кварцевых метапесчаников верхней пачки; 7 – кварцевые жилы; 8–9 – преимущественный литологический состав рудовмещающей толщи: 8 – песчаники, 9 – метааргиллиты и метаалевролиты; 10 – геологические границы; 11 – разломы: а – взбросы и надвиги, б – сдвиги, в – предполагаемые; 12 – контуры минерализованных зон: а – установленные, б – предполагаемые; 13 – контуры шлиховых ореолов золота по данным опробования шурфов; 14 – рудные зоны: а – на карте и б – на разрезе; 15–16 – бульдозерные горные выработки и их номера; 15 – канавы, 16 – расчистки; 17 – колонковые скважины: а – на карте, б – на разрезе с номерами и глубиной забоя; 18 – рудные пересечения в канавы и скважинах (числитель – истинная мощность, в скобках – коэффициент рудоности, знаменатель – среднее содержание золота, г/т); 19 – опорные геолого-геофизические профили и их номера на карте

верхнего палеозоя (Константиновский шток). С северо-востока мегасинклиналь ограничена серией надвигов Кадаликанской антиклинали третьего порядка, с юго-запада и юга – зоной разломов запад-северо-западного простирания.

Рудовмещающими золотое оруденение структурами являются зоны складчато-разрывных деформаций с интенсивным рассланцеванием пород и проявлением гидротермально-метасоматических процессов – бурошпатизации, сульфидизации, окварцевания. Они трассируются, как и в пределах всего рудного района ВОР золота и мышьяка, шлиховыми ореолами золота. Золотое оруденение промышленной значимости приурочено к узкосжатым и запрокинутым до лежащих антиклинальным складкам 3-го и 4-го порядков в узлах пересечения продольных складчато-разрывных зон с системами более поздних разрывов северо-западного и субмеридионального простираний.

На площади узла выявлены четыре зоны складчато-разрывных деформаций (с севера на юг): Сухоложская, Маракано-Тунгусская (Маракано-Вернинская), Ровнинско-Атыркан-Бериканская (Ровнинско-Кропоткинская), Вачская (Южно-Вачская), вмещающие месторождения и рудопроявления золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой рудных формаций на различных литолого-стратиграфических уровнях. В их пределах выделены рудные поля с выявленными месторождениями: Сухоложское (месторождение Сухой Лог, рудопроявление Широкое), Мараканское (месторождения Ожерелье, Ыканское), Вернинско-Невское (месторождения Вернинское, Невское, Перевального и рудопроявления Товарищ) с золотосульфидным, золото-кварц-сульфидным и золотокварцевым оруденением. Выделены и потенциально рудные поля, в том числе с установленными рудопроявлениями: Кропоткинское (рудопроявление Атырканское) и Кудускитское, Светловское (рудопроявления Дорожное, Северное), Мало-Тунгусское (рудопроявление Дальнее), Ровнинское. Все они перспективны на выявление месторождений золота вышеупомянутых рудно-формационных типов. Площади рудных полей с выявленными месторождениями рудного золота Маракано-Тунгусского рудного узла варьируют от 25 до 75 км², составляя в среднем 50 км².

Расчет удельной продуктивности площадей золоторудных полей Маракано-Тунгусского рудного узла для оценки их прогнозных ресурсов рудного золота по категории P_2 в черносланцевых толщах приведен с учетом суммы запасов и условных запасов. Условные запасы рудного золота 7 рудных полей были оценены по поставленным на учет прогнозным ресурсам с переводными коэффициентами 0,25 для категории P_2 и 0,5 для категории P_1 и составили 631 т. Выявленные запасы с учетом запасов месторождения Сухой Лог – 3200 т.

Средняя удельная площадная продуктивность рудных полей Маракано-Тунгусского РУ – 3,5 т/км² (без уче-

та всех запасов уникального месторождения Сухой Лог). Учитывая, что общая площадь выявленных и оцененных семи рудных полей составляет около 15% от общей площади рудного узла считаем, что для надежности и достоверности оценки прогнозных ресурсов категории P_3 удельная площадная продуктивность рудного узла может быть принята с понижающим коэффициентом 0,5. С его учетом удельная площадная продуктивность рудного узла составит $3,5 \text{ т/км}^2 \times 0,5 = 1,75 \text{ т/км}^2$.

Площадь Маракано-Тунгусского РУ равна 3008,1 км² (из них продуктивная – 2700 км²), общие прогнозные ресурсы P_3 составят: $2700 \text{ км}^2 \times 1,75 \text{ т/км}^2 = 4725 \text{ т}$. К настоящему времени выявленные реальные запасы оцениваются в 3228 т (из них 2972 т на месторождении Сухой Лог), сумма прогнозных ресурсов категории P_1 – 307,6 т; категории P_2 – 174 т, приведенных к запасам составит 197,3 т. Таким образом, **остаточные прогнозные ресурсы категории P_3** составят: $4725 \text{ т} - (322800 + 197,3) \text{ т} = 1299,7 \text{ т}$ (округленно 1300 т).

Их реализация на территории Маракано-Тунгусского рудного узла возможна на площадях перспективных участков ранга рудных полей с рудопроявлениями Светловское, Мало-Тунгусское, Кудускитское, Атыркан-Бериканское, Ровное, Угольное, Верхне-Вачское, Верхне-Угаханское и других рудных полей, которые по критериям и признакам золотоносности сходны с рудными полями с выявленными месторождениями золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций в терригенно-карбонатных толщах флишеидного строения.

Хомолхинский золоторудный узел площадью 1472,6 км² (см. рис. 6) – второй рудный узел с выявленным и подготавливаемым к освоению месторождением Угахан и эксплуатируемым месторождением Голец Высочайший. Площадь рудного узла оконтурена по ареалу среднерифейско-вендских потенциально рудовмещающих углеродистых и углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений хайвергинской, бугарихтинской, бодайбокканской, бужуихтинской, угаханской, хомолхинской, имняхской, аунакитской, вачской и анангской свит. Они слагают Хомолхинскую мегасинклиналь второго порядка. Южная граница, отделяющая его от Маракано-Тунгусского рудного узла, проводится по зоне надвига.

В рудном узле известно два золоторудных месторождения – Голец Высочайший и Угаханское, ряд рудопроявлений (Горелое, Сыллах, Норминское и др.) и пунктов золоторудной минерализации золотосульфидно-кварцевой, золотосульфидной и золотокварцевой формаций. В пределах рудного узла отрабатываются богатые россыпи золота. Установленные месторождения золота локализованы в углеродистых отложениях хомолхинской и бужуихтинской свит, характеризующихся песчано-алевролит-сланцевым составом. Отдельные рудопроявления выявлены в углеродистых алевро-песчаных породах бужуихтинской и песчани-

ках бугарихтинской свиты. Рудовмещающими золотое оруденение структурами являются зоны складчато-разрывных деформаций с интенсивным расщеплением пород, на участках сочленения флексурообразных изгибов осей складок с секущими их сбросами.

Выделены две ЗСРД (с севера на юг): Верхне-Хомолхинская, с месторождением Голец Высочайший и рудопроявлениями Горелое и Норминское и Кадаликанская с месторождением Угахан, локализованные на различных литолого-стратиграфических уровнях.

На площади выделены рудные поля – Гольца Высочайшего с месторождением Голец Высочайший и Верхне-Угаханское с месторождением Угахан и потенциально рудные поля – Гадалимакитское и Баронское.

Эталонный объект рудного узла – месторождение Голец Высочайший, залегающее, как и Сухоложское, в терригенных отложениях хомолхинской свиты. Прогнозные ресурсы по категории P_3 рудного золота Хомолхинского рудного узла оценены по следующим данным. Месторождение Голец Высочайший имеет утвержденные балансовые запасы рудного золота категории C_1+C_2 : $16,5+26,9 \text{ т}=43,4 \text{ т}$, забалансовые запасы категории C_2 – $9,2 \text{ т}$, погашенные запасы – 18 т , отвалы – $0,5 \text{ т}$ (протокол ГКЗ № 2126 от 12.02.2010 г). Утвержденные на 01.01.2003 г. ресурсы рудного поля месторождения Голец Высочайший категории P_1 равны 33 т . Всего – $43,4+9,2+18+0,5+(33 \times 0,5)=87,6 \text{ т}$.

Площадь рудного поля «Голец Высочайший» – 76 км^2 , следовательно, его удельная площадная продуктивность составляет $87,6 \text{ т}: 76 \text{ км}^2 \approx 1,15 \text{ т/км}^2$. Площадь рудного поля Верхне-Угаханское (с месторождением Угахан) – 55 км^2 . Утвержденные запасы месторождения – $36 \text{ т}+13 \text{ т}$ забалансовые (Протокол ГКЗ № от 2014г). Всего – 49 т (месторождение разведывается). Удельная площадная продуктивность составит: $49 \text{ т}: 55 \text{ км}^2 \approx 0,9 \text{ т/км}^2$. В итоге общий объем запасов C_1+C_2 и ресурсов категории P_1 , приведенных к запасам, составит: $87,6 \text{ т}+49 \text{ т} \approx 136,6 \text{ т}$. Общая площадь двух РП – 131 км^2 , соответственно их средняя удельная площадная продуктивность составит: $136,6 \text{ т}: 131 \text{ км}^2 \approx 1,0 \text{ т/км}^2$.

Для расчета средней удельной площадной продуктивности рудного узла применен понижающий коэффициент $0,5$. Таким образом, она составит: $1,0 \text{ т/км}^2 \times 0,5 = 0,5 \text{ т/км}^2$. Это значение и принимается для оценки прогнозных ресурсов категории P_3 рудного золота Хомолхинского (Кудули Холмохинского) рудного узла.

Общая площадь рудного узла составляет $1472,6 \text{ км}^2$, из них продуктивная (три минерализованные ЗСРД шириной по 5 км и длиной по 60 км) составит: $15 \text{ км} \times 60 \text{ км} = 900 \text{ км}^2$. В итоге прогнозные ресурсы категории P_3 Хомолхинского рудного узла ($1472,6$) км^2 можно оценить: $900 \text{ км}^2 \times 0,5 \text{ т/км}^2 = 450 \text{ т}$.

Из них к настоящему времени реализовано в запасы на двух месторождениях – $136,6 \text{ т}$ и приведенные к запасам прогнозные ресурсы категорий $P_1=10 \text{ т} \times 0,5 = 5 \text{ т}$

и $P_2=30 \text{ т} \times 0,25 = 7,5 \text{ т}$. Таким образом остаточные (не реализованные) **прогнозные ресурсы категории P_3** , рекомендуемые к постановке на учет, составят: $450 \text{ т} - 136,6 \text{ т} - 12,5 \text{ т} = 281 \text{ т}$, округленно – **280 т**.

Реализация прогнозных ресурсов возможна в первую очередь в пределах ЗСРД Верхне-Хомолхинская и Кадаликанской, а также Гадалимакитском и Баронском потенциально рудных полях.

Южно-Бодайбинский рудный узел площадью $4463,7 \text{ км}^2$ (см. рис. 6) – третий рудный узел с выявленными и эксплуатируемыми месторождениями. Он расположен в южной части Бодайбинского золоторудного рудного района. Площадь РУ характеризуется относительно высокой степенью геологической, геофизической, геохимической и поисковой изученности в центральной части и слабой изученностью его западного, восточного и южного флангов.

На площади рудного узла выявлено несколько мелких месторождений рудного золота с запасами от 1 до 36 т (Кавказ, Копыловское, Черкесское, Догалдынская жила, Большой Чанчик, Красное) и ряд рудопроявлений золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой рудных формаций. Здесь известны многочисленные месторождения россыпного золота, отрабатываемые с XIX в.

В геологическом плане площадь рудного узла представляет собой **Южно-Бодайбинскую мегасинклиналь** 2-го порядка, сложенную среднерифейско-вендскими углеродистыми карбонатно-терригенными отложениями флишоидного строения. Центральная, наиболее погруженная его часть, представлена преимущественно углеродистыми сланцево-песчаниковыми отложениями илигирской и догалдынской свит венда суммарной мощностью около 2000 м . На крыльях вскрываются отложения анангской, вачской, аунакитской свит, а по периферии – имняхской, хомолхинской, угаханской, бужуихтинской и бодайбокканской свит (А.И.Иванов, 2014). Мегасинклиналь, в свою очередь, осложнена сильносжатými складками третьего и более высоких порядков с крутыми осевыми плоскостями, деформированными зонами расщепления, надвигами и взбросами.

С запада и востока площадь РУ ограничена гранито-гнейсовыми структурами, а с юга – полями гранитоидов. С севера рудный узел ограничен межблоковой ЗСРД (Верхне-Бодайбинской), представляющей собой зону глубинного разлома на границе с Анангро-Аунакитским блоком ранга потенциально рудного узла.

В пределах рудного узла выделено 7 рудоконтролирующих субпараллельных зон складчато-разрывных дислокаций (ЗСРД третьего порядка), в которых проявлены как прямые, так и косвенные признаки золотоносности: Верхне-Бодайбинская, Александрo-Догалдынская, Александровско-Копыловская, Успенско-Чанчинская, Илигирско-Крутинская, Балахна-Ходар-Бериканская, Бодайбокканская.

ЗСРД характеризуются развитием интенсивной напряженной складчатости третьего и более высоких порядков, с проявлением интенсивного рассланцевания субсогласного северо-западного и субширотного направлений, гидротермально-метасоматических преобразований пород – бурошпатизации, сульфидизации, жильного и жильно-прожилкового (до штокверкоподобного) окварцевания. Зоны трассируются локальными и точечными контрастными и малоконтрастными вторичными ореолами рассеяния золота (с изоконцентрациями от 0,003 г/т и выше) и мышьяка. В *геофизических полях* ЗСРД отражаются понижения значения градиента магнитного поля.

Специфическая особенность тектонического строения площади – наличие субмеридиональных секущих зон повышенной трещиноватости с жильной золото-кварцевой минерализацией, образующих рудные тела на месторождении Кавказ. На месторождениях Копыловское и Большой Чанчик рудные жильно-прожилковые зоны золотосульфидно-кварцевые залегают субсогласно с общим структурным планом.

В пределах ЗСРД околнурены рудные поля с установленными месторождениями и рудопоявлениями и потенциально рудные поля со слабо изученными рудопоявлениями и комплексом поисковых признаков – потенциально золотоносными гидротермально-метасоматическими образованиями, вторичными ореолами рассеяния золота и мышьяка.

Для оценки прогнозных ресурсов рудного золота площади Южно-Бодайбинского рудного узла была использована удельная площадная продуктивность, рассчитанная через сумму запасов в месторождениях рудного узла и прогнозных ресурсов категории P_1 на площадь разведанных рудных полей.

Отступление в методике оценки удельной площадной продуктивности рудных полей через принятые

понижающие переводные коэффициенты прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 в запасы обусловлено как отсутствием достаточно надежных сведений о площадях рудных полей и их уточненной оценке прогнозных ресурсов, так и о запасах месторождений распределенного фонда недр.

Принятый авторами расчет удельной площадной продуктивности золоторудных полей Южно-Бодайбинского рудного узла для оценки их прогнозных ресурсов рудного золота по категории P_2 , отраженный в табл. 1, дает представление о выявленных к настоящему времени запасах, которые на ряде месторождений, после их до разведки могут составить первые десятки тонн. Приведенные сведения имеют вспомогательное значение для предварительной оценки золотоносности рудного узла и последующей уточненной оценки прогнозных ресурсов рудного золота рудных полей и перспективных участков ранга месторождений.

Согласно данным, приведенным в табл. 1, удельная площадная продуктивность *рудных полей* Южно-Бодайбинского рудного узла составила **0,63 т/км²**, а площадная продуктивность для оценки прогнозных ресурсов категории P_3 рудного золота для *рудного узла* составит: $0,63 \text{ т/км}^2 \times 0,5 = \mathbf{0,315 \text{ т/км}^2}$.

Площадь Южно-Бодайбинского рудного узла – 4463,7 км², из них продуктивная на золотое оруденение площадь ЗСРД с золотоносными зонами метасоматитов составляет **2000 км²**. При рассчитанной для рудного узла площадной продуктивности рудных полей в пределах рудного узла – 0,315 т/км² прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 составят: $2000 \text{ км}^2 \times 0,315 \text{ т/км}^2 = \mathbf{630 \text{ т}}$.

Часть из них к настоящему времени реализованы в запасы (58 т) и часть – в прогнозные ресурсы категорий P_2 и P_1 . При приведении прогнозных ресурсов к запасам ($P_2 - 52 \text{ т} \times 0,25 = \mathbf{13,0 \text{ т}}$ и $P_1 - 12 \text{ т} \times 0,5 = \mathbf{6,0 \text{ т}}$) получаем еще

1. Расчет удельной продуктивности эталонных площадей золоторудных полей Южно-Бодайбинского рудного узла

Эталонные рудные поля	Запасы кат. $C_1 + C_2$, т	Ресурсы кат. P_1 Условные запасы, т	Ресурсы кат. P_2 Условные запасы, т	Сумма запасов (с учетом условных), т	Площадь эталонных объектов, км ²	Удельная площадная продуктивность (q), т/км ²
Копыловское *	7,6	<u>3,9</u> 1,9	<u>12</u> 3,0	12,5	15	0,8
Догалдынская жила	2,96	<u>6</u> 3,0	<u>15</u> 3,7	9,66	15	0,64
Кавказ*	1,037	<u>6,62</u> 3,31	<u>1,0</u> 0,5	3,81	15	0,25
Черкесское	0,465	Нет сведений		0,465	15	0,03
Большой Чанчик	8,7			8,7	18	0,58
Красное*	36			36	35	2,4
ИТОГО	56,75	<u>16,52</u> 8,26	<u>28</u> 7,0	72,01	113	0,63

Примечание. Расчет приведен без учета реальных запасов месторождений Красное и Копыловское, находящихся в настоящее время на стадии разведки; * – оценка прогнозных ресурсов по состоянию на 01.10.2015 г.

19 т. Итого – 77,0 т. В результате **остаточные прогнозные ресурсы категории P_3** составят: 630 т–77 т=553 т, которые рекомендуются к постановке на учет по состоянию на 01.01.2016 г.

Оценка по категории P_3 остаточных прогнозных ресурсов рудного золота потенциально рудных узлов. К потенциально рудным узлам Бодайбинского рудного района отнесены Кулебриянский и Анангро-Аунакитский.

Кулебриянский потенциально золоторудный узел (ПРУ) площадью 1164,8 км² расположен на северо-восточном фланге рудного района и оконтурен по ареалу среднерифейско-вендских пород, представленных углеродистыми и углеродсодержащими терригенными, карбонатно-терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, смятыми в относительно узкие антиклинальные и синклинальные складки третьего и более высоких порядков с пологими осевыми плоскостями, осложненные серией разрывных нарушений субсогласных осевым поверхностям складок. В общем структурном плане Бодайбинского мегасинклинория структурно-вещественные комплексы Кулебриянского узла соответствуют мегасинклинали 2-го порядка, отделенной с юго-запада от сходной с ней структуры Хомолхинской мегасинклинали пологими зонами надвигов и общим разворотом структурного плана с запад-северо-западного простирания на меридиональное.

По данным В.В.Коткина (2010) в ЗСРД проявлены процессы типа березитизации и лиственитизации (серицит, хлорит, эпидот, бурые шпаты и сульфиды), жильно-прожилковое окварцевание. Установлены шлиховые потоки и ореолы золота. В ассоциации с золотом в потоках рассеяния, ПО и ВОР развиты аномальные содержания Ag, Pb, Cu, и Bi; в шлихах – галенит, халькопирит, арсенопирит, пирротин и висмутовый минерал. Установлены промышленные россыпи Au. Выявлены единичные пункты золоторудной минерализации в углеродистых карбонатно-терригенных отложениях флишoidного строения.

Оценка прогнозных ресурсов рудного золота категории P_3 проведена с учетом коэффициента его геологического подобия (K_p 0,6) относительно расположенного юго-восточнее Хомолхинского рудного узла с удельной площадной продуктивностью в 0,5 т/км².

Общая площадь рудного узла составляет 1164,8 км², из них продуктивная – 600 км² (три ЗСРД шириной по 5 км и длиной по 40 км).

В итоге прогнозные ресурсы категории P_3 Кулебриянского ПРУ можно оценить как: 600 км²×0,5 т/км²×0,6=180 т, которые рекомендуются к постановке на учет в составе общей оценки по категории P_3 Бодайбинского рудного района.

Анангро-Аунакитский потенциально рудный узел (ПРУ) площадью 1059,5 км² расположен между Маракан-Тунгусским и Южно-Бодайбинским золоторуд-

ными узлами (см. рис. 6). Он сложен верхнерифейско-вендскими углеродистыми карбонатно-терригенными отложениями хомолхинской, имняхской аунакитской, вачской и анангрской свит. На восточном фланге ПРУ стратифицированные комплексы интродуцированы гранитоидным массивом верхнепалеозойского возраста. В структурном плане его площадь соответствует сложно построенному антиклинорию второго порядка.

Поисковая изученность на рудное золото площади потенциально рудного узла низкая, так как специализированных работ на рудное золото не проводилось. На площади проявлен комплекс критериев и признаков золотоносности, в том числе продуктивные на золотое оруденение разновозрастные углеродистые карбонатно-терригенные отложения флишoidного строения, пункты золоторудной минерализации, россыпи золота, зоны сульфидизации и метасоматитов различного состава с жильным окварцеванием, вторичные ореолы рассеяния золота. По данным предшественников на площади потенциально рудного узла выделены две ЗСРД с широко проявленными потенциально золотоносными гидротермально-метасоматическими процессами (буршпатизация, сульфидизация и жильно-прожилковое окварцевание). Зоны трассируются вторичными ореолами рассеяния золота и мышьяка, шлиховыми ореолами и потоками золота.

Перечисленные выше признаки золотоносности указывают на возможность выявления здесь 2-х основных геолого-промышленных типов золотого оруденения: прожилково-вкрапленных золотосульфидно-кварцевых и прожилково-жильных золото-кварцевых в углеродсодержащих литокомплексах флишoidного строения.

В пределах узла с учетом фрагментов выделенных ЗСРД оконтурены 3 потенциально рудных поля: Аунакитское – 170 км², Анангрское – 84 км², Глубокое – 110 км², перспективные на выявление рудных зон с оруденением жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудной формаций, аналогичных месторождениям Ожерелье, Вернинское, Невское и др. в пределах Маракано-Тунгусского рудного узла и Кавказ, Копыловское, Большой Чанчик в Южно-Бодайбинском рудном узле.

Состав и строение минерализованных зон и вмещающих их углеродистых карбонатно-терригенных толщ флишoidного строения на площади Анангро-Аунакитского ПРУ указывают на их сходство с выбранными для оценки прогнозных ресурсов рудного золота эталонными площадями Хомолхинского, Южно-Бодайбинского и Маракано-Тунгусского рудных узлов с установленной промышленной золотоносностью.

Для оценки прогнозных ресурсов рудного золота категории P_3 площади Анангро-Аунакитского ПРУ авторы использовали усредненную удельную площадную продуктивность вышеупомянутых трех эталонных рудных узлов, которая составила $(0,5+1,75+0,315):3=0,85$ т/км².

Общая площадь ПРУ – 1059,5 км², а площадь выявленных к настоящему времени продуктивных ЗСРД с потенциально золотоносными метасоматитами – **364 км²**. При коэффициенте подобия геологического строения (Кп 0,5) Южно-Бодайбинскому рудному узлу прогнозные ресурсы рудного золота составят: 364 км² × 0,8 т/км² × 0,5 = 154,7 т (округленно **155 т**). Из них 16 т с содержанием золота 3,5 г/т числятся в Кадастре прогнозных ресурсов на площадь Аунакитского участка в распределенном фонде недр по состоянию на 01.01.2014 г.

В целом площадь ПРУ изучена недостаточно, здесь рекомендуется проведение комплекса поисковых работ масштаба 1:50 000 и детальнее с горными выработками.

Согласно уточненным требованиям, для оценки прогнозных ресурсов категорий P₂ и P₁ необходима информация о параметрах рудных зон с рудными пересечениями, отвечающими заданным параметрам по мощности и содержанию золота. Для этого на площади должен быть проведен комплекс поисковых геологических, геохимических, геофизических работ масштаба 1:25 000 и детальнее с горными работами на магистральных профилях через 400–200 м, а также масштаба 1:10 000 и детальнее с горными выработками на двух-трех профилях через 100–200 м для выявления рудных пересечений в минерализованных зонах. Такой комплекс работ был проведен сотрудниками ЗАО «Сибирская геологическая компания» («СибГК») в 2007–2009 гг. и совместными работами с ФГУП ЦНИГРИ в 2013–2015 гг.

В качестве примера оценки прогнозных ресурсов категорий P₁ и P₂ авторы приводят данные по их оценке в рудных зонах Светловского и Мало-Тунгусского рудных полей, расположенных на восточном фланге рудного узла.

Светловское рудное поле (см. рис. 6) сложено карбонатно-терригенными отложениями среднего рифея–венда, деформированными складчато-разрывными

дислокациям, контролирующими размещение золотоносных гидротермально-метасоматических образований железомagneзиально-карбонатного состава (бурошпатизации) и *березитоподобного состава* (серицит±мусковит, пирит±пирротин±арсенопирит±±доломит±анкерит±кварц) с жильным и жильно-прожилковым окварцеванием (минерализованные зоны Северная, Дорожная, Верхне-Тунгусская и др.). На аналогично построенном, но значительно менее описанном Мало-Тунгусском потенциально рудном поле выявлена минерализованная зона Дальняя с одноименным рудопроявлением.

Наиболее изучена центральная часть минерализованной **зоны Северная** (см. рис. 6). Здесь в 2013–2015 гг. горно-буровыми работами выявлены и прослежены по простиранию и падению в относительно пологом залегании три рудные зоны, в которых установлены рудные пересечения с содержаниями золота от 1,35–2,33 г/т на мощности 4,26–34,5 м. По результатам работ была проведена оценка прогнозных ресурсов, которые апробированы и поставлены на учет по состоянию на 1.01.2016 г.: в центральной части зоны длиной 1300 м по категории P₁ – **46 т**, на остальной части зоны длиной 2800 м по категории P₂ в количестве **84 т**. Кроме того, была проведена оценка прогнозных ресурсов рудного золота зоны Дорожная (P₁ – **9,0 т** и P₂ – **4,6 т** с содержанием 2,4 г/т) и зоны Верхне-Тунгусская (P₁ – **6,0 т** и P₂ – **3,6 т** с содержанием 2,4 г/т). Оценка проведена с учетом коэффициентов *рудноносности по мощности* – 0,39 (для оценки по категории P₁) и *линейной рудноносности* – 0,32 (для оценки категории P₂). В целом суммарная оценка составила по категориям P₂ – **92 т** и P₁ – **61 т**.

Оценка прогнозных ресурсов *зоны Дальняя* Мало-Тунгусского потенциально рудного поля по категории P₂ составила **16,9 т** с содержанием Au 2,4 г/т.

Проведенная укрупненная геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов рудного золота только в пределах Центральной, более изученной части рудной

2. Реализация прогнозных ресурсов категории P₃ рудного золота в запасы Бодайбинского рудного района по состоянию на 01.01.2016 г.

Металлогенические таксоны	Прогнозные ресурсы (т) категории P ₃ на 01.01.2015 г.	Реализовано в запасы категорий C ₁ +C ₂ (т)	Реализовано с переводом в условные запасы, т		Остаточные ресурсы (т) категории P ₃ на 01.12.2016 г.
			категория P ₁	категория P ₂	
Бодайбинский РР	6110	3422	329×0,5=164,0	256×0,25=64,0	2460
<i>В том числе:</i>					
1-Кулибриянский ПРУ	150	–	–	–	150
2-Хомолхинский РУ	450	136	10×0,5=5,0	30×0,25=7,5	280
3-Маракано-Тунгусский РУ	4725	3228 (с учетом запасов месторождения Сухой Лог)	307×0,5=153,5	174×0,25=43,5	1300
4-Анангро-Аунакитский ПРУ	155	–	–	–	155
5-Южно-Бодайбинский РУ	630	58	12×0,5=6,0	52×0,25=13,0	553

зоны Северная с оцененными прогнозными ресурсами категории P_1 показала возможность рентабельной отработки ожидаемых ресурсов открытым способом. При принятых проектных решениях и цене на золото освоение объекта может представлять коммерческий интерес.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы. Оцененные, по предложенной методике, остаточные прогнозные ресурсы категории P_3 рудного золота апробированы в ЦНИГРИ по состоянию на 15.01.2016 г. и отражены в табл. 2. Примененный подход показал, что в нераспределенном фонде недропользования по состоянию на 01.01.2016 г. на площади Бодайбинского рудного района остаточные прогнозные ресурсы рудного золота категории P_3 , с учетом различных вариантов их оценки, составляют 2460–2438 т. По мнению авторов, остаточные прогнозные ресурсы категории P_3 рудного золота могут быть реализованы в полном объеме в ресурсы более высоких категорий с выявлением месторождений золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций в минерализованных зонах с метасоматитами железомagneзиально-карбонатного состава в сочетании с метасоматитами березитоидного составов в зонах складчато-разрывных дислокаций углеродисто-карбонатно-терригенных толщ флишеидного строения Бодайбинского рудного района.

Разница в оценке прогнозных ресурсов категории P_3 площади рудного района с усредненной удельной площадной продуктивностью (средняя из 5 рудных узлов) – 0,55 т/км² по отношению к сумме прогнозных ресурсов каждого из выделенных рудных узлов составила около 2%. Это связано с условностью оценок площадей продуктивных формаций и различной продуктивностью рудных узлов (от 0,315 до 1,75 т/км²). Последняя находится в прямой зависимости от степени опосредованности и разведанности рудных полей и месторождений, в том числе рудных полей с месторождениями Сухой Лог, Вернинское, Невское, Ожерелье и др.

Для оценки прогнозных ресурсов рудного золота категории P_2 согласно уточненным требованиям, необходима информация о параметрах минерализованных и рудных зон на площади рудного поля, опосредованного комплексом геологических, геохимических, геофизических работ в масштабе 1:25 000–1:10 000 и детальнее с горными выработками. Количественная оценка прогнозных ресурсов проводится методом прямого расчета с учетом выявленных параметров минерализованных с рудными пересечениями на двух–трех профилях (шаг 200×100 м).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А. Генетические типы и закономерности локализации золотого оруденения Ленского района // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района (сборник статей). – Иркутск, 1969. С. 116–140.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации карта масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист 0-500-Бодайбо. Пояснительная записка. – С-Пб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010.
- Иванов А.И. Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 1984.
- Иванов А.И. Рифейско-палеозойское эндогенное рудообразование северной части Байкало-Патомского нагорья // Тез. докл. «Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления». – Иркутск, 1987. С. 182–183.
- Иванов А.И. Основные этапы рудообразования и металлогеническое районирование северной части Байкало-Патомского нагорья // Тез. докл. XI Всесоюзного металлогенического совещания «Металлогения Сибири». Т. II. – Новосибирск, 1987. С. 87–88.
- Иванов А.И., Рязанов Г.В. Структурно-кинематический анализ Патомского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1992.
- Докембрий Патомского нагорья / А.И.Иванов, В.И.Лившиц, О.В.Перевалов и др. – М.: Недра, 1995.
- Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
- Конкин В.Д., Галямов А.Л., Ручкин Г.В. К методологии прогноза и поисков крупнообъемных месторождений золота в черносланцевых комплексах // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: материалы 2-й науч.-практ. конф. Т. 1 / Отв. ред. С.П.Зайцев. – Новосибирск: СНИИГГиМС. 2015. С. 155–157.
- Коткин В.В., Пачерский Н.В. Использование моделей месторождений рудного золота для прогноза и поисков в Ленском горно-промышленном районе // Прогноз, поиск, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы / Сб. тезисов докладов науч.-практ. конф. (20–22 мая 2008 г.). – М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 108–109.
- Металлогенический кодекс. – М.: Геокарт-ГЕОС, 2012. С. 30–31.
- Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Золото» / Отв. ред. Б.И.Беневольский. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
- Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозированию и поискам золоторудных месторождений в терригенных толщах / Отв. ред. В.М.Яновский. – М.: ЦНИГРИ, 1984.
- Методические указания по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М., 1997.
- Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / Под ред. А.И.Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2010.
- Российский металлогенический словарь. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2003.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. – М.: Недра, 1967.
- Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. – С-Пб, 1991.
- Требования к результатам работ по поискам и разведке месторождений цветных и благородных металлов / Отв. ред. М.М.Константинов, А.И.Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 1983.

К оценке достоверности бороздового опробования жильно-прожилковых рудных зон с крупным золотом на примере Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район)

А.И.ИВАНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),

Ю.Л.АГЕЕВ (ЗАО «Сибирская геологическая компания», «СибГК»; 664019, г. Иркутск, ул. Освобождения, 131),

В.Д.КОНКИН (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

В пределах Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район) на рудной зоне Дорожная, характеризующейся преобладанием крупного золота в рудах, проведены опытные работы по оценке достоверности бороздового опробования с сечением борозды 5×10 см путем проведения контрольного бороздового опробования с сечением борозды 5×20 см и определения содержания золота в валовых пробах, характеризующих опробованные интервалы. Показано, что рядовое бороздовое опробование значительно занижает содержания золота в рудной зоне. Проведенное бороздовое переопробование механизированным способом канав предшественников показало занижение содержания золота при ручном (с помощью зубила) способе бороздового опробования.

Ключевые слова: рудная зона, крупное золото, рядовое бороздовое опробование, контрольное бороздовое опробование, валовые пробы, достоверность опробования.

Иванов Анатолий Иннокентьевич

Агеев Юрий Леонидович

Конкин Виктор Дмитриевич



a.ivanov@tsnigri.ru

sibgk@sibgk.ru

konkin@tsnigri.ru

Reliability assessment of trenching vein-stringer ore zones containing coarse gold exemplified by Svetlovskoye ore field (Bodaibo ore district)

A.I.IVANOV, Yu.L.AGEEV, V.D.KONKIN

Testwork was carried out to assess trenching reliability with cutting 5×10 cm trench by check trenching with cutting 5×20 cm trench and determination of gold grades in bulk samples characterizing the sampled intervals within Svetlovskoye ore field (Bodaibo ore district) at Dorozhnaya ore zone characterized by dominance of coarse gold in ores. It is shown that ordinary trenching greatly decreases gold grades in the ore zone. Mechanized retrenching of previous trenches showed gold downgrading when hand trenching was used.

Key words: ore zone, coarse gold, ordinary trenching, check trenching, bulk samples, sampling reliability.

Светловское рудное поле расположено в восточной части Бодайбинского рудного района в пределах крупной рудоконтролирующей зоны складчато-разрывных деформаций (рассланцевания), контролирующей месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское, Ожерелье (рис. 1). Здесь, в бассейнах рек Тунгуска и Спектральный, в 2007–2009 гг. геологами ЗАО «Сибирская геологическая компания» (ЗАО «СибГК») выявлено несколько минерализованных зон, а в их пределах – рудные зоны (рудопоявления) с промышленными параметрами

[1, 2]. Всего выявлено четыре рудные зоны – Дорожная, Верхне-Тунгусская, Северная и Дальняя, представляющие собой отдельные рудопоявления (рис. 2, А). В структурном отношении зоны приурочены к ядерным частям и запрокинутым крыльям узких сжатых антиклиналей 4-го порядка. Они залегают в углеродистых песчано-сланцевых отложениях хомолхинской (зоны Дорожная, Верхне-Тунгусская и Северная) или аунакитской свиты (зона Дальняя). Ранее (В.А.Бобров, 1993) Верхне-Тунгусская зона была выявлена в геоло-

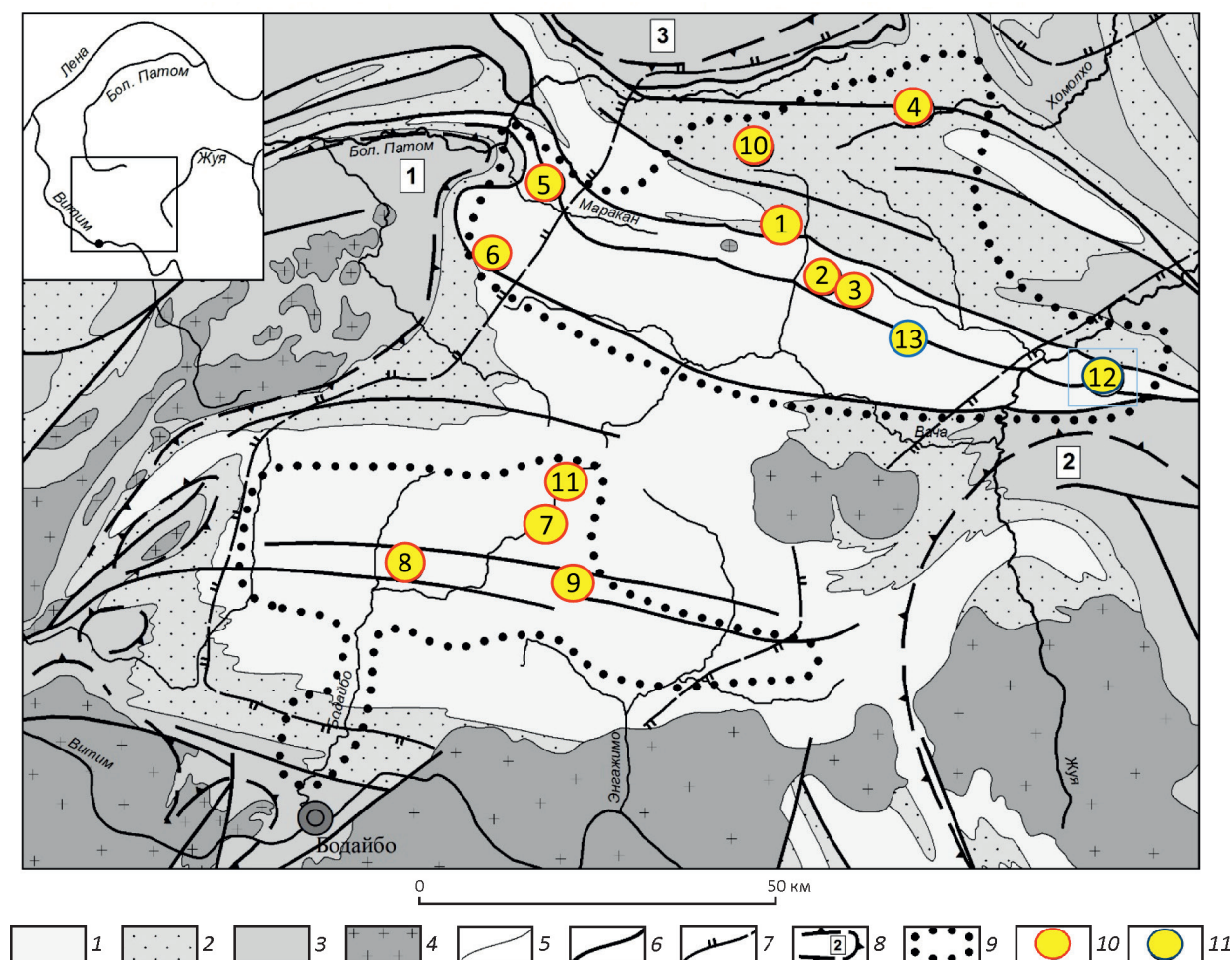


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта Бодайбинского рудного района:

1–3 – рифейско-вендские отложения: 1 – венд, бодайбинская серия (аунакитская, вачская, анангская, догалдынская и илигирская свиты), 2 – средний–верхний рифей, ныгринская серия (бужуихтинская, угаханская, хомолухинская и имняхская свиты), 3 – средний рифей, баллаганахская серия (хорлухтахская, хайвергинская, бугорихтинская и бодайбоканская свиты); 4 – верхнепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса; 5 – геологические границы; 6 – главные разрывные нарушения; 7 – изограды биотита регионального метаморфизма; 8 – границы внешних деформационных зон гранито-гнейсовых купольных структур (1 – Мамской группы, 2 – Верхне-Жуинской, 3 – Верхне-Хайвергинской); 9 – основные золотороссыпные районы; 10 – золоторудные месторождения (1 – Сухоложское, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Высочайшее, 5 – Ожерелье, 6 – Ыканское, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Копыловское, 10 – Угахан, 11 – Красное); 11 – потенциально золоторудные месторождения (рудные зоны с промышленными параметрами) в пределах рудных полей: 12 – Светловское, 13 – Атырканское

гических маршрутах, вскрывалась канавами, но по результатам работ характеризовалась непромышленными параметрами.

Зона Северная, дополнительно изученная в 2013–2015 гг. ФГУП ЦНИГРИ совместно с ЗАО «СибГК», представлена золотосульфидным геолого-промышленным типом оруденения, остальные зоны – золотосульфидно-кварцевым жильно-прожилковым. Для последних характерно преобладание в рудах крупного золота, в связи с чем одним из важнейших вопросов при их

изучении является вопрос определения достоверности бороздового опробования. Этот вопрос специально изучался на зоне Дорожная.

Рудная зона Дорожная вскрыта серией канав и скважин колонкового бурения (см. рис. 2, Б–В). Она выделяется по геологическим признакам и представляет собой зону интенсивной гидротермально-метасоматической переработки – это зона мусковитизации, бурошпатизации, сульфидизации, на которую наложена золотоносная жильно-прожилковая кварцевая

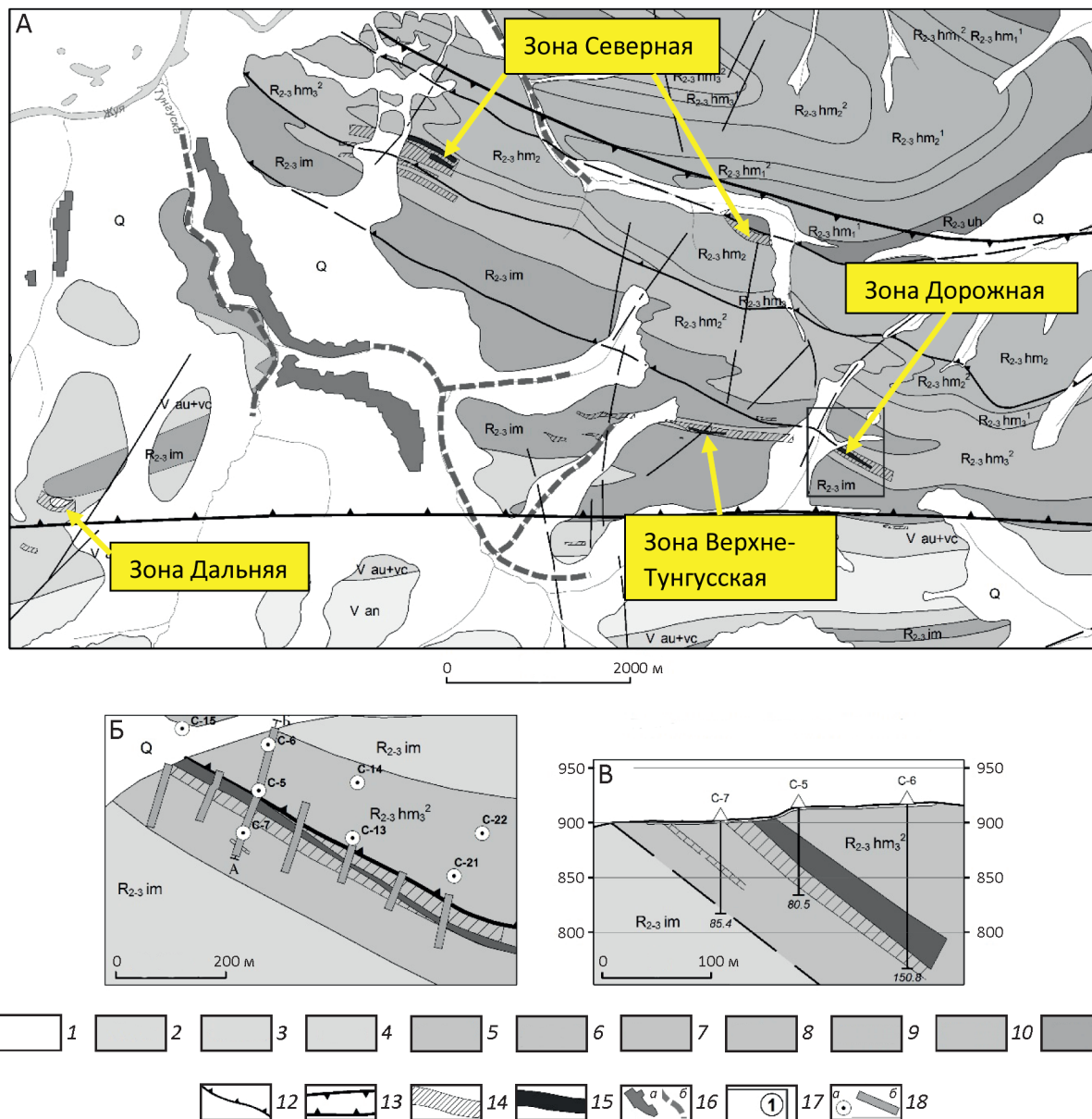


Рис. 2. Схематизированная геологическая карта Светловского рудного поля (А) и геологический план участка Дорожный (Б):

1 – четвертичные отложения, Q; 2–3 – венд: 2 – анангская свита (метапесчаники аркозовые и полимиктовые, сланцы углеродистые), V_{an} ; 3 – аунakitская и вачская свиты нерасчлененные (метапесчаники и сланцы кварцевые углеродистые), V_{an+vc} ; 4–11 – средний–верхний рифей: 4 – имняхская свита (известняки, известковистые сланцы), R_{2-3im} ; 5–11 – хомолхинская свита, подсвиты: 5–6 – верхняя, пакки: 5 – вторая (сланцы углеродистые), R_{2-3hm3}^2 , 6 – первая (сланцы углеродистые, прослои темных известняков), R_{2-3hm3}^1 ; 7–8 – средняя подсвита, пакки: 7 – вторая (песчаники кварцевые, прослои сланцев слюдисто-кварцевых углеродистых), R_{2-3hm2}^2 , 8 – первая (сланцы углеродистые, прослои песчаников кварцевых), R_{2-3hm2}^1 ; 9–10 – нижняя подсвита, пакки: 9 – вторая (сланцы слюдисто-кварцевые углеродистые, прослои темных кварцевых песчаников), R_{2-3hm1}^2 , 10 – первая (переслаивание песчаников кварцевых и сланцев слюдисто-кварцевых углеродистых), R_{2-3hm1}^1 ; 11 – угаханская свита (известняки мраморизованные углеродистые, редкие прослои сланцев углеродистых), R_{2-3uh} ; 12 – надвиги; 13 – рудоносная надвиговая зона; 14 – минерализованные зоны; 15 – рудные жильно-прожилковые зоны; 16 – россыпи золота: а – контуры подземной отработки террасовых россыпей, б – разведанные русловые россыпи; 17 – участки детальных поисковых работ (1 – Дорожный); 18 – колонковые скважины (а), каналы (б)

минерализация. Минерализованная зона характеризуется достаточно отчетливыми геологическими границами, определяемыми по наличию значительного (>10–15%, до 30–40 и более %) количества жильно-прожилкового материала, интенсивным проявлением рассланцевания, тектонического разлинзования жил и прожилков, мусковитизации. В скважинах в минерализованной зоне устанавливается резкое увеличение количества пирротиновых и кварцево-пирротиновых прожилков, выщелоченных в поверхностных условиях. Падение зоны на северо-восток со средним углом падения 35°. Видимое золото наблюдается часто и обычно приурочено к зальбандам кварцевых прожилков совместно с анкеритом и достигает размеров 3–10 мм в поперечнике (рис. 3). Руды характеризуются крайне неравномерным распределением золота.

По геологическим данным и результатам пробирного анализа рудная зона прослежена по простиранию на 500 м при средней вертикальной мощности 9,34 м. Содержания золота по пробам в канавах варьируют от 0,03 до 14,88 г/т, в скважинах – от 0,03 до 6,02 г/т. Вертикальная мощность по канавам 4,9–14,7 м, по скважинам 4,3–13,15 м. Коэффициент рудоносности меняется от 0,57 до 0,89. Средние содержания золота по канавам при этих коэффициентах рудоносности составляют 1,88–5,79 г/т. В целом по рудной зоне среднее содержание золота по результатам бороздового опробования канав при сечении борозды 5×10 см (использовался пробоотборник с алмазным диском) при коэффициенте рудоносности 0,69 составило 3,30 г/т.

Как известно, важнейшей задачей при оценке месторождений является проведение качественного опробования для получения достоверной информации по средним содержаниям золота. Особенно это актуально для рудных объектов с крупным золотом. Поэтому весь процесс бороздового опробования, осуществляемого механизированным способом с помощью пробоотборника с алмазным диском, находился под постоянным геологическим наблюдением и контролем. Регулярно производилась проверка веса отобранных проб путем сравнения фактического веса проб с теоретическим.

Бороздовое опробование применялось для характеристики минерализованных рудных зон и зон околорудных изменений, вскрытых канавами. По результатам бороздового опробования оконтурен выход рудных зон на земную поверхность. Средняя длина проб составляла 1 м, сечение 5×10 см, вес проб 13–15 кг. Раздельными секциями опробованы руды и зоны околорудных изменений. В случае неоднородного строения тела полезного ископаемого каждая разновидность его опробовалась отдельной секцией. Бороздовые пробы располагались вкрест простирания рудных зон. Пробы отбирались по полотну канав. Отбор проб сопровождался тщательной геологической документацией, зарисовкой места взятия пробы в выработке, нанесением его на план опробования.

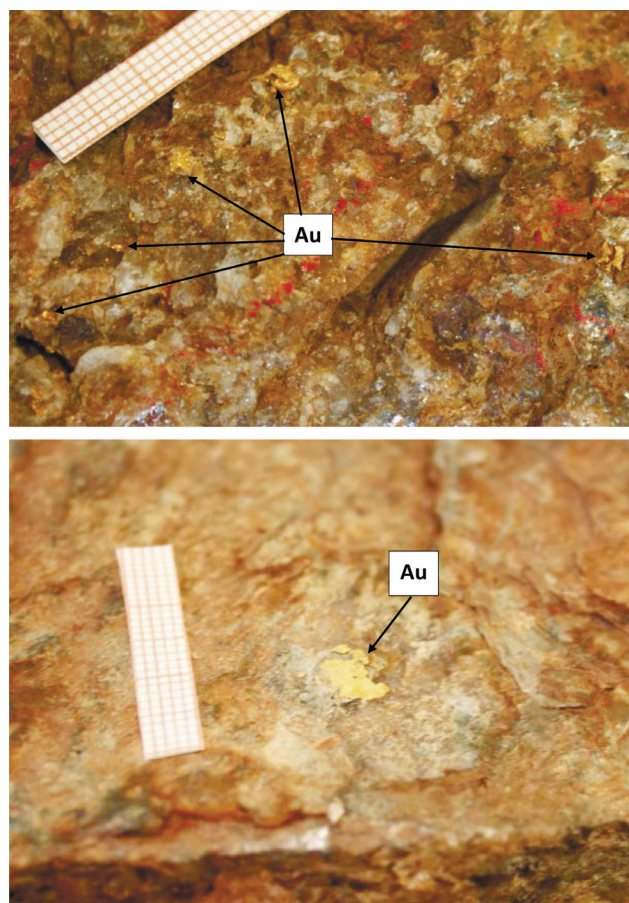


Рис. 3. Видимое золото в кварце; рудная зона Дорожная

С целью определения достоверности рядового бороздового опробования с сечением 5×10 см (длина проб 1 м) в канаве 1003 с тех же интервалов отобраны бороздовые пробы с сечением 5×20 см и также длиной 1 м. Для получения такого общего сечения 5×20 см пройдено две борозды с сечением 5×10 см с каждой стороны рядовой борозды, с последующим объединением в одну пробу, с целью максимального «сближения» рядового и контрольного опробования. Для повышения достоверности опробуемый интервал был предварительно дополнительно углублен в коренные породы на 0,7–1,0 м.

Общая длина опробованного интервала составила 12 м, который по геологическим признакам (количество прожилкового кварцевого материала) разделен на два локальных интервала – соответственно 4 и 8 м. Сравнение полученных показателей также осуществлялось по этим двум локальным интервалам.

Таким образом, из первого интервала были получены четыре рядовые бороздовые пробы с сечением 5×10 см и четыре контрольные бороздовые пробы с сечением

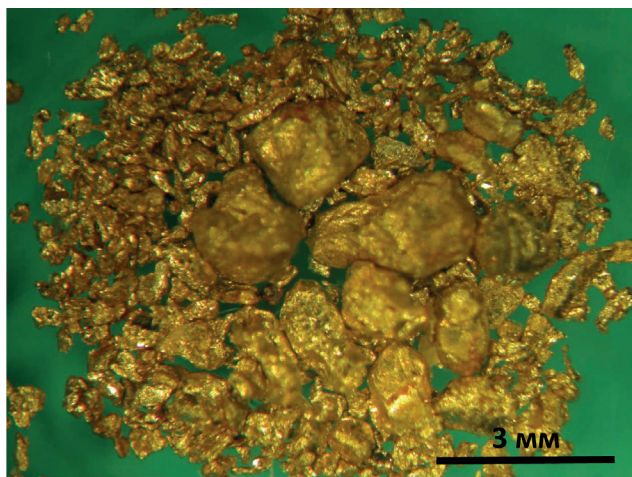


Рис. 4. Типичное золото из валовой пробы № 1003,509

5×20 см (№№ 1003,301–1003,304). Из второго интервала были получены восемь рядовых бороздовых проб с сечением 5×10 см и восемь контрольных бороздовых проб с сечением 5×20 см (№№ 1003,305–1003,3012).

Рядовые пробы были обработаны по стандартной методике с отбором основной навески весом 1 кг, направленной на пробирный анализ с предварительной мокрой расситовкой, и дубликата того же веса.

Каждая из контрольных бороздовых проб обработана отдельно – раздроблена целиком до 1 мм. Из каждой раздробленной пробы отобрана навеска на пробирный анализ весом 1 кг и дубликат того же веса, то есть из каждой пробы в сумме отобрано по 2 кг.

После отбора навесок остатки контрольных проб, для получения усредненных содержаний золота и с целью изучения вещественного состава и основных технологических свойств типовой для Светловского рудного поля руды, объединены в две валовые пробы – по интервалу длиной 4 м (№ 1003,405) и интервалу длиной 8 м (№ 1003,509). Далее эти пробы по отдельности на листе металла пятикратно перемешивались методом кольца и конуса и опробовались по сетке методом вычерпывания в 40 точках, и из каждой пробы отобрана одна навеска весом 2 кг. Она, в свою очередь, после пе-

ремешивания была разделена на лабораторную пробу и дубликат. Оставшиеся части объединенных проб и составили две валовые пробы весом соответственно 89 кг (№ 1003,405) и 173,5 кг (№ 1003,509).

Эти валовые пробы были промыты на концентрационном столе в специально оборудованном помещении ЗАО «СибГК» с отбором тяжелой фракции (концентрат). Легкая фракция и мусть были собраны в ёмкость, из которой после отстаивания крупной фракции вода с мустью (взвесью в воде) была перелита в другую ёмкость с предварительно выстланным выше бортов листом толстого полиэтилена.

Тяжелая фракция (концентрат) каждой валовой пробы была собрана в отдельную ёмкость, высушена, подвергнута полному минералогическому анализу, после чего целиком была направлена на пробирную плавку для определения в ней массы золота.

После двухсуточного отстоя проведен сбор, сушка, взвешивание мути и крупной фракции хвостов промывки. Сушка проводилась в сушильных шкафах в течение 7 дней, а взвешивание – на весах для взвешивания геологических проб с точностью до 10 г.

Для валовой пробы № 1003,405 масса крупной фракции хвостов промывки составила 21,8 кг, мути – 67,0 кг. Проведено опробование обеих фракций с предварительным пятикратным перемешиванием материала методом кольца и конуса. Метод опробования – вычерпывание по сетке с отбором 20 навесок весом по 50 г и объединением их в пробу весом 1 кг. Таким образом, получены пробы из мути (№ 1003,406) и крупной фракции хвостов промывки (№ 1003,407), направленные на пробирный анализ.

Для валовой пробы № 1003,509 масса крупной фракции хвостов промывки составила 49,1 кг, мути – 123,92 кг. Также проведено опробование обеих фракций с предварительным пятикратным перемешиванием материала методом кольца и конуса. Метод опробования – вычерпывание по сетке, с отбором 20 навесок весом по 50 г и объединением их в пробу весом 1 кг. Таким образом, получены пробы из мути (№ 1003,519) и крупной фракции хвостов промывки (№ 1003,510), направленные на пробирный анализ.

Для контроля за качеством промывки и определения характеристик (в том числе срастков) обнаруженного в них золота из мути и крупной фракции были

1. Расчет извлечения золота в концентрат при дроблении валовых проб до 1 мм и определение в них среднего содержания

№ валовой пробы	Масса пробы, т	Количество золота в концентрате, г	Золотая головка, г	Количество золота в хвостах, г	Общее количество золота в пробе, г	Извлечение золота в концентрат, %	Золотая головка, %	Среднее содержание, г/т
1003,405	0,089	0,2226949	0,204962	0,03965504	0,26234994	84,9	78,13	2,95
1003,509	0,1735	0,2820357	0,272134	0,012796315	0,294832015	95,7	92,30	2,00
Всего	0,2625	0,5047306	0,477096	0,052451355	0,557181955	90,6	85,63	2,48

2. Сопоставление содержаний золота по видам опробования и методам анализа по рудной зоне Дорожная (канавы 1003)

Пробирный анализ												Минералогический анализ	
Бороздовые пробы						Валовые пробы							
Сечение 5×10 см			Сечение 5×20 см			№ пробы; интервал опробования, м	Вес пробы, кг	Вес тяжелой фракции, кг	Расчетное содержание Au в пробе по тяжелой фракции, г/т	Расчетное содержание Au в пробе по легкой фракции, г/т	Общее содержание Au в пробе, г/т	Содержание Au в пробе, г/т	Общее содержание Au (с легкой фракцией), г/т
№ пробы	Длина, м	Содержание, г/т	№ пробы	Длина, м	Содержание, г/т								
1003,204	1,00	2,78	1003,301	1,00	1,69	1003,405; 14,0–18,0	89,00	0,149	2,50	0,45	2,95	3,03	3,48
1003,205	1,00	2,36	1003,302	1,00	2,66								
1003,207	1,00	1,99	1003,303	1,00	6,4								
1003,208	1,00	1,32	1003,304	1,00	1,96								
Среднее		2,11	Среднее		3,18	К*					1,40	1,44	1,65
К*					1,50								
1003,209	1,00	0,35	1003,305	1,00	0,97								
1003,210	1,00	0,05	1003,306	1,00	3,55								
1003,212	1,00	0,21	1003,307	1,00	0,30	1003,509; 18,0–26,0	173,5	0,456	1,92	0,08	2,00	1,69	1,77
1003,213	1,00	0,05	1003,308	1,00	0,01								
1003,214	1,00	0,65	1003,309	1,00	0,14								
1003,215	1,00	0,14	1003,310	1,00	0,03								
1003,217	1,00	2,98	1003,311	1,00	3,15	К*					3,33	2,82	2,92
1003,218	1,00	0,39	1003,312	1,00	1,33								
Среднее	1,00	0,60	Среднее		1,19								
К*					1,97								
Среднее по сечению		1,07			1,85	К*			2,21	0,27	2,48	2,36	2,63
К*					1,73								

Примечание. К* – коэффициент к бороздовой пробе сечением 5×10 см.

3. Сопоставление результатов пробирного анализа по каналам 31, 32, 14, 15. По данным ЗАО «СибГК», 2009 и В.А.Боброва и др., 1993

№ каналы	№ пробы	Интервал опробования		Длина пробы, м	Пробирный анализ, г/т	Длина интервала, м	Среднее содержание в интервале, г/т	№ каналы	№ пробы	Интервал опробования		Длина пробы, м	Пробирный анализ, г/т	Длина интервала, м	Среднее содержание в интервале, г/т	Коэффициент сравнения по каналам В.А.Бобров/ЗАО «СибГК»
		от	до							от	до					
К-31	42	41,00	42,00	1,00	4,00				72	70,00	71,00	1,00	пс			
	43	42,00	43,00	1,00	0,40				73	71,00	72,00	1,00	1,1			
	44	43,00	44,00	1,00	0,06				74	72,00	73,00	1,00	пс			
	45	44,00	45,00	1,00	6,05				75	73,00	73,30	0,30	7,20			
	46	45,00	46,00	1,00	3,90				76	73,30	74,30	1,00	1,20			
	47	46,00	47,00	1,00	10,90				77	74,30	75,30	1,00	3,40			
	48	47,00	48,00	1,00	1,82				78	75,30	76,30	1,00	3,90			
	49	48,00	49,00	1,00	2,00				79	76,30	77,30	1,00	1,90			
	40	39,00	40,00	1,00	0,84				36	40,00	39,00	1,00	пс			
	41	40,00	41,00	1,00	0,03				35	39,00	38,00	1,00	0,20			
К-32	42	41,00	42,00	1,00	0,03				34	38,00	37,00	1,00	сл			
	43	42,00	43,00	1,00	0,03				33	37,00	36,00	1,00	пс			
	44	43,00	44,00	1,00	2,19				32	36,00	35,00	1,00	1,5			
	45	44,00	45,00	1,00	0,82				31	35,00	34,00	1,00	0,7			
	46	45,00	46,00	1,00	0,03				30	34,00	33,00	1,00	пс			
	47	46,00	47,00	1,00	0,15				29	33,00	32,00	1,00	0,50			
	48	47,00	48,00	1,00	6,10				28	32,00	31,00	1,00	пс			
	49	48,00	49,00	1,00	1,43				27	31,00	30,00	1,00	2,90			
	50	49,00	50,00	1,00	2,44				26	30,00	29,00	1,00	1,30			
	51	50,00	51,00	1,00	13,48				128	128,00	127,00	1,0	пс			
К-14	52	51,00	52,00	1,00	0,03				127	127,00	126,00	1,0	пс			
	53	52,00	53,00	1,00	0,03				126	126,00	125,00	1,0	сл			
	54	53,00	54,00	1,00	0,03				125	125,00	124,00	1,0	пс			
	55	54,00	55,00	1,00	0,98				124	124,00	123,00	1,0	0,6			
	56	55,00	56,00	1,00	0,04				123	123,00	122,00	1,0	3,7			
	57	56,00	57,00	1,00	1,27				122	122,00	121,00	1,0	пс			
	58	57,00	58,00	1,00	4,77				121	121,00	120,00	1,0	сл			
	59	58,00	59,00	1,00	0,03				120	120,00	119,00	1,0	пс			
	60	59,00	60,00	1,00	0,64				119	119,00	118,00	1,0	7,6			
	61	60,00	61,00	1,00	2,62				118	118,00	117,00	1,0	2			
К-15	62	61,00	62,00	1,00	1,53				117	117,00	116,00	1,0	0,1			
	44	43,00	44,00	1,00	4,35				105	108,00	107,00	1,0	2			
	45	44,00	45,00	1,00	2,33				104	107,00	106,00	1,0	1,2			
	46	45,00	46,00	1,00	2,58				103	106,00	105,00	1,0	сл			
	47	46,00	47,00	1,00	1,86				102	105,00	104,80	0,2	1,6			
	48	47,00	48,00	1,00	0,69				101	104,08	104,00	0,8	сл			
Итого						36								34,30		
Среднее							2,24								1,3	0,58

Примечание. по – пусто; сл – следы.

4. Сопоставление результатов пробирного анализа по каналам 1415 и 2. По данным ЗАО «СибГК», 2008 и В.А.Назарьев и др., 1974

ЗАО «СибГК» (канав 1415)						В.А.Назарьев и др. (канав 2)						Коэффициент сравнения по канавам В.А.Назарьев / ЗАО «СибГК»		
№ пробы	Интервал опробования		Длина пробы, м	Пробирный анализ, г/т	Длина интервала, м	Среднее содержание в интервале, г/т	№ пробы	Интервал опробования		Длина пробы, м	Пробирный анализ, г/т		Длина интервала, м	Среднее содержание в интервале, г/т
	от	до						от	до					
1415,081	80,0	81,0	1,00	0,87	8,0	1,96	2,2240	239,00	240,00	1,00	1,1	8,0	1,31	0,67
1415,082	81,0	82,0	1,00	1,80			2,2239	238,00	239,00	1,00	1,4			
1415,083	82,0	83,0	1,00	1,83			2,2238	237,00	238,00	1,00	1,4			
1415,084	83,0	84,0	1,00	2,34			2,2237	236,00	237,00	1,00	2,1			
1415,085	84,0	85,0	1,00	1,97			2,2236	235,00	236,00	1,00	пс			
1415,086	85,0	86,0	1,00	2,66			2,2235	234,00	235,00	1,00	0,8			
1415,087	86,0	87,0	1,00	2,38			2,2234	233,00	234,00	1,00	1,2			
1415,088	87,0	88,0	1,00	1,79			2,2233	232,00	233,00	1,00	1,1			
1415,123	122,0	123,0	1,00	1,16			2,2198	197,00	198,00	1,00	0,5			
1415,124	123,0	124,0	1,00	0,52			2,2197	196,00	197,00	1,00	0,8			
1415,125	124,0	125,0	1,00	0,68	2,2196	195,00	196,00	1,00	2,2					
1415,126	125,0	126,0	1,00	0,94	2,2195	194,00	195,00	1,00	0,4					
1415,127	126,0	127,0	1,00	1,65	2,2194	193,00	194,00	1,00	0,7					
1415,128	127,0	128,0	1,00	1,21	2,2193	192,00	193,00	1,00	0,6					
1415,129	128,0	129,0	1,00	1,14	2,2192	191,00	192,00	1,00	0,9					
1415,130	129,0	130,0	1,00	1,01	2,2191	190,00	191,00	1,00	0,2					
1415,131	130,0	131,0	1,00	1,08	2,2190	189,00	190,00	1,00	1,1					
1415,159	158,0	159,0	1,00	2,09	2,2162	161,00	162,00	1,00	пс					
1415,160	159,0	160,0	1,00	0,77	2,2161	160,00	161,00	1,00	1,2					
1415,161	160,0	161,0	1,00	3,81	2,2160	159,00	160,00	1,00	0,7					
1415,162	161,0	162,0	1,00	1,33	2,2159	158,00	159,00	1,00	н/д					
1415,163	162,0	163,0	1,00	0,14	2,2158	157,00	158,00	1,00	0,1					
1415,164	163,0	164,0	1,00	2,73	2,2157	156,00	157,00	1,00	0,2					
1415,165	164,0	165,0	1,00	0,66	2,2156	155,00	156,00	1,00	0,2					
1415,166	165,0	166,0	1,00	0,02	2,2155	154,00	155,00	1,00	сл					
1415,167	166,0	167,0	1,00	1,27	2,2154	153,00	154,00	1,00	сл					
1415,168	167,0	168,0	1,00	0,58	2,2153	152,00	153,00	1,00	0,7					
1415,169	168,0	169,0	1,00	2,58	2,2152	151,00	152,00	1,00	1,5					
1415,170	169,0	170,0	1,00	0,00	2,2151	150,00	151,00	1,00	0,2					
1415,171	170,0	171,0	1,00	1,28	2,2150	149,00	150,00	1,00	пс					
1415,172	171,0	172,0	1,00	0,24	2,2149	148,00	149,00	1,00	0,5					
1415,173	172,0	173,0	1,00	1,94	2,2148	147,00	148,00	1,00	2,1					
1415,174	173,0	174,0	1,00	1,93	2,2147	146,00	147,00	1,00	2,4					
1415,175	174,0	175,0	1,00	0,46	2,2146	145,00	146,00	1,00	1,2					
1415,176	175,0	176,0	1,00	2,97	2,2145	144,00	145,00	1,00	2,1					
1415,177	176,0	177,0	1,00	1,35	2,2144	143,00	144,00	1,00	0,1					
1415,178	177,0	178,0	1,00	0,69	2,2143	142,00	143,00	1,00	0,8					
1415,179	178,0	179,0	1,00	2,72	2,2142	141,00	142,00	1,00	2,6					
1415,180	179,0	180,0	1,00	0,03	2,2141	140,00	141,00	1,00	1,2					
1415,181	180,0	181,0	1,00	3,65	2,2140	139,00	140,00	1,00	0,9					
Итого по канаве					40,0	1,46						40,0	1,04	0,71

Примечание. пс – пусто; н/д – нет данных; сл – следы.

отобраны навески на минералогический анализ весом по 0,4 кг.

По результатам пробирного анализа тяжелой фракции (концентрата), крупной фракции и мути рассчитано содержание золота в обеих валовых пробах (табл. 1).

Результаты пробирного и минералогического анализов всех проб, а также результаты их сопоставления приведены в табл. 2, из которой следует, что содержания золота по «контрольным» бороздовым пробам (сечение 5×20 см) превышают содержания золота по рядовым пробам (сечение 5×10 см) в 1,5–2,0 раза. Средний коэффициент сопоставления составил 1,73. Это обусловлено неравномерным распределением золота и преобладанием крупного золота («эффект самородка»). Результаты пробирного и минералогического анализов валовых проб показали близкие уровни содержаний, что свидетельствует о достоверности минералогического анализа из-за резкого преобладания в рудах свободного гравитируемого золота. Содержания золота по валовым пробам значительно превышают содержания его по «рядовому» бороздовому опробованию (сечение 5×10 см) – средний коэффициент составил 2,32. При этом содержания золота в первой валовой пробе оказались близки средним содержаниям по контрольным бороздовым пробам, а во второй валовой пробе – значительно выше средних содержаний и по контрольным бороздовым пробам.

По данным минералогического анализа валовых проб по крупности золото относится к крупной фракции, золото фракции $>0,25$ мм составляет 58–68%. Установленные максимальные размеры золотин – $3,3 \text{ мм} \times 2,0 \text{ мм} \times 1,25 \text{ мм}$ и $2,9 \text{ мм} \times 1,1 \text{ мм} \times 0,1 \text{ мм}$ (рис. 4). Золото характеризуется массивным сложением с преобладанием компактно-неправильных, изометричных или близких к изометричным форм. Коэффициент удлинения редко превышает 1–2. Золото свободное и нередко находится в сростании с кварцем, реже пирротинном, в единичных случаях с арсенопиритом. Как уже отмечалось, в рудной зоне преобладает свободное золото. При дроблении до 1 мм 85–96% золота извлекается в концентрат гравитацией (см. табл. 1).

Было проведено механизированное бороздовое опробование с использованием пробоотборника с алмазным диском ранее установленных рудных интервалов по канавам 31, 32, 14, 15 на участке Верхне-Тунгусский (В.А.Бобров, 1993), и по канаве 2 на участке Спектральный (В.А.Назарьев и др., 1974), где было проведено бороздовое опробование традиционным для того времени

способом – с помощью зубила. Результаты сравнения данных пробирного анализа по ним приведены в таблицах 3 и 4. Сопоставление результатов опробования зубилом и пробоотборником с алмазным диском показывает, что опробование зубилом за счет преобладающей приуроченности золота к кварцу, обладающему повышенной хрупкостью и способностью «разлетаться» при ударе в стороны (такие мелкие обломки невозможно собрать в пробу), значительно менее достоверно по сравнению с механизированным способом.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что на золоторудных объектах с крупным золотом необходимо применять бороздовое опробование с увеличенным сечением борозды, которое должно обосновываться при проведении специальных опытных работ. Даже «стандартное» при опробовании золоторудных тел сечение 5×10 см является недостаточно достоверным и может приводить к значительному занижению содержаний в рудных зонах.

Следует особо отметить, что рассчитанные коэффициенты «увеличения» содержаний при опробовании бороздой 5×20 см не использовались при оценке прогнозных ресурсов, но они явились основанием для объяснения несовпадения содержаний золота по рядовому бороздовому и керновому опробованию. По керновому опробованию с диаметром керна 61 мм (вес пробы около 7 кг), несмотря на совершенно уверенное проследивание рудной зоны Дорожная по падению, средние содержания золота в ней оказались заметно ниже, чем по рядовому бороздовому опробованию с сечением борозды 5×10 см (вес пробы около 14 кг). Поэтому при оценке прогнозных ресурсов использовались данные рядового бороздового опробования, а не кернового. Очевидно, что для оценки рудных объектов с крупным золотом определению достоверности всех видов опробования необходимо уделять самое пристальное внимание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
2. *Иванов А.И., Агеев Ю.Л.* Геологическое строение и золотоносность Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район) // Известия Сибирского отделения секции Наук о Земле РАЕН. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2009. Вып. 2 (35). С 18–27.

Строение и условия образования калийно-магниевых солей центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна

А.К.ВИШНЯКОВ (ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»; 420097, г. Казань, ул. Зинина, д. 4),
А.Д.СМЫЧНИК, В.Д. ПАНОВ (ООО «СТРИКТУМ»; 236022, г. Калининград, ул. Кутузова, д.26),
М.С.ВАФИНА, Ю.Ш.РАХМАТУЛИНА (ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»; 420097, г. Казань, ул. Зинина, д. 4)

Выявлены условия образования и размещения различных литологических типов калийно-магниевых солей центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна.

Ключевые слова: соли калийные, магниевые сульфатные, генезис, преобразование.

Вишняков Андрей Константинович
Смычник Анатолий Данилович
Панов Валерий Дмитриевич
Вафина Марианна Спиридоновна
Рахматулина Юлия Шамилевна



technology-geolnerud@yandex.ru
e.tangalicheva@k-potash.ru
vd-panov@mail.ru
technology-geolnerud@yandex.ru
technology-geolnerud@yandex.ru

The structure and formation conditions of potassium-magnesium salts of the central part of the Nivensky hollow of the Kaliningrad-Gdansk salt-bearing basin

A.K.VISHNYAKOV, A.D.SMYCHNIK, V.D.PANOV, M.S.VAFINA, Y.Sh.RAKHMATULINA

The conditions of formation and distribution of various lithological types of potassium-magnesium salts of Nivenskye depression central part of the Kaliningrad-Gdansk salt-bearing basin are identified.

Key words: potassium salt, magnesium sulfate, genesis, transformation.

Калининградско-Гданьский соленосный бассейн расположен на северо-восточной окраине Польско-Литовской впадины, являющейся восточным окончанием огромного Средне-Европейского соленосного бассейна [2].

Основные структурные элементы осадочного чехла Калининградско-Гданьского бассейна тесно связаны со структурами поверхности кристаллического фундамента и разделяющими их разрывными нарушениями [5]. В южной части данного бассейна по подошве отложений верхней перми прослеживается Мамоновский прогиб с выделяемой в его пределах Нивенской впадиной. По изогипсам подошвы этих отложений возможный вариант ее контура приведен на рис. 1. Там же показаны предполагаемые разрывные нарушения фундамента этого района [7].

Соляные отложения впадины стратиграфически относятся к верхнепермским и коррелируются с цехштейновыми породами цикла Верра, а конкретно с их частью, относимой к прегольской свите (рис. 2). Калиеносные породы в основном установлены в ее средней части, но отмечаются и в верхних частях. В разрезе калиеносной зоны выделяется более 17 слоев пород,

которые имеют повышенные содержания калийных, калийно-магниевых и магниевых минералов [7]. Некоторые являются сближенными, что позволило часть их объединить в пласты. Калиеносная зона перекрывается и подстилается зонами каменной соли. В основании всей соленосной толщи залегают ангидритовые породы, местами обогащенные полигалитом.

Общая особенность всех соленосных отложений центральной части Нивенской впадины – наличие в них мелкозернистой каменной соли и весьма малые концентрации содержания кислотонерастворимого остатка (пелитового материала) [10]. Первое говорит о быстрой и массовой кристаллизации галита, по-видимому, из высококонцентрированных по NaCl растворов в приповерхностных условиях, с быстрым их захоронением (без диагенетического дорастания), что характерно для мелководных бассейнов. Второе – об отсутствии на палеосуше возвышенностей, сложенных терригенным материалом, которые могли бы обеспечить снос последних водными потоками. Палеосуша восточного участка Среднеевропейского бассейна в процессе галогенной седиментации, вероятно, представляла собой

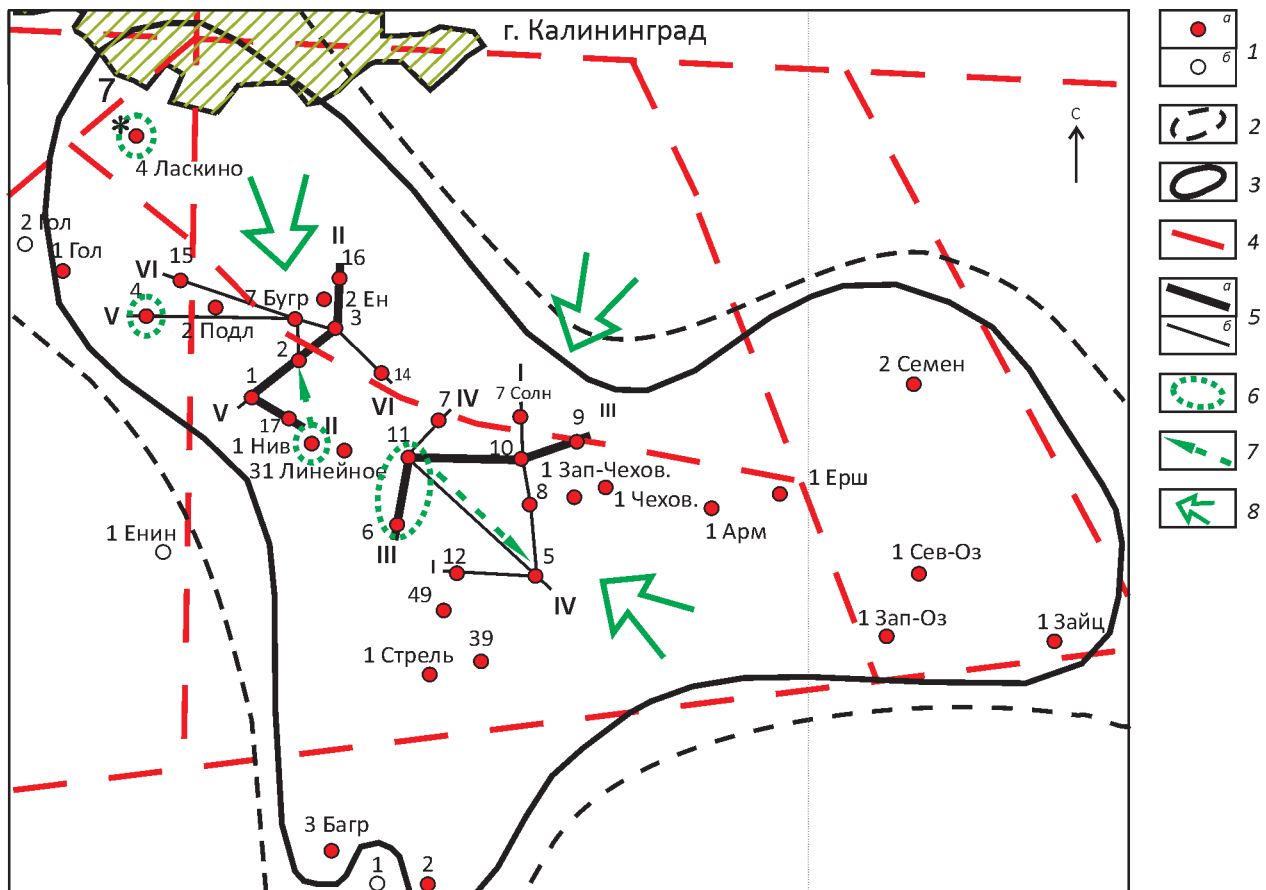


Рис. 1. Схематическая карта района развития Нивенской впадины с размещением в её пределах скважин и литолого-минералогических профилей:

1 – скважины: а – вскрывшие и б – не вскрывшие калиепроявления; 2 – возможный контур Нивенской впадины, по изогипсам подошвы верхнепермских отложений; 3 – контур развития калийно-магниевых солей по имеющимся скважинам; 4 – предполагаемые разрывные нарушения фундамента [7]; 5 – линии профилей: а – проанализированные и б – приводимые в статью; 6 – зоны вторичной полигалитизации калийно-магниевых солей; 7 – направление возможной горизонтальной миграции катогенетических растворов; 8 – возможные направления поступления рассолонающих растворов

низменные берега, сложенные по краям растворимыми сульфатно-натриевыми породами, переходящими вглубь континентальной зоны в ангидритовые [2, 4]. Вместе с тем поверхностный сток, с переменным усилением или уменьшением, в солеродный бассейн все же существовал, особенно в начальный период формирования соленосной толщи данного района. Об этом свидетельствуют поступления в садочный бассейн дополнительного сульфатного аниона совместно с небольшим количеством кальция, что обуславливало образование таких соляных минералов, как астраханит, тенардит, полигалит. Это привело к усложнению минерального состава отложившихся соляных пород зоны подстилающей каменной соли.

Примером тому может служить анализ соленосного разреза такой зоны в скв. 7-Солнечная, расположенной на севере центральной части Нивенской впадины.

В её нижней части каменная соль содержит смесь не только ангидрита (CaSO_4), но и астраханита ($\text{Na}_2\text{MgCa}[\text{SO}_4]_2 \times 4\text{H}_2\text{O}$), образование которого могло происходить при наличии повышенного содержания в рапе ионов магния, и особенно, сульфатного аниона. Выше по разрезу, в связи с накоплением в процессе испарения раствора садочного бассейна ионов калия, вместо астраханита и ангидрита начинал осаждаться полигалит ($\text{K}_2\text{MgCa}[\text{SO}_4]_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$). Поступление менее концентрированных вод в бассейн приводило к уменьшению содержания ионов K, Mg и Ca в рапе, что вызывало образование вместо астраханита минерала тенардит (Na_2SO_4). Поступление же более концентрированных растворов, обогащенных магнием, приводило к выпадению кизерита ($\text{MgSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$).

Отсутствие обильного стока континентальных вод обусловило неполное метаморфизирующее воздействие

их на рапу данного садочного бассейна, что привело к возникновению здесь сульфатно-хлоридной ветви седиментации. Поэтому формирование калийно-магневых минералов соленосной части прегольской свиты закономерно начинается с образования каинитсодержащих пород ($\text{KMg}[\text{SO}_4]\text{Cl} \times 3\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$), имеющих примесь кизерита. Только потом, с уменьшением концентрации сульфатного аниона, калийно-магневая седиментация продолжалась в виде их хлоридных составляющих, с отложением отдельных слоев сильвин-карналлитовой $\text{KCl} + \text{KMgCl}_3 \times \text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ или просто карналлитовой породы ($\text{K}_2\text{MgCl}_3 \times 6\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$). Такая закономерность отмечается по всем проанализированным скважинам для калиеносных слоев в верхах подстилающей каменной соли до начала отложения первого снизу (8-го) пласта калийно-магневых солей. Описанный подготовительный период формирования подстилающей каменной соли относительно быстро сменился периодом отложения калийно-магневых пластов различной мощности, представленных в большинстве случаев карналлитовой минерализацией, местами переходящей в бишофит-карналлитовую.

На основании изучения химического состава рядовых проб установлено, что основной минеральный состав калиеносной зоны соленосной толщи центральной части Нивенской впадины как по разрезу, так и по простиранию, довольно изменчив и представлен: галитом (NaCl), карналлитом ($\text{K}_2\text{MgCl}_3 \times 6\text{H}_2\text{O}$), кизеритом ($\text{MgSO}_4 \times \text{H}_2\text{O}$), каинитом ($\text{KMg}[\text{SO}_4]\text{Cl} \times 3\text{H}_2\text{O}$), сильвином (KCl), бишофитом ($\text{MgCl}_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$), реже полигалитом ($\text{K}_2\text{MgCa}_2[\text{SO}_4] \times 2\text{H}_2\text{O}$) [7]. Все эти минералы, на основании тех или иных их сочетаний, создают слои различных литологических типов калийно-магневых пород, характерной чертой которых является их общая сульфатно-хлоридная калийно-магневая минерализация. При выделении литологических типов пород за слагающие их основные минералы принимались те, содержания которых в породе были более 10%. При содержаниях любых минералов в пределах 1–10% они относились к второстепенным. К второстепенным минералам также были отнесены ангидрит (CaSO_4), лангбейнит $\text{K}_2\text{Mg}_2[\text{SO}_4]_3$ и пелитовый материал (кислотонерастворимая составляющая соляных пород).

Слои калийно-магневых пород представляют собой чередование слойков и прослоев каменной соли, сложенных в основном минералом галитом, и различных калийно-магневых пород, содержащих те или иные сообщества минералов. Они иногда отделяются от выше- и нижезалегающих прослоев каменной соли тонкими слойками кизерит- или пелит-галитового состава. Сближенные группы слоев калийно-магневых пород объединены в пласты.

Выделение таких пластов в продуктивные осуществлялось при условии содержания в них калийных и калийно-магневых минералов не ниже 20%, при минимальной мощности 2 м и нижнего значения геофизи-

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Подгоризонт	Свита	Зона	Литология	Мощность, м
ПЕРМСКАЯ	ВЕРХНИЙ (ТАТАРСКИЙ)	Вятский	Нижний	Вятский	Нижний	Жалпир-дрюзовая			
						Надсолевые ангидриты			до 9
						Перекрывающая каменная соль			до 26
						Калиеносная			до 98
						Подстилающая каменная соль			до 35
						Подсолевые ангидриты			до 150
ПЕРМСКАЯ	ВЕРХНИЙ (ТАТАРСКИЙ)	Вятский	Нижний	Вятский	Нижний	Ново-актин-ская			до 67
									до 13

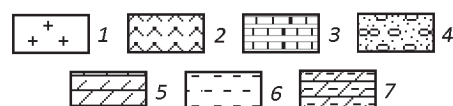


Рис. 2. Стратиграфическая колонка Калининградско-Гданьского соленосного бассейна:

1 – каменная соль; 2 – ангидрит; 3 – калийно-магневые соли; 4 – конгломераты и песчаники базального типа; 5 – доломиты; 6 – красные глины; 7 – глинистые карбонаты

ческого параметра гамма-активности не ниже 8 ЭМДУ. Всего было выделено по этим критериям 8 продуктивных пластов.

Корреляция пластов осуществлялась по каротажным материалам на основании прослеживания кривых гамма-активности относительно выделенного опорного горизонта, характеризующегося постоянными признаками по простиранию [11]. Установление последнего было осуществлено по выдержанности пласта по площади, наличию в нем наименьшей изменчивости

величин Cs/Cl коэффициента в пределах 5%, характеризующего содержание в пласте калийно-магниевого и магниевого минералов, а также, в меньшей степени, Br/Cl коэффициента, в связи с его изменчивостью из-за широко отмечаемой в соляных породах этой впадины вторичной перекристаллизации калийно-магниевого минералов.

Для выявления распределения в слоях продуктивных пластов Нивенской впадины, литологических типов калийно-магниевого пород и их развития по площади выделенные пласты были проанализированы по шести профилям (см. рис. 1) на содержание в их слоях основных и второстепенных минералов. Корреляция отдельных слоев внутри пласта осуществлялась по основным минералам с обязательным учетом второстепенных. Это было необходимо, поскольку количество одного из минералов в одной скважине устанавливалось как второстепенного, в другой – нередко как основного. Это меняло литологию породы слоя, но позволяло их коррелировать по простиранию в пределах построенных профилей.

Для реконструкции условий и стадийности образования продуктивных пластов в зависимости от вероятных палеогеографических и физико-химических условий для каждого пласта применялся принцип палеогеоморфологического анализа [3]. Этот принцип позволил осуществить анализ вероятностного развития рельефа дна палеобассейна и физико-химических условий образования отдельных слоев калийно-магниевого пород в каждое конкретное время седиментации. Известно [13], что развитие отрицательных форм рельефа дна палеобассейна обуславливает накопление увеличенных мощностей соленосных отложений и создает условия для последующего сохранения калийно-магниевого солей.

Кристаллизация же из маточной рапы различных типов калийно-магниевого минералов существенно зависит от той или иной её концентрации, обусловленной поступлением в конкретный район растворов из подготовительных (промежуточных) бассейнов [12].

В качестве примера такого анализа рассмотрим разрез пласта 6 на субмеридиональном профиле II-II. Профиль расположен в северо-западной части Нивенской впадины (рис. 3). На профиле четко отмечается увеличение интенсивности прогибания дна солеродного бассейна в северном направлении. Кроме того, отчетливо видно, что бишофит-карналлитовые породы пласта (скв. 1) сменяются в северо-восточном направлении на каинит-карналлитовые и сильвин-кизерит-карналлитовые (скв. 2). Еще далее на северо-восток они замещаются (скв. 3) породами карналлит-каинитового (с наличием в кровле бедной каинитовой породы) и каинит-сильвинитового составов. Таким образом, в составе пласта отмечается смена минералов, характерных для концентрированной рапы, на минералы из всё более разбавленных растворов. Однако еще северо-

восточнее (скв. 16), происходит возврат минерального состава данных слоев на преобладание в них карналлитовых и каинит-карналлитовых пород, выпадающих из более концентрированных растворов. Описанная минералогическая изменчивость свидетельствует о наличии в центральной части профиля II-II пласта 6 смены высокой степени концентрации садочной рапы на более низкую и обратно.

На юго-востоке рассматриваемого профиля показано взаимоотношение описанных сульфатно-хлоридных калийно-магниевого солей с полигалитсодержащей породой (скв. 17), являющейся для соленосной толщи Нивенской впадины вторичнообразованной по калийно-магниевого солям [10].

Проведенный аналитический подход позволил реконструировать палеоусловия седиментации по профилям всех выделенных пластов в пределах Нивенской впадины. В качестве примера на рис. 4 приведены мощности и схематизированный состав пластов калийно-магниевого пород для всех восьми пластов по профилю III-III, расположенному в центральной части Нивенской впадины. Профиль охватывает районы как с первично-осадочными калийно-магниевого породами (северо-восток профиля – скважины 10 и 9), так и с новообразованными полигалитсодержащими, установленными в центральной и южной ее частях (скважины 11 и 6).

Анализ мощностей калийно-магниевого пластов северо-востока профиля, представленных в основном карналлитовыми породами с прослоями каинитовых и кизеритовых минералов, позволяет отметить, что интенсивность процесса накопления особенно была свойственна нижним пластам (с 8 по 6). Вместе с тем, каждый из этих пластов имеет свои особенности колебания мощности, обусловленные локальными изменениями интенсивности как прогибания конкретного участка дна седиментационного бассейна, так и проявления процесса рассолонения садочной рапы. Начиная с пятого пласта отмечается уменьшение суммарной мощности слоев калийно-магниевого пород, которое в северо-восточном направлении профиля привело к полному их исчезновению как за счет сокращения мощностей отдельных слоев, так и содержания в них основных компонентов. Это свидетельствует об изменении условий солеотложения на данной территории бассейна седиментации.

Изучение подобных условий и их изменений по другим профилям, расположенным севернее и южнее рассматриваемого профиля показало, что максимальная зона накопления калийно-магниевого солей карналлитовой стадии седиментации района скв. 10 не только сохраняется, но и смещается южнее (скв. 1). Севернее и южнее скв. 10 (районы скважин 7-Солнечная и 8) зоны пластов калийно-магниевого пород начиная, соответственно, с 5 и 4 представлены только каменной солью. Таким образом, для некоторых частей Нивенской впа-

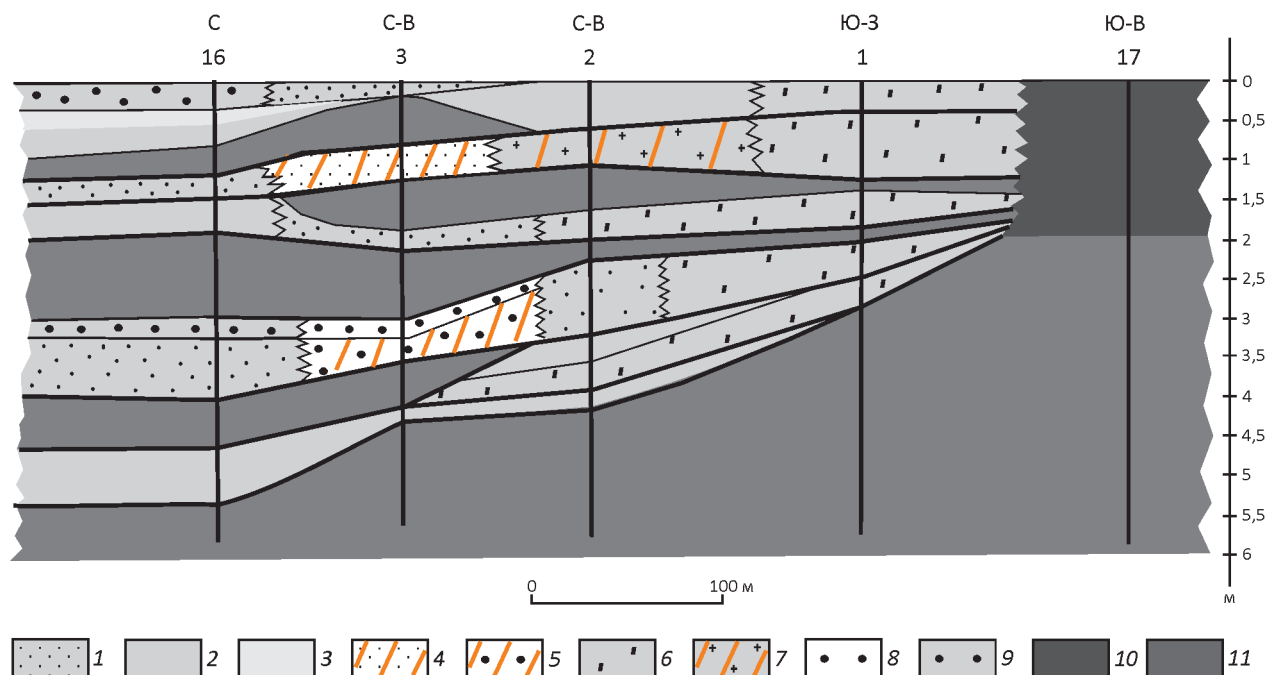


Рис. 3. Литолого-минералогический разрез пласта 6 по профилю II-II:

порода: 1 – каинит-карналлитовая, 2 – карналлитовая, 3 – карналлитовая бедная, 4 – каинит-сильвинитовая, 5 – сильвин-каинитовая, 6 – бишофит-карналлитовая, 7 – сильвин-кизерит-карналлитовая, 8 – карналлит-каинитовая, 9 – каинитовая, 10 – полигалитовая; 11 – каменная соль

дины отмечаются участки, где вместо зоны развития калийно-магниевого солей присутствуют отложения каменной соли.

Анализ мощностей отложившейся каменной соли показал, что это не связано с тектоническими условиями, то есть с локальными поднятиями участка. Реальное объяснение данному факту – возможный подток в эти районы рассолоняющих вод. Возможность такого рассолонения можно увидеть на примере изменения минерального состава калийно-магневых пород слоев рассмотренного ранее пласта 6 профиля II-II (см. рис. 3).

Проведенный подобный анализ всех литолого-минералогических разрезов восьми продуктивных пластов Нивенской впадины по шести профилям в субширотном и субмеридиональном направлениях позволил установить общие и локальные изменения их мощностей и минерального состава при одновременности их образования по площади и во времени, а также наметить литологическую изменчивость на основе особенностей их седиментации. Например, присутствие пород, характерных только для заключительной эвапоритовой стадии (карналлитовых и бишофит-карналлитовых), свидетельствует о существовании в это время промежуточных (подготовительных) бассейнов, в которых морская вода могла приближаться к высоким стадиям концентрации. Поступая в район Нивен-

ской впадины, эти рассолы в наиболее мелководных и удаленных тупиковых ее частях обуславливали выпадение данных соляных минералов. Примером тому может служить юго-западный район впадины (скв. 1), где бишофит-карналлитовая седиментация началась уже с первого – самого нижнего (8-го), промышленного пласта и сохранялась до 5-го, прерываясь только на отложения межпластовой каменной соли, то есть на периоды регионального рассолонения. Другим участком подобного типа седиментации служит центральная часть Нивенской впадины (районы скважин 10 и 12), где карналлитовая седиментация также резко началась с нижнего (8-го) пласта и продолжалась почти до самой верхней части зоны отложения калийно-магневых пород (до 2-го пласта включительно).

Вместе с тем районы развития пород столь высокой стадии седиментации всегда оказывались окруженными отложениями, образовавшимися из менее концентрированных растворов. Так, для западной части Нивенской впадины, от зоны бишофит-карналлитовой седиментации, в северо-западном (скв. 2) и северном (скв. 7-Бугрино) направлениях, в пластах, залегающих выше 8-го (7-м и 6-м), она сменялась на карналлитовую (скв. 2) и сильвин-карналлитовую (скв. 7-Бугрино, пласт 7), а еще выше по разрезу – на кизерит-карналлитовую (скв. 7-Бугрино, пласт 6). Аналогичная картина уста-

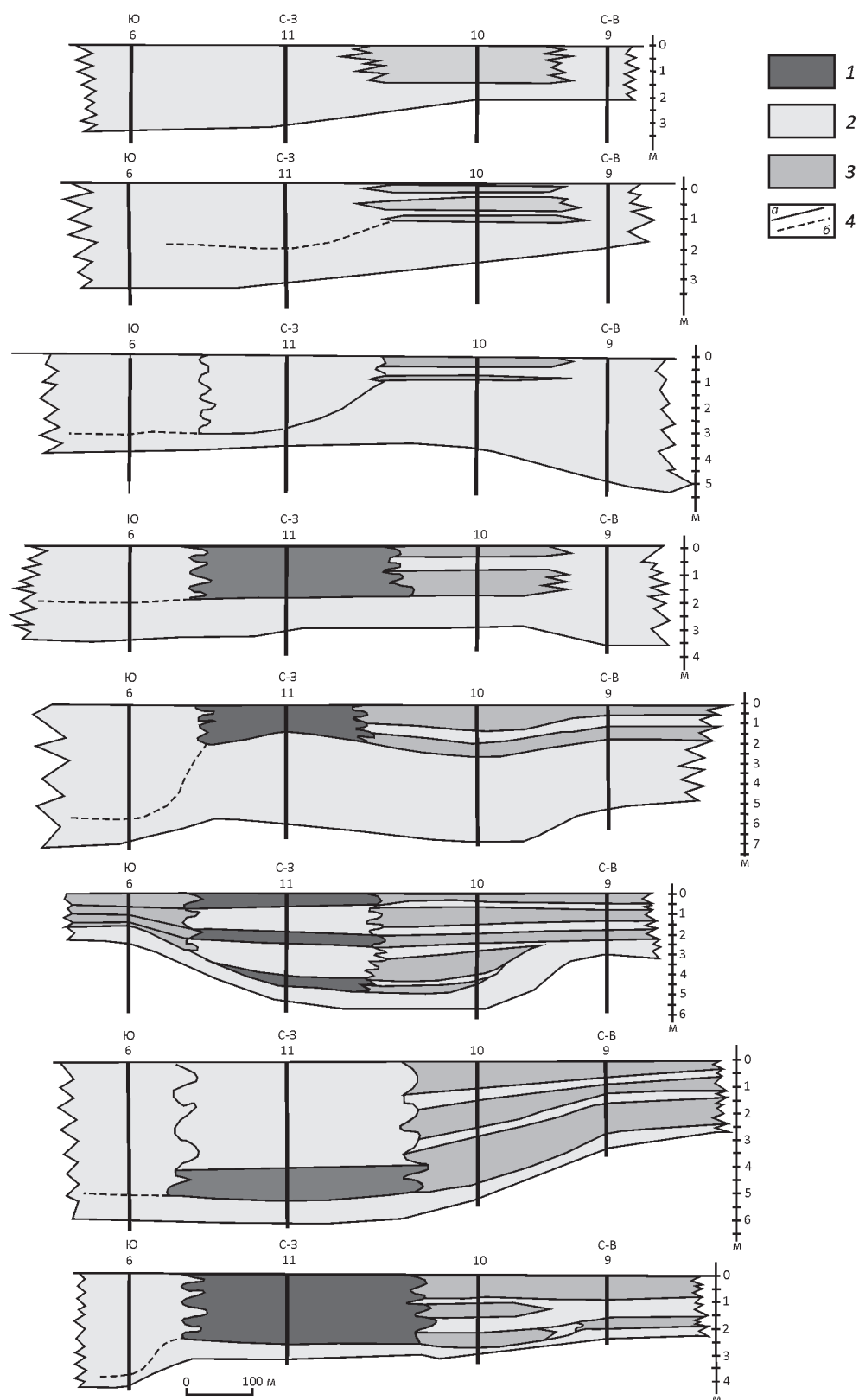


Рис. 4. Литолого-минералогическое сопоставление пластов по профилю III-III:

1 – полигалит; 2 – каменная соль; 3 – калийно-магниевые соли; 4 – границы: а – для слоев и пластов с содержанием >10%, б – для пластов с содержанием <10%

навливаются и для центральной части впадины. Здесь эти изменения фиксируются юго-восточнее скв. 10 и северо-восточнее скв. 12. В слоях калийно-магневых пластов расположенных там скважин появляются сильвин-кизерит-карналлитовая (скв. 5, пласт 7), кизерит-карналлитовая (скв. 5, пласт 6), сильвин-карналлитовая (скв. 8, пласт 8), кизерит-сильвин-карналлитовая (скв. 8, пласт 7), каинит-карналлитовая и сильвин-кизерит-карналлитовая (скв. 8, пласт 6) минерализации. Все это позволяет предположить, что как на западные (скважины 2 и 7-Бугрино), так и на центральные районы (скважины 5 и 8) Нивенской впадины происходило поступление рассолоняющих вод. При этом садочная рапа обеднялась по калию, но сохраняла общую хлоридно-сульфатную направленность седиментации. Поэтому количественное увеличение сульфатного аниона является не только индикатором рассолоняющего влияния поступающих растворов, но и может служить показателем направления притока таких вод см. (рис. 1). Это позволяет прогнозировать, в каком направлении могут быть встречены калийно-магневые породы, содержащие тот или иной набор хлоридных или сульфатных калийно-магневых минералов.

Проанализированные материалы позволяют предположить, что для западной части Нивенской впадины карналлитовая седиментация наиболее широко будет представлена на юге, востоке и северо-востоке (районы скважин 1, 14, 16), а для центральной ее части – в северо-центральной и юго-центральной (скважины 10 и 12). Преобладание каинитовой и кизеритовой составляющей, с постепенным повышением их количества вверх по разрезу, будет увеличиваться на северо-западе западной части впадины (скважины 7-Бугрино, 1-Голубевская, 16 и 2-Подлесная). В её центральной части эта закономерность для нижних пластов (8–6) прослеживается в северо-восточном и восточном направлениях (районы скважин 9 и 7-Солнечная), а для верхних (3, 2 и 1) – в юго-восточном (скв. 5). Все это свидетельствует об изменении во времени направления рассолоняющих рассолов и позволяет предположить увеличение в этих направлениях каинитовой, а затем и кизеритовой минерализации в породах калийно-магневых пластов.

Помимо рассмотренных процессов первичной, столь разнообразной по минеральному составу седиментации калийно-магневых пород, отмечается влияние постседиментационных процессов (диагенез и катагенез). В связи с тем, что на стадии садки калийно-магневых солей большая часть седиментационного бассейна Нивенской впадины представляла собой достаточно мелководный бассейн, реально предположить возможность изменения минерального состава и мощностей отдельных слоев продуктивных пластов на локально приподнятых участках. Здесь отложения отдельных слоев пластов калийно-магневых солей, во-первых, вообще могли не сохраняться за счёт растворения их вновь поступающими растворами, имеющими несколь-

ко иной солевой состав. Во-вторых, если они и сохранились, то могли поменять свой минеральный состав за счёт изменений под воздействием таких растворов. Это обусловило для одного и того же пласта изменение его мощностей и минерального набора слагающих его компонентов. Например, появление вторичных минералов, таких как сильвин за счет разложения карналлита или кизерита – за счет каинита.

Кроме диагенетических процессов, на уже литифицированную соленосную толщу в более поздний период её существования оказывали воздействие и мигрирующие через нее растворы. Примером тому служат локальные участки катагенетически измененных пород калийно-магневых пластов скважин 4, 6, 11 и 17 (см. рис. 1).

Все они представлены породами, в той или иной степени обогащенными полигалитом (в скв. 17 до 84%), реже лангбейнитом (скв. 4, пласт 6).

Корреляция пластов полигалитосодержащих пород этих скважин с другими (не содержащими кальций калийно-магниевыми) в соседних скважинах осуществлялась по вышеописанным критериям и в виде примера приведена на рис. 4.

Из литературных источников известно [1, 12], что первичноосадочный полигалит осаждается из растворов, содержащих, помимо сульфата магния и калия, ещё и кальций. В морской воде катион кальция практически не содержится. Об его отсутствии в седиментационной рапе бассейна Нивенской впадины свидетельствует, по исследованным скважинам, полное отсутствие или очень малое содержание ангидрита как в калийно-магневых пластах, так и в разделяющих их межпластьях. Это обусловлено тем, что во время отложения данных пород в бассейн седиментации практически не поступали воды с палеосуши, привносящие растворенный кальций. Кроме того, районы перечисленных скважин расположены на достаточном удалении от возможной береговой линии, так как район Нивенской впадины находится в центрально-южном районе Калининградско-Гданьского соленосного бассейна. Поэтому наличие полигалитосодержащих пород на уровнях пластов, представленных в соседних скважинах другими, не кальцийсодержащими калийно-магниевыми минералами, позволяет предположить образование полигалита в результате воздействия на калийно-магневые породы мигрирующих через соленосную толщу растворов, несущих с собой достаточные количества катиона кальция и сульфатной составляющей. В случае израсходования всего мигрирующего иона кальция происходило образование лангбейнита.

Спектральные анализы показали присутствие в породах, содержащих полигалитовую минерализацию, несколько повышенное содержание таких микроэлементов, как Ti, Ni, Mn, Pb и Ag, полностью отсутствующих в породах, коррелируемых с ними карналлитсодержащих пластов близ расположенных скважин. Эти малые элементы часто мигрируют в водах с палеосуши.

Однако, попадая в солеродный бассейн, они обычно осаждаются вблизи береговой линии в виде плохо растворимых сульфатных соединений или сорбируются глинистыми минералами. Нахождение данных элементов за пределами этих геохимических барьеров свидетельствует о наличии не поверхностного, а другого источника поступления вод в галогенную толщу. Таким источником могут быть подземные воды, мигрирующие по зонам повышенной трещиноватости над разломами фундамента (см. рис. 1), установленными на данной территории [5, 7]. Они и обуславливали перенос данных элементов из подсолевых отложений в соленосные. Одни из таких вод – мигрирующие приконтурные воды нефтяных месторождений, содержащие в себе такие микроэлементы, как Ni, Cu, Ag, Pb, Mn, Ti и др. [6, 8, 9]. Воды, содержащие упомянутые микроэлементы в водорастворимых соединениях, попадая в соленосную толщу, оказываются в других геохимических условиях и, в зависимости от своей химической формы миграции, испытывают на себе влияние или сульфатных, или хлоридных составляющих галогенных пород, осаждаясь в них и повышая таким образом, в тех или иных местах, свою локальную концентрацию. Наличие в полигалитовых и полигалитсодержащих породах вышеперечисленных элементов, а также обычное их присутствие в водах нефтяных месторождений позволяет сделать предположение о возможной связи этих подсолевых вод с образованием зон замещений в районах скважин 4, 6, 11 и 17, вторичной полигалитизации и лангбейнитизации калийно-магниевого пластов. О том, что эти мигрирующие воды были связаны с нефтяными водами, свидетельствует также установление в керне из нижней части соляного разреза скв. 11 четкого запаха углеводородов и наличие в крупнокристаллическом, явно перекристаллизованном галите из каменной соли жидких включений микроскопических капелек нефти.

Помимо упомянутых вертикальных зон полигалитизации, отмечается присутствие полигалита и в отдельных калийно-магневых пластах рядом расположенных скважин. Так, для западной части Нивенской впадины, в скв. 1, расположенной между двумя зонами замещения (районы скважин 4 и 17), внутри пласта 3 в каменной соли, замещающей калийно-магневые породы, отмечается присутствие полигалита до 6,6%, а в пласте 2 – до 6,3%. В скв. 2, расположенной севернее зоны замещения скв. 17, в центре пласта 4 отмечается мощный слой каменной соли, в котором присутствует до 1,62% полигалита. В этой части пласта должен присутствовать слой карналлитовой породы, фиксируемый в аналогичной зоне пласта 4 в соседней скв. 1, расположенной юго-западнее. Поэтому можно предположить, что части пластов 3 и 4 из скважин 1 и 2 являются катагенетическими зонами замещений калийно-магневых пород на вторичную каменную соль. На это же указывает и примесь полигалита.

Аналогичное явление отмечается и для центральной части Нивенской впадины. Так, в пластах 7 и 5 скважины 5, расположенной юго-восточнее зоны замещения района скважин 11 и 6, во вторично измененных породах отмечается присутствие полигалита до 1,3%.

Наличие проявлений полигалитовой минерализации в отдельных слоях пластов в скважинах, соседних с зонами замещения, позволяет предположить, что кроме вертикальной миграции преобразующих растворов, местами возникали возможности и для их горизонтального перемещения (см. рис. 1).

Приведенный анализ строения и возможных условий образования, в том числе и вторичных изменений пород соленосной толщи центральной части Нивенской впадины, позволяет выявить закономерности размещения различных типов калийно-магневых солей и наметить участки возможного преобладания тех или иных их литолого-минералогических типов, что даст возможность более обоснованно подойти к компоновке рудной массы для технологического передела в процессе разработки калийно-магневых пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валашко М.Г.* Закономерности формирования месторождений солей. – М.: МГУ, 1962.
2. *Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З.* Калийные бассейны мира. – Минск: Наука и техника, 1988.
3. *Галицкий В.И.* Основы палеогеоморфологии. – Киев: Наукова Думка, 1980.
4. *Жарков М.А.* Палеозойские соленосные формации Мира. – М., 1974.
5. *Загородных В.А.* Минералогия древнекембрийского этажа осадочного чехла южной части Польско-Литовской впадины. – М.: Геоинформцентр, 2003.
6. *Зорин Л.М., Суббота М.И., Стадник Е.В.* Нефтегазоносная гидрогеология. – М.: Недра, 1982.
7. *Каменная и калийно-магневые соли Калининградской области / А.К.Вишняков, Р.Р.Туманов, Б.С.Чуприна и др. // Отечественная геология. № 4. 2011. С. 47–54.*
8. *Колодий В.В.* Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. – Киев: Наукова думка, 1975.
9. *Матусевич В.М.* Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. – М.: Недра, 1976.
10. *Минеральный состав галогенных пород центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна и условия их формирования / А.К.Вишняков, Г.А.Московский, О.П.Гончаренко и др. // Литосфера. 2016. № 4. С. 102–114.*
11. *Словари по геологии и нефти.* Изд.2. – Л.: Гостехиздат, 1958.
12. *Соннефелд П.* Рассолы и эвапориты. – М.: Мир, 1988.
13. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. III. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии

А.Н.БАРЫШЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Обсуждаются дискуссионные проблемы генезиса месторождений золота во флишеидных терригенно-сланцевых толщах и тектоники. Обосновывается осадочно-метаморфогенный генезис руд. Источник золота – осадки от размываемых рудоносных расслоенных базитовых массивов, внедрившихся при левосдвиговой трансенсии. Рудообразование происходило при региональном метаморфизме седиментогенного золота в зоне субдукции на краю конвективной ячей. Золото перераспределялось из областей выжимания в складчатые области нагнетания. Позже субдуцированные толщи извлекались и перемещались на север, образуя Байкало-Патомский шарьяж, перекрывающий Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы.

Ключевые слова: месторождения, золото, флиш, конвекция, метаморфизм, субдукция, шарьяж.

Барышев Александр Николаевич



khachatryan_g_k@mail.ru

Geologic position and genesis of Baikal-Patom gold deposits in connection with geodynamics of Central Asia

A.N.BARYSHEV

The controversial problems of flyschoid terrigenous shale strata tectonics and their gold deposits genesis are discussed. Sedimentary-metamorphic genesis of ore was substantiated. Gold sources were sediments of eroded mineralized mafic layered massifs intruded with sinistral strike-slip transtension. Mineralization occurred during regional metamorphism of sedimentogene gold in a subduction zone at the edge of a convective cell. Gold was redistributed from wringing out regions to push-fold supercharge areas. Subsequently, subducted sequences were extracted and moved to the north, where they formed Baikal-Patom nappe, which covered Stanovoy, Aldan shields and the edge of the Siberian platform.

Key words: ore deposit, gold, flysch, convection, metamorphism, subduction, nappe.

Золоторудные месторождения Байкало-Патомской территории играют ведущую роль в минерально-сырьевой базе золота России. Относительно их генезиса ведется дискуссия. К дискуссионным проблемам относятся природа и позиция источника золота и сопутствующих ему элементов, способы и геологическая структура путей их переноса от источника, время локализации и формирования руд, геодинамика и тектоника окружающей среды, определяющие региональный метаморфизм рудовмещающих толщ и современную позицию месторождений. Предполагаются разные способы седиментогенного накопления золота, извлечение его из пород и перераспределение при метаморфизме, а также разная оценка роли гранитоидного магматизма в дополнительном поступлении золота с магматогенными гидротермами [13]. Все эти вопросы, так или иначе, влияют на обоснованность прогнозных и поисковых критериев.

Золоторудные месторождения Байкало-Патомы расположены в регионально-метаморфизованных терригенно-сланцевых толщах докембрия. Месторождения представлены преимущественно залежами вкрапленных золотоносных сульфидов и прожилково-вкрапленных руд, а также золотоносными кварцевыми жилами и прожилками [9, 13].

В вопросе седиментогенного накопления золота преобладает точка зрения о связи его с гидротермально-осадочным процессом [6]. По мнению С.Г.Кряжева, доводом к этому может служить установленная им зональность изотопного состава серы в рудах месторождения Сухой Лог [15]. Вверх по стратиграфическому разрезу рудоносной пачки хомолхинской свиты увеличиваются значения $\delta^{34}\text{S}$ от +8,5 до +21,6‰ в обоих крыльях складки при нормальном и опрокинутом их залегании. Изменение состава трактуется как смешение «тяжелой» серы морской воды и «легкой», принадлежащей

эндогенным рудообразующим флюидам. Однако возможна и иная трактовка такой ситуации, если «легкая» сера поступала в бассейн не в эндогенных флюидах, а за счет механического переноса окисляемых сульфидов от размываемого эндогенного источника. Вверху осадка, находящегося ближе к поверхности морского дна, естественно, будет больше доля «тяжелой» серы морских сульфатов и сопутствующих брома и йода, определенных С.Г.Кряжевым.

Выводу о гидротермально-осадочном накоплении золота противоречит весьма рассеянный характер золотоносной сульфидной минерализации, отсутствие при этом метасоматических колонок кислотного выщелачивания с односторонней зональностью в лежащих боках стратоеидных рудных зон, подобно тому, как это имеет место в колчеданных месторождениях, образующихся на границе с геохимическим барьером в виде морской воды. Метасоматиты в околорудном пространстве Сухого Лога отмечаются, но они являются метаморфогенными. По В.Л.Русинову [15, с. 41], «...рудно-метасоматический процесс и стресс-сдвиговые деформации, вызывающие рассланцевание пород, *развиваются параллельно*» (курсив А.Н.Барышева).

На иное, не гидротермально-осадочное накопление золота указывают фациальная позиция месторождений в разрезе флишеидной надформации и общие геохимические особенности зон вкрапленных руд и осадков вмещающих свит [9]. Подавляющее большинство золоторудных месторождений располагается в терригенно-сланцевых толщах флишеидной надформации (комплекса) в большом стратиграфическом диапазоне рифея-венда, тяготея к определенным уровням и фациям (рис. 1). В рифейской части надформации выделяются крупные ритмы, каждый из которых объединяет по две свиты: 1) харлухтацкая – хайвергинская; 2) бугарихтинская – бодайбокская; 3) бужуихтинская – угаханская; 4) хомолхинская – имнянская; 5) аунакитская – вачская. В основании каждого ритма преобладают псефитовые и псаммитовые фации, которые выше сменяются псаммитовыми и пелитовыми, завершаясь существенно карбонатными (кроме верха последнего ритма). Низ ритма перед псаммит-псефитовыми фациями может начинаться алевроит-пелитовой пачкой, налегающей на карбонаты предшествующего ритма.

В венде при продолжении накопления флишеидной надформации резко возрастает поступление псефит-псаммитового материала в бассейн, практически исчезают известняки, за исключением илигирской свиты. Появляются обломки вулканитов, что позволяет рассматривать бассейн как гомолог желоба, окаймляющего островную дугу. В вендских толщах золото локализуется в большей мере в кварцевых жилах, в ущерб рудам вкрапленным.

Золоторудные месторождения, сложенные вкрапленными и прожилково-вкрапленными сульфидными рудами, приурочены к углеродистым псаммит-пелито-

вым фациям в каждом ритме, соседствуя с карбонатными фациями. Важно отметить, что рудоносные фации соответствуют «конденсированной» части разреза, куда поступал преимущественно тонкий терригенный и коллоидный (пелитовый) материал с тончайшим кластогенным золотом. Среди псефит-псаммитовых фаций, где золото при поступлении в бассейн могло интенсивно «разубоживаться» терригенным материалом, нет стратоеидных золоторудных тел. Нет таких и жил с золотом среди чисто карбонатных фаций. Иначе говоря, когда прекращалось поступление тонкого терригенного материала при исключительно хемогенном осадконакоплении карбонатов, отсутствовало и золото. Отсюда следует вывод, что золото и сопутствующие ему элементы поступали на дно бассейна не снизу в гидротермах, а со стороны.

Примечательны геохимические особенности месторождений и вмещающих их толщ. Золоту сопутствуют платиноиды. На тех же стратиграфических уровнях, что и золото, широко распространены железомagneзиальные карбонаты. Наиболее продуктивная хомолхинская свита с месторождением Сухой Лог обогащена ванадием [9]. Эти факты приводят к выводу, что источником золота и сопутствующих ему платиноидов, железа, магния, ванадия могли быть экзогенно-разрушаемые рудоносные тела базитов с золотопалладиевым медно-железо-ванадиевым оруденением. Такой рудно-формационный тип называется волковским. С Волковским массивом дунит-клинопироксенит-габбровой титаномагнетитоносной формации Платиноносного пояса Урала ассоциируют медь-железо-ванадиевое и значительное по масштабам золотопалладиевое оруденение [1]. К югу от Байкало-Патомы к фрагментам подобной рудоносной магматической формации могут быть отнесены раннепротерозойский Чинейский массив и другие тела.

Условия миграции золота от размываемого источника сопоставимы с условиями его поведения в зоне окисления золотосульфидных месторождений [18]. На основе обобщения экспериментальных и геологических данных было сделано заключение о наиболее вероятном переносе золота в комплексных соединениях при растворении в $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_2$. Как обоснованно считают многие исследователи, в восстановительную среду углеродистых алевроитовых и пелитовых осадков поступали комплексные соединения золота и сульфаты, которые подвергались сульфатредукции, давая сульфиды.

Железо и магний, поступающие в бассейн из тех же размываемых рудоносных базитовых источников, осаждались в виде карбонатов на широкой площади, что приводило к обогащению ими золотоносных стратиграфических уровней. При региональном метаморфизме эти карбонаты превратились в фенобластические бурые шпаты. Бурошпатизация обоснованно выдвигается А.И.Ивановым [13] в качестве сопутствующей золоту, однако трактуется как гидротермальная, а не



Рис. 1. Позиция золоторудных месторождений в ритмах рифей-вендской флишеидной толщи Байкало-Патома. На основе материалов [9, 13]:

преимущественные фации в ритмах: 1 – известняковые, 2 – глинистых известняков, 3 – песчаных известняков, 4 – брекчированных известняков, 5 – углеродистые алевро-пелитовые, 6 – алевроитовые, 7 – песчано-алевритовые, 8 – песчаные, 9 – псефит-псаммитовые; C_{орг} – содержание органического вещества по работе [5]

осадочно-метаморфогенная. Более локальное распространение золота, по сравнению с бурими шпатами, естественно связывать с локальностью размываемого рудного источника и узкими путями выноса золота в бассейн, по аналогии с Витватерсрандом, где золотосодержащие осадки на разных стратиграфических уровнях имеют потоковый (преимущественно пролювиальный и частично аллювиальный) генезис [12]. Золото там присутствует преимущественно как в цементе конгломератов, состоящих в основном из кварцевых галек, так и в слоях черных сланцев [19].

Рассеянный, не контрастный характер первичного поступления золота в бассейн в виде экзогенных пото-

ков, определяет одно из важных свойств месторождений в терригенно-сланцевых толщах, позволяющих относить их к крупнообъемному промышленному типу при соответствующих кондициях. Это же не дает оснований рассматривать глубинные разломы в качестве рудоконтролирующих структур и критерия прогноза и поисков месторождений золота этого типа.

Размытые базитовые источники золота, естественно, не сохранились. Однако общность состава сохранившихся разновозрастных гипербазит-базитовых массивов Байкало-Патома и окружающих указывают на существующую расслоенность базальтового слоя земной коры, откуда они поднимались, наследуя дифференци-

ацию этого слоя и повышенную щелочность. Это относится к архейскому Мускунахскому метагаббровому комплексу (хр. Кодар) с расслоенностью на зоны метапироксенит-габбро-норитовую, метагаббро-норитовую и метадiorитовую (по 300–600 м каждая). Комплекс содержит руды с пиритом, пирротином, халькопиритом, пентландитом, платиной, палладием [9]. К аналогичным комплексам относится упомянутый раннепротерозойский рудоносный Чинейский массив. Общие черты геологии массива, его латеральная неоднородность позволяют предполагать, что он является остатком фланга крупного деформированного лакколита, расслоенный комплекс которого внедрился в субсолидусном состоянии, аналогично лакколитах Платиноносного пояса Урала. В разрезе Чинейского массива выделяются три зоны. Верхняя и нижняя зоны сходны, сложены недифференцированными диоритами, монцодиоритами, габбродиоритами и лейкогаббро мощностью около 500 м каждая, причем в нижней присутствуют сульфидные руды с медью и платиноидами. Средняя зона представлена такситовыми расслоенными лейко- и мезократовыми габбро, габброноритами, габбро с массивными ильменит-титаномагнетитовыми рудами. Мощность зоны составляет 700–950 м [9]. Сходство нижней и верхней зон позволяет предположить их первоначальное единство, а позицию в массиве – результатом механизма внедрения. Механизм подобен перемещению гусеницы трактора или формированию фланга плюма. Подобным образом, как глубинные покровы пеннинского типа, образуются «срединные массивы» в геосинклиналях, по А.В.Пейве [16].

На окружающей территории повышенной щелочностью обладают и все последующие по возрасту базиты: позднерифейские кедровский (перидотит-анортит-габбровый), заоблачный (габбро-перидотитовый) расслоенные комплексы, вплоть до неоген-четвертичных базальтов (Удоканское вулканическое поле) [9]. Это отличает данные континентальные субщелочные базиты от нормальных базитов офиолитовой ассоциации, присущей океаническому типу земной коры с иным, колчеданным типом металлогении, при иной, спрединговой геодинамике.

О геодинамических условиях, способствующих формированию Чинейского и других массивов той же рудоносной формации, можно судить, исходя из особенностей трансформной сдвиговой зоны в пределах Монголо-Охотского пояса (рис. 2) [5]. В настоящее время здесь существует кулисообразная полоса левосторонних близширотных сдвигов, подходящих с востока к северному, а с запада к южному окончанию оз. Байкал, что отражено на всех геологических картах обзорного масштаба. К таким сдвигам относятся, в частности, нарушения вдоль рек Верхняя Ангара, Малый Енисей, Иркут. Озеро Байкал, а также серия параллельных ему хребтов и впадин Забайкалья, развиваются по механизму pull apart. Вдоль разломов в настоящее время фикси-

руются очаги землетрясений. Подобная трансформная сдвиговая геодинамика, как известно, реализуется за счет замедления вращения в ротационном поле Земли поднятых при гравитационной дифференциации сиалических масс [2], в данном случае Сибири относительно масс, расположенных южнее. Именно постоянство действия ротационных сил Земли обеспечивает периодическую реализацию декомпрессии (при транстенсии), частичное плавление и подъем базитовых масс. Учитывая то, что кратонизация фундамента Сибирской платформы наступила в раннем протерозое [20], есть основание полагать, что уже в это время ротационные силы Земли обеспечивали возможность существования обстановок транстенсии в полосе, близкой к Кодарскому разлому. Это способствовало периодическому формированию лакколитов и лополитов дунит-пироксенит-габбровой формации. Их размыв, очевидно, начался в борту линейного бассейна типа pull apart. В рифее на геодинамику территории стало существенно влиять развитие Северо-Китайской конвективной ячейки, что привело к перерастанию бассейна pull apart в тип, аналогичный преддуговому желобу.

Седиментогенное золото – всего лишь предпосылка к преобразованию его в руды промышленных месторождений в углеродисто-терригенно-сланцевых толщах. Один из главных факторов образования руд – это перераспределение седиментогенного золота при региональном динамо-термальном метаморфизме. Его геодинамическая и геологическая сущность применительно к рассматриваемым месторождениям понимается по-разному. В.А.Буряк [6], А.И.Иванов [13] рассматривают его как наложенный на складчатость, сопутствующий гранитизации. К главной причине регионального метаморфизма авторы относят субдукцию и вызванный ею стресс, приводящий к развитию кристаллизационной сланцеватости, чередованию областей пластического выжимания и компенсирующего нагнетания, что сопровождается образованием складок [4]. Пластическому течению на разном масштабном уровне поддаются в первую очередь флюидонасыщенные и углеродистые массы пониженной вязкости. Кварцевые жилы образуются, главным образом, за счет флюидов, мигрирующих из областей выжимания, и локализуются в трещинах и в областях нагнетания. Нагнетание происходит, прежде всего, в призматические части антиклинальных складок, формирующихся в это время. Яркий пример тому – структура месторождения Сухой Лог [18].

Для обоснования взаимосвязи субдукции, регионального метаморфизма, особенностей тектоники Байкало-Патома, позиции месторождений в единой системе, напомним основы ячейистой конвективной геодинамики и ее краевых эффектов, что подробно изложено в [2, 4]. Математическая модель деформаций слоистой толщи на разных этапах конвективного процесса разработана М.А.Гончаровым [7]. Петрология, структурно-



Рис. 2. Позиция структурных элементов Байкало-Патома на стыке Сибирской и Северо-Китайской конвективных ячеей Центральной Азии. На геологической карте Евразии масштаба 1:5 000 000:

I, II – центральные части областей ячейистой мантийно-коревой конвекции, проявленной: I – в раннем протерозое (Сибирская ячей), II – в рифее–раннем палеозое (Северо-Китайская ячей); БПШ – Байкало-Патомский шарьяж; разломы вдоль зон тектонических сдвигов: К – Кодарский, Ж – Жуинский (стрелками показаны направления сдвиговых перемещений); тектонические блоки архей-раннепротерозойских толщ: 1 – Чуйский, 2 – Тонодский, 3 – Нечерский; ЧН – Чинейский габброидный массив

геологическое, литологическое, геохимическое, геохронологическое, термодинамическое тестирование такой модели для докембрийской континентальной коры охарактеризованы Л.Л.Перчуком [17].

Конвекция реализует гравитационную дифференциацию масс Земли. При большой вязкости (практически твердых) масс она возможна в ячейках с поперечником в

несколько сотен – первые тысячи километров. Модель ячейистой конвекции (рис. 3) включает: а) извлечение (эдукцию) глубинных масс восходящим потоком, формирующим плюм в центре ячейи; б) растекание плюма с отжиманием сиала на периферию (зона обдукции); в) зону субдукции – как нисходящие под плюм массы в виде сжатой синклинали, которая при приближении к

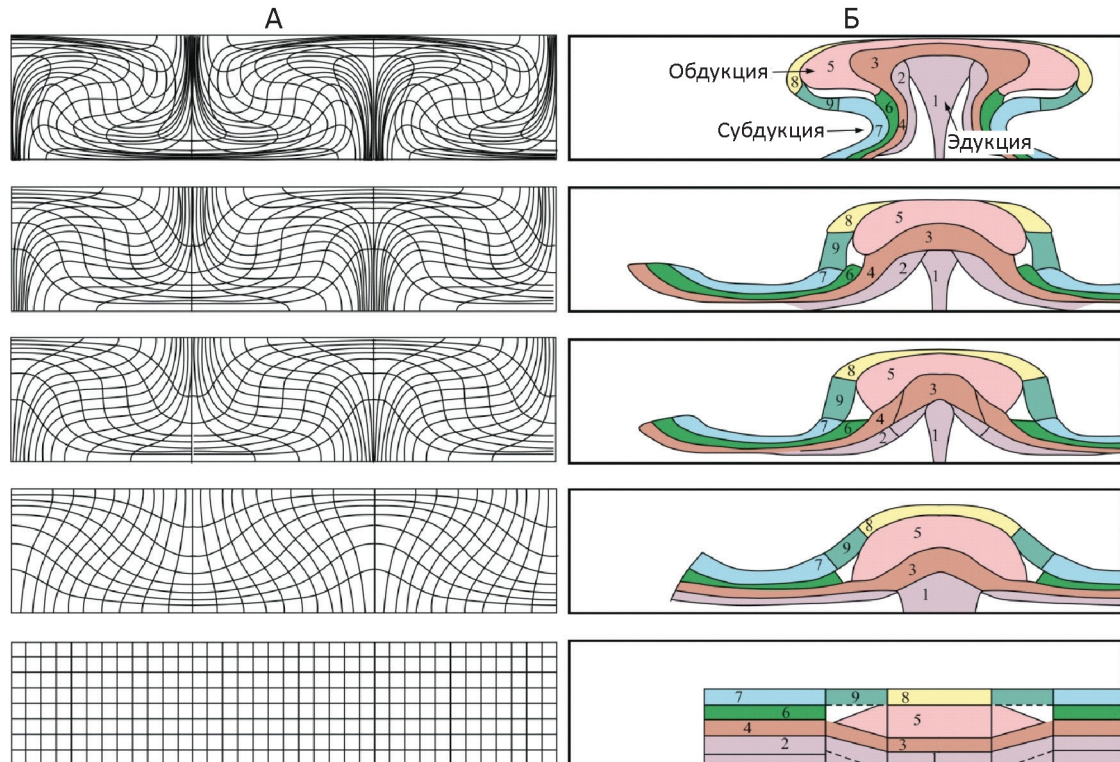


Рис. 3. Модель ячеистой конвекции и преобразования литосферы:

А – математическая модель последовательного развития деформаций слоистой среды при ячеистой конвекции по работе [7]; Б – геологическая модель со слоями древней литосферы континентального (1, 3, 5, 8) и океанического (2, 4, 6, 7) типов, нанесенными на модель А; слои: 1–2 – мантии, 3–9 – коры: 3–4 – габбро-базальтоидные («базальтовый слой»), 5 – гранит-метаморфический, 6 – эффузивных базальтов, 7–8 – осадочные, 9 – переходных фаций шельфа

центру ячеи в последующие фазы конвекции может извлекаться вверх и далее обдукцироваться на периферию, образуя шарьяжи, перекрывающие зону б. В древних ячеях обдукцированный сиаль (периферия зоны б) соответствует щитам, например, Анабарскому и Алданскому по периферии Сибирской ячеи (см. рис. 2). Крупные конвективные ячеи на картах обзорного масштаба ярко выражаются дугообразными поясами орогенных структур или островных дуг по периферии и депрессиями в центре. Тип земной коры в центре ячеи может быть океаническим и субокеаническим (Тирренское море), континентальным (Эгейское море, центр Малой Азии с впадиной оз. Тус, Яно-Колымская ячея, обрамляемая Верхоянским орогеном).

Особенно важно подчеркнуть, что субдукция на краю ячеи осуществляется не в виде плоской плиты, а в форме сжатой синклинали. Подтверждением этой закономерности служит извлеченная из глубин в виде сжатой синклинали метаморфизованная офиолитовая ассоциация на востоке Кубы [4, рис. 9]. Другой пример – сужающееся вниз поле очагов землетрясений, по которому выделяется зона субдукции, обрамляющая Ку-

рильскую островную дугу [11, рис. 7]. Третий пример – развитие синклиналей по краям диапиров в многочисленных тектонофизических экспериментах, проведенных Х.Рамбергом. Именно в субдукционной синклинали и осложняющих ее дополнительных складках осуществляется расплющивание толщ при глубинных температурах с участием горной влаги (метаморфогенных гидротерм), образование кристаллизационной сланцеватости пород, областей выжимания и нагнетания, что характеризует региональный динамо-термальный метаморфизм.

Новый фактический материал, отраженный на геологических картах третьего поколения [8–10], при рассмотрении его с позиций основ конвективной геодинамики дает возможность подойти к решению ряда дискуссионных проблем общей тектоники, необычных структурных особенностей месторождений Байкало-Патома.

К дискуссионным относятся раннепротерозойский возраст и тектоническая позиция михайловской свиты, которая в Тонодском блоке вмещает крупное месторождение золота Чертово Корыто, а также ее возраст-

ные соотношения с подстилающей албазинской свитой (рис. 4). Их состав и типы руд близки к упомянутым выше свитам рифея. Раннепротерозойский возраст определен косвенным образом по наличию на отдельных интервалах экзоконтакта Амандракского гранитоидного массива тонкозернистых пород кварц-турмалинового состава с роговиковой структурой, которые отнесены к михайловской и албазинской свитам [9]. Кроме того подобные роговики показаны на карте [10] фрагментарно в поле контакта гранитоидов с породами пурпольской и харлухтахской свит рифея. Возраст всего Амандракского массива, тем не менее, считается раннепротерозойским на основании определений изотопного возраста цирконов из других (Кевактинского, Ченчинского) массивов чуйско-нечерского комплекса. Вместе с тем отмечается, что выделение чуйско-нечерского комплекса условно и требует дальнейшего изучения. В него объединены разнотипные и разновозрастные гранитоиды [9]. Большинство гранитоидов чуйско-нечерского комплекса относится к калиевой серии и имеет редкометалльную специализацию. Состав гранитоидов Амандракского массива неоднороден. Одна часть образована плагиогранитами, с которыми связаны кварц-турмалиновые роговики, другая гранитами биотитовыми, амфибол-биотитовыми, в которых микроклин преобладает над альбит-олигоклазом, как в Кевактинском массиве. Значительная часть контактов Амандракского массива с албазинской свитой не имеет роговиков [10]. Иначе говоря, раннепротерозойский возраст роговиков, как и возраст албазинской и михайловской свит, нельзя признать вполне обоснованным.

Дискуссии и их возрастные соотношения. В рудном поле месторождения Чертово Корице смена общей ритмичности свит больше соответствует их перевернутому залеганию. Верхняя часть михайловской свиты состоит из полевошпатовых, реже кварцевых метапесчаников с подчиненным количеством сланцев. Средняя часть представлена полевошпат-кварцевыми мелко-среднезернистыми метапесчаниками и слюдисто-хлоритовыми метаалевролитами. Нижняя часть сложена в основном углеродистыми черными кварцево-слюдистыми сланцами, которые переслаиваются с мелкозернистыми метапесчаниками. В залегающей под ними албазинской свите верхняя часть представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками, чередующимися с углеродистыми биотит-мусковитовыми сланцами, а в нижней части свиты резко преобладают сланцы, причем слои метапесчаников подчинены [9]. Наконец, весьма примечательно положение месторождения Чертово Корице и сопровождающих его рудопроявлений [13]. Все они занимают стратиграфический уровень михайловской свиты, в котором преобладают углеродистые кварцево-слюдистые сланцы, однако в отличие от других аналогичных месторождений Бодайбинского района сосредоточены у замыкания синклинали, а не антиклинали. Однако если возрастная последователь-

ность свит, как показано выше, иная, то месторождение окажется как обычно в замке антиклинали, но перевернутой.

Дискуссионны существующие представления о структуре, по которым территория трактуется как Бодайбинский синклинирий, обрамляемый дугой, состоящей из орогенных поднятий: Чуйского, Тондского, Чипикетского и Нечерского, сложенных наиболее древними толщами. Геологические карты третьего поколения показали, что во вскрытых реками тектонических окнах под архей-раннепротерозойскими толщами, например, в окнах Чипикетского блока присутствуют рифейские толщи (см. рис. 4) [10]. Кроме того, выделенный на карте пологий синформный тектонический блок складчатых рифейских толщ с анангской свитой венда в центре, на северо-западе непосредственно сменяется Чипикетским блоком, основание которого имеет падение под него. То есть Чипикетский блок расположен в ядре синформы, где она расширяется за счет погружения. Более того, Г.Л.Митрофанов [9] отмечает, что упомянутые блоки древних пород в гравиметровом поле практически не прослеживаются, что может косвенно указывать на их небольшую мощность и пластиноподобную форму, что подтверждается сейсмическими данными. Аналогично этому, судя по космическому снимку [13], на севере Нечерского блока нижние границы Окаевского и Истанахского гранитоидных массивов имеют пологие залегания, не согласующиеся с представлением о гранитокупольной их структуре, рвущей протерозойские толщи. На вероятную шарьяжную природу ряда контактов между толщами на Байкало-Патомской территории указывает наличие олистостромоподобных «пудинговых» конгломератов [8]. Некоторые из них содержат валуны гранитоидов, неизвестных среди окружающих нижнепротерозойских толщ, то есть не соответствуют представлению об их образовании за счет разрушения плечей грабенов, пересекающих Тондский блок [13]. Все это приводит к выводу о том, что дугообразно размещенные крупные блоки древних пород не отражают антиклинные поднятия, как это принято считать.

К иному толкованию генезиса структуры и общей тектонической позиции Байкало-Патомского блока в Центральной Азии приводит анализ вергентности складок рифей-вендских толщ. На территории, относимой в схемах тектонического районирования к внутренней зоне Бодайбинского синклинория, в рифей-вендских толщах интенсивно развиты лежащие складки с южной вергентностью их осевых поверхностей. Это подчеркивалось разными исследователями [13] и связывалось с раздавливанием толщ над ядрами гранитоидных куполов и тектоническим растеканием в стороны. Однако близширотное простирание этих складок в большинстве случаев не согласуется с простиранием дугообразно размещенных блоков дорифейских толщ. Это не позволяет рассматривать происхождение данной

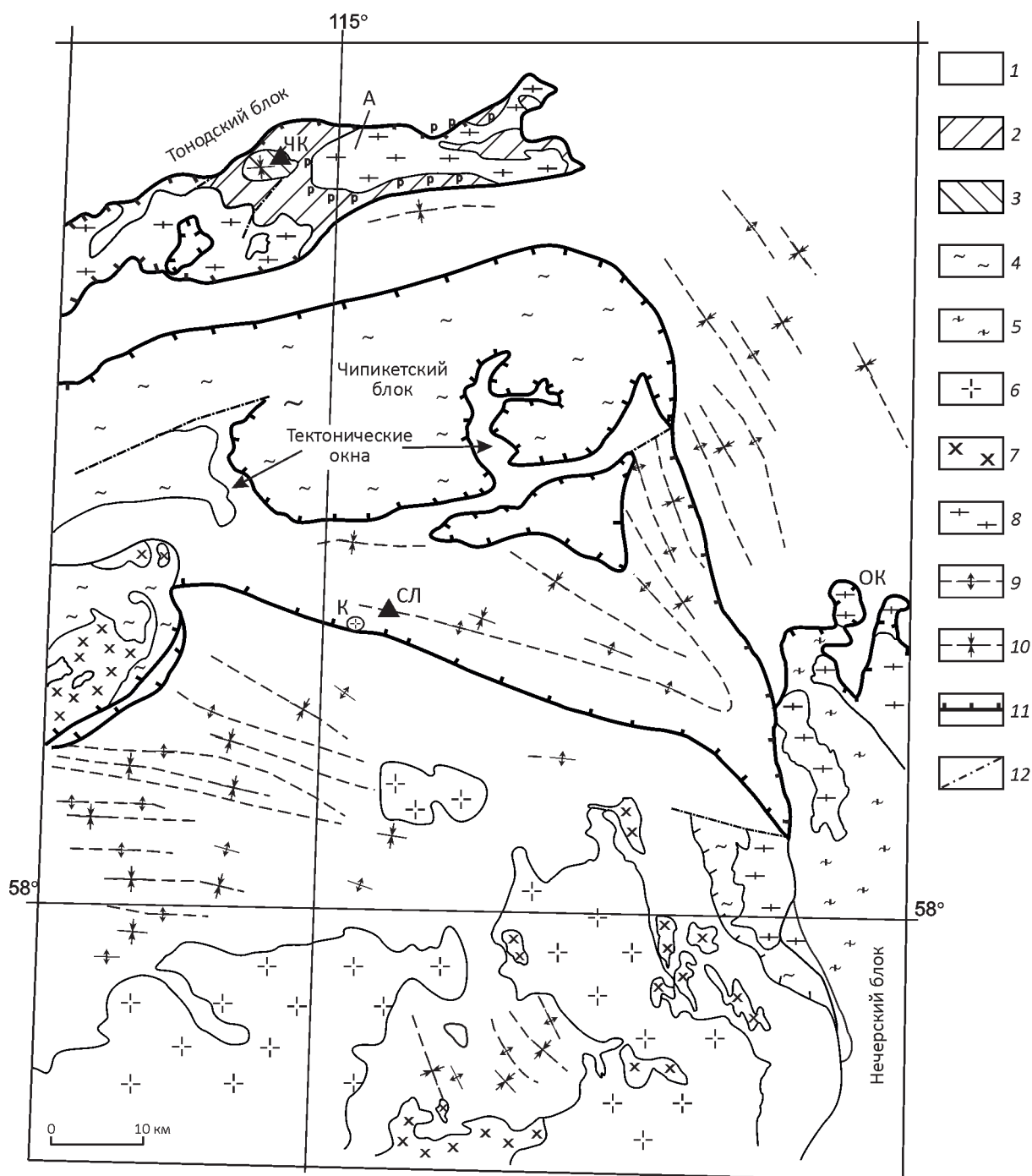


Рис. 4. Схема геологической структуры Байкало-Патомской территории. На основе работы [10]:

1 – флишидная надформация рифея–венда без расчленения; 2–3 – свиты проблематичного возраста: 2 – албазинская, 3 – михайловская; 4 – метаморфические толщи раннего протерозоя–архея (?); 5 – то же с массивами раннепротерозойских гранитоидов; 6–8 – гранитоидные комплексы: конкудеро-мамаканский C_{2-3} , 7 – мамский О–S, 8 – чуйско-нечерский раннего протерозоя; оси: 9 – антиклиналей, 10 – синклиналей; 11 – основание шарьяжей; 12 – крутопадающие разрывы; золоторудные месторождения: СЛ – Сухой Лог, ЧК – Чертово Кoryто; интрузивные массивы: А – Амандракский (р – связанные с ним роговики), ОК – Окаевский, К – Константиновский шток

складчатости с поднятиями блоков, которые, как показано выше, не являются антиклинорными. Вместе с тем складки внешней зоны, дугообразно обрамляющие эти блоки, близки к ним по простиранию, имеют вергентность, направленную от дуги, сопровождаются надвигами в том же направлении [8].

Все отмеченные особенности складчатости в сумме с региональным метаморфизмом рифей-вендских толщ, данными о типе вендского бассейна осадконакопления, подобного преддуговому желобу, позволяет сделать заключение о связи этих структур и явлений с зоной субдукции на краю Северо-Китайской конвективной ячеи, с последующим извлечением метаморфизованных толщ и шарьированием их на край Сибирской платформы.

Процессы и соответствующие структуры, с учетом перечисленных выше фактов, развивались в следующей последовательности.

Субдуцирование рифей-вендских толщ происходило с севера под блок Становика, так как Сибирская ячея была стабилизирована уже в раннем протерозое. Начало субдукции можно датировать концом рифея или вендом, когда в желоб стали поступать обломки вулканитов. То есть субдукция осуществлялась, как обычно, под вулканическую дугу. В зоне субдукции пластические течения идут определенным образом, расплющивая толщ и выжимая их от замка погружающейся синклинали (рис. 5, А). Образующиеся дополнительные метаморфогенные складки имеют две важные особенности. Во-первых, даже при погружении субдукционной синклинали в дополнительных складках наиболее подвижные массы пониженной плотности и вязкости (рудоносные флюиды, углеродистое вещество) устремляются вверх, в сводовые части антиклиналей, а не днище синклинали, где вещество стремится вниз. Во-вторых, в обоих крыльях субдукционной синклинали вергентность дополнительных складок обращена к ее осевой поверхности в направлении от замка. То есть ориентировка осевых поверхностей дополнительных складок подобна ориентировке веерообразного кливажа, сопровождающего главную складку – субдукционную синклинали. При извлечении субдукционной синклинали из недр (см. рис. 5, Б) и последующем сползании ее на край Сибирской платформы бывшая вергентность дополнительных складок в толщах нижней части шарьяжа сохраняется, но при повороте толщ становится южной (см. рис. 5, В). В случае сохранности фрагментов верхней части шарьяжа метаморфогенные складки в нем будут иметь северную вергентность, а рудоконтролирующие антиклинали окажутся перевернутыми и похожими на синклинали. К подобной ситуации, вероятно, относится складчатая структура месторождения Чертово Кoryто. К этому добавим, что в фундаменте островных дуг и краевых поясов (подобно рис. 5, Б) часто формируются плагиограниты. К таким плагиогранитам может принадле-

жать та часть гранитоидов Амандракского массива, которая вызывает ороговикование пород, относимых к толщам, вмещающим месторождение Чертово Кoryто. Их возраст, вероятнее всего, не раннепротерозойский, а моложе.

Нахождение рифей-вендских толщ в зоне субдукции, региональный метаморфизм и начало их извлечения вверх, очевидно, отвечает венду и раннему кембрию. Извлечение происходило южнее Станового блока, а шарьирование – на Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы. Процесс шарьирования, очевидно, растянулся до силура-раннего девона, так как совместно со складчатой деформацией толщ фронта шарьяжа деформировались аналогичным образом кембрий-ордовикские толщ Сибирской платформы, расположенные восточнее Жуинского разлома. Вверху шарьяжа перемещались на север толщ Чуйского, Тондского, Чипикетского, Нечерского блоков. Главный Байкало-Патомский шарьяж осложнен рядом надвигов с амплитудами до десятков километров, например, в Чуйском блоке [8]. Наличие частных надвинутых блоков, неоднозначность трактовки природы «пудинговых конгломератов» в качестве олистостромовых толщ либо иных образований затрудняют точное определение границ фронта Байкало-Патомского шарьяжа.

Развитие шарьяжей, дугообразно огибающих периферию конвективных ячеей, – явление закономерное. Это подтверждают примеры поясов Альп, Карпат, Кубы, Урала на периферии крупных ячеей соответственно Миланско-Венецианской, Паннонской (Венгерской), Карибской, Западно-Сибирской и Казахстанской [2, 4, 16]. Геодинамика субдуцирования раннепалеозойских комплексов Полярного Урала под его восточную окраину в связи с развитием Западно-Сибирской ячеи, последующее извлечение этих комплексов и шарьирование их на Харбейский блок метаморфических пород, а далее всех вместе на край Восточно-Европейской платформы [3], носит сходные черты с описанной ситуацией Байкало-Патома.

Крупные ячеи, как правило, сопровождаются более мелкими ячеями, например, Казахстанская – Тенгизской, Северо-Китайская – Далайнорской (названия по впадинам в центре ячеей). Последней ячеей, вероятно, соответствуют ограниченные размеры ширины Байкало-Патомского шарьяжа. Ограничение шарьяжа может быть связано и с тем, что восточнее Жуинского разлома извлеченные из глубины (по модели рис. 5, Б) золотоносные толщ размывались. Результатом этого могли стать продукты кор выветривания, переотложенные к северу близмеридиональными потоками, ныне фиксируемые в карстах нижнекембрийских карбонатных пород на золоторудном месторождении Кураных.

Надвигание шарьяжей приводит к гравитационной неустойчивости. Через определенный промежуток времени неустойчивость реализуется подъемом нагретых глубинных масс с развитием метасоматических «позд-

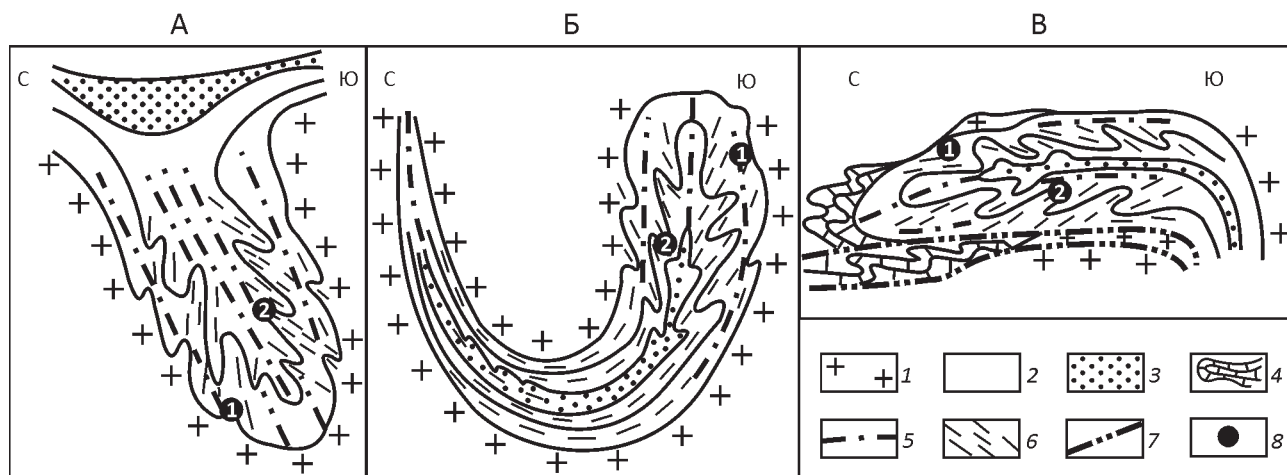


Рис. 5. Геодинамическая схема субдукции, сопровождаемой складчатостью и региональным метаморфизмом золотоносных рифей-вендских толщ, их последующей эдукции и шарьирования на край Сибирской платформы:

А – субдуцирование рифей-вендских толщ, накопленных в преддуговом желобе, сопровождаемое развитием дополнительных складок, кристаллизационной сланцеватости, региональным метаморфизмом (венд); Б – эдукция (извлечение из глубины) субдуцированных толщ (кембрий–силур) – модель формирования фундамента раннего орогена, или краевого пояса; В – шарьирование извлеченных из глубины толщ на край Сибирской платформы (силур–девон); 1–3 – метаморфизованные толщи: 1 – архей-протерозойские, 2 – рифейские, 3 – вендские; 4 – неметаморфизованные кембрий-раннесилурийские толщи Сибирской платформы; 5 – основная кристаллизационная сланцеватость слоистости и осевой поверхности складок зоны субдукции, создающая расслоенность, способствующую тектоническому течению; 6 – кристаллизационная сланцеватость дополнительных метаморфогенных складок; 7 – основание Байкало-Патомского шарьяжа; 8 – месторождения: 1 – Чертово Кoryто, 2 – Сухой Лог

неорогенных» S-гранитов. В фанерозойских поясах (Урал, Кавказ) такой промежуток составляет порядка 80 млн. лет [2]. При меньшем промежутке, например 55 млн. лет, до настоящего дня на Кубе подобные граниты еще не образовались. Однако и без них на кубинском острове Хувентуд (Пинос) золоторудное месторождение Делита в среднеюрской терригенно-сланцевой толще, метаморфизованной около 65 млн. лет тому назад, обладает всеми чертами, свойственными рассмотренному типу месторождений [2]. На Байкало-Патомской территории такие граниты относятся к конклюдеро-мамаканскому комплексу граносиенит-гранитовому C_{2-3} , изотопный возраст минералов которого попадает в интервал 340–282 млн. лет [9]. Это согласуется с раннепалеозойским возрастом предшествующего шарьяжа. Граниты комплекса не являются золотоносными, но могут частично регенерировать и омолаживать руды. К таковым могут относиться гранитоиды Константиновского штока вблизи месторождения Сухой Лог.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Генезис золоторудных с платиноидами месторождений Байкало-Патомского нагорья в терригенно-сланцевых толщах рифей–венда является осадочно-метаморфогенным. Золото в бассейн осадконакопления поступало в потоках на стратиграфиче-

ские уровни псаммит-пелитовых фаций флишеидной надформации при размыве рудоносных расслоенных гипербазит-базитовых массивов. В руды оно преобразовалось при региональном метаморфизме.

2. Генезис руд и тектоническая позиция месторождений определялись сочетанием двух главных геодинамических обстановок: до рифея – трансформной геодинамикой в Монголо-Охотском поясе, а в рифей–палеозое – краевыми эффектами ячейистой конвекции. Трансформная геодинамика способствовала внедрению дорифейских рудоносных расслоенных гипербазит-базитовых массивов как источников экзогенного накопления золота и платиноидов во флише. Конвективная геодинамика обеспечила: а) образование преддугового желоба, в котором накапливался флиш, б) субдуцирование пород флиша на юг в виде сжатой синклинали и их расплющивание, региональный метаморфизм, образование дополнительных метаморфогенных складок, в) метаморфогенное перераспределение седиментогенного золота из областей выжимания в области нагнетания с образованием руд в присводовых частях дополнительных антиклинальных складок и кварцевых жил в трещинах, г) последующее извлечение к югу от Становика из глубины метаморфизованного флиша и его фундамента, слагавших до этого синклиналиобразную зону субдукции, д) шарьирование извлекаемых масс на

Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы (образование Байкало-Патомского шарьяжа). Чуйский, Тонодский, Чипикетской, Нечерский блоки дорифейских гранитоидов и метаморфических толщ составляют пластины верха шарьяжа, а не ядра орогенных поднятий, как принято считать.

3. Отмеченные условия образования руд и рудоносных структур должны учитываться в качестве критериев на прогнозных картах. Для каждого рудоносного стратиграфического уровня следует составлять структурные схемы в изогипсах до определенных глубин. На них должны выделяться призматические части метаморфогенных складок в качестве геолого-структурного критерия при выделении территорий, где целесообразна постановка геологоразведочных работ с целью оценки прогнозных ресурсов. Современная аллохтонная позиция месторождений в Байкало-Патомском шарьяже не дает оснований рассматривать глубинные разломы как рудоконтролирующий фактор. Гранитоиды конклюдеро-мамаканского комплекса среднего-позднего карбона также не имеют отношения к накоплению и локализации руд.

4. В перспективную оценку Байкало-Патомской территории на золото в терригенно-сланцевых толщах должны быть включены площади под аллохтонами раннепротерозойских толщ. Это может привести к существенному повышению оценки металлогенического потенциала золота данной территории, если учесть, что в обстановке Витватерсранда на юге Африки золото приобрело практический интерес на глубине до 4,5 км от поверхности.

Автор отдает себе отчет в том, что многие положения статьи продолжают оставаться дискуссионными, особенно те, которые кардинально отличаются от общепринятых взглядов на тектонику Байкало-Патомской территории и на природу зон субдукции, определяемой конвективной геодинамикой. Они «находятся в русле» общего научного подхода, сформулированного французским философом-материалистом Клодом Гельвецием (1715–1771): «Знание некоторых принципов легко возмещает незнание некоторых фактов». Основные положения требуют дальнейшего обсуждения, поскольку, как говорил нобелевский лауреат академик П.Л.Капица: «Наука кончается там, где кончается дискуссия!».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
2. Барышев А.Н. Тектоника, геодинамика и металлогения Полярного Урала // Руды и металлы. 2007. № 1. С. 24–33.
3. Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. – М.: Новый хронограф, 2013.
4. Барышев А.Н. Геодинамика Байкало-Патомского нагорья, определяющая генезис и тектоническую позицию докембрийских золоторудных месторождений // Мат-лы 48 (XLVIII) тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ», 2–6 февраля. – М., 2016.
5. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона / В.К.Немеров, А.М.Станевич, Э.А.Развозжаева и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.
6. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998.
7. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1978.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2012.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2007.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Лист О-50 – Бодайбо. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2010.
11. Добрецов Н.Л., Кулаков Ю.И., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1633–1661.
12. Елисеев В.И. О происхождении золотоуранового месторождения Витватерсранд (ЮАР) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 66–73.
13. Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
14. Изотопная геохимия и геохронология габброидов Волковского массива на Урале / Е.В.Аникина, А.А.Краснобаев, Ю.Л.Ронкин и др. // Геохимия. 2014. № 2. С. 99–123.
15. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / В.Л.Русинов, О.В.Русинова, С.Г.Кряжев и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.
16. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–23.
17. Перчук Л.Л. Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы // Вестник московского университета. Сер. геол. 2004. № 5. С. 26–36.
18. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений // В.М.Крейтер, В.В.Аристов, И.С.Волынский и др. – М.: Госнаучтехиздат, 1958.
19. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР – исследования с помощью электронного микроскопа // Э.Л.Школьник, Е.А.Жегалло, Л.И.Герасименко, Ю.В.Шувалова. – М.: Эслан, 2005.
20. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001.

Металлоносность нефтей, генетический аспект

М.А.ЛУРЬЕ (Иркутский государственный университет (ИГУ); 664003, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 126)

Рассмотрены возможные источники металлов (V, Ni) и пути их проникновения в нефтяные системы. Сделан вывод, что представления о попадании металлов из биологических структур, а также из окружающих нефть горных пород и водных растворов недостаточно согласуются с имеющимися данными о металлоносности нефтей. Предложено считать одним из источников «нефтяных» металлов глубинные углеводородные металлсодержащие флюиды, в результате эволюции которых образуется углеводородная система, содержащая металлы. Последние благодаря своим физико-химическим и каталитическим свойствам играют существенную роль в формировании геохимического типа нафтидов.

Ключевые слова: нафтиды, источники металлоносности, геохимический тип нафтидов.

Лурье Михаил Абрамович



miklur@rambler.ru

Metal content of oils, a genetic aspect

M.A.LUR'É

Possible sources of metals (V, Ni) and ways of their penetration to oil systems are discussed. It is concluded that ideas about biological structures as well as rocks surrounding oils and aqueous solutions as sources of metals insufficiently agree with the available data on metal content of oils and do not correlate with the relationship between the metal content. It is assumed that one of the main sources of «oil» metals is deep hydrocarbon metal-containing fluids, the evolution of which leads to the formation of hydrocarbon system containing metals. Owing to its physical-chemical and catalytic properties, this system plays an essential role in the formation of geochemical type of naphthides.

Key words: naphthides, sources of metal content, geochemical type of naphthides.

Металлоносные нафтиды представляют собой крупномасштабную сырьевую базу для извлечения ценных, промышленно важных металлов, в частности ванадия. Особенно высока технико-экономическая целесообразность использования для этой цели гудронов, асфальтитов и нефти с ураганными концентрациями этого металла. Мировые потенциальные ресурсы ванадия в тяжелых нефтях и битумах оцениваются ~125 млн. т, а в добываемой обычной нефти – 20 млн. т [25]. Например, только в нефтях Бузачинской нефтегазоносной области (Казахстан) сосредоточено 40343 т ванадия [18]. Помимо указанного направления практического использования металлоносности нафтидов, важное значение этот показатель имеет для изучения их генезиса. Необходимо выяснить, являются металлы лишь примесями (спутниками), попавшими в углеводородную систему в некотором количестве на той или иной стадии ее эволюции или они, находясь в составе источников нафтидов, благодаря своим физико-химическим свойствам взаимодействуют с другими компонентами этих источников и придают нафтидам определенный геохимический облик. С этой целью представляет ин-

терес выявление источников металлов, механизмов их «встраивания» в углеводородную систему и взаимодействия с ее компонентами, исследование качественного и количественного состава металлсодержащих структур, закономерностей взаимосвязи металлоносности с другими показателями, а также пространственного расположения нафтидов с тем или иным количеством металлов.

Одна из главных особенностей и характеристик металлоносности нефтей – площадная изменчивость концентрации металлов и прежде всего основных их представителей (V, Ni). По данным, приведенным в работе [25], наибольшие содержания ванадия обнаружены в месторождениях Южно-Таджикской впадины (до 700 г/т), Волго-Уральского региона (до 500–800 г/т), Прикаспия (~250 г/т) и Центрально-Приобского региона. Высокие содержания V выявлены также в ряде нефтей Казахстана (>200 г/т), а высокие содержания Ni характерны для Пермской области (до 170–255 г/т), Прикаспия (130 г/т) и Уральских провинций [25]. Высокие содержания как V, так и Ni обнаруживаются, прежде всего, в тяжелых нефтях и битумах Венесуэлы,

Западной Канады (V до 600–1400 и Ni до 100–200 г/т), а минимальные концентрации V и Ni характерны для нефтей Днепровско-Припятской впадины (до 2 г/т) [25]. Низкими содержаниями V и Ni отличаются в целом многие нефти Западной Сибири, содержание V в которых изменяется от 1,05 до 73, а Ni от 1,3 до 44 г/т. Относительно низкие содержания V и Ni наблюдаются в нефтях большинства месторождений США (от 8 до 70 г/т). Характерным для металлоносности нефтей является тот факт, что основные количества V и Ni сосредоточены в нефтях с резко повышенной металлоносностью [25]. Это означает, что количество нефтей с высокой металлоносностью гораздо больше остальных, что и подтверждается в действительности [20]. Площадная изменчивость металлоносности, а также других показателей выявлена при изучении различных типов нефтей Урало-Поволжья [16]. Например, для Девонского типа концентрация V составляет 0,88–279 г/т, Ni 0,44–50 г/т, S 0,03–4,9% асфальто-смолистых компонентов (АСК) 2,0–18,5%, плотность изменяется от 0,770 до 0,918 г/см³, а выход бензиновой фракции колеблется в пределах 7–48%. Чем более тяжелая нефть, тем выше в ней концентрации V, Ni и S и меньше легких фракций. При этом в легких нефтях асфальтены вовсе могут отсутствовать. Очевидно, предполагаемая латеральная миграция нефтяного вещества [21] очень незначительна, иначе она приводила бы к нивелированию площадной изменчивости состава нефтей.

В Западной Сибири при исследовании нефтей основных продуктивных комплексов [6] в пределах каждого из них обнаружена площадная концентрическая зональность состава. В направлении от центров, где расположена наиболее тяжелая нефть с высоким содержанием V, других металлов, серы и АСК, к периферии с уменьшением содержания этих компонентов увеличивается содержание легких фракций и газа. В частности, плотность изменяется от >0,89 до <0,83 г/см³, содержание S от >1,5 до <0,25%, а газовая составляющая, напротив, увеличивается от <100 до >300 м³/т. Таким образом, структура этих продуктивных комплексов имеет единый характер с ярко выраженной закономерностью. Нефти с более высокими содержаниями металлов, серы и АСК центральных областей комплексов окаймлены облегченной (с меньшим количеством металлов) низкосернистой, обогащенной газом нефтью. Налицо тенденция к повторению набора устойчивых структурных узоров с соблюдением закономерных связей металлоносности, сернистости и количества АСК. При этом более масштабные скопления нефти сосредотачиваются в центральных частях комплексов этой нефтегазоносной провинции [12].

Многочисленные сведения о металлоносности нефтей [13, 25] указывают на отчетливое усиление ее в направлении к поверхности Земли. Это сопровождается утяжелением нефти и увеличением концентраций АСК и серы. В частности, исследования нефтей Урало-

Поволжья [16] подтверждают указанные закономерности. Самые легкие нефти с низким содержанием металлов, серы и АСК расположены в наиболее погруженной части Бузулукской впадины. При этом нефти, более богатые металлами, тяжелые с соотношением V/Ni >1 (ванадиевые) располагаются на средних и небольших глубинах (до 2,5 км), а никелевые (Ni >V) – легкие, с низким содержанием металлов, серы и АСК расположены дальше от поверхности Земли. Основные количества V и Ni сосредоточены в АСК [25].

На более глобальном уровне на примере нефтегазоносных бассейнов (НГБ) многих стран обобщены данные об изменчивости металлоносности и изложены возможные причины этого, заключающиеся в следующем [21]. Накопление металлов происходит при попадании нефти в зоны гипергенеза, активизируемого восходящими движениями в НГБ. Движущей силой вертикальных движений является геодинамическая активность. Нефти подвергаются выветриванию, биохимическому и химическому окислению, вымыванию водами, биodeградации и осернению. Обогащение металлами может происходить как без дополнительного их привноса в первично обогащенные или обедненные металлами нефти, так и за счет дополнительного обогащения, которое совершается в результате сорбции металлов асфальто-смолистыми компонентами из подземных вод. Гипергенные процессы на путях миграции могут значительно усилить диапазон различий в концентрациях металлов. Отмечается также [21], что золы нефтей обогащены относительно кларков содержания V в 1000, а Ni в 100 раз. Как для отдельного региона (Урало-Поволжье) [16], так и на глобальном [21] уровнях особенности металлоносности нефтей в рамках концепции их происхождения из органического вещества (ОВ) объясняют различиями типов ОВ материнских толщ. Полагают, что нефти, обогащенные металлами, генерированы сапропелевым ОВ, а обедненные – преимущественно гумусовым. Большие соотношения V/Ni >1 в нефтях и битумоидах связывают с нефтематеринскими толщами сапропелевого типа, а меньшие V/Ni <1 – с гумусового и смешанного типов [25].

Для уточнения причин наблюдаемых явлений изменчивости характера металлоносности нефтей следует рассмотреть различные возможные их источники и процессы образования металлосодержащих компонентов нефтяного вещества. Наземные растения, являющиеся согласно биосферной концепции образования нафтидов одним из их источников, характеризуются следующим соотношением концентраций минеральных компонентов [2]: Ca>Mg>P>Al>Mn>Fe>Zn>Cu>Ni>V>Co>Cr. Количество Si изменяется в широком диапазоне (более чем на порядок). Он может занимать место как между Ca и Mg, так и между Al и Fe. Содержания в этом типе ОВ первых членов ряда превосходят таковые для V и Ni (главных нефтяных металлов) примерно на 4 порядка, а в нефтях средние concentra-

ции металлов-лидеров (V, Ni, Fe) в разы превосходят содержания металлов, преобладающих в растениях. Содержание V в нефтях примерно в 30 раз выше, чем в растениях (в расчете на сухое вещество). Наибольшее количество V и Ni находится в нефтях с резко повышенной их концентрацией [25], следовательно, такие нефти преобладают.

В сапропелях также, как и в наземных растениях, сохраняется последовательность количеств основных минеральных компонентов (Ca, Mg, P, Mn, Zn, Cu). Сохраняется, в частности, соотношение концентраций Ca и Mg, а также Mn и суммарного количества Cu и Zn. Минеральная часть гумуса по составу существенно отличается от нефти и сапропеля: свыше 50% представлена кремнеземом, на глинозем приходится до 25, на оксид железа – до 10%, а 5% на оксиды Mg, Ca, K и др. Таким образом, нефти по содержанию металлов резко отличаются от предполагаемых органических источников. Кроме отмеченных выше, имеются следующие существенные отличия [2, 25]. Количества Ni и V в растениях примерно на 3 порядка уступают Mn, а в нефтях первых больше, чем Mn, примерно на порядок. В растениях количества Ni и V значительно уступают меди и цинку примерно на 2 порядка, а в нефтях, напротив, количества Ni и V на 1–2 порядка больше. Cu и Cr содержатся в нефтях в близких количествах, а в растениях Cr на 2 порядка меньше, чем Cu. Таким образом, можно предположить, что, поскольку пропорционального соотношения металлов в нефтях и в ОВ не наблюдается, то оно не может быть единственным поставщиком металлов.

Помимо возможного поступления определенного количества металлов из ОВ предполагается также [17, 21, 29], что их накопление в нефтях происходит в результате перехода из породных частиц, поступающих в нефтеносные толщи на стадиях гипергенеза. Однако с учетом того, что наиболее металлоносные нефти сосредоточены в больших месторождениях [20], поступление металлов в нефть этим путем маловероятно, так как проникновение их в крупные массивы нефтяного вещества должно быть затруднено. Следовательно, в крупномасштабных нефтяных месторождениях металлов должно быть меньше, а в действительности [20] наблюдается противоположное явление. К тому же, как указывается в работе [25], нефти во много раз обеднены элементами, образующими основную массу горных пород (Si, Al, Fe), и их привнос не имеет существенного значения для накопления металлов. Практически в подавляющем большинстве месторождений нефти не обнаруживается ярко выраженной взаимосвязи между металлосодержанием вмещающих пород и нефтей. Следует добавить, что содержание металлов (в расчете на золу) в любых нефтях выше их кларков в осадочных породах [25]. В связи с этим особое значение отводится [21, 25] рассмотрению вероятности взаимодействия водных растворов соединений металлов с нефтяными массами.

Возникает вопрос, возможна ли сорбция металлов из водных растворов и каков механизм процесса, в результате которого образуются химические связи металлов с углеводородными структурами. В работе [17] при изучении взаимодействия растворов V и других металлов с нефтью значительной ее адсорбционной способности не обнаружено. Предполагается, что это связано с гидрофобностью нефти. Если придерживаться органической концепции, необходимо учитывать наследование этого свойства от гидрофобных липидов. Учитывая то, что металлы содержатся в основном в АСК, а последние еще более гидрофобны, чем другие компоненты нефтей, следует признать возможность реализации этого пути проникновения металлов в нефтяное вещество несущественной. В работах [25, 29] сделан вывод о том, что из всех рассмотренных выше причин концентрирования металлов в нефтях (нахождение металлов в ОВ, диагенетические и протокатагенетические его преобразования, попадание из породных частиц, сорбция из подземных вод) не выявлена ведущая роль какой-либо из них.

В нефтях V и Ni находятся в составе порфиринов и соединений других типов, причем количество первых колеблется в пределах от 30 до 90% [25]. Порфирины являются устойчивыми структурами из-за наличия в них макроцикла, состоящего из тетрапиррольных колец, с многоконтурной сопряженной системой связей. Помимо нефти, металлопорфирины обнаруживаются в продуктах извержения вулканов, метеоритах, лунном грунте и др. [25]. В биосистемах подобные структуры содержат Mg и Fe. По-видимому, подход к разгадке причин металлоносности нефтей нельзя рассматривать в отрыве от исследования общих причин и закономерностей гетеронасыщенности. Из всех работ, посвященных изучению состава нефтей, следует, что независимо от различных факторов наблюдается устойчивая прямая корреляция между концентрациями металлов, серы, АСК, содержанием тяжелых фракций в нефтях, плотностью и масштабами нефтенакпления. Особенно высокая концентрация V сопровождается высокой сернистостью (парагенез V-S) и характерна для битумоидов, асфальтитов. Однако к настоящему времени исследователи ограничиваются лишь констатацией указанной закономерности. Универсальный характер связи сернистости и металлоносности позволяет признать наличие общих источников и процессов гетеронасыщения, управляющих формированием состава гетерокомпонентов, а не считать «осернение» и «металлонасыщение» автономными процессами.

Рассмотрим возможные источники серосодержащих компонентов нефти. С точки зрения органической концепции ими считаются биоструктуры и сульфатсодержащие воды. Однако сера входит в состав всего лишь двух из десяти основных аминокислот (метионина и цистеина), образующих белки всех биоструктур [2]. Белки являются наименее устойчивой частью биосистем и

разрушаются в процессе их преобразования. Липиды – более устойчивая составляющая, но они в основном не содержат серы. Предполагаемое «осернение» нефти в результате сульфат-редукции на стадии гипергенеза [21] должно быть, во-первых, затруднено из-за окислительной обстановки. К тому же образующийся в этом процессе Na_2S должен претерпеть гидролиз с образованием H_2S [22]. Последний будет продуцировать различные сульфиды металлов, а реагировать с образованием сероорганических соединений может только лишь с ненасыщенными углеводородными связями [31]. В ОВ современных осадков липидоподобные структуры содержат серу в виде сульфидных или полисульфидных мостиков [4], что указывает не на внутримолекулярный ее тип с образованием S-органических соединений нефти, а на образование лишь межмолекулярных связей, разрушение которых при преобразовании липидов в нефтяные компоненты должно происходить достаточно легко. Если допустить реализацию процесса сульфат-редукции, то в случае его протекания на стадии «капельной» нефти, объединяющейся затем в крупные массы, не следует ожидать какой-либо зависимости степени осерненности от размеров залежи. Если осернение происходило бы после этапа объединения нефтяного вещества в большие скопления, то следовало ожидать уменьшения сернистости с увеличением размеров скоплений, так как доступ сульфатсодержащих вод во внутренние части залежей должен быть ограничен или прекратится совсем. В действительности же наблюдается совершенно противоположное явление. С увеличением концентрации серы в нефтях в ряде стран и континентов наблюдается увеличение масштабов залежей. При увеличении концентрации серы с 0,1 до 3% масштабы залежей возрастают с 0,1 до 40 млрд. т [13, 31]. Подобное явление наблюдается и на локальном уровне (Западная Сибирь) [6]. Эта закономерность подтверждается данными для залежей тяжелых, высоковязких нефтей, битумов, то есть высокосернистых углеводородных систем, запасы которых в несколько раз превышают запасы обычных нефтей [5, 20]. В том же темпе, что и увеличение запасов нефтей, происходит уменьшение доли газовой составляющей нефтегазовых систем и газового фактора нефти. Соотношение запасов газа и нефтей в нефтегазовых комплексах и газовый фактор нефтей с увеличением серосодержания снижаются на 2 порядка [13, 31]. Объяснение этих наблюдаемых явлений заключается в том, что элементная сера является инициатором и катализатором процессов полимеризации и поликонденсации углеводородов, а также образует сероорганические соединения, подобные нефтяным [13, 31]. Совместное присутствие серы и легких углеводородов (УВ) в составе глубинных флюидов, очевидно, и приводит к образованию нефтяного вещества. В составе глубинных флюидов может содержаться различное количество серы [10, 11]. Поэтому, чем оно выше, тем интенсивнее вовлекается в процесс нефтеобразования

легкий УВ и тем меньше остается его в нефтяной системе в неконвертированном виде.

Тесная связанность металлоносности и сернистости нефти, а также отсутствие четких признаков автономности процессов металло- и серонасыщения нефтей, очевидно, обусловлены присутствием металлов и серы в глубинных флюидах и участием в общем процессе их трансформации в нефтяное вещество с включением этих гетероэлементов в состав нефти. Известно [8, 11, 14], что наряду с такими летучими компонентами, как H_2 , S , C , CH_4 , в глубинных флюидах имеются и металлы – «мантийные метки» (V, Ni, Fe, Cr, Co и др.) [10]. Они могут находиться в виде элементоорганических соединений, а возможное их участие в эндогенных магматических процессах, а также устойчивость на больших глубинах убедительно обоснована в работе [24]. В настоящее время известны элементоорганические соединения почти всех элементов, в том числе металлов. Такие соединения, образуясь в восстановительной среде, распадаются при эвакуации глубинных флюидов из зон высокого давления [23]. Ванадий, обнаруженный в вулканогенных структурах в виде порфириновых комплексов, предложено [24] относить не к продуктам трансформации биомолекул, а к продуктам интенсивного магматизма. Участие серы в нефтегенезе уже на ранней его стадии в едином комплексе превращений исходного материала, содержащего серу и CH_4 , было обосновано ранее в результате исследований закономерностей фракционного и химического состава нефтей [27, 28].

В соответствии с геохимической систематикой металлов [15] их поведение в геологических процессах в целом и, в частности, миграционная способность и распределение по глубинам во многом определяется сродством к сере. Особенно значительной миграционной способностью обладают металлы с высоким сродством к сере (халькофилы). По-видимому, высокое сродство к сере «нефтяных» металлов благоприятствует их сонахождению в нефтях с отмеченными выше корреляциями между концентрациями металлов, серы и другими показателями.

Разгадку причин парагенеза V и S следует искать в совместном их присутствии в глубинном флюиде и в физико-химических свойствах этих элементов. Сера, обладая способностью инициировать окислительные полимеризационные превращения УВ, может приводить к образованию нефтяного вещества [13, 31]. Ванадий, находящийся в составе различных структур, также проявляет окислительные, каталитические, полимеризационные свойства. Известно [1], в частности, что нефтяные порфирины обладают способностью окислять УВ.

В высококонденсированных нафтидах ванадий обнаруживается в виде VS_4 (патронит). В работе [30] выявлено, что сульфид ванадия способен при контакте с H_2S окислять его до S^0 и таким образом способствовать появлению дополнительного количества серы,

активной в конденсационных преобразованиях углеводородов. По-видимому, это кооперативное воздействие (синергетический эффект) и приводит к образованию тяжелых нефтей, битумов, асфальтитов. Видимо, находясь в составе глубинных углеводородных флюидов, V способствует формированию тяжелой части нафтидов, а не привносится извне. Полный переход его в состав высококипящих фракций и кокса при переработке нефтей [25, 29] может являться дополнительным подтверждением способности ванадия концентрироваться в наиболее углеродистых структурах. Вероятно, что при этом он не только «переходит» в данные структуры, а способствует увеличению их количества. Следует напомнить о гигантских количествах ванадия, концентрирующихся в нафтидах.

К настоящему времени не объяснены возможные причины различного состава и пространственного расположения «ванадиевых» и «никелевых» нефтей. По мнению автора, причинами большей степени конденсированности и сернистости первых по сравнению с менее сернистыми и легкими никелевыми, скорее всего, могут быть различные каталитические свойства этих металлов. Во всяком случае, по отношению к углеводородной системе они являются антагонистами. Ванадий и его соединения обладают полимеризационной активностью и, воздействуя на УВ совместно с S^0 , могут придавать нефти более конденсированный, тяжелый, сернистый характер. В отличие от этого никель и его соединения, обладая гидрирующей и гидрообессеривающей активностью (Ni входит в состав соответствующих катализаторов) делает нефть легче и менее сернистее. Более близкое расположение ванадиевых нефтей к поверхности Земли может быть связано с различным миграционным поведением этих металлов. V и Ni, обнаруживаемые в породах на территориях размещения нефтей, различаются распределением по глубине. При исследовании кернов методами масс-спектрометрии [3] выявлено, что с уменьшением глубины увеличивается интенсивность пиков, относящихся к V, а для Ni таких изменений не наблюдается. Результаты сравнительного анализа данных о содержании V и Ni в земной коре и верхнем почвенном слое мощностью до 2 км также показали [19] разнонаправленное изменение содержания этих металлов. Концентрация Ni снижается в направлении к верхнему слою, а V – увеличивается. Как видим, пространственное расположение V и Ni в окружающих нефть породах аналогично таковому в нефтях. Причиной наблюдаемого может быть подвижность V и его соединений. Многовалентность V (3^+ , 4^+ , 5^+) делает его чрезвычайно чувствительным по отношению к окислительно-восстановительной обстановке [26]. При усилении окислительной обстановки (с уменьшением глубины) V^{3+} переходит в V^{5+} , который является миграционно более подвижным [9] и, по-видимому, способен в отличие от Ni мигрировать в менее глубокие слои, что соответствует закономерности пространственного рас-

положения ванадиевых и никелевых нефтей. К этому следует добавить, что Ni образует огромные запасы руд (сульфидных), а V находится в породах в рассеянном состоянии. Таким образом, различия ванадиевых и никелевых нефтей обусловлены комплексом рассмотренных выше свойств этих металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агагусейнова М.М., Абдуллаева Г.Н. Каталитическое окисгенирование олефинов нефтяными металлопорфинами // Изв. вузов. Химия и химическая технология. 2010. Т. 53. № 9. С. 12–15.
2. Бгатов А.В. Биогенная классификация химических элементов // Философия науки. 1999. № 2. С. 80–90.
3. Билотас О.П., Цыро Л.В., Унгер Ф.Г. Исследование кернов методом вторично-ионной масс-спектрометрии / Мат-лы 4-ой междунар. конф. Химия нефти и газа. – Томск, 2000. Т. 1. С. 101–103.
4. Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С. Сероорганические соединения верхнеюрской сланценосной толщи Сысольского района // Нефтехимия. 2003. Т. 43. № 4. С. 256–265.
5. Глаголева О.Ф. Технология переработки нефти. Первичная переработка нефти. Ч. 1. – М.: Химия, 2006.
6. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. – М.: Недра, 1987.
7. Горжеский Д.И., Калинин М.К., Павлов Д.И. Типы нефтометаллогенических провинций и закономерности распределения металлов в нефтях, природных битумах и природных газах // Отечественная геология. 1994. № 9. С. 69–72.
8. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
9. Куспанова Б.К., Насыров А.Р., Ишимханбетова Н.К. Использование метода ЭПР для определения общего ванадия в нефтях и их золах / Мат-лы 4-ой междунар. конф. Химия нефти и газа. – Томск, 2000. Т. 1. С. 121–123.
10. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Доклады академии наук. 2001. Т. 378. № 4. С. 535–537.
11. Летников Ф.А. Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации / Мат-лы междунар. конф. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ». – М.: ГЕОС, 2002. С. 6–7.
12. Лившиц В.Р. Математические модели распределения и выявления ресурсов углеводородов в крупных осадочных бассейнах. – Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2011.
13. Лурье М.А., Шмидт Ф.К. О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 10–18.
14. Малышев А.И. Особенности поведения серы в магматическом процессе // Доклады академии наук. 2000. Т. 374. № 5. С. 675–677.
15. Маракушев А.А. Миграционная способность и геохимическая систематика металлов // Вестник Академии наук СССР. 1972. № 6. С. 46–51.

16. Мухаметшин Р.З., Пунанова С.А. Геохимические особенности нефтей Урало-Поволжья в связи с условиями формирования месторождений // Геология нефти и газа. 2011. № 4. С. 74–83.
17. Надиров Н.К., Котова А.В., Камьянов В.Ф. Новые нефти Казахстана и их использование. Металлы в нефтях. – Алма-Ата: Наука, 1984.
18. Нукенов Д.Н., Пунанова С.А., Агафонова З.Г. Металлы в нефтях, их концентрации и методы извлечения. – М.: ГЕОС, 2001.
19. Озол А.А. Процессы полигенного нефтегазо- и рудообразования и их экологические последствия. – Казань: Плутон, 2004.
20. Полищук Ю.М., Яценко И.Г. Закономерности изменчивости содержания смол и асфальтенов в нефтях Евразии // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С. 695–701.
21. Пунанова С.А. Гипергенно преобразованные нафтиды: особенности микроэлементного состава // Геохимия. 2014. № 1. С. 64–75.
22. Рябов В.Д. Химия нефти и газа. – М.: ИД «Форум», 2014.
23. Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. – Новосибирск: Наука, 1981.
24. Углеводороды и металлопорфирины в вулканогенно-осадочных толщах триаса Сибири / О.В.Серебренникова, А.М.Казаков, Т.Ю.Филиппова, Ю.П.Туров // Доклады академии наук. 2001. Т. 379. № 5. С. 559–561.
25. Хаджиев С.Н., Шпирт М.Я. Микроэлементы в нефтях и продуктах их переработки. – М.: Наука, 2012.
26. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. – М.: Наука, 1973.
27. Эйгенсон А.С., Шейх-Али Д.М. Закономерности компонентно-фракционного и химического состава нефтей // Химия и технология топлив и масел. 1988. №10. С. 29–34.
28. Эйгенсон А.С. О противостоянии двух концепций нефтегазообразования // Химия и технология топлив и масел. 1998. №3. С. 3–5.
29. Якуцени С.П. Распространенность углеводородов, обогащенных тяжелыми элементами – примесями. Оценка экологических рисков. – С-Пб: Недра, 2005.
30. Janssens J.P., van Langeveld A.D., Moulijn J.A. Characterization of alumina and silica-supported vanadium sulphide catalysts and their performance in hydrotreating reaction // Applied Catalysis A: General. 1999. Vol. 179. № 1–2. Pp. 229–239.
31. Lur'e M.A., Shmidt F.K. Oil. Discussion of origin. Sulfur and metal content as genetic characteristics. – Saarbrücken: Lap Lambert Academic Publishing, 2013.

80-ЛЕТИЕ ЕВГЕНИЯ МИХАЙЛОВИЧА АКСЕНОВА

Евгению Михайловичу Аксенову — доктору геолого-минералогических наук, директору федерального государственного унитарного предприятия «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» (ФГУП «ЦНИИГеолнеруд») 7 августа 2017 г. исполнилось 80 лет.

После окончания геологического факультета Казанского государственного университета в 1960 г. по специальности «геология и разведка нефтяных и газовых месторождений» Е.М.Аксенов был направлен по распределению в г. Новосибирск, где начал свою трудовую деятельность в должности инженера-геолога Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья. Именно там зародилась его любовь к геологии докембрия, красной нитью прошедшая через всю его научную деятельность.

С 1962 г. Е.М.Аксенов начал работу в стенах Геологического института Казанского филиала АН СССР, позже преобразованного во Всесоюзный (в настоящее время Центральный) институт геологии нерудных полезных ископаемых. С этого момента его жизнь посвящена изучению и решению проблем нерудной геологии. Последовательно пройдя все ступени карьерного роста — от старшего лаборанта и рядового научного сотрудника до заведующего отделом и заместителя директора, Евгений Михайлович Аксенов в 2003 г. был назначен на пост директора института. На любой должности и в любое время его отличают высокий профессионализм, полная самоотдача и беззаветная преданность делу.

Основные направления научных интересов Евгения Михайловича Аксенова в 1960–1990-е гг. — это стратиграфия, тектоника, литология верхнего протерозоя и венда Русской платформы и ее складчатого обрамления. В 1972 г. Е.М.Аксенов защитил кандидатскую диссертацию, посвященную стратиграфии Валдайской серии севера Русской плиты, а в 1998 г. — докторскую диссертацию, посвященную истории геологического развития Восточно-Европейской платформы. Будучи признанным специалистом в данной области, Е.М.Аксенов участвовал в разработке критериев минерагенической оценки этих древних образований, обосновании стратиграфических схем расчленения венда и рифея Восточно-Европейской платформы, в разработке общей шкалы докембрия на территории СССР и составлении карты тектоники докембрия континентов. Евгений Михайлович — автор многочисленных трудов по истории развития древних платформ.

Е.М.Аксенов разработал и внедрил в практику принципы, методы и методики прогнозно-минерагенического анализа для оценки потенциала территорий с целью выявления месторождений неметаллических полезных ископаемых. Под его руководством осуществлена



оценка минерально-сырьевого потенциала недр СССР и Российской Федерации на нерудные полезные ископаемые, подтверждена прогнозируемая перспективность отдельных рудных районов СНГ на промышленные минералы. Евгений Михайлович стал редактором карт и автором многих трудов по закономерностям размещения и формирования месторождений нерудного сырья.

Основные усилия и внимание Е.М.Аксенова на посту директора ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» направлены на выработку стратегии развития минерально-сырьевой базы неметаллов на территории Российской Федерации. Под его руководством институт успешно проводит исследования, направленные на прогнозирование, изучение, геолого-экономическую и аналитико-технологическую оценки месторождений нерудного сырья. На основе выполненных под руководством Е.М.Аксенова научно-методических разработок возросла результативность и экономическая эффективность научно-исследовательских и геологоразведочных работ. Получен прирост запасов и прогнозных ресурсов широкого спектра неметаллических полезных ископаемых, необходимых для обеспечения базовых отраслей национальной экономики.

При непосредственном участии Е.М.Аксенова произведена переоценка ресурсного потенциала неметаллических полезных ископаемых целого ряда

российских регионов. Большое внимание он уделяет научно-методическому сопровождению и аналитико-технологическому обеспечению геологоразведочных работ в субъектах Российской Федерации, включая Республику Татарстан, на территории которой размещается ФГУП «ЦНИИГеолнеруд». Монография «Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника», одним из авторов которой является Е.М.Аксенов, была удостоена в 2005 г. Государственной премии Республики Татарстан в области науки и техники, а сам он в составе авторского коллектива стал ее Лауреатом.

Руководство крупным отраслевым институтом накладывает на Е.М.Аксенова не только заботы о выполнении научных разработок, но и повышении квалификации его сотрудников, сохранении и упрочении статуса института, его техническом перевооружении, внедрении новых методов исследований и ставит многие другие проблемы, решать которые в современных условиях непросто. Евгений Михайлович неоднократно отстаивал на самых высоких уровнях жизненную необходимость для страны ресурсов нерудного сырья и целесообразность усиления внимания к их развитию.

Широта взглядов, поистине энциклопедические знания, умение вести дискуссию и уважать мнение коллег в сочетании с талантом ученого и руководителя снискали Евгению Михайловичу Аксенову большой научный авторитет как в России, так и за рубежом. Он – автор более 400 научных трудов, значительная часть которых, в том числе 20 монографий, опубликованы в различных отечественных и зарубежных изданиях. Е.М.Аксенов – член Секции минерального сырья и лицензирования твердых полезных ископаемых НТС Роснедра, действительный член Академии горных наук, Научного совета по проблемам геологии докембрия РАН, Научного совета по рудообразованию РАН, Межведомственного Стратиграфического комитета России, специализиро-

ванного Ученого Совета Казанского (Приволжского) федерального университета по присуждению ученых степеней на звания доктора и кандидата геолого-минералогических наук.

За высокие профессиональные достижения Е.М.Аксенову присвоено звание «Заслуженный геолог Российской Федерации» и «Заслуженный геолог Республики Татарстан». Его научная и производственная деятельность отмечена медалью «В память 1000-летия Казани», ведомственными наградами «Почетный разведчик недр», «Отличник разведки недр», многочисленными Почетными грамотами Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Федерального агентства по недропользованию.

Патриотизм, высокое чувство долга, трудолюбие и увлеченность делом позволили ему сохранить верность однажды выбранному пути, верность отечественной геологии и людям, которые ей служат.

От всей души поздравляем Евгения Михайловича с 80-летним юбилеем и желаем ему крепкого здоровья и благоденствия, творческого долголетия и оптимизма, свершения творческих планов и замыслов, направленных на укрепление российской нерудной минерально-сырьевой базы!

Редколлегия журнала «Отечественная геология», членом которой является Е.М.Аксенов, с большим удовольствием присоединяется к поздравлениям коллег юбиляра, желает ему здоровья и плодотворной научной деятельности и надеется видеть имя Е.М.Аксенова на страницах журнала еще многие-многие годы.

*Ученый Совет ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»
Коллектив института, коллеги, друзья
Редколлегия журнала*