



РУДЫ и МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

3

2017

и РУДЫ МЕТАЛЛЫ



научно-технический журнал

№ 3 июль – сентябрь 2017

Главный редактор А.И.Иванов

Заместитель главного редактора А.И.Черных

Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Б.И.Беневольский

С.С.Вартанян

А.М.Вахрушев

А.Г.Волчков

Ю.К.Голубев

В.С.Звездов

С.Г.Кряжев

В.В.Кузнецов

Д.А.Куликов

Г.В.Седельникова

УЧРЕДИТЕЛЬ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
№ 01919 от 21 декабря 1992 г.

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

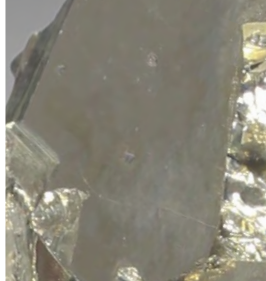
Москва ЦНИГРИ 2017

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

ISSN 0869-5997

Выходит 4 раза в год





СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Барышев А.Н.

Главные черты геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, залегающих на древних континентальных массивах

04

Минькин К.М.

Геологическая позиция и условия локализации месторождений золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля, Республика Башкортостан

14

Мясникова З.А., Мясников Ф.В.

Коренные источники алмазов верхнепалеозойских отложений Чернышевско-Лапчанской площади Мало-Ботуобинского алмазоносного района

27

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Алексеев А.С., Шишакова Л.Н.

Минеральный состав руд золоторудного месторождения Чульбаткан, Нижнее Приамурье, Хабаровский край

43

Юшманов Ю.П.

Эшелонированные разрывные структуры Учаминского рудного узла в Нижнем Приамурье

51

APPLIED METALLOGENY

Baryshev A.N.

Main geological and genetic features of lead-zinc deposits in volcanogenic-sedimentary strata, bedded on ancient continental massifs

Minkin K.M.

Geological position and localization conditions of Mindyak ore field gold-sulfide ore deposits, Republic of Bashkortostan

Myasnikova Z.A., Myasnikov F.V.

Diamond mother lodes of the Upper Paleozoic deposits located in the Chernyshevsk-Lapchansk block of the Malo-Botuobinsk diamondiferous area

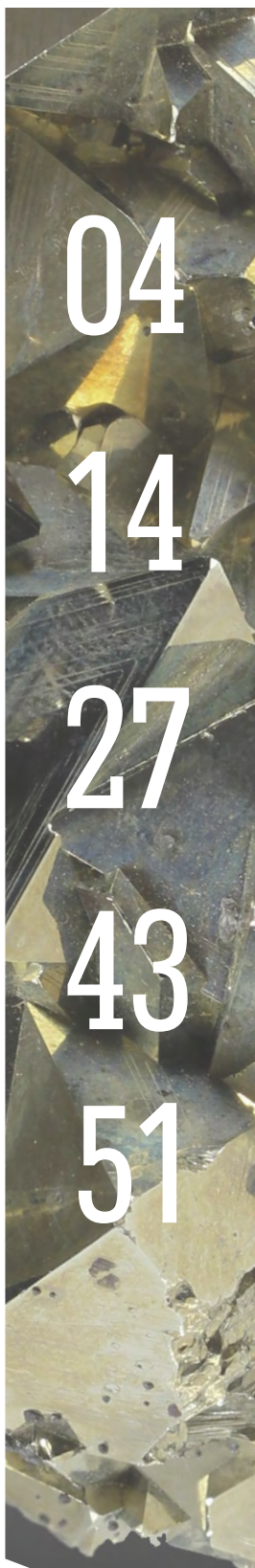
GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Alekseev A.S., Shishakova L.N.

Mineral composition of ores from Chulbatkan gold deposit, Lower Amur region, Khabarovsk territory

Yushmanov Yu.P.

Echelon offset structures of Uchaminsk ore cluster, Lower Amur region



МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА,
ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Миляев С.А., Чекваидзе В.Б.

Методы ведения поисковых
литохимических съёмок в районах
моренно-ледниковых отложений

58

PROGNOSIS, PROSPECTING
AND EXPLORATION: TECHNIQUES
AND METHODS

Milyaev S.A., Chekvaidze V.B.

Methods of prospecting lithochemical
surveys in the areas of moraine
and glacial deposits

Чекваидзе В.Б.

Метасоматическая вертикальная
зональность березитов
золоторудных месторождений

61

Chekvaidze V.B.

Vertical metasomatic zonation
of gold deposits

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ
СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Черепанов А.А., Гостищев В.В.

Углеродистые сланцы Буреинского
массива как возможный источник
редкоземельных металлов

68

TECHNICAL FACILITIES
AND EQUIPMENT
IN GEOLOGICAL EXPLORATION

Cherepanov A.A., Gostischev V.V.

Carboniferous shales of Bureya massif
as a possible source of rare earth elements

ДИСКУССИИ

Хачатрян Г.К.

Органическое вещество в алмазах
из кимберлитовых источников:
генетическая информативность

77

DISCUSSION

Khachatryan G.K.

Organic matter in diamonds
from kimberlite sources:
genetic information content

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

В.С.Щукина
А.А.Сидорова
Д.Х.Кима
В.С.Шаповалова

85

OUR CONGRATULATIONS

V.S.Schukin
A.A.Sidorov
D.Kh.Kim
V.S.Shapovalov

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

89

NEWS, INFORMATION

ПАМЯТИ

Ручкина Г.В.
Корсакова А.К.

90

IN MEMORIUM

Ruchkin G.V.
Korsakov A.C.



ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ, ЗАЛЕГАЮЩИХ НА ДРЕВНИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МАССИВАХ

Рассмотрены главные черты свинцово-цинковых месторождений в толщах, залегающих на древних континентальных массивах, – их двойственная генетическая природа. Она совмещает вулканогенно-осадочные, гидротермально-осадочные руды на нескольких стратиграфических уровнях с секущими жилами регенерированных руд, сопровождаемых скарнами. Основные запасы месторождений сосредоточены в стратойдных телах прожилково-вкрапленных руд, локализованных в метасоматитах лежащих боков маломощных стратиформных тел сплошных колчеданных руд.

Ключевые слова: месторождения, свинец, цинк, вулканогенно-осадочный генезис, регенерация, скарны.

Основная цель статьи – обратить внимание на черты геологии и генезиса свинцово-цинковых месторождений, залегающих в вулканогенно-осадочных толщах, которые по-разному истолковываются и недостаточно учитываются при прогнозных геологоразведочных работах. Двойственные черты генезиса месторождений этого типа обусловлены сочетанием разных по своей сути и возрасту процессов. Вместе с тем, следует отметить, что в ряде предшествующих работ по объектам, о которых пойдет речь, древние континентальные массивы именовались устоявшимся термином «срединные массивы». Отдавая дань традиции, в статье этот термин используется, однако его геологическая сущность понимается по-другому. Согласно существующему определению, предложенному исходя из фиксистских тектонических представлений, срединные массивы являются блоками древней континентальной коры, сохранявшими устойчивое положение в геосинклинальных зонах среди окружающих их подвижных относительно молодых толщ. Иной взгляд на срединные массивы высказал А.В.Пейве [10]. Он отметил, что его исследования тектоники Западной Европы в течение шести лет привели к выводу о том, что срединные массивы не являются стабильными остатками континентальной коры среди геосинклиналей, а представляют собой массы древних метаморфических толщ, позже перемещённых, подобно покровам пеннинского типа, но не в приповерхностных, а в глубинных условиях. С таким мнением следует согласиться в связи с двумя дополнительными обстоятельствами. Во-первых, в хорошо обнажённых районах в осадках колчеданоносных толщ, относимых к геосинклинальным, отсутствуют обломки метаморфических пород, которые ранее явно принадлежали к ныне соседним блокам древней континентальной коры. То есть континентальные массивы древ-

**Барышев
Александр Николаевич**

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва

них толщ нигде не выступали в середине геосинклиналей. Во-вторых, состав толщ магматических пород, залегающих на срединных массивах, чаще не гармонирует с составом их фундамента. Контакты этих образований, как правило, тектонические. Соотношение крупных континентальных блоков метаморфических пород, сопоставимых со срединными массивами или щитами, и блоков геосинклинальных толщ вполне закономерно, если их рассматривать с позиций конвективной геодинамики [1, 2]. На краю конвективных ячеек геодинамика приводит к субдукции толщ, их метаморфизму, последующему вертикальному извлечению из глубины, а далее к расползанию в стороны глубинных и приповерхностных масс по типу шарьяжа пеннинского типа, тектоническому налеганию метаморфизованных толщ на древние кристаллические массивы.

При последующей тектоно-магматической активизации территорий, включающих блоки срединных массивов, состав магматических образований, пересекающих шарьированные толщи, соответствует составу их фундамента. Это выражается, в частности, в щелочном уклоне состава пород малых интрузивов и даек, которые при внедрении сопровождаются скарнами, регенерацией древних руд, широким развитием рудных жил в трещинах. Минеральная структура древних и регенерированных руд может существенно различаться. Попытки увязки рудных пересечений по скважинам без учёта этих различий вызывают проблемы и не приводят к желаемым результатам. Такая ситуация возникла в середине 80-х годов прошлого столетия на месторождении Мали Руен (Болгария), расположенном на юго-западной окраине Родопского срединного массива. Оно относилось к скарновому типу, связанному с третичным магматизмом. Решение упомянутых проблем при работе на этом объекте с учётом геологии смежных свинцово-цинковых месторождений привело автора статьи к созданию иной их геолого-генетической модели [4].

Главные черты геолого-генетической модели свинцово-цинковых месторождений юго-западной окраины Родопского срединного массива. Месторождения здесь расположены вдоль границы Болгарии и Македонии в одних и тех же силурийских толщах [13, 14]. К середине 80-х годов сложилась парадоксальная ситуация. На территории Болгарии прогноз и поиски были ориентированы на

скарновое жильное свинцово-цинковое оруденение, связанное с третичным магматизмом. Все выявленные месторождения (Мали Руен и др.) оказались мелкими, а на территории Македонии обнаруженные стратиформные объекты свинца и цинка (Саза, Тораница, Караманица, Благодет) были, как правило, крупными. Кроме решения вопросов методики увязки рудных пересечений на месторождении Мали Руен, требовала объяснения отмеченная «национальная несправедливость» в отношении масштабов оруденения.

Общий для обеих территорий геологический разрез снизу вверх сложен протерозойскими кристаллическими породами: двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, слюдистыми сланцами, хлоритовыми, амфиболовыми гнейсами, силурийскими кварц-углеродистыми сланцами, филлитами, известняками, мергелями. Среди силурийской толщи залегают пластовые тела риодацитов, возраст которых дискусионен. Приведённый разрез несогласно перекрыт третичными образованиями, представленными внизу грубообломочными (до валунных) конгломератами, содержащими обломки гнейсов, амфиболитов, кварцитов, сланцев, риодацитов, трахитов, а выше флишевой толщей верхов эоцена (приабона). Протерозойская и силурийская толщи прорваны штоками и силлами гранодиоритов (делленитов) третичного возраста [14].

Не только месторождение Мали Руен, в котором разрабатывались рудные жилы, но и стратиформные месторождения, например Саза, долгое время считались скарново-гидротермальными, связанными с третичным магматизмом [13]. Однако, как было установлено в процессе работ, данные объекты имеют более сложный генезис. Это требует существенной корректировки критериев их прогноза и поисков, а также разведочной методики увязки рудных пересечений в рудные тела разного генезиса [4].

На месторождении присутствуют три типа рудных тел:

- пластообразные тела сингенетических руд, позже скарнированных;
- штокверки смешанных первичных и регенерированных руд, развитых вдоль сочленения пластов, обогащённых сульфидами, с телами гранитоидов;
- крутые жилы регенерированных кварц-карбонат-сфалерит-галенитовых руд, приуроченных к разломам в гранитоидах, реже сланцах.

В рудном районе первый тип включает подавляющую часть запасов свинца и цинка, хотя на отдельных месторождениях может быть второстепенным.

О сингенетичности первичных свинцово-цинковых руд и вмещающих пород свидетельствуют:

- пластовое их залегание на большой площади региона в весьма узком стратиграфическом диапазоне;
- переслаивание руд с тонкими прослоями хлоритовых, углеродисто-кремнистых пород и резкие с ними контакты, наличие в разрезе рудовмещающей пачки не затронутых оруденением известняков, что исключает избирательный метасоматоз в качестве главного фактора эпигенетического рудоотложения;
- развитие прожилково-вкрапленной рудной минерализации преимущественно стратиграфически ниже пластовых тел;
- наличие контрастной геохимической зональности по мощности рудовмещающей толщи;
- геохимические зоны (отношение содержаний свинца к цинку) повторяют складчатую структуру осадочных толщ, не подчиняясь контактам гранитоидов, рвущих эти толщ.

На отсутствие первичной свинцово-цинковой специализации у гранодиорит-порфиров и их только рудорегенерирующую роль указывает следующее:

- свинцово-цинковое оруденение ассоциирует с гранодиорит-порфирами в местах их пересечения рудоносной толщи, а среди пород фундамента в гранодиорит-порфирах проявлено лишь кварц-молибденит-шеелитовое оруденение;
- свинцово-цинковое оруденение одинаково ассоциирует со всеми разновидностями гранодиорит-порфиров, те же разновидности встречаются без оруденения;
- рудные жилы, переходя из гранитоидов в породы геосинклинальной толщи, обедняются галенитом при возрастании роли сфалерита, что противоречит связи зональности с гранитоидами в качестве источника оруденения.

Обобщённая генетическая модель месторождений включает:

- формирование пластовых вулканогенно-осадочных пирит-сфалерит-галенитовых тел среди вулканогенно-терригенных пород раннепалеозойской геосинклинальной толщи;

- региональный метаморфизм руд и пород с превращением последних в филлиты, углеродисто-кремнистые, кварц-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки, которые, будучи расплюснутыми и смятыми в складки при метаморфизме, были шарьированы на докембрийские гнейсы и амфиболиты юго-западной окраины Родопского массива;
- внедрение третичных малых интрузий и даек гранодиорит-порфиров, приведшее к скарнированию и регенерации стратиформных тонкозернистых руд, отложению крупнокристаллических сульфидов в жилах.

Ведущим критерием прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений на юго-западной окраине Родопского срединного массива должны быть наличие раннепалеозойских вулканогенно-осадочных и осадочных толщ и чередование в них филлитов, углеродисто-кремнистых и кварц-хлоритовых сланцев, известняков, включающих рудолокализирующие уровни с геохимическими аномалиями свинца и цинка. Рудные жилы и прожилки – признаки возможного присутствия стратиформного свинцово-цинкового оруденения. Увязывать рудные пересечения в единые тела при разведке месторождений скважинами необходимо с учётом генетических характеристик руд.

Описанный пример первоначального пристального внимания к жильным месторождениям свинца и цинка и недостаточного учёта критериев прогноза и поисков стратиформных месторождений поучителен. Он напоминает ситуацию, существовавшую в нашей стране в Забайкалье, где весьма долго поиски и разведка были сосредоточены главным образом на жильных и скарных свинцово-цинковых месторождениях. Лишь позже было обращено пристальное внимание на стратиформные месторождения, с которыми в настоящее время связываются основные перспективы свинца и цинка [6]. Детали их моделей пока опираются преимущественно на материалы разведочных скважин, по которым особенности генетической обусловленности рудоносных структур допускают разные трактовки: с одной стороны, как локализация руд в протяжённых межпластовых тектонических срывах, с другой, – как гидротермально-осадочные образования. Между тем, есть месторождения в других регионах, детально разведанные горными выработками и скважинами, которые имеют общие черты стро-

ения с забайкальскими стратиформными объектами. На этих месторождениях можно более обоснованно разработать генетическую сторону прогнозно-поисковой модели. К ним относятся колчеданно-полиметаллические месторождения Юго-Западного Гиссара, наиболее крупное из которых – Хандиза. В литературе позиция его фундамента отнесена к срединному массиву [11]. На примере этого объекта П.В.Панкратьевым впервые было обосновано присутствие в Средней Азии месторождений колчеданно-полиметаллической рудной формации [9]. На нём же в разные годы проводились исследования коллективом ЦНИГРИ. До этого в Средней Азии были широко известны жильные свинцово-цинковые месторождения (например Кансай), на которых были сосредоточены геологоразведочные работы и научные исследования. Почти незамеченной в то время оставалась вышедшая в 1954 г. статья, впервые в литературе для территории СССР заявившая об эффузивно-осадочном генезисе некоторых полиметаллических месторождений Северной Киргизии [7]. В ней приведён разрез осадочных и вулканогенно-осадочных толщ раннекаменноугольного возраста, представленный снизу конгломератами, выше преимущественно карбонатной собственно рудоносной толщей, переходящей к востоку от рудопроявлений в эффузивно-осадочную толщу. Венчает разрез терригенная толща. Стратиформными являются мелкие тела сульфидов свинца, ниже которых самостоятельно проявлены сульфиды меди. Руды не сопровождаются метасоматическими изменениями вмещающих пород.

Месторождение Хандиза. На территории Хандизинского рудного поля развиты образования трёх структурных ярусов. Нижний, представляющий фундамент рудного поля и относимый к Байсунскому (Южно-Гиссарскому) срединному массиву Юго-Западного Тянь-Шаня, сложен раннекембрийскими (?) двуслюдяными орто- и парагнейсами, кварц-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-кордиеритовыми сланцами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации [9]. Средний ярус представлен формационным рядом верхнего турне – нижнего серпухова, включающим толщи, выделяемые разными исследователями в ранге формаций или субформаций (снизу вверх): песчаниковую, дацит-риолитовую, продуктивную андезидацитовую, флишоидную. С

востока на запад отмечается общая тенденция к снижению роли лав, увеличению содержания пирокластических и перемытых фаций, что позволяет заключить о приуроченности их к западному флангу вулканической постройки. Толщи пород среднего структурного яруса имеют падение в северные румбы. Нижний контакт среднего яруса тектонический, верхний размывает, несогласно перекрыт осадками ранней юры. Нижнекаменноугольные толщи прорваны дайками, штоками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, габброидабазов, кварцевых диоритов, диоритов, сиенитов.

Месторождение Хандиза расположено на западе рудного поля. В разрезе выделяют три толщи: подрудную, рудоносную, надрудную (рис. 1, 2). Подрудная (мощностью до 80 м) сложена аркозовыми песчаниками, алевролитами, яшмоидами с прослоями туффитов кислого состава. Рудоносная толща включает три рудоносных горизонта.

Нижний горизонт (мощностью до 35 м) сложен переслаивающимися известняками, доломитами, кремнистыми сланцами, песчаниками. Он содержит мелкие тела сплошных и вкрапленных руд, сложенных крупнокристаллическим пиритом, частично раздробленным, цементированным тонкозернистым агрегатом галенита и сфалерита, доля которых в руде не превышает 5–10%. Тела размещаются в зонах лежащего и висящего боков карбонатных пород на границе с подстилающими и перекрывающимися кремнистыми сланцами.

Средний горизонт общей мощностью 50–70 м представлен перемежающимися слоями мощностью от сантиметров до первых метров известковистых и кремнистых туффитов, яшмоидов, алевролитов, туфопесчаников, кристаллокластических и витрокристаллокластических туфов кислого состава. В редких случаях наблюдается ритмичное (по 0,5 м) чередование пород. При этом основание ритма слагают туфопесчаники и туфогравелиты, середину – песчанистый и алевритовый туффит, а верх – кремнисто-серицитовый и алевритовый туффит. В самом верху отмечается пласт сплошных полосчатых колчеданно-полиметаллических руд мощностью от десятков сантиметров на западе месторождения до 4 м на востоке. Рудный пласт подстилается кварц-серицитовыми метасоматитами (по песчаникам) мощностью 1–2 м, ниже которых залегают кремнистые филлитовидные сланцы с тонкой вкрапленностью сульфидов.

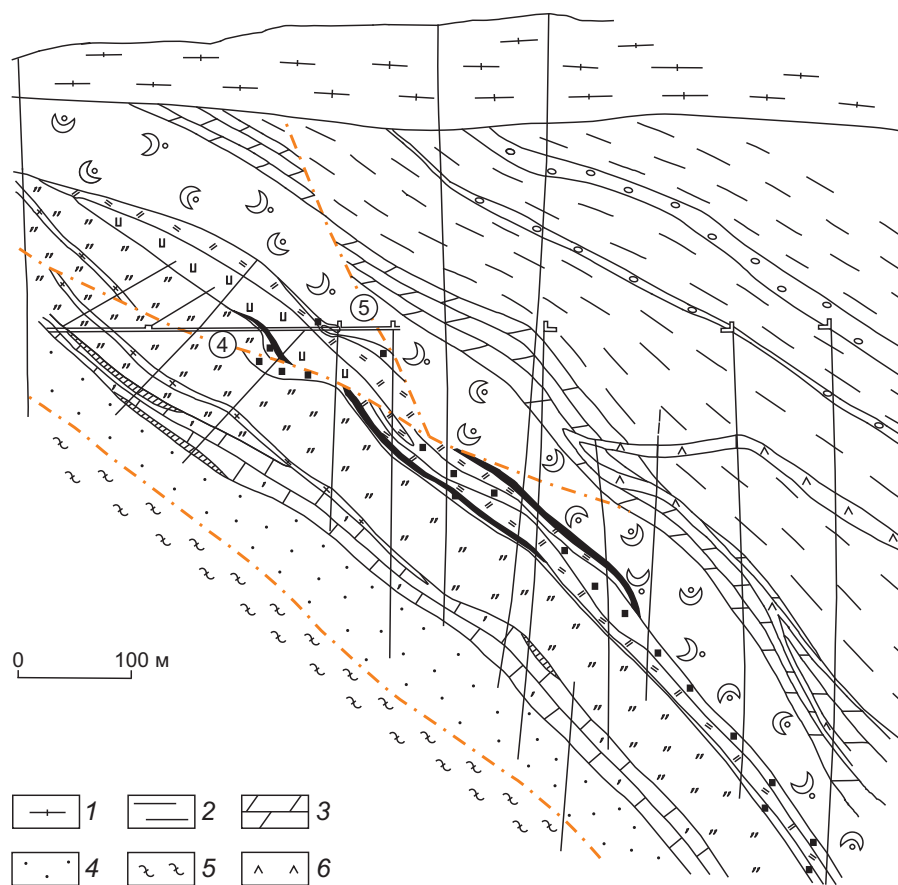


Рис. 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНДИЗА ПО ЛИНИИ IX-IX (составлен автором с использованием данных Г.М.Залётовой):

1 – мезозойские и кайнозойские осадочные породы; карбон: *надрудная толща* (2 – тёмно-серые филлитизированные алевролиты и аргиллиты, 3 – пестроцветные известковистые, кремнисто-известковистые туффиты), *подрудная толща* (4 – песчаники, туффиты); 5 – кембрийские (?) кристаллические сланцы и гнейсы; 6 – средне-позднекаменноугольные диоритовые порфириты; остальные усл. обозн. см. рис. 2

Верхний рудоносный горизонт (общей мощностью 30–40 м) включает экструзивный купол кварцевых риолитовых порфиров, вверху переходящих в микрокварциты, сменяемые выше купола и на его флангах яшмоидами. В микрокварцитах содержатся прожилки и вкрапленность полиметаллических сульфидов и пирита. Выше залегает пластообразное тело сплошных колчеданно-полиметаллических руд с кремнисто-гематитовой оторочкой в кровле тела. Мощность сплошных руд достигает 2 м.

Надрудная толща состоит из трёх пачек. Нижняя мощностью до 70 м представлена витрокристаллокластическими, кристаллокластическими туфами, алевритовыми туффитами, туфопесчаника-

ми, средняя (40–50 м) – пёстрыми (серыми, зелёными, розовыми) алевропелитами, известковистыми туффитами, мергелями, известняками. За пределами месторождения средняя пачка сопровождается андезидацитовыми порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Верхняя пачка (более 300 м) представлена флишем: переслаивающимися тёмно-серыми филлитизированными алевролитом и аргиллитами с прослоями песчаников, конгломератов, реже известняков. В нижних прослоях конгломератов присутствует галька плагиоклаз-роговообманковых андезидацитовых порфиров.

Подавляющая масса промышленных колчеданно-полиметаллических руд сосредоточена в

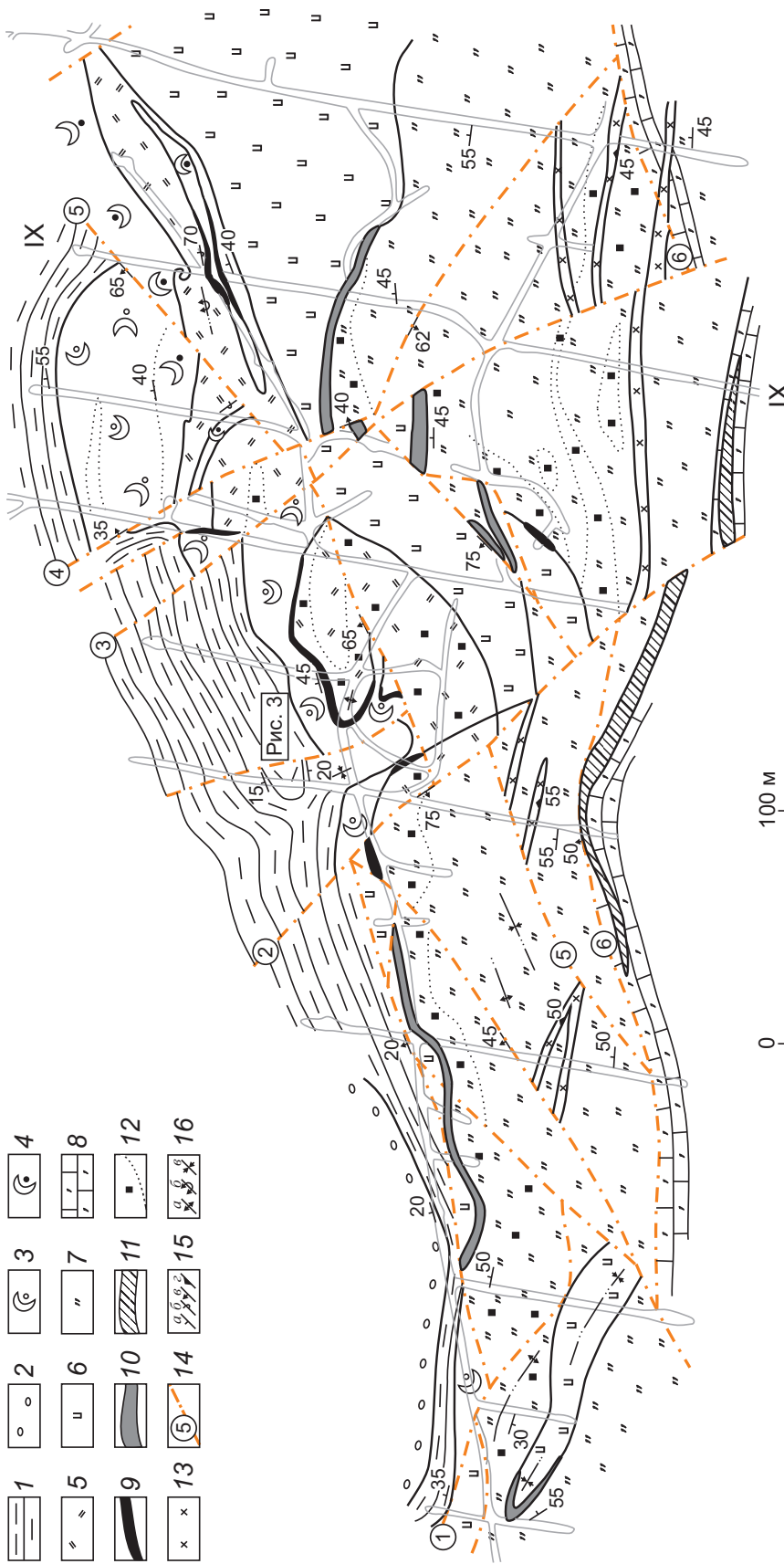


Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНДИЗА. ПЛАН ГОРИЗОНТА ШТОЛЬНИ (составлен автором по собственной документации горных выработок с использованием данных Г.М.Залётовой по подземным скважинам):

породы надрудной толщи: 1 – алевропелитовые, известковистые туффиты, алевропелиты, мергели, известняки, 2 – гравелиты, конгломераты, 3 – туфопесчаники, кристаллокластические туфы, 4 – алевролитовые туффиты; рудоносная толща: *верхний уровень* (5 – яшмоиды, кварциты, 6 – экструзивные кварцевые риолитовые порфиры, 7 – переслаивание кремнистых пород (силицитов) с лито-, кристалло-, витрокристаллокластическими туфами, туффитами, окварцованными, серицитизированными, хлоритизированными), *нижний уровень* (8 – «карбонатно-кремнистый горизонт» – доломиты, известняки, кремнистые сланцы); сплошные колчеданно-полиметаллические руды в пластовых телах верхнего (9) и среднего (10) уровней, зона с мелкими пластовыми телами сплошных колчеданных руд нижнего уровня (11), прожилково-вкрапленные руды (12); 13 – дайки плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых дацитовых и андезидацитовых порфиров; 14 – разрывные нарушения, их номера; 15 – падение напластования нормальное (а), опрокинутое (б), интрузивного контакта (в); 16 – оси антиклиналей нормальных (а), опрокинутых и перевернутых (б), синклиналей (в)

среднем и верхнем горизонтах рудоносной толщи. В лежащих боках пластовых тел сплошных колчеданно-полиметаллических руд среднего и верхнего рудоносных горизонтов залегают метасоматиты, содержащие прожилково-вкрапленные руды. Их контуры устанавливаются по данным опробования, а мощность зависит от принятых кондиций. Морфология их линзовидная, приближающаяся к пластообразной. Они заключают основную часть промышленных запасов свинца и цинка месторождения.

По данным информационного аналитического центра «Минерал», месторождение Хандиза в разведанных запасах содержит: Zn 1500, Pb 700, Cu 180 тыс. т, Ag 2300 т, 14,4 млн т руды при концентрации Ag 134, Au 0,38 г/т, Zn 7,24, Pb 3,5, Cu 0,38%, попутно Se, In, Cd (www.mineral.ru/news/41118.html).

Состав метасоматитов лежащего бока пластового рудного тела среднего горизонта в значительной степени зависит от первичного состава пород: в кремнистых породах преобладает преимущественно окварцевание, кислых туффитах и туфах – окварцевание и серицитизация, известковистых туффитах и алевропелитах – карбонизация. В лежащем боку пластового рудного тела верхнего горизонта развиты микрокварциты.

На гидротермально-осадочный генезис сплошных колчеданно-полиметаллических руд, венчающих средний рудоносный горизонт, указывают:

- пластовый характер тела протяжённостью более 0,5 км при незначительных изменениях мощности (от десятков сантиметров до 4 м);
- ритмично-слоистая текстура руд;
- срезание руд на востоке месторождения корнем экструзивного купола кварцевых риолитовых порфиров;
- при налегании купола на руды отсутствие оруденения в его породах. Тем не менее, тот же экструзив в апикальной части и прикорневой зоне содержит колчеданные жилы и вкрапленность, связанные с рудообразованием, проявленным в верхнем горизонте.

На гидротермально-осадочный генезис сплошных колчеданно-полиметаллических руд, венчающих верхний рудоносный горизонт, указывают:

- их пластовый характер при большой протяжённости и малой мощности;
- отсутствие оруденения и околорудных гидротермальных изменений туфопесчаников висячего бока при наличии весьма интенсив-

ных изменений и прожилково-вкрапленных руд в микрокварцитах лежащего бока;

- наличие слоя кварцево-гётитового состава в кровле колчеданно-полиметаллических руд на границе с перекрывающими туфопесчаниками.

Отмеченное выше «вплетение» кремнекислого экструзивного вулканизма в промежуток между накоплением вулканогенно-осадочных колчеданных руд на разных уровнях является общей закономерностью: «Колчеданное оруденение в месторождениях геосинклинальных колчеданосных провинций разных типов переплетается в пространстве и во времени с кремнекислыми экструзивами продуктивных формаций. Экструзии и оруденение могут проявляться неоднократно и в разной последовательности, обуславливая рудонакопление на нескольких стратиграфических уровнях. Главные рудо локализирующие структурные элементы – депрессии возникают при просадках по кальдерам и при проседании пород морского дна в связи с экструзивным процессом. Структуры колчеданных месторождений после первичного рудонакопления претерпевают осложнения, начиная с синвулканического времени, и позже» [3].

В породы висячего бока пластового тела сплошных колчеданно-полиметаллических руд проникают короткие апофизы руды (рис. 3) и жилы кварца с сульфидами (рис. 4). Это явление на месторождении очень редкое. Однако без критического отношения к нему оно может быть принято как подтверждение общей эпигенетичности колчеданно-полиметаллических руд.

Считать происхождение апофиз результатом простой гравитационной адвекции, подобной описанной автором на примере «протуберанцев» из каждого кремнистого слоя в градационно-слоистой колчеданно-полиметаллической руде Николаевского месторождения на Рудном Алтае [2], нельзя, так как вместе с кремнисто-гётитовой массой поднимается подстилающая её масса сульфидов, обладающая большой плотностью. Подобные нагнетания масс в виде апофиз могут происходить при региональном метаморфизме, однако в данном случае этот вариант не подходит из-за отсутствия в породах кристаллизационной сланцеватости, плейчатости – главных показателей динамотермального регионального метаморфизма. Тем не менее, реконструкция поля напряже-

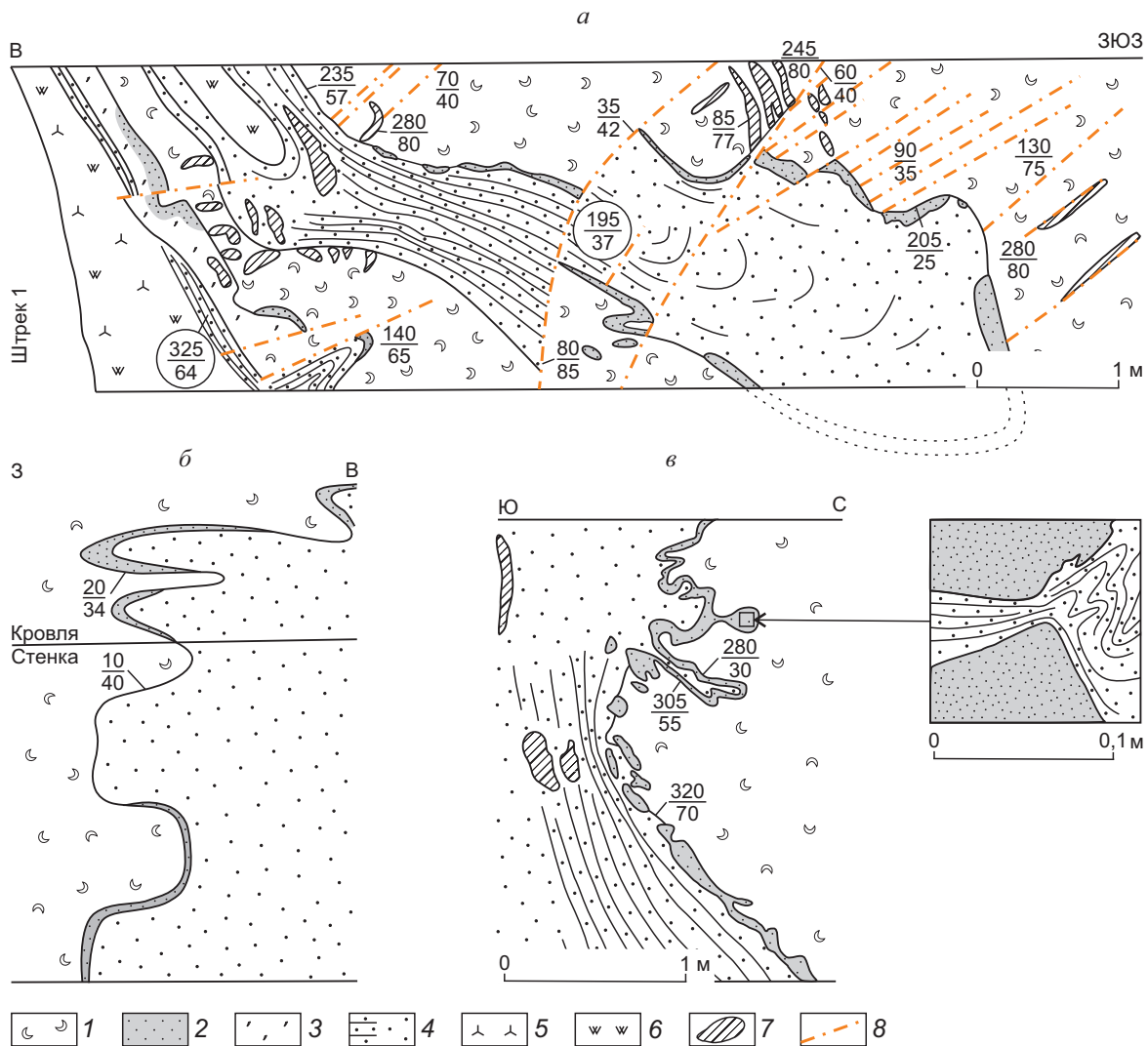


Рис. 3. НАГНЕТЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД В ПОРОДЫ ВИСЯЧЕГО БОКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАНДИЗА (по документации штольни 10 автором, 1975 г.):

а, б – южная и северная стенки расщели 76-Ю, *в* – западная стенка расщели 7а-С, их положение см. рис. 2; 1 – хлоритизированные туфопесчаники; 2 – кремнисто-гётитовая оторочка сургучного цвета, образовавшаяся при окислении сульфидного осадка; 3 – светло-серые яшмоиды; 4 – сплошные колчеданно-полиметаллические руды полосчатые и массивные; 5 – прожилковые колчеданные руды; 6 – вторичные кварциты; 7 – жилы кварца; 8 – трещины скалывания; элементы залегания: в числителе – азимут падения, знаменателе – угол падения, дробь в кружке – залегание полосчатости в рудах.

ний при образовании кварц-сульфидных жил в висячем боку пластового колчеданного тела свидетельствует о сжатии пласта поперёк напластования. Остаётся полагать, что описанные экзотические для месторождения явления связаны с деформацией масс под тяжестью перекрывающих осадков во время синвулканических оползней. Они приводят к инъекциям нелигитированного рудного геля в тефру, захоранивающую руд-

ный пласт. На нелигитированное состояние тефры при внедрении в неё кремнисто-сульфидных апофиз указывает отсутствие в тефре складок, облекающих апофизы.

Наличие рудных апофиз в породах висячего бока и, главное, прожилково-вкрапленная текстура подавляющей массы сульфидных руд месторождения долгое время служили основанием для представлений об эпигенетичности оруде-

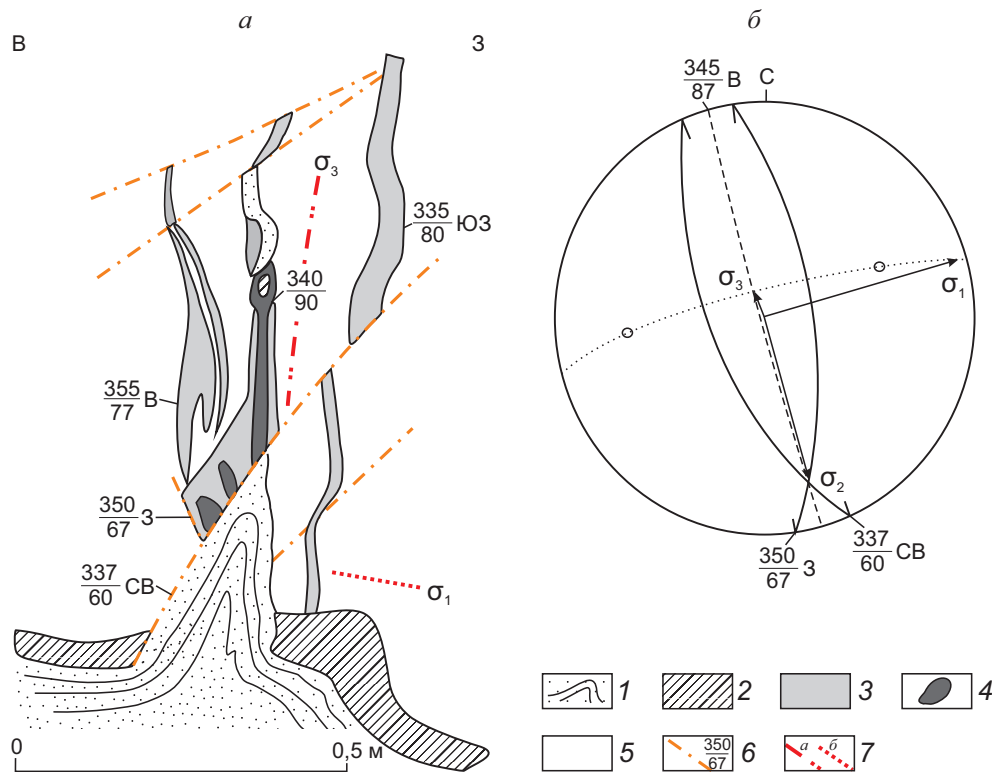


Рис. 4. ПРОРЫВ КОЛЧЕДАНОЙ РУДОЙ ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ЕЁ ТУФОПЕСЧАНИКОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ХАНДИЗА:

a – штольня 5, рассечка 7-Ю, *б* – реконструкция тектонического поля напряжений на сетке Вульфа; 1 – колчеданно-полиметаллическая руда и полосчатость в ней; 2 – кремнисто-гётитовый слой; жильные: 3 – кварц, 4 – хлорит; 5 – зелёные туфопесчаники; *б* – трещины скалывания (в числителе – азимут простирания, знаменателе – угол падения); 7 – траектории главных нормальных напряжений (*a* – наибольших сжимающих, *б* – наибольших растягивающих)

нения. Только после обнаружения рудокластов в висячем боку колчеданно-полиметаллического рудного тела на месторождении Южный Карасан, залегающем в той же вахшиварской свите в 30 км западнее месторождения Хандиза [5, 8], были пересмотрены старые представления [9, 11, 12] и сделано заключение об общем вулканогенно-осадочном генезисе руд.

Структура месторождения осложнена более поздними деформациями. Установлены весьма пологий надвиг 1, срезающий на западе месторождения на уровне штольни рудные тела верхнего и частично среднего горизонтов, взброс 2, надвижки 3, 4 северо-западного простирания, сброс 5, внутриформационный срыв 6 (см. рис. 1, 2). Общее северное моноклиальное падение пород и руд осложнено узкими приразрывными складками.

Главные особенности месторождения Хандиза должны включаться в прогнозно-поисковые модели стратиформных свинцово-цинковых место-

рождений среди вулканогенно-осадочных толщ, а частные осложнения учитываться при анализе конкретных обстановок.

Выводы. Главная черта свинцово-цинковых месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, залегающих на древних континентальных массивах, – их двойственная генетическая природа. Она определяет совмещение вулканогенно-осадочных руд на нескольких стратиграфических уровнях с секущими жилами регенерированных свинцово-цинковых руд, сопровождаемых в ряде случаев скарнами. Основные запасы месторождений сосредоточены в стратоидных прожилково-вкрапленных рудах, локализованных в метасоматитах лежащих боков маломощных стратиформных тел сплошных колчеданных руд или без таковых. Увязка рудных пересечений по скважинам в единые рудные тела требует обязательного учёта генетических особенностей руд и структурных условий их локализации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барышев А.Н.* Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 98–108.
2. *Барышев А.Н.* Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 19–27.
3. *Барышев А.Н.* Строение и условия формирования колчеданосных систем вулканогенных геосинклиналей: Автореф. дисс... д-ра геол.-минер. наук. – М., 1983.
4. *Барышев А.Н., Джаголов В.* Геолого-генетическая модель свинцово-цинковых месторождений юго-западной окраины Родопского срединного массива // Тез. докл. 2 Всесоюз. совещ. 27–29 ноября 1985 г. Новосибирск, 1985. Т. II. С. 10–12.
5. *Барышев А.Н., Панкратьев П.В.* О рудокластах колчеданно-полиметаллических месторождения Южный Карасан (Юго-Западный Гиссар) // ДАН СССР. 1978. Т. 241. № 6. С. 1390–1393.
6. *Кузнецов В.В.* Геолого-генетические основы прогноза и поисков полиметаллических месторождений Сибири // Тез. докл. науч.-практ. конф. «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов – состояние и перспективы». М., 2016. С. 34–36.
7. *Минжилкиев А.М.* Об эффузивно-осадочном генезисе некоторых полиметаллических месторожде-
ний Киргизии // Разведка и охрана недр. 1954. № 3. С. 18–21.
8. *Панкратьев П.В.* О вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических рудах Юго-Западного Гиссара // Узбекский геологический журнал. 1977. № 5. С. 3–85.
9. *Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В.* Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. – Ташкент: Фан, 1971.
10. *Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–23.
11. *Филатов Е.И.* О структурных условиях формирования колчеданно-полиметаллического месторождения Южно-Гиссарского срединного массива // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 10. С. 85–93.
12. *Филатов Е.И., Злотник-Хоткевич А.Г., Перижняк Н.А.* О влиянии физико-механических свойств рудовмещающих пород на локализацию колчеданно-полиметаллического оруденения Хандизинского месторождения (Юго-Западный Гиссар) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 4. С. 84–89.
13. *Богојевски К.* Геологјата на олово-цинковото лежище «Сасе» // Трудови на геолошкиот завод НРМ Скопие. 1962. Sv. 9. С. 145–169.
14. *Пенцерковски Ј.* Краток преглед за геолошката градба на областа Саса-Тораница (Македонија) // Трудови на геолошкиот завод НРМ Скопие. 1962. Sv. 9. С. 71–79.

MAIN GEOLOGICAL AND GENETIC FEATURES OF LEAD-ZINC DEPOSITS IN VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY STRATA, BEDDED ON ANCIENT CONTINENTAL MASSIFS

A.N.Baryshev

The article considers the main features of lead-zinc deposits in strata bedded on ancient continental massifs – their dual genetic nature. It combines origin of volcanogenic-sedimentary, hydrothermal-sedimentary ores at several stratigraphic levels and cutting veins of regenerated ores accompanied by skarns. Deposit reserves are mostly concentrated in stratoid bodies of veinlet-disseminated ores hosted by footwall metasomatites of thin stratiform bodies of massive pyrite ores.

Keywords: deposits, lead, zinc, volcanogenic-sedimentary genesis, regeneration, skarns.





ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД МИНДЯКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН

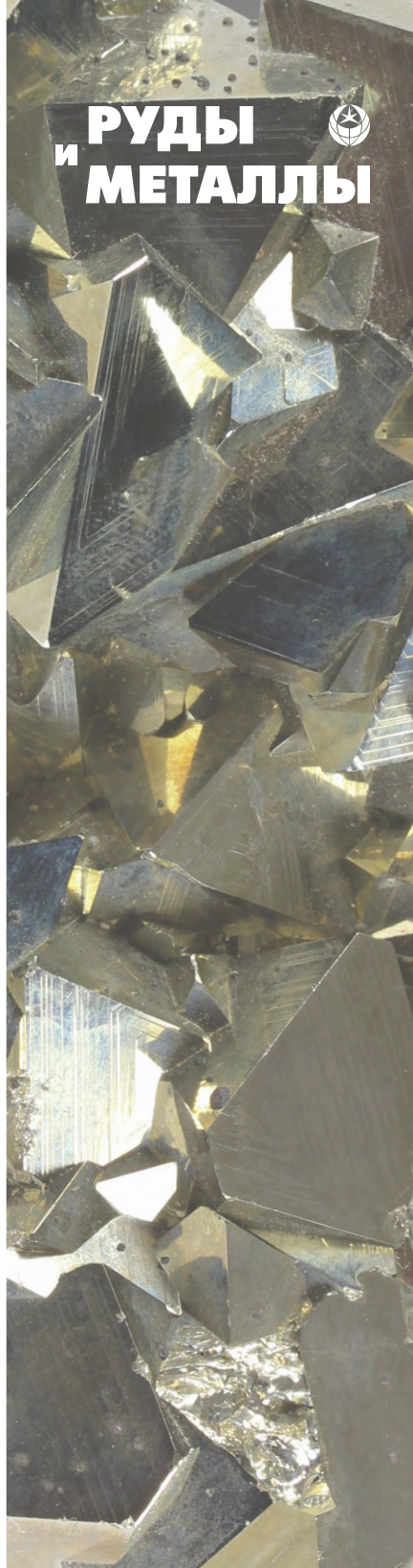
Золото-сульфидные месторождения Миндякского рудного поля приурочены к вулканогенным породам субщелочного базальтового состава специализированной на золото вулканогенно-терригенной толщи рифтогенного комплекса S_1 . Золото-сульфидные руды месторождений тесно связаны в пространстве и по времени формирования с продуктами субщелочного базальтового вулканизма, а их локализация контролируется конседиментационными тектоническими структурами.

Ключевые слова: фации, базальты, конседиментационные разломы, минерализованная зона, золото-сульфидные руды.

Миндякское рудное поле с расположенными в его пределах месторождениями золото-сульфидных руд (Благодатное, Северо-Благодатное, Ремезовское и др.) приурочено к Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоне (СФЗ) Южного Урала (рис. 1). Месторождения, открытые и отработанные в прошлом веке, до настоящего времени выступают в качестве эталонных для этого региона. Долгие годы при прогнозе и поисках объектов «миндякского» типа учитывалась традиционная для Урала точка зрения о связи золотого оруденения с позднеорогенными (позднеколлизийными) зонами тектонических преобразований рудовмещающих комплексов и интрузивным магматизмом C_3 - P_1 [1–4, 8, 10, 15 и др.]. Однако основанные на таком подходе поиски не привели к ожидаемым результатам.

Последними исследованиями ЦНИГРИ (П.Г.Кучеревский, К.М.Минькин, 1999, 2002 гг.), результаты которых использованы при составлении карты золотоносности Урала м-ба 1:1 000 000 [5], показана ведущая роль в локализации рассматриваемых золоторудных месторождений нижнекаменноугольных вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений, имеющих свои особенности геологического строения, вещественного и геохимического составов. С учётом результатов этих разработок и проведённого фациального и структурно-тектонического анализов рудовмещающих отложений месторождений Миндякского рудного поля автором определены основные геологические факторы локализации месторождений золото-сульфидных руд, необходимые для совершенствования методик прогноза и поисков объектов «миндякского» типа.

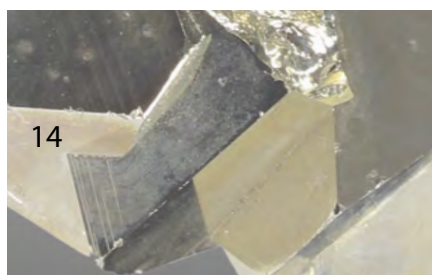
Геологическая позиция месторождений рудного поля. Месторождения и рудопроявления золото-сульфидных руд приурочены



Минькин Константин Матвеевич

научный сотрудник
mkm59@mail.ru

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва



ны к комплексу вулканогенно-терригенных пород C_1 , выполняющих Миндякскую грабен-синклинали (см. рис. 1), входящую в систему раннеорогенных (раннеколлизийных) структур Вознесенско-Присакмарской СФЗ (зоны Главного Уральского разлома – ГУР) Южного Урала.

Миндякская грабен-синклинали отличается от расположенных севернее (в северной части Учалинского района Башкортостана) аналогичных структур Вознесенско-Присакмарской СФЗ отсутствием интрузивных пород, датированных C_3-P_1 [2, 4 и др.], с которыми, как отмечено выше, обычно связывается золотое оруденение.

В то же время, в разрезах рудовмещающего комплекса, построенных нами для Миндякского рудного поля на основе архивных и оригинальных данных (см. рис. 1), все известные золото-сульфидные месторождения (Благодатное, Северо-Благодатное, Ремезовское) и ряд рудопоявлений локализованы в отложениях вулканогенно-терригенной толщи. В полимиктовых крупнообломочных флишоидных отложениях подстилающей толщи известна лишь рассредоточенная золото-сульфидная минерализация в секущих зонах тектонических преобразований, лиственитизации и окварцевания, а в терригенно-карбонатных и карбонатных породах перекрывающей толщи золоторудные проявления рассматриваемого типа не выявлены (П.Г.Кучеревский, К.М.Минькин, 2002 г. и др.).

Одной из особенностей вмещающей золото-сульфидное оруденение толщи в целом для Миндякской грабен-синклинали является доминирование в её составе граувакковых флишоидных существенно песчаных отложений и локальное (не более 10% от общего объёма толщи) проявление вулканогенных (лавовых, лавобрекчиевых, вулканомиктовых) пород. Вулканогенные отложения развиты преимущественно в западном крыле Миндякской синклинали, определяя, с нашей точки зрения, позицию месторождений и рудопоявлений Миндякского рудного поля (см. рис. 1).

В разрезе рудовмещающей толщи рудного поля вулканогенные отложения образуют две различающиеся по составу пачки («диабазовая и порфирировая толщи», по Н.И.Бородаевскому и др., 1964 г.), чередующиеся с терригенными и терригенно-известковистыми отложениями (см. рис. 1), с общим достаточно крутым современным залеганием пород, с углами падения $60^\circ-80^\circ$ в восток-юго-восточном направлении.

В нижней «диабазовой» пачке развиты вулканические (лавы, лавобрекчии диабазов, диабазовых порфиритов, базальтов), разнообломочные (конгломераты, песчаники, алевриты) вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные отложения, а также терригенные и терригенно-известковистые. По полученным нами, с учётом архивных, данным вулканические породы по соотношению $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ преимущественно отвечают составу субщелочных оливиновых базальтов.

В верхней «порфирировой» пачке выделяются лавовые потоки мелкопорфиритовых (плагипорфиритовых) и афировых эффузивных пород основного-среднего состава, лавобрекчиевые агрегаты, чередующиеся с прослоями разнообломочных вулканомиктовых пород, а также отдельные тела пород кислого состава (альбитофиритов, по Н.И.Бородаевскому и др., 1964 г.). На диаграмме соотношения $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$, по имеющимся оригинальным и архивным данным, вулканические породы пачки занимают область субщелочных пород, преимущественно трахиандезитобазальтов, а также субщелочных оливиновых базальтов, лейкокобазальтов и трахидацитов.

Характерно, что все известные месторождения и рудопоявления золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля локализованы исключительно в вулканогенных породах нижней «диабазовой» пачки (см. рис. 1).

Необходимо отметить, что вопрос о формационной принадлежности вулканогенных отложений Миндякского рудного поля, важный, по нашему мнению, для металлогении золото-сульфидного оруденения «миндякского» типа, до настоящего времени остаётся дискуссионным [2, 3, 14, 15]. Нами изменчивость состава вулканических пород рассматривается как одна из особенностей конседиментационного вулканизма, и в целом вулканические породы сопоставляются с породами субщелочной базальт-риолитовой формации рифтогенных каменноугольных структур Урало-Тяньшаньского региона, в том числе золотоносных в пределах Восточно-Уральской зоны Южного Урала или Кокпатасского рифта Центральных Кызылкумов [6, 7, 11, 13, 16 и др.].

Другой характерной особенностью отложений рудовмещающей толщи является их геохимическая специализация на золото и ряд других элементов. Изучение золотоносности рудовмещающих отложений (П.Г.Кучеревский, К.М.Минькин и

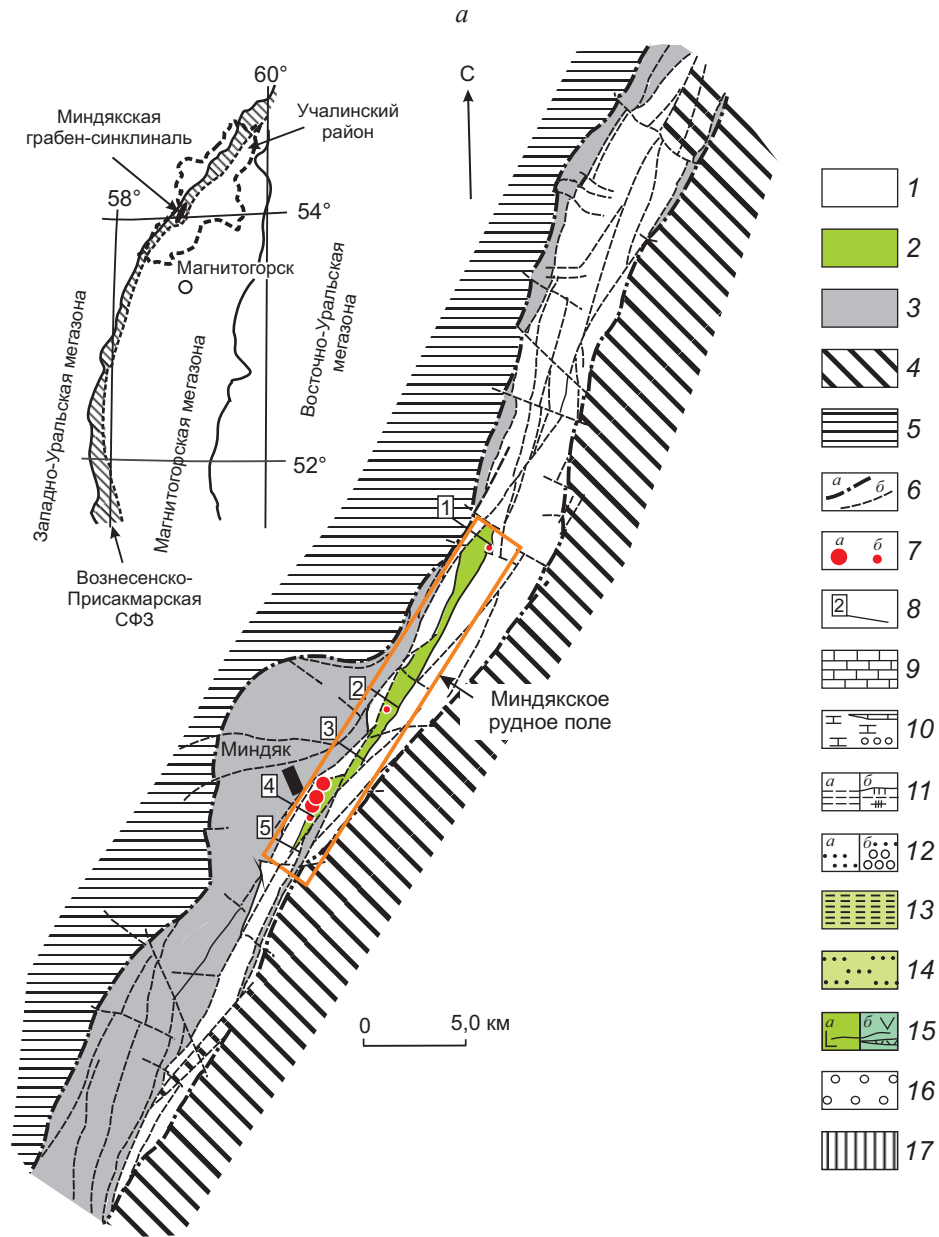
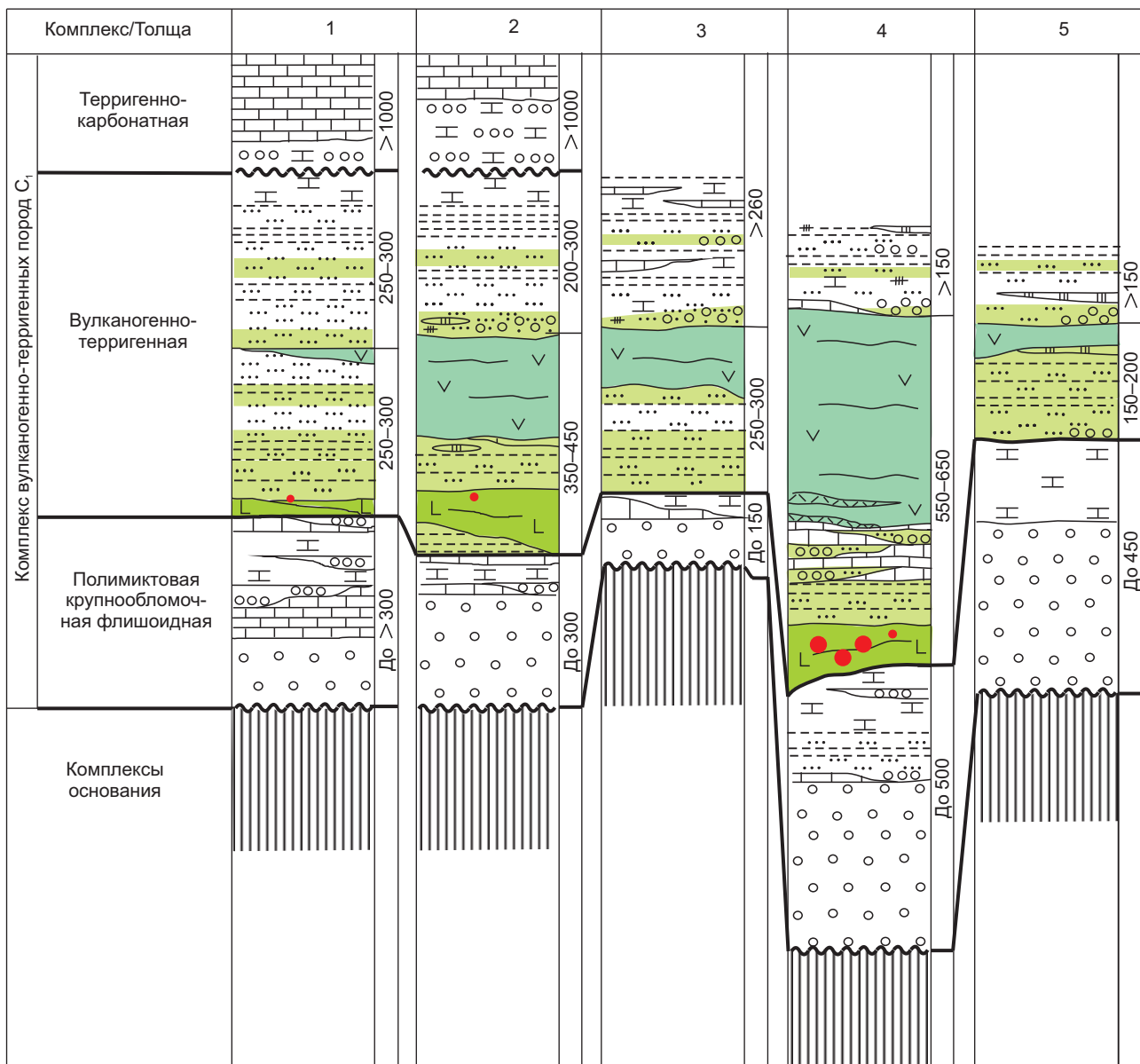


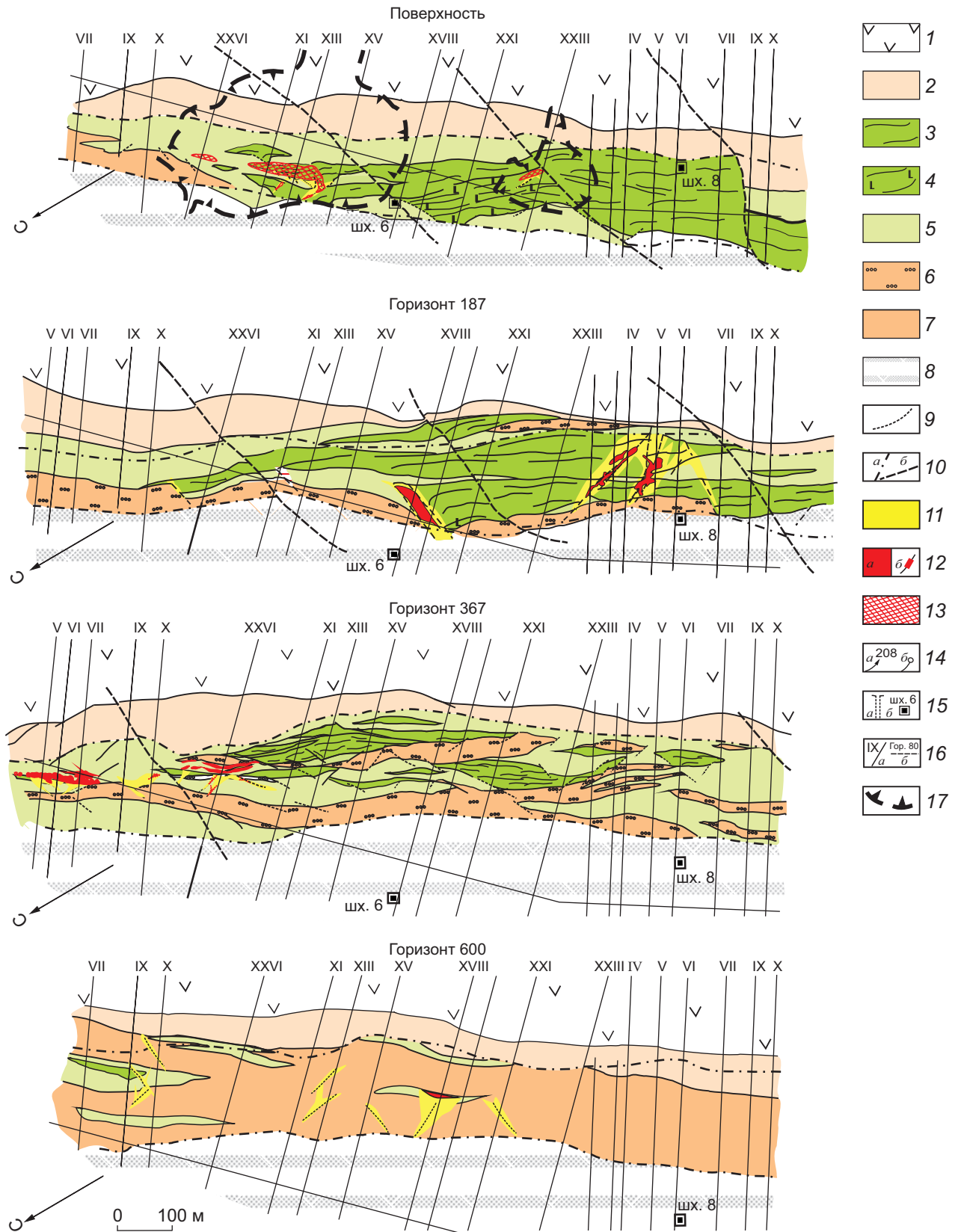
Рис. 1. ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД НА СХЕМЕ МИНДЯКСКОЙ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ (а) И В РАЗРЕЗАХ МИНДЯКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (б), ПО ДАННЫМ ГДП-50 (Ш.Н.КАЦ И ДР., 1981 г.), ПОИСКОВЫХ И ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫХ РАБОТ (В.В.КАНДЫБА, Н.А.ШВАЛЕВ И ДР., 1981 г.; Г.А.МОРОЗОВ И ДР., 1992 г.; В.Ф.СОЗИНОВ И ДР., 1993 г.), ИССЛЕДОВАНИЙ ЦНИГРИ (Н.И.БОРОДАЕВСКИЙ И ДР., 1964 г.; П.Г.КУЧЕРЕВСКИЙ, К.М.МИНЬКИН, 2002 г.):

на схеме: комплексы Вознесенско-Присакмарской СФЗ: 1 – раннеорогенный (раннеколлизийный) вулканогенно-терригенный, S_1 , 2 – область развития рудовмещающих вулканогенных (лавовых, лавобрекчиевых, разнообломочных вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных) отложений вулканогенно-терригенной толщи раннеорогенного комплекса, S_1 , 3 – комплексы пород основания (раннегеосинклинальных метаморфизованных терригенно-вулканогенных, ϵ - O , офиолитовой ассоциации, S_1 - S_2), интрузивного Нурали-Миндякского габбро-диоритового комплекса, S_1); комплексы пород обрамления: 4 – островодужные вулканогенные и вулканогенно-терригенные,

б



D_{1g}-D_{3f} (ирендыкская, улутауская свиты), 5 – метаморфических пород Уралтауского поднятия, R-V; б – системы разрывных нарушений зоны ГУР (а – ограничивающие Присакмарско-Вознесенскую СФЗ, б – прочие разломы); 7 – месторождения (а), рудопроявления (б) золото-сульфидных руд; 8 – разрезы Миндякского рудного поля, их номера; на разрезах: 9 – известняки; 10 – известковистые и полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты и пелитоморфные породы, прослои известняков; 11 – полимиктовые (песчано)-алевролит-аргиллитовые отложения (а), кремнистые, углеродисто-кремнистые сланцы (б); 12 – полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями ритмично-слоистых песчано-алевролит-аргиллитовых пород (а) и гравелитов (б); хлоритизированные вулканогенно-осадочные и полимиктовые с примесью вулканогенного материала: 13 – (песчано)-алевролит-аргиллитовые отложения, 14 – кварц-полевошпатовые, полевошпатовые песчаники; 15 – вулканогенные (лавовые, лавобрекчиевые, вулканомиктовые, вулканогенно-осадочные) отложения основного состава «диабазовой» пачки (а) и преимущественно основного-среднего состава с телами альбитофинов «порфирировой» пачки (б); 16 – полимиктовые песчаные и алевролит-аргиллитовые конгломераты с прослоями песчаников, (песчано)-алевролит-аргиллитовых и валунно-глыбовых отложений; 17 – отложения комплексов основания



др., 2002 г.) показало, что содержания золота превышают кларковые как в терригенных отложениях (до 0,02 г/т), так и в базальтоидных отложениях «диабазовой» пачки (до 0,011 г/т). Высокие содержания золота сопровождаются надкларковыми содержаниями As, Cu, Co, V, отчасти Zn, Pb, Ni. При наличии в породах послойной вкрапленной сульфидной минерализации концентрация золота и других элементов обычно возрастает в несколько раз. Для подстилающих и перекрывающих отложений характерны околокларковые содержания золота.

Симптоматично, что наиболее высокие содержания золота и элементов-спутников, а также концентрации послойной вкрапленной сульфидной минерализации рудовмещающей толщи характерны для вулканогенных отложений «диабазовой» пачки, в которой локализованы все известные месторождения и рудопроявления золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля.

Таким образом, в пределах Миндякской грабен-синклинали геологическая позиция месторождений и рудопроявлений золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля обуславливается размещением вулканогенных отложений базальтриолитовой формации в специализированной на золото вулканогенно-терригенной толще рифтогенного комплекса С₁, а в их пределах – разви-

тием вулканогенных пород субщелочного базальтового состава «диабазовой» пачки.

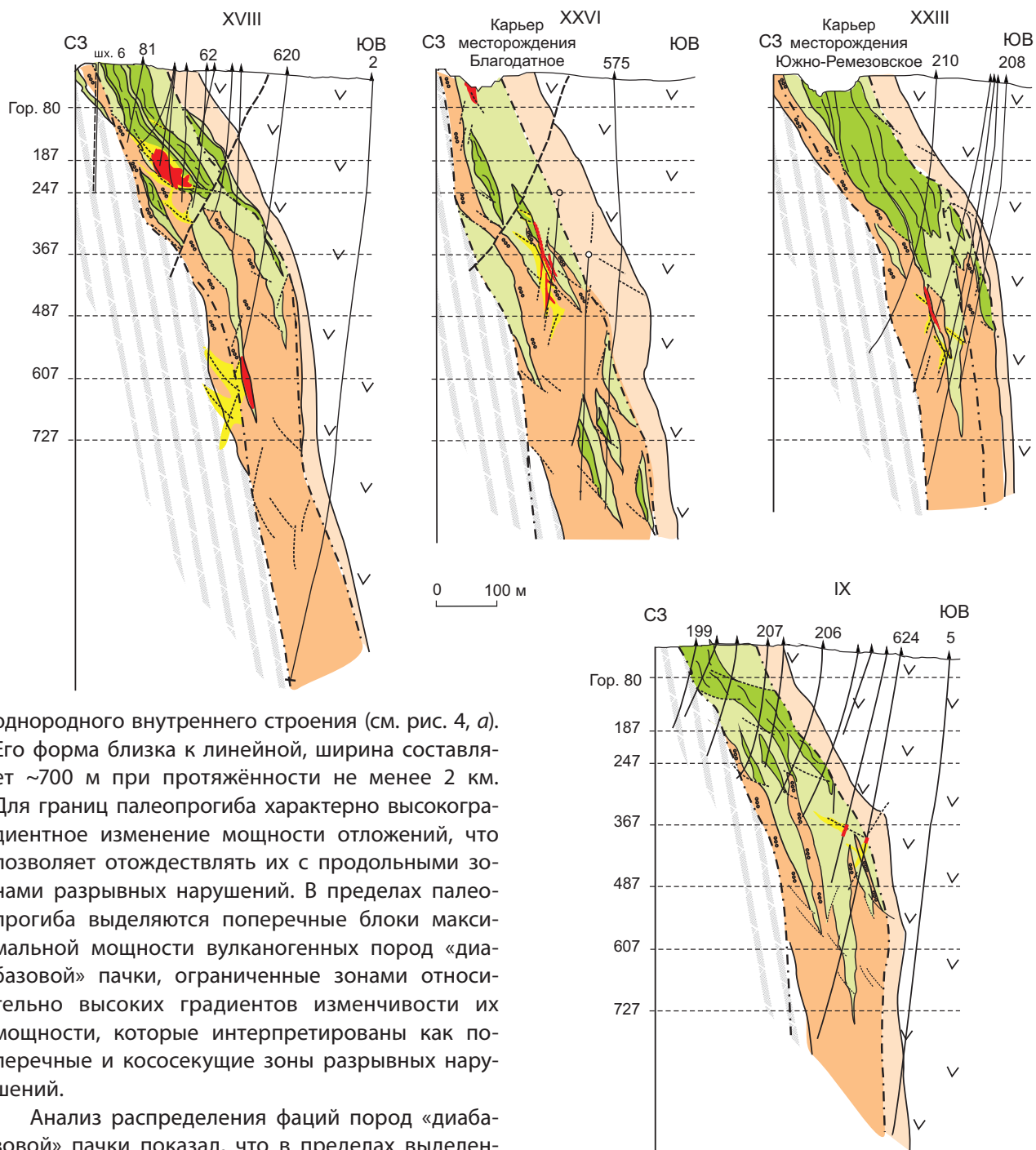
Условия локализации золото-сульфидных руд. Для определения условий локализации руд золота проведён комплексный анализ мощности и фаций отложений рудовмещающей «диабазовой пачки» на участке размещения месторождений Благодатное и Ремезовское, структурно-тектонических элементов строения месторождений, а также особенностей размещения золотого оруденения.

Анализ выполнен на основе данных, полученных с использованием оцифровки (с шагом 20 м) фаціальных и тектонических элементов строения разрезов по 21 буровому профилю и семи погоризонтным планам месторождений, часть из которых приведена на рис. 2, 3. Результаты анализа отображены в проекции на вертикальную плоскость (рис. 4). Для анализа использованы материалы исследований ЦНИГРИ разных лет (Н.И.Бородаевский и др., 1964 г.; В.Н.Сорокин, 1970 г.; П.Г.Кучеревский, К.М.Минькин, 2002 г.) и последних поисково-оценочных работ (Г.А.Морозов, В.Ф.Созинов и др., 1992 г.) на месторождениях рудного поля.

Как показал анализ изменчивости мощности отложений «диабазовой» пачки, изопахитами (от ≤ 110 до ≥ 160 м) оконтуривается палеопрогиб не-

Рис. 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ «ДИАБАЗОВОЙ» ПАЧКИ НА ПЛАНАХ ПОВЕРХНОСТИ И ГОРИЗОНТОВ 187, 367, 600 УЧАСТКА РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕМЕЗОВСКОЕ И БЛАГОДАТНОЕ:

1–7 – рудовмещающая толща вулканогенно-терригенных отложений: 1 – вулканогенные отложения «порфириновой» пачки (потоки лав, лавокластитовые агрегаты базальтового и андезито-базальтового составов, тела альбитофинов, маломощных прослоев разнообломочных вулканомиктовых пород), 2 – пачка карбонатно-терригенных отложений (переслаивающиеся углеродистые, хлоритовые, хлорит-кремнистые, кремнистые сланцы, известковистые гравелиты, песчаники, прослой известняков), 3–7 – рудовмещающие вулканогенно-терригенные отложения «диабазовой» пачки (фации): 3 – вулканические (плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириновые, афанитовые и мелкозернистые диабазы, базальты, вулканокластические брекчии) и ассоциирующие с ними маломощные вулканомиктовые разнообломочные отложения, 4 – тела диабазовых порфиринов, 5 – вулканомиктовые и вулканогенно-осадочные отложения (вулканомиктовые гравелиты, песчаники и алевролиты, хлоритовые, кремнисто-хлоритовые, кремнистые, кремнисто-слюдистые сланцы), 6 – терригенные отложения, представленные преимущественно известковистыми гравелитами, 7 – многократно переслаивающиеся градационно построенные полимиктовые гравелисто-песчанистые породы; 8 – подстилающая толща крупнообломочных флишоидных отложений; тектонические нарушения: 9 – разломы предположительно конседиментационного заложения, 10 – поздние разнонаправленные системы разрывных нарушений (а – продольные, б – поперечные); 11 – околорудные метасоматические преобразования пород (лиственитизация, окварцевание, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, сульфидизация); 12 – золото-сульфидное оруденение, в том числе рудные тела (а) и отдельные рудные пересечения по скважинам с содержанием Au $\geq 1,0$ г/т (б); 13 – проекция рудных тел на поверхность; 14 – скважины поискового и разведочного бурения (а – наземные, б – подземные); 15 – шахты на разрезах (а), погоризонтных планах (б); 16 – линии профилей скважин поискового бурения (а), горизонты подземных горных выработок (б); 17 – контуры карьеров



однородного внутреннего строения (см. рис. 4, а). Его форма близка к линейной, ширина составляет ~700 м при протяжённости не менее 2 км. Для границ палеопрогиба характерно высокоградиентное изменение мощности отложений, что позволяет отождествлять их с продольными зонами разрывных нарушений. В пределах палеопрогиба выделяются поперечные блоки максимальной мощности вулканогенных пород «диабазовой» пачки, ограниченные зонами относительно высоких градиентов изменчивости их мощности, которые интерпретированы как поперечные и кососекущие зоны разрывных нарушений.

Анализ распределения фаций пород «диабазовой» пачки показал, что в пределах выделенного палеопрогиба характерной особенностью является, как отмечалось ранее Н.И.Бородаевским и др. (1964 г.), постепенная смена фациального облика пород по латерали и в разрезе – от существенно вулканических (лавовых, лавобрекчиевых) к вулканомиктовым и вулканогенно-осадочным и далее к преимущественно терригенным. В этом же направлении фациального ряда заметно сок-

Рис. 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ «ДИАБАЗОВОЙ» ПАЧКИ В РАЗРЕЗАХ ПО ЛИНИЯМ ПРОФИЛЕЙ XVIII, XXVI, XXIII, IX УЧАСТКА РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕМЕЗОВСКОЕ И БЛАГОДАТНОЕ:

усл. обозн. см. рис. 2

ращается объём золотого оруденения – от руд, составляющих промышленную ценность месторождений в области развития вулканогенных (вулканических, вулканомиктовых, вулканогенно-осадочных) пород, к рассеянной золоторудной минерализации в области пород смешанного состава до полного отсутствия золотого оруденения в существенно терригенных отложениях (см. рис. 4).

Наблюдаемые в пределах палеопроггиба локальные участки резкого изменения состава фаций, как правило, совпадают с зонами высокоградиентных изменений мощности отложений, интерпретируемыми нами в качестве зоны тектонических нарушений, что позволяет относить их к конседиментационным (рис. 5; см. рис. 4). Такие зоны в разрезах по буровым профилям и на погоризонтных планах (см. рис. 2, 3) выражены прерывистыми и непротяжёнными разрывными нарушениями с довольно пологими углами падения (относительно напластования пород), контролирующими изменения мощности, а иногда и состава пород в отдельных прослоях, служат границами тупого выклинивания лавовых тел базальтоидных пород.

Наиболее отчётливо проявлены зоны нарушений, поперечные простиранию палеопроггиба, к которым приурочен основной объём золото-сульфидных руд (см. рис. 4, 5). По левостороннему смещению отдельных блоков вдоль таких разломов и асимметричному распределению мощности пород в их крыльях они могут быть отнесены к левосторонним сбросо-сдвигам. Менее выражены зоны косесекущих разрывных нарушений.

Результаты структурного анализа (круговая диаграмма на рис. 4, а, по методике [9]) показывают, что ассоциация разрывных нарушений, ограничивающих и осложняющих выделяемый палеопрогиб, отвечает парагенезису структур (R -, R' -сколов и отрыва) модели простого правостороннего сдвига Риделя взбросо-сдвигового поля тектонических напряжений (с субгоризонтальной ориентировкой осей главных нормальных напряжений: δ_1 – минимальное и δ_3 – максимальное при $\delta_1 < \delta_3$).

В целом полученные данные свидетельствуют о том, что месторождения золото-сульфидных руд приурочены к палеопроггибу, который по особенностям размещения вулканогенных пород и тектонического строения, с нашей точки зрения, соответствует вулcano-тектоническому па-

леограбену. В пределах палеограбена положение рассматриваемых месторождений подчиняется особенностям его строения, а в качестве основных факторов локализации оруденения выделяются следующие.

Прежде всего следует отметить, что золотое оруденение месторождений Миндякского рудного поля приурочено к субпараллельным линейным минерализованным зонам. Протяжённость зон от 400 до 1040 м и более, ширина 60–160 м (см. таблицу).

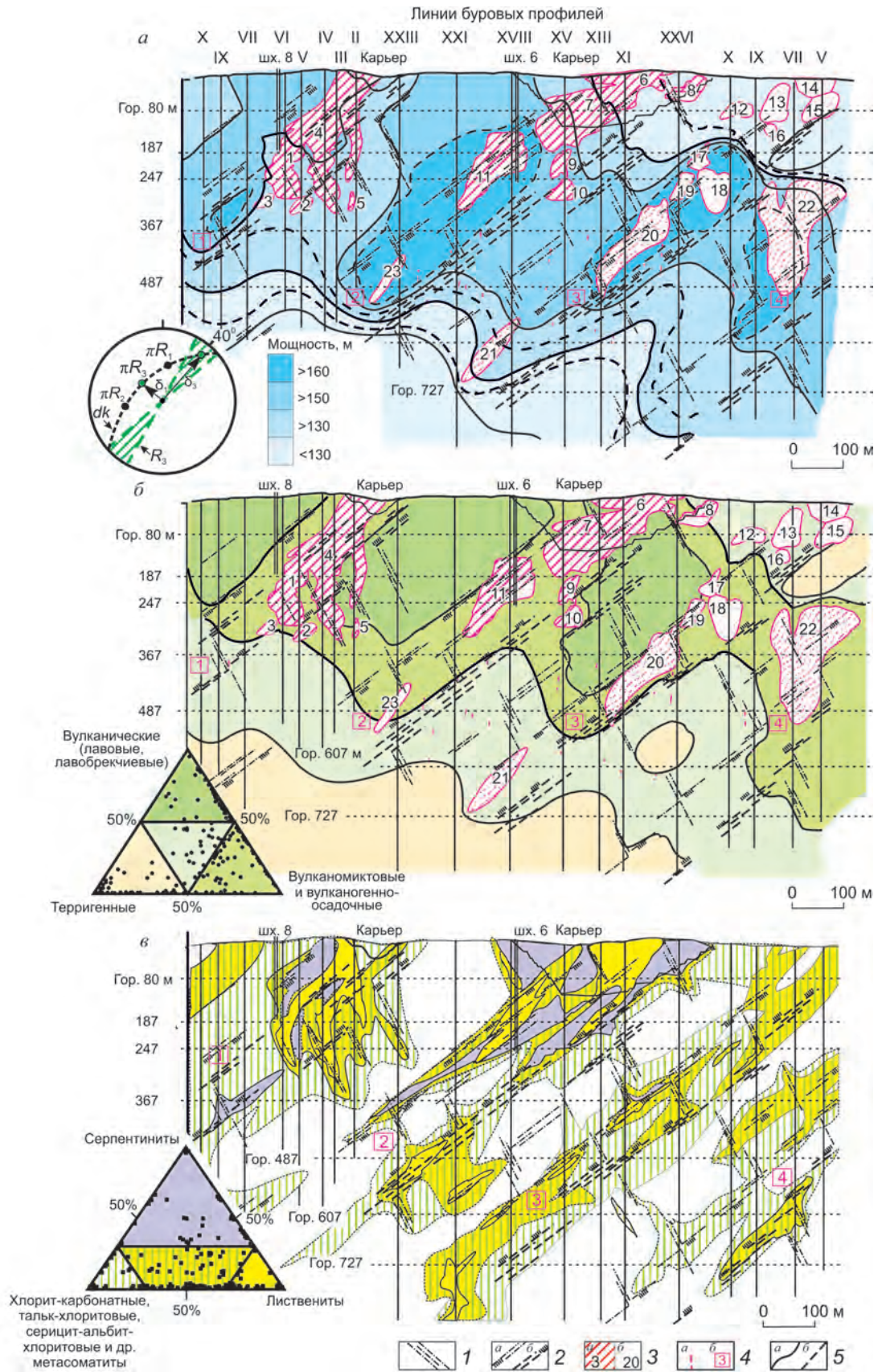
Минерализованные зоны тяготеют к участкам максимальной мощности вулканогенных отложений «диабазовой» пачки, контрастной изменчивости фациального состава вулканогенных пород и зонам конседиментационных тектонических нарушений (см. рис. 4, 5).

Рассматриваемые минерализованные зоны выделяются также наиболее интенсивными метасоматическими преобразованиями рудовмещающих пород (см. рис. 4, в). Метасоматические преобразования пород (лиственитизация, карбонатизация, хлоритизация, серицитизация, оталькование, серпентинизация, окварцевание), по данным разных исследователей (Н.И.Бородаевский и др., 1964 г., а также [2, 10 и др.]), здесь были проявлены неоднократно. В.Н.Сазонов и Н.И.Бородаевский в работе, посвящённой метасоматитам Урала, определили принадлежность околорудных метасоматитов к лиственит-березитовой формации [12].

По составу локализованного в них оруденения минерализованные зоны однотипны и отличаются по соотношению морфоструктурных разновидностей золото-сульфидных рудных тел: линейно-штокверковых и стратиформных линзовидных (см. рис. 4, таблицу).

В минерализованных зонах, размещённых в области максимальной мощности лавовых и лавобрекчиевых базальтоидных пород, основной объём составляют рудные тела линейно-штокверкового морфоструктурного типа, в области доминирования вулканогенно-осадочных пород – стратиформного линзовидного.

Составляющие основную промышленную ценность рассматриваемых месторождений золото-сульфидные руды с линейно-штокверковой морфологией рудных тел, по данным детального картирования специалистами ЦНИГРИ (Н.И.Бородаевский и др., 1964 г.), приурочены к разрывным нарушениям, представленным «кулиснопрерыви-



стыми» зонами трещиноватости, рассланцевания и брекчирования пород северо-восточного и северо-западного простирания в современном залегании (азимут простирания 40–75°, углы падения ЮЮВ 30–50° и азимут простирания 300–350°, углы падения СВ 45–85°, замеры В.Н.Сорокина и А.Г.Акиншиной) с трещинами оперения и горизонтальными штрихами скольжения, характерными для сдвиговых перемещений.

Результаты реконструкции первичной ориентировки (круговая диаграмма на рис. 6, в) и морфологические признаки рудовмещающих разрывных нарушений позволяют соотносить их с описанными ранее конседиментационными тектоническими нарушениями (см. рис. 4).

Следует отметить, что с рудными телами линейно-штокверковой морфологии тесно связаны стратиформные линзовидные тела золото-сульфидных руд (см. рис. 4–6), которые по данным последних поисково-оценочных работ 1992 г. (Г.А.Морозов, В.Ф.Созинов и др., 1992 г.) содержат не менее 5% от суммарных запасов золота месторождений.

Одним из важных факторов локализации таких руд, несомненно, является приуроченность к локальным палеодепрессиям. Как видно из рис. 4 и 5, руды размещены в сброшенном крыле поперечных сдвиго-сбросов, отличающемся повышенной мощностью отложений «диабазовой» пачки и, соответственно, образующему отрицательную линейную форму палеорельефа. В пределах таких линейных палеодепрессий рудные тела локализованы в прослоях тонко-мелкообломочных вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных отложений, на участках их повы-

шенной мощности, фиксирующих, вероятно, локальные прогибы (см. рис. 6, б).

На наш взгляд, рассмотренная выше вполне закономерная локализация золото-сульфидных руд относительно размещения вулканических пород и конседиментационных разрывных нарушений свидетельствует о связи формирования руд с раннекаменноугольным (раннеорогенным) субщелочным базальтоидным вулканизмом.

Кроме золото-сульфидных руд, как в сочетании с ними, так и в перекрывающих их отложениях, проявлена прожилковая золотосодержащая кварц(карбонат)-сульфидная минерализация. Последняя связана с секущими зонами тектонической трещиноватости и маломощных (околопрожилковых) метасоматических (окварцевание, серицитизация, карбонатизация, сульфидизация) преобразований пород и руд и обычно выделяется в качестве регенерированной, не имеющей самостоятельного промышленного значения [2, 5, 10, 15]. В сочетании с этой минерализацией в золото-сульфидных рудах линейно-штокверковой и стратиформной линзовидной морфологии, отмечаются перекристаллизация сульфидов, укрупнение выделений золота, а непосредственно над рудными телами в перекрывающих породах регенерированная минерализация проявляется рассредоточенными ореолами повышенных содержаний золота (см. рис. 6, б).

В заключение отметим следующее.

1. В пределах Миндякской грабен-синклинали геологическая позиция месторождений и рудопоявлений золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля определяется размещением вулканогенных отложений базальт-риолитовой

Рис. 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ (а), ФАЦИЙ ПОРОД (б), МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (в) И ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ «ДИАБАЗОВОЙ» ПАЧКИ УЧАСТКА РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕМЕЗОВСКОЕ И БЛАГОДАТНОЕ (в проекции на вертикальную плоскость):

1 – косесекущие зоны разрывных нарушений; 2 – поперечные зоны разрывных нарушений, контролирующие размещение минерализованных зон (а – в приподошвенной части «диабазовой» пачки, б – в прикровельной); 3 – проекции рудных тел на вертикальную плоскость, их номера в таблице: а – секущих вмещающих отложений (линзы: 1 – Западная, 2 – Западная-2, 3 – Западная-3, 4 – Восточная, 5 – Восточная-4, 6 – Главное рудное тело, 7 – Северная, 8 – Северо-Западная, 9 – Восточная, 10 – Западная-2, 11 – Южная), б – согласных с вмещающими отложениями (рудные тела: 12 – первое, 13 – второе, 14 – третье, 15 – четвертое, 16 – пятое, линзы: 17 – № 8–1, 18 – № 8–2, 19 – № 8–3, 20 – № 8–4, 21 – № 8–5, 22 – № 10, 23 – № 11); 4 – проекции отдельных рудных пересечений с содержанием Au ≥ 1 г/т (а), минерализованные зоны, их номера в таблице (б) на диаграмме (а) (сетка Вульфа, верхняя полусфера): dk – динамо-кинематическая плоскость, δ_1 и δ_3 – оси главных (минимальных и максимальных) нормальных напряжений (растяжения и сжатия), πR_1 и πR_2 – полюса косесекущих и поперечных зон тектонических нарушений, R_3 – общая ориентировка грабена, πR_3 – его полюс; 5 – изопахиты: а – через 20 м, б – через 10 м

формации в специализированной на золото вулканогенно-терригенной толще рифтогенного комплекса C_1 , а в их пределах – развитием вулканогенных пород субщелочного базальтового состава «диабазовой» пачки.

2. Вмещающие месторождения золото-сульфидных руд вулканогенные породы «диабазовой» пачки (лавовые, лавобрекчиевые, вулканомиктовые, вулканогенно-осадочные) приурочены к вулканотектоническому палеограбену.

3. В пределах палеограбена месторождения связаны линейными минерализованными зонами, развитыми в зонах конседиментационных тектонических нарушений и гидротермально-метасоматических (лиственитизация, серицитизация, карбонатизация, сульфидизация и др.) преобразований вулканогенных пород «диабазовой» пачки на участках максимальной мощности вулканогенных отложений и контрастной изменчивости их фациального состава.

4. Составляющие промышленную ценность месторождений золото-сульфидные руды представлены двумя основными пространственно связанными структурно-морфологическими типами рудных тел – линейно-штокверковым и стратиформным линзовидным. Положение рудных тел линейно-штокверковой морфологии контролируется

системами конседиментационных разрывных нарушений, выраженных зонами расщеливания, брекчирования, а также зонами резкой изменчивости мощности и фациального состава рудовмещающих отложений. Основные факторы локализации стратиформных линзовидных рудных тел – локальные впадины вулканотектонического палеорельефа, сопровождающие зоны конседиментационных разрывных нарушений и отличающиеся повышенной мощностью рудовмещающих тонко-мелкообломочных вулканомиктовых и вулканогенно-осадочных отложений.

5. Не имеющая самостоятельной промышленной ценности регенерированная прожилковая золото-кварц(карбонат)-сульфидная минерализация локализована в поздних секущих зонах тектонической трещиноватости и маломощных (околопрожилковых) гидротермально-метасоматических преобразований первичных золото-сульфидных руд и надрудных отложений. Время формирования регенерированной минерализации может отвечать времени проявления главной складчатости и интрузивного магматизма C_3-P_1 , рассматриваемого традиционно для Урала в качестве основного для золотого оруденения.

6. Раннеорогенный субщелочной базальтоидный вулканизм (C_1) обусловил особенности форми-

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН И РУДНЫХ ТЕЛ

Минерализованные зоны (их номера на рис. 4)	Протяжённость, м	Ширина, м	Рудные тела (борт. содержание 2,0 г/т)	Залегание по отношению к вмещающим породам	Параметры рудных тел ¹ (по простиранию*падению*мощность, в м; ср.сод. Au, в г/т)
Красная горка (4)	более 300	60–100	Линза 10	Согласное	90-180*256*до 8; Au 3,5
Северо-Благодатное (3)	1040	60–120	Рудные тела 1, 2, 3, 4, 5, 6	Согласное	30-80*30-100*до 15; Au до 4,4
			Линзы 8-1, 8-2, 8-3, 8-5	Согласное	25-65*60-90*до 5; Au 3,3-3,5
			Линза 8-4	Согласное	60*240*4; Au 3,5
Благодатное (2)	более 700	120–160	Главное рудное тело	Секущее	179*82*16-30; Au 10-15
			Линза Северная	Секущее	100*150*до 30; Au 10-15
			Линза Северо-Западная	Секущее и согласное	до 30*до 40*10-20 и до 40*80*4-6; Au 4,1
			Линза Южная	Секущее	130*75*до 50; Au 8,3 г/т
Ремезовское (1)	около 350	100–120	Линза 11	Согласное	до 30*120*4; Au 3,3-3,5
			Линза Западная	Секущее	80-90*около 80*40-50; Au 6,9
			Линза Восточная	Секущее	120-150*87*2-10; Au 8-10
			Линза Восточная-4	Секущее	40-60*260*в ср.5; Au 3,5-7,3

* Параметрические данные рудных тел, приведённые в материалах поисково-оценочных работ (Г.А.Морозов, В.Ф.Созинов и др., 1992 г.) и исследований специалистов ЦНИГРИ разных лет, (Н.И.Бородаевский и др., 1964 г.), [1, 15]

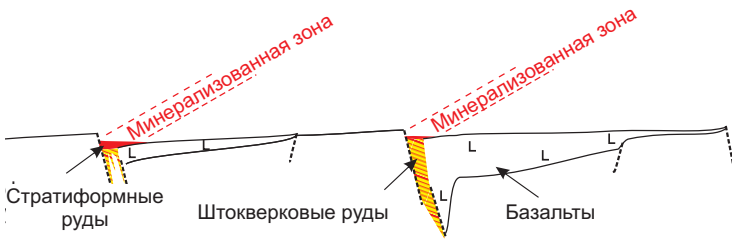


Рис. 5. СООТНОШЕНИЕ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН С ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ В СХЕМАТИЧЕСКОМ ПРОДОЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ПАЛЕОПРОГИБА (вулcano-тектонического палеограбена)

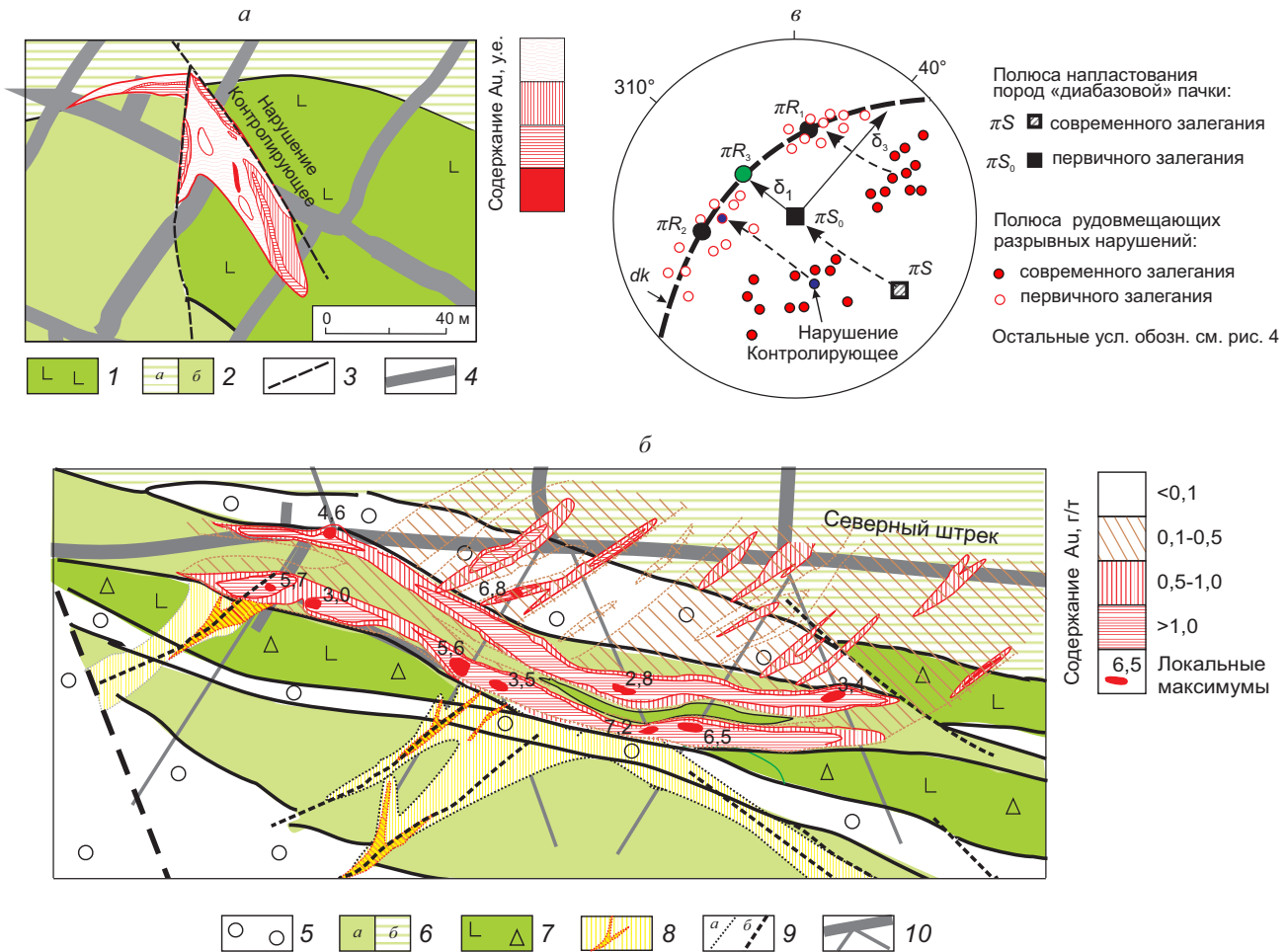


Рис. 6. МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНДЯКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ:

а – «Южная линза» в плане горизонта 247 м, б – «Линза 8-4» в плане горизонта 367 м, в – реконструкция первичного положения рудовмещающих разрывных нарушений на структурной диаграмме, по материалам поисково-оценочных работ (Г.А.Морозов и др., 1992 г.), исследований ЦНИГРИ (Н.И.Бородаевский и др., 1964 г.; П.Г.Кучеревский, К.М.Минькин, 2002 г.); для рис. а: 1 – хлоритизированные лавовые и лавобрекчиевые базальтоидные отложения, рудовмещающие для линейно-штокерковых рудных тел; 2 – хлоритовые и кремнисто-хлоритовые сланцы по переслаивающимся вулканомиктовым и вулканогенно-осадочным отложениям (а – рудовмещающие для стратиформных линзовидных тел и перекрывающие, б – подстилающие); 3 – разрывные нарушения; 4 – подземные горные выработки; для рис. б: 5 – известковистые конгломераты; 6 – хлоритовые сланцы по вулканомиктовому тонкообломочному отложению (а), хлоритовые и кремнисто-хлоритовые сланцы по переслаивающимся вулканомиктовым и вулканогенно-осадочным отложениям (б); 7 – лавовые базальтоиды, вулканомиктовые грубообломочные отложения; 8 – листвениты, хлорит-карбонатные и другие метасоматиты с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией (содержание Au >0,1 г/т); 9 – разрывные нарушения (а – ранние конседиментационные, б – поздние); 10 – подземные горные выработки, скважины

рования и локализации месторождений золото-сульфидных руд Миндякского рудного поля.

Полученные данные направлены на уточнение существующих прогнозно-поисковых моделей месторождений золота «миндякского» типа, прежде всего, для геологических условий Вознесенско-Присакмарской СФЗ Южного Урала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородаевская М.Б., Беликов А.Г.* Золоторудное месторождение Миндяк // Геология главнейших золоторудных месторождений Урала. М., 1952. Т. III. С. 108–138.
2. *Геология золоторудных месторождений СССР.* Т. 1. / Под ред. В.А.Нарсеева, Д.А.Тимофеевского, М.Б.Бородаевской, Н.И.Бородаевского. – М.: ЦНИГРИ, 1984.
3. *Знаменский С.Е., Мичурин С.В.* Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты // Литосфера. 2013. № 4. С. 121–135.
4. *Знаменский С.Е., Серавкин И.Б.* Структурные условия локализации позднеколлизионных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 26–36.
5. *Золотоносность Урала.* Объяснительная записка к карте коренной золотоносности Урала масштаба 1 000 000 / Н.К.Курбанов, П.С.Ревякин, П.Г.Кучеревский и др. – М.: ЦНИГРИ, 2004.
6. *Кучеревский П.Г.* Вулканогенная щелочно-базальтовая формация и золото-сульфидное оруденение Кокпатасского типа (Ц. Кызылкумы) // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 63–67.
7. *Кучеревский П.Г., Минькин К.М.* Геологические особенности золото-сульфидных месторождений в сланцевых комплексах // Советская геология. 1987. № 8. С. 36–42.
8. *Месторождения золота Урала / В.Н.Сазонов, В.Н.Огородников, В.А.Коротеев и др.* – Екатеринбург: Изд-во ИГГГА, 2001.
9. *Металлогения рядов коллизионных обстановок.* Т. 1. / Под ред. Н.В.Межеловского. – М.: ГЕОС, 2002.
10. *Мурзин В.В., Кринов Д.И., Бортников Н.С., Сазонов В.Н.* Стадийность, РТХ-условия образования руд и форма вхождения золота в рудах Миндякского месторождения (Южный Урал) // Ежегодник 2000. Ин-т геологии и геохимии УрО РАН: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург, 2001. С. 166–171.
11. *Правилова Н.В.* Раннекаменноугольный вулканизм Южного Урала: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 2006.
12. *Сазонов В.Н., Бородаевский Н.И.* Генезис текстур и структур метасоматитов березит-лиственитовой формации. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.
13. *Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992.
14. *Серавкин И.Б.* Минерагения Южного Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 19–37.
15. *Сорокин В.Н.* Условия локализации и минералогическо-геохимические особенности прожилково-вкрапленного золотого оруденения Миндякского рудного поля: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 1970.
16. *Шпотова Л.В., Ушаков В.В.* Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1981.

GEOLOGICAL POSITION AND LOCALIZATION CONDITIONS OF MINDYAK ORE FIELD GOLD-SULFIDE ORES DEPOSITS, REPUBLIC OF BASHKORTOSTAN

K.M.Minkin

Gold-sulphide Mindyak ore field deposits, which are the standard for the Southern Urals Voznesensk-Prisakmar structural-formation zone (SFZ), are confined to gold-specific volcanogenic-terrigenous strata of the rift complex C₁, and volcanogenic rocks of subalkaline basalt composition within it. Gold sulfide ore deposits are closely related in space and time of formation with the products of subalkaline basaltic volcanism, and their localization is controlled by the sedimentary tectonic structures.

Keywords: facies, basalts, consedimentary faults, mineralized zone, gold sulfide ores.

КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ АЛМАЗОВ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Рассмотрены перспективы выявления на Чернышевско-Лапчанской площади Мало-Ботуобинского алмазоносного района коренных источников алмазов. Приведены результаты обработки минералогических данных и материалы палеогеологических реконструкций. Анализ пространственной изменчивости типоморфных особенностей минералов-спутников алмаза (МСА) из продуктивной толщи лапчанско-ботуобинских отложений позднего палеозоя позволил выделить высокоперспективный на обнаружение проявлений кимберлитового магматизма участок, расположенный восточнее среднепалеозойской тuffовой трубки Маар-Сиене.

Ключевые слова: анализ, изменчивость, пикроильменит, пироп, прогноз.

Открытию и изучению алмазоносности верхнепалеозойских отложений, широко распространённых на северо-западе Мало-Ботуобинского алмазоносного района (в дальнейшем – Чернышевско-Лапчанской площади), а также поискам здесь коренных источников алмазов исполнилось полвека. Несмотря на значительные материальные затраты и усилия геологоразведчиков, кимберлиты на упомянутой площади не выявлены (рис. 1). Основными причинами являются сложная история геологического развития территории, в частности переотложенный характер ореолов минералов-спутников алмаза, а также то, что поисковые объекты перекрыты мощной толщей посткимберлитовых образований различных возрастов и генезиса. Вместе с тем, выполненные работы позволили получить огромный массив фактографической шлихоминералогической информации, которая имеет фундаментальное значение при поисках кимберлитов.

Ключ к решению проблемы Чернышевско-Лапчанской площади, а также других закрытых алмазоперспективных площадей, по нашему мнению, – количественная оценка и пространственно-временной анализ минералогической информации на основе сведений, содержащихся в карточках минералогического описания МСА из шлиховых проб (главным образом керновых), структурированных в базы данных. Безусловным и естественным при осуществлении такого изучения является привлечение материалов о геологическом строении Чернышевско-Лапчанской площади и в целом северо-западной части Мало-Ботуобинского алмазоносного района.

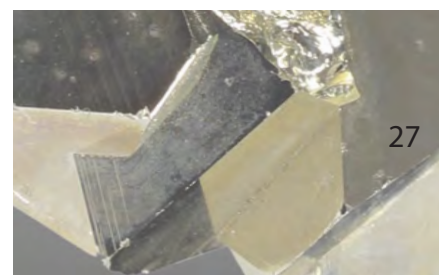
Краткие сведения о геологическом строении Мало-Ботуобинского алмазоносного района. Находится в южной части Якутской



**Мясникова
Зоя Александровна**

**Мясников
Фёдор Васильевич**

кандидат геолого-минералогических наук
z_fedor49@mail.ru



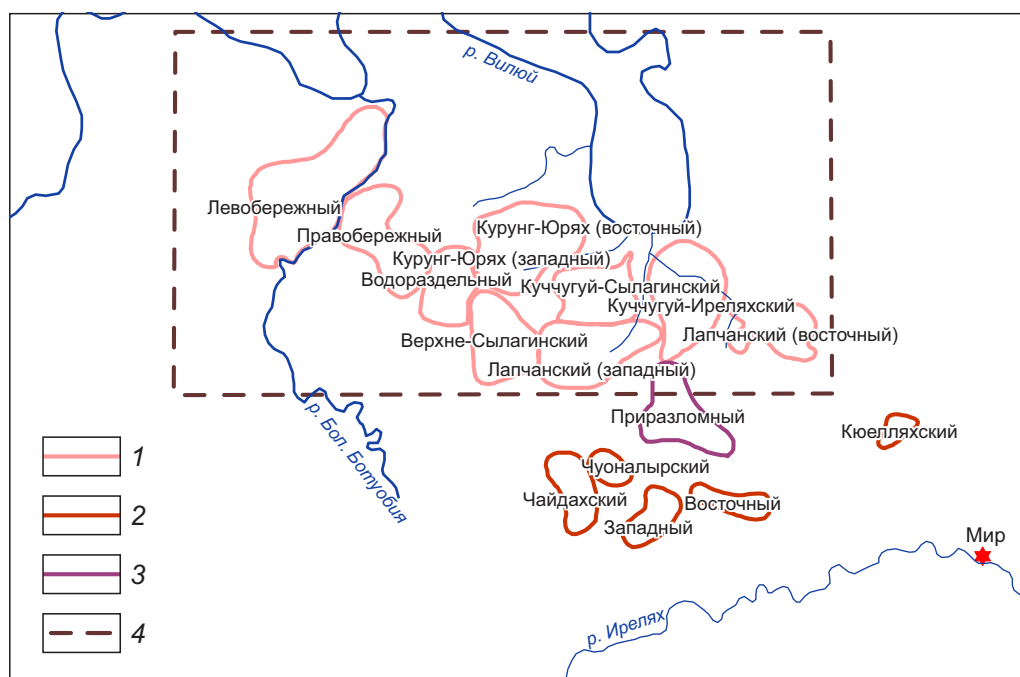


Рис. 1. ПОЛОЖЕНИЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ МСА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА:

обобщённые контуры ореолов: 1 – Чернышевско-Лапчанской, 2 – Ирелях-Чайдахской площадей, 3 – Приразломного ореола; 4 – Чернышевско-Лапчанская алмазопоисковая площадь

алмазоносной провинции в пределах Мирнинского свода Непско-Ботубинской антеклизы, которая с запада ограничивается Тунгусской, с востока – Вилюйской синеклизами, а на севере переходит в Анабарскую антеклизу (по материалам отчётов Чернышевской геологоразведочной экспедиции).

В геологическом строении района участвуют ультраметаморфические комплексы, слагающие кристаллический фундамент, осадочные отложения чехла платформы, различные магматические образования. Породы фундамента залегают на глубине 2–3 км. Терригенно-карбонатные формации венда с региональным несогласием перекрывают поверхность фундамента. Нижнепалеозойские отложения представлены терригенно-карбонатными и сульфатно-галогенными формациями мощностью от 1800 до 2200 м. Они включают юдейскую, эльгянскую, толбачанскую, олёмминскую, чарскую, ичерскую, метегерскую, мирнинскую и холомолохскую свиты кембрия. Завершает разрез нижнепалеозойских отложений устькутская свита ордовика. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные образования представ-

лены корами выветривания на терригенно-карбонатных породах раннего палеозоя.

Верхнепалеозойские отложения сложены терригенными толщами, в составе которых выделяются: лапчанская свита мощностью 10–20 м, залегающая с размывом на породах холомолохской свиты верхнего кембрия; ботубинская свита мощностью 25–55 м, сложенная в нижней части разнотелыми песками, в верхней – алевролитами, при отсутствии лапчанских отложений залегают на эродированных породах холомолохской или устькутской свит; боруллойская свита мощностью до 80 м, залегающая с перерывом в осадконакоплении и незначительным размывом на подстилающих верхнепалеозойских отложениях. Суммарная мощность верхнепалеозойских отложений варьирует от первых метров до 150–200 м и более на западе района. Они распространены почти повсеместно, но отсутствуют на участках развития современной и юрской гидросетей. В настоящее время они приоритетны для постановки алмазопоисковых работ.

Мезозойские отложения представлены туфами и их производными чичиканской свиты ниж-

него триаса мощностью до 130 м, образованиями кор выветривания среднего – позднего триаса и отложениями нижнего отдела юрской системы. Наиболее широко на площади распространены юрские отложения. Их мощность колеблется от первых метров до 100 м, увеличиваясь в юго-восточном направлении. Кайнозойская толща представлена четвертичными аллювиальными, элювиально-делювиальными и широко распространёнными озёрно-болотными отложениями.

Значительно распространённые магматические образования представлены трапповой и кимберлитовой формациями. Формировались в течение двух тектонических этапов: среднепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского. В среднем палеозое были проявлены оба формационных типа, в мезозое – породы основного состава.

Среднепалеозойская кимберлитовая формация в Мирнинском поле представлена семью трубками взрыва и двумя жилами. Поле находится в северо-восточном окончании Мирнинского свода на пересечении Джункун-Хампинской зоны северо-восточного простирания и Вилюйско-Мархинской – субмеридионального. Размещение трубок контролируется узлами пересечения разломов Вилюйско-Мархинской зоны с рудовмещающими разломами северо-западного направления.

На территории района установлены разновысотные и разновозрастные пликвативные и дизъюнктивные дислокации, которые имеют унаследованный или наложенный характер.

Большое значение при алмазопроисхождении работ уделяется изучению разрывных нарушений. В восточной и центральной частях территории выявлены нарушения Мирнинской ветви Вилюйско-Мархинской зоны глубинных разломов: Западный, Параллельный, Центральный, Восточный, Чуоналырский, Буордахский, Моркокинский. На западе площади обнаружены Мунурский, Сылагинский, Нижнеботуобинский и другие разломы субмеридионального простирания. Наряду с субмеридиональными разломами, в районе проявлены нарушения северо-западного, северо-восточного и реже субширотного направлений. Северо-западные разломы считаются рудовмещающими. К ним приурочены не только кимберлитовые тела, но и большая часть туфовых трубок. Разломы северо-восточной ориентировки являются фрагментами региональной долгоживущей Ангаро-Вилюйской системы разрывных нарушений. Они широко

распространены и проявлены наиболее контрастно, отчётливо выражены в толще кимберлитовмещающих пород в виде грабенообразных структур, флексурных перегибов, часто разделяют блоки с различным уровнем эрозионного среза, что свидетельствует об их древнем заложении и последующей активизации в среднем палеозое.

Объектом обработки и анализа послужили в основном МСА из верхнепалеозойских отложений. Выполненными работами установлена цикличность (ритмичность) различного порядка в построении верхнепалеозойских отложений в составе лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит. Для внутреннего строения свит типичны чередование песков, песчаников с гравийниками или галечниками в подошве, алевритами, тонкозернистыми алевритистыми песками и тонкими пропластками углистого материала в верхней части ритма. Верхнепалеозойские толщи характеризуются сложнопостроенным полифациальным составом, сформированным в условиях неоднократного чередования регрессивных и трансгрессивных этапов развития территории с заполнением унаследованных со среднего карбона разновысотных форм рельефа. Им, с одной стороны, свойственно литологическое однообразие разновысотных отложений, с другой – значительная фациальная изменчивость разновысотных отложений по латерали.

Установлено развитие фаций континентальной и бассейновых групп с формированием ореолов МСА соответствующего морфогенетического типа. Континентальные отложения включают делювиальные, аллювиальные и озёрно-болотные образования; среди бассейновых известны дельтовые, баровые, пляжевые, отложения лагун и заливов. Разновысотные базальные отложения, вмещающие ореолы, нередко относятся к различным фациям. Между фациальным составом отложений и формами рельефа различного ранга имеется в различной степени выраженная пространственно-генетическая связь.

В верхнепалеозойских отложениях выделено до пяти стратиграфических уровней, содержащих МСА, которые связаны с континентальными или бассейновыми обстановками осадконакопления. Повышенные концентрации МСА известны в отложениях лапчанской, ботуобинской и боруллойской свит. Максимальные концентрации МСА локализируются на участках налегания разновысот-

ных подошвенных горизонтов продуктивной толщи на подстилающие породы кимберлитовмещающего субстрата. Для района характерны пикроильменитовая или пикроильменитовая с пиропом ассоциации кимберлитовых минералов. Содержание МСА достигает первой тысячи и более (до 10–12 тыс.) знаков в гранулометрическом классе +0,25 мм из расчёта на пробу объёмом 10 л. Чаще содержание МСА 5–200 знаков на пробу. Выявленные МСА иногда отличаются значительной крупностью (до 4, реже 8 мм в поперечнике), но основную массу составляют мелкие зёрна. Характерно присутствие слабоизношенных минералов I–II класса сохранности, а также малоустойчивых к транспортировке агрегатных зёрен пикроильменита. Как правило, МСА приурочены к галечникам, конгломератам, гравийникам, песчаным образованиям с рассеянной галькой и гравием. Распределение минералов по вертикальному разрезу и латерали крайне неравномерное. Наибольшие концентрации МСА тяготеют к основанию ботубинской свиты, представленной песчаниками с прослоями конгломератов и песков, характерными для инстративных аллювиальных толщ регрессивной части цикла осадконакопления.

Материалы и методы. Ореолы Чернышевско-Лапчанской площади, как следует из выполненных работ, образуют практически единое минералогическое поле (рис. 2; см. рис. 1, а также рис. 10). Для исследований привлекались результаты сокращённого полуколичественного минералогического анализа проб, отобранных в ходе кернового опробования позднепалеозойских терригенных коллекторов алмаза и его минералов-спутников. Сеть опробования соответствует различной в пределах площади плотности скважин и варьирует от 250x250 м на детальных участках до 4000x1000 м на её флангах (см. рис. 2, в).

Как уже отмечалось, МСА в основном приурочены к отложениям континентального генезиса в нижней пятиметровой так называемой продуктивной толще лапчанского, чаще ботубинского возраста, залегающей на эродированной поверхности холомолохской свиты. С использованием базы минералогических данных, созданной в Чернышевской геологоразведочной экспедиции по результатам описания шлиховых проб, получен-

ных на площади с 1980 по 1994 гг., был сформирован массив исходных данных. Он включал описания типоморфных признаков* пиропы и пикроильменита из 5740 проб со спутниками, зафиксированными в продуктивной толще на территории площадью ~1200 км² между разведочными магистральями от +5 до -50 и профилями от 58 до 85.

Для повышения содержательности представительности первичных данных из дальнейшей обработки исключены описания МСА класса крупности -0,5+0,25 мм, поскольку периодически он не подвергался минералогическому анализу. В обработку включены без указанного класса крупности описания 96 720 пикроильменитов и 18 850 пиропов. Расчёт обобщённых типоморфных свойств выполнен в скользящем окне размером 7x7 км с коэффициентом перекрытия 0,5. Получены >100 оценок типоморфных особенностей МСА и 15 оценок общих характеристик (средний объём проб, число проб, пиропов и пикроильменитов, средний литотип от грубых разностей пород, вмещающих спутники, до тонких и т.д.). Отнесение точечных оценок признаков (в условных единицах или процентах) в пределах скользящего окна осуществлялось к осреднённым координатам единичных проб, участвующих в оценке значений признаков. Сформированная матрица состояла из строк, каждая из которых представляла в многомерном пространстве свойств МСА отдельный фрагмент минералогического поля площади (некоторый объём геологического пространства, охарактеризованного свойствами МСА).

Требование обеспечения статистической представительности выборки привело к исключению из неё фрагментов с числом пиропов <30 знаков (восьми строк из исходной матрицы данных). Эта мера уменьшает ошибку репрезентативности в части количественных оценок признаков минералов по отношению к истинным значениям признаков, определённых при гипотетическом извлечении всех МСА из соответствующего геологического пространства. Потенциально высокие значения ошибок репрезентативности свойственны признакам, которые характеризуют узкий класс крупности, например -4+2 мм (в керновых пробах крупных зёрен всегда мало), имеют мультипликативный характер (комплексные показатели, например коэффициент Траску).

* Типоморфные признаки включали число зёрен с их распределением по классам крупности, характеристику цветности пиропов, оценку целостности зёрен, оценку степени износа первичной поверхности и осколков, тип коррозии, форму целого зерна, тип первичной поверхности пикроильменитов и т.д.

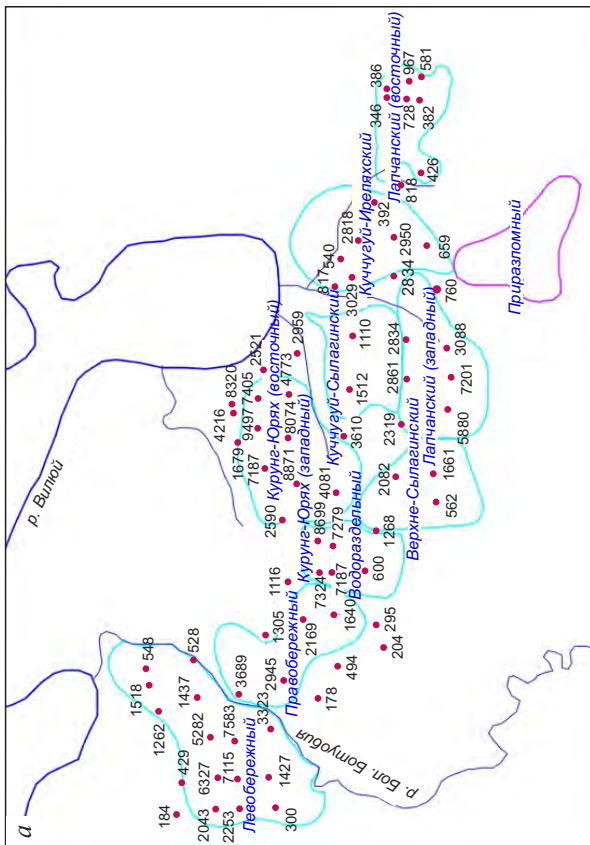
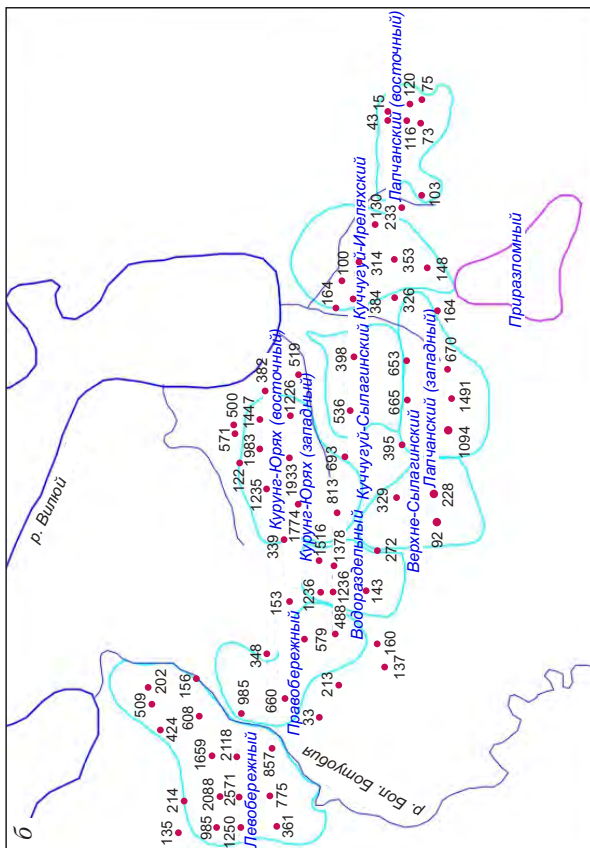
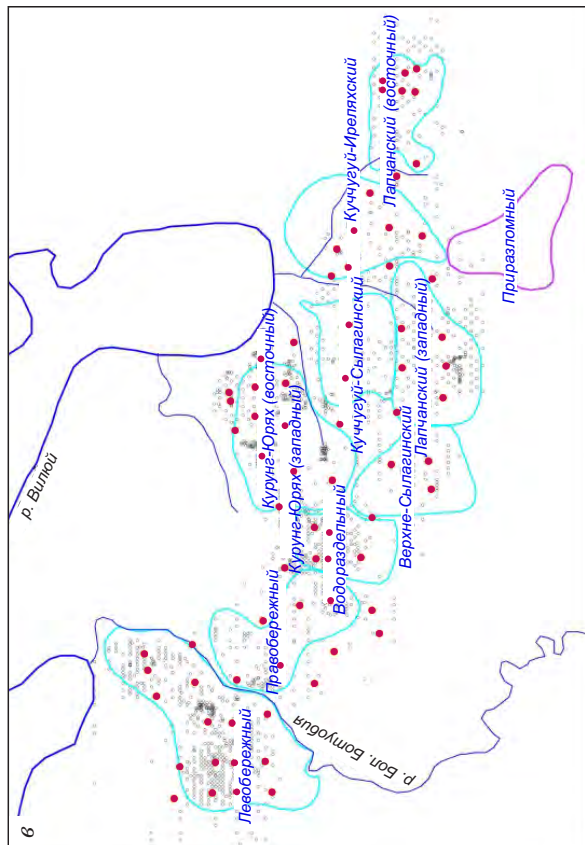


Рис. 2. СХЕМЫ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРЕОЛОВ МСА ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ С УКАЗАНИЕМ ПОЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРОВ ФРАГМЕНТОВ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ПОЛЯ:

а – число пиропов в классе крупности +0,5 мм; **б** – число пикроильменитов в классе крупности +0,5 мм; **в** – сважины с одним и более пикроильменитом в классе крупности +0,5 мм



Полученная матрица данных позволяет сформировать, с использованием компьютерных технологий, многочисленные оценки других моноили мультипликативных параметров изучаемой геологической среды. К примеру, концентраций МСА в узких классах крупности, дисперсии цветности пиропов, коэффициентов соответствия по В.П.Афанасьеву и т.д. с последующим исследованием их изменчивости на площади и привлечением любых геологических материалов.

Пространственное размещение центров 74 фрагментов поля, включающих 30 и более знаков пиропов, показано на рисунках в виде красных залитых символов (кружков). На рис. 2 приводится фактическое количество пиропов и пикроильменитов, вовлечённых в обработку в каждом фрагменте площади (класс крупности +0,5 мм).

В работе использованы геологические материалы из производственных отчётов Чернышевской и Ботуобинской геологоразведочных экспедиций, в составлении которых авторы публикации принимали участие.

Результаты. Обработка, визуализация и анализ полученных материалов позволили установить разнообразные проявления пространственной изменчивости типоморфных особенностей кимберлитовых минералов на рассматриваемой поисковой площади, которая сохранилась в фиксированном состоянии после захоронения МСА в нижней части разреза верхнепалеозойских отложений. Распределение типоморфных свойств МСА на Чернышевско-Лапчанской площади (при условии статистической представительности оценок свойств) характеризуется устойчивыми направлениями их изменчивости (трендами) от фрагмента площади к фрагменту. Атрибуты (свойства МСА) минералогического поля, таким образом, структурированы, организованы, они не хаотично изменяются в пространстве площади. Изменчивость ореолов МСА несмотря на то что они имеют преимущественно переотложенный характер, хорошо согласуется с эмпирическими закономерностями в изменчивости типоморфных признаков МСА с удалением от коренных источников, в условиях их экзогенной эволюции. Фиксируется плотностная и гранулометрическая дифференциация МСА, отмечаются тренды в изменчивости износа первичной поверхности минералов, доли корродированных минералов и их осколков в ассоциации, выхода агрегатных пикроильмени-

тов, выявляются изменения цветовых соотношений пиропов, устанавливается изменчивость степени сортированности шлиховых ассоциаций от одних участков территории к другим и т.д.

Остановимся на иллюстрации и обосновании двух тезисов.

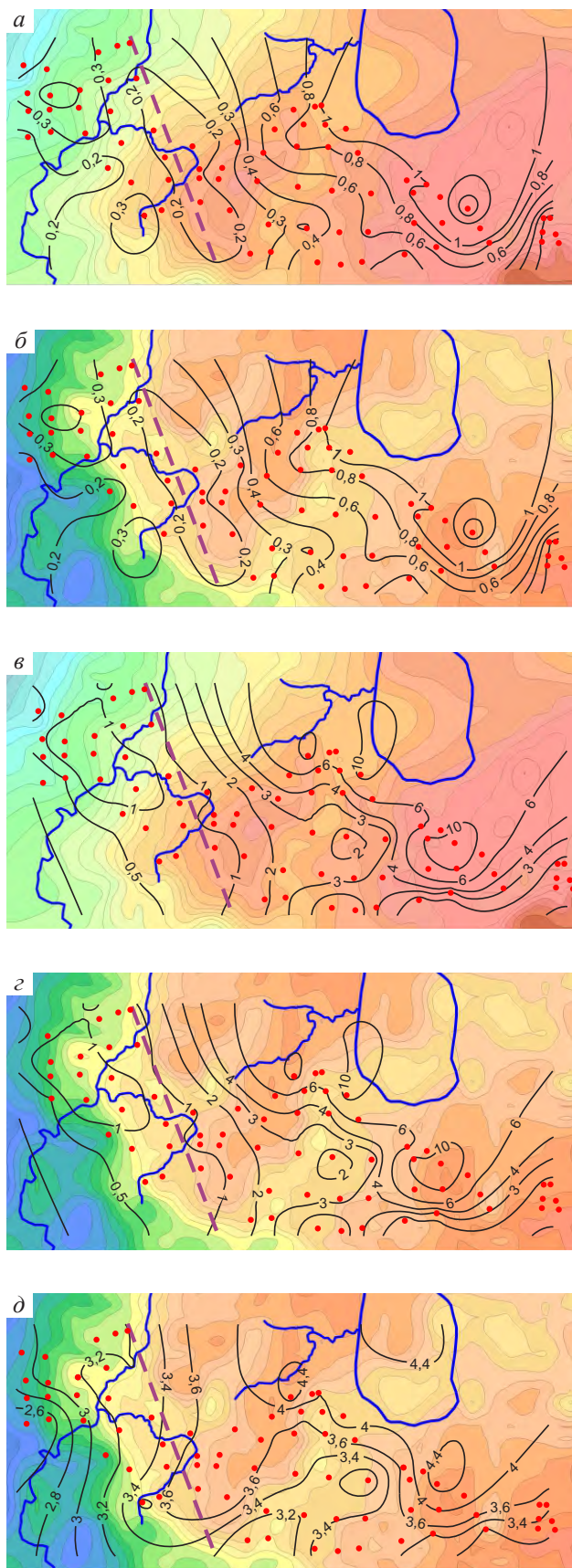
1. На Чернышевско-Лапчанской площади слабо проявлены или не определяются пространственно-генетические, обусловленные геологическим развитием территории в постпозднепалеозойский этап, связи и соотношения между характеристиками МСА и наблюдаемыми в настоящее время структурными поверхностями, погребённым рельефом раннепалеозойского основания, литологическим составом отложений и другими особенностями геологической среды.

2. Распределение количественных оценок свойств МСА и их векторные параметры указывают на то, что основной объём кимберлитовых минералов в ореолах площади сформировался за счёт сближенного куста кимберлитовых трубок или трубки-лидера, аналога трубки Мир, расположенного между разведочными профилями 71–75 и магистралями 31–35, восточнее среднепалеозойской туфовой трубки Маар-Сиене.

Первый тезис, с одной стороны, известен и объясняет причины низкой эффективности поисковых работ. С другой стороны, вытекающие из него последствия при поисках и прогнозировании кимберлитов на закрытых территориях, нередко игнорируются, что приводит к издержкам в ходе их проведения.

На рис. 3, а–г показаны распределение концентраций пиропов в классе крупности -1+0,5 мм (зн./л), наложенное на структурную схему по кровле мирнинской свиты среднего кембрия и схему погребённого эродированного рельефа поверхности холомолохской свиты верхнего кембрия, распределение концентраций пикроильменитов в классе крупности -1+0,5 мм (зн./л).

Приведённые схемы иллюстрируют системное (тотальное) перемещение кимберлитовых минералов с запада на восток, концентрации которых возрастают практически на порядок в районе Улу-Тогинской петли в пределах высококонтрастных ореолов, известных как Курунг-Юрях и Куччугуй-Иреляхский. Данный факт говорит о переносе МСА до формирования верхнепалеозойских отложений в область Патомско-Вилуйского палеоавлакогена и последующей их аккумуля-



муляции до ураганных концентраций (пироп – до 700 зн./10 л, пикроильменит – до 40 000 зн./10 л в классе крупности +0,25 мм) при пенеупенизации территории в раннем – среднем карбоне. Это обусловило успешное выявление позднепалеозойских ореолов в конце 60-х – начале 70-х годов и последующие интенсивные геологоразведочные работы на данных участках. Отметим противоположное современному региональному погружению на северо-северо-запад поверхности кристаллического фундамента, кровли мирнинской свиты среднего кембрия и эродированной поверхности холмолохской свиты поведение изоконцентрат пироба и пикроильменита, в том числе в классе крупности +0,5 мм, к востоку от линии устье р. Большая Ботуобия – среднее течение руч. Маар-Сиене (в дальнейшем – линия бифуркации, или линия асимметрии пространственных характеристик МСА Чернышевско-Лапчанской площади). Существенно более слабое накопление материала с последующим падением концентраций до нулевых фиксируется в западном, а также в северо-западном и юго-западном направлениях Чернышевско-Лапчанской площади. Масштабных процессов аккумуляции МСА здесь не выявлено. Вместе с этим, отчётливо наблюдается близкое соответствие планов изоконцентраций МСА и изогипс погребённого рельефа карбонатного основания. Очевидно, что перенос и последующее рассеивание кимберлитового материала на западном фланге площади имело место в позднем палеозое при формировании восточного борта Тунгусской синеклизы.

Рисунок 3, д иллюстрирует соответствие осреднённого литологического состава шлиховых проб продуктивной толщи лапчанско-ботуобинских отложений, содержащих МСА, современно-

Рис. 3. СХЕМЫ ИЗОКОНЦЕНТРАЦИЙ ПИРОПА В КЛАССЕ КРУПНОСТИ -1+0,5 мм (зн./л) (а, б), ПИКРОИЛЬМЕНИТА В КЛАССЕ КРУПНОСТИ -1+0,5 мм (зн./л) (в, г), ИЗОЛИНИЙ ОСРЕДНЁННОГО ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ШЛИХОВЫХ ПОРОД (д), СОВМЕЩЁННЫЕ СО СТРУКТУРНОЙ СХемой ПО КРОВЛЕ МИРНИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (а, в), СХемой ПОВЕРХНОСТИ ПОГРЕБЁННОГО РЕЛЬЕФА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ (б, г, д) ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ, М-Б 1:200 000

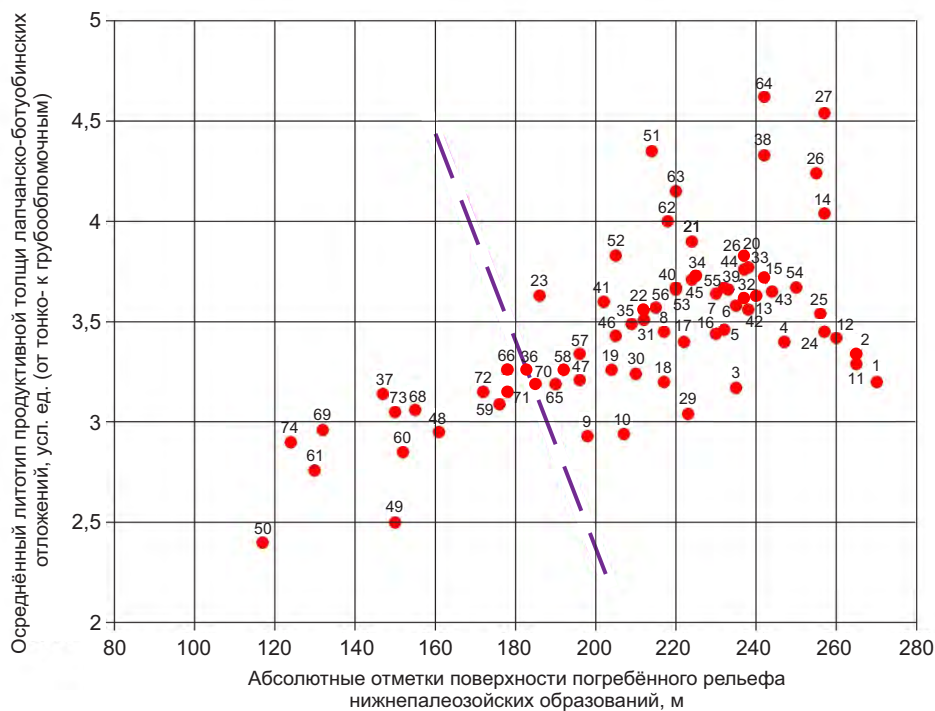


Рис. 4. БИНАРНАЯ ДИАГРАММА КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ АБСОЛЮТНЫХ ОТМЕТОК ПОВЕРХНОСТИ ПОГРЕБЁННОГО РЕЛЬЕФА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ И ОСРЕДНЁННОГО ЛИТОТИПА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ЛАПЧАНСКО-БОТУБИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

му положению погребённого рельефа карбонатного цоколя (изолинии с меньшими значениями литотипа отвечают тонкозернистым отложениям, с большими – крупнозернистым пескам с галькой и обломками местных пород). Происходит закономерная смена грубообломочных отложений на более тонкие по мере продвижения в сторону Тунгусской синеклизы. Это же, но в формате бинарной диаграммы корреляции отметок погребённого рельефа и литотипа вмещающих МСА отложений, показывает рис. 4. Восточнее пунктирной линии (см. рис. 3, д) и абсолютных отметок >200 м (см. рис. 4) наблюдается более высокая дисперсия состава отложений при близких значениях отметок современного погребённого рельефа карбонатного основания.

Линейная зона (пунктирная линия), которая по характеру поведения концентраций МСА разделяет Чернышевско-Лапчанскую площадь на две принципиально отличающиеся области, приурочена к уступам в кровле венд-кембрийских и верхнепалеозойских пород. Данная тектоническая зона хорошо известна и охарактеризована, отчётливо выражена в наблюдаемых и редуцированных

гравиметрических полях. К востоку от неё мощность венд-кембрийских пород заметно увеличивается, долериты же встречаются фрагментарно и имеют малую мощность, тогда как к западу последняя возрастает до 100 м и более. Тектоническая зона является долгоживущей и контролирует размещение разновозрастных геологических структур (А.В.Манаков и др., 1989 г.).

На рис. 5, а (сечение изогипс 10 м) отображены значительные блоковые движения карбонатного цоколя при заложении Тунгусской синеклизы к западу от упомянутой зоны и когерентное с его положением распределение кимберлитового материала (чёрные и коричневые линии – изоконцентраты пикроильменита в классах крупности соответственно -1+0,5, -4+2 мм, зн./л). На рис. 6, а показаны характер и сила связи абсолютных отметок погребённого карбонатного цоколя и осреднённых концентраций пикроильменита крупностью -1+0,5 мм в пределах фрагментов минералогического поля, номера которых приведены над фигуративными точками (коэффициент линейной корреляции $R=0,32$, всего 23 фрагмента). Здесь фиксируются пространственно-генетиче-

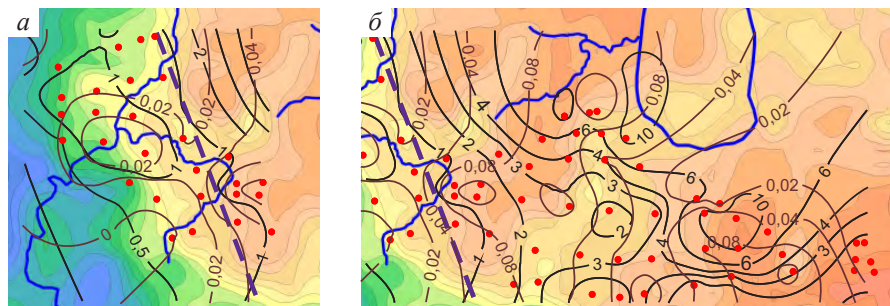


Рис. 5. СХЕМЫ ИЗОКОНЦЕНТРАЦИЙ ПИКРОИЛЬМЕНИТА В КЛАССАХ КРУПНОСТИ -1+0,5 мм И -4+2 мм, СОВМЕЩЁННЫЕ СО СХемой ПОВЕРХНОСТИ ПОГРЕБЁННОГО РЕЛЬЕФА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ (а) И ВОСТОЧНОЙ (б) ЧАСТЕЙ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ, М-Б 1:200 000

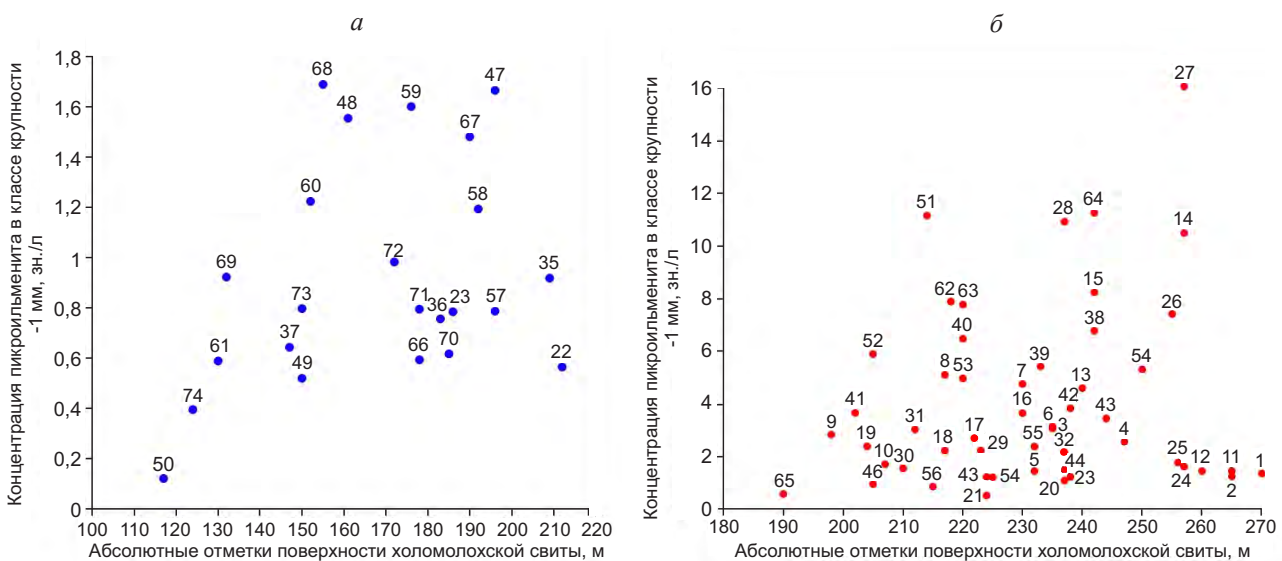


Рис. 6. БИНАРНАЯ ДИАГРАММА КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ АБСОЛЮТНЫХ ОТМЕТОК ПОВЕРХНОСТИ ПОГРЕБЁННОГО РЕЛЬЕФА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И КОНЦЕНТРАЦИЙ ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ -1+0,5 мм ДЛЯ ЗАПАДНОЙ (а) И ВОСТОЧНОЙ (б) ЧАСТЕЙ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ

ские связи морфоструктур раннепалеозойского основания, несомненно, контролировавших в западном сегменте площади процессы переноса и аккумуляции кимберлитовых минералов при формировании восточного борта Тунгусской синеклизы. В восточной части площади (см. рис. 5, б, рис. 6, б) связи крупных и локальных форм современного погребённого рельефа с ореолами рассеяния алмазов в позднепалеозойских коллекторах в значительной степени утрачены (51 фрагмент, $R=0,15$ для класса -1 мм и $R=-0,21$ для класса +2 мм).

Изоконцентраты пикроильменита крупностью -1 мм (наиболее статистически представительный класс крупности) на последних рисунках часто

ортогональны изогипсам эродированной поверхности холмолохской свиты верхнего кембрия и неколлинеарны изоконцентратам класса +2 мм. Отмечается согласное поведение изоконцентрат +2 мм с контурами крупных выступов карбонатного цоколя, что свидетельствует о перемещении крупнозернистого материала с их склонов и некоторой обусловленности процессов аккумуляции грубообломочного материала формами палеорельефа в позднепалеозойский этап развития восточного сегмента.

Сопоставление значений R в первых столбце и строке табл. 1 показывает значимые связи гипсометрического положения продуктивной толщи

с её литологическим составом и концентрациями МСА для западной части площади (участки Левобережный, Правобережный) и вчетверо более слабые для восточной группы ореолов (участки Водораздельный, Курунг-Юрях и др.).

Противоположные соотношения устанавливаются для связей концентраций с литотипами отложений в рассматриваемых областях площади. Исключением для восточной области является поведение пикроильменитов крупностью +2 мм, которые не коррелируют с составом отложений и мелкими своими разностями. В отличие от этого в ореолах западной группы фиксируется положительная сильная корреляционная связь между пикроильменитами различных классов крупности, а также пикроильменитов с крупными зёрнами пиропов (табл. 2).

Таким образом, приведённые картографические материалы и данные таблиц свидетельствуют о существенной плотностной и гранулометрической дифференциации кимберлитовых минералов на пространстве восточной части площади при их массовом переносе в сторону среднепалеозойского Патомско-Вилюйского палеоавлакогена. Очевидно, что эти события имели место в среднепалеозойский этап развития территории и завершились накоплением значительных объёмов МСА к началу средне-позднекаменноугольно-пермского этапа. Заметного обратного перемещения МСА с востока на запад, что следует из анализа материалов, при заложении и формировании позднепалеозойской Тунгусской синеклизы в восточной области площади не происходило. Здесь в этот период перераспределение МСА

1. КОЭФФИЦИЕНТЫ ПАРНОЙ ЛИНЕЙНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ (R) НЕКОТОРЫХ АТРИБУТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОСТРАНСТВА ДЛЯ ЗАПАДНОЙ (нижняя часть таблицы) И ВОСТОЧНОЙ (верхняя часть) ОБЛАСТЕЙ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Признаки	Отметки цоколя	Литотип	Концентрация пикроильменита					
			+0,5 мм	-1+0,5 мм	-2+1 мм	-4+2 мм		
			1	2	3	4	5	6
1	Отметки цоколя	1,0	0,24	0,16	0,15	0,19	-0,21	
2	Литотип	0,83	1,0	0,74	0,73	0,68	0,17	
3	Концентрация пикроильменита, мм	+0,5	0,33	0,18	1,0	1,0	0,88	0,19
4		-1+0,5	0,32	0,21	0,99	1,0	0,83	0,13
5		-2+1	0,29	0,04	0,88	0,79	1,0	0,47
6		-4+2	0,24	-0,05	0,80	0,70	0,93	1,0

2. КОЭФФИЦИЕНТЫ КОРРЕЛЯЦИИ (R) МЕЖДУ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ ПИРОПОВ И ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ ДЛЯ ЗАПАДНОЙ (нижняя часть таблицы) И ВОСТОЧНОЙ (верхняя часть) ОБЛАСТЕЙ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ

Признаки (концентрации МСА)		Пироп, мм				Пикроильменит, мм				Хромшпинель, мм
		+0,5	-1+0,5	-2+1	-4+2	+0,5	-1+0,5	-2+1	-4+2	
		1	2	3	4	5	6	7	8	
Пироп, мм	+0,5	1,0	0,97	0,72	0,38	0,80	0,82	0,61	0,13	0,40
	-1+0,5	0,95	1,0	0,54	0,27	0,72	0,74	0,53	0,11	0,30
	-2+1	0,88	0,68	1,0	0,46	0,72	0,73	0,59	0,13	0,57
	-4+2	0,55	0,36	0,65	1,0	0,63	0,63	0,53	0,23	0,23
Пикроильменит, мм	+0,5	0,71	0,57	0,75	0,85	1,0	1,0	0,88	0,19	0,21
	-1+0,5	0,76	0,65	0,73	0,79	0,99	1,0	0,83	0,13	0,24
	-2+1	0,48	0,25	0,67	0,88	0,88	0,79	1,0	0,47	0,02
Хромшпинель, мм	-4+2	0,38	0,18	0,55	0,88	0,80	0,70	0,93	1,0	-0,10
	0,5	0,55	0,48	0,57	0,08	0,06	0,10	-0,06	-0,10	1,0

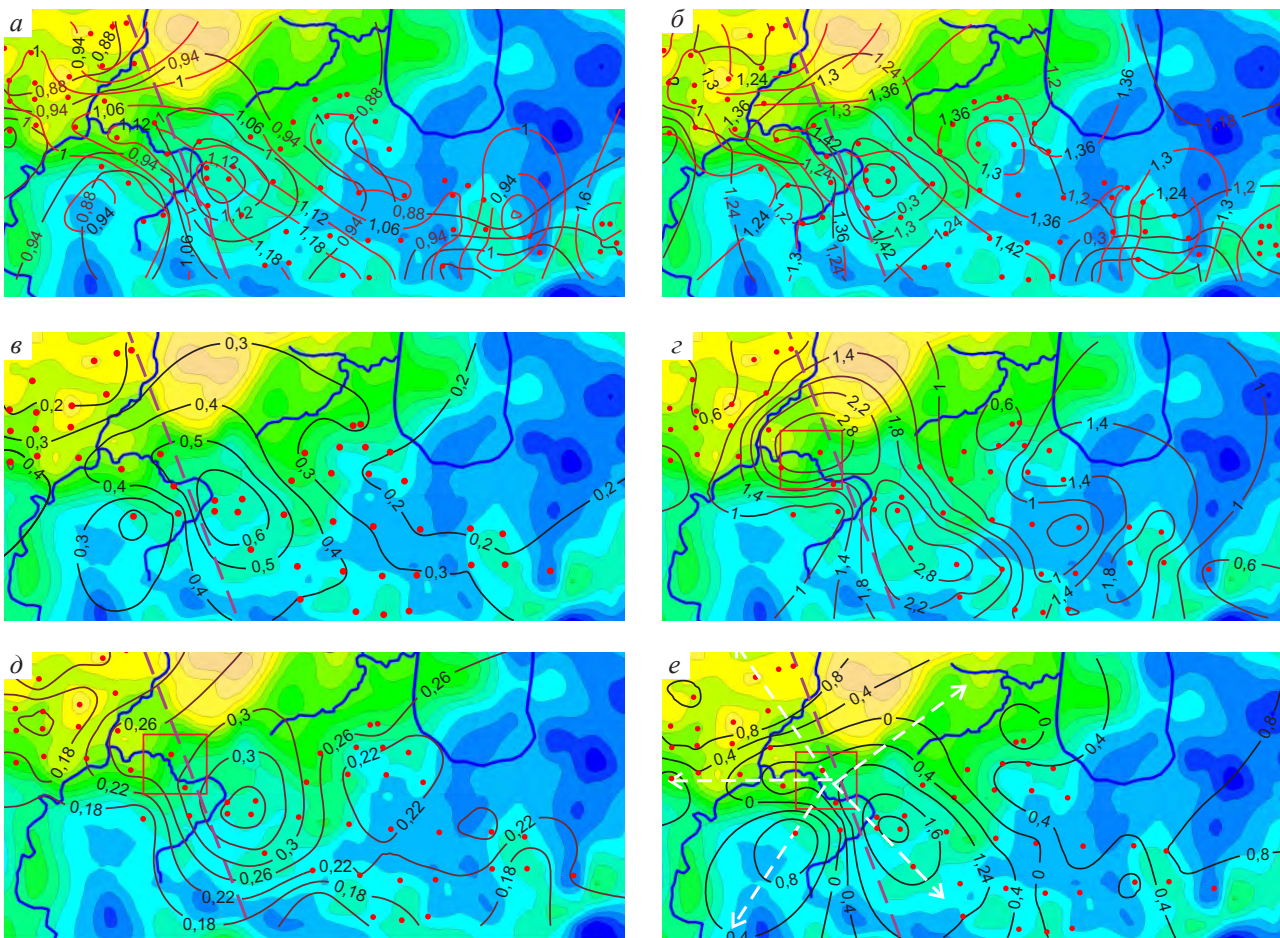


Рис. 7. СХЕМЫ ИЗОЛИНИЙ СРЕДНИХ ДИАМЕТРОВ ПИРОПОВ И ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ В ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ КЛАССЕ +0,5 мм (а), КОЭФИЦИЕНТОВ НЕСОРТИРОВАННОСТИ ТРАСКУ ПИРОПОВ И ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ В ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ КЛАССЕ +0,5 мм (б), ОТНОШЕНИЯ ВЫХОДА ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ +1 мм К ВЫХОДУ ПИРОПОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ -1 мм (в), ОТНОШЕНИЯ СУММЫ СОХРАННЫХ И АГРЕГАТНЫХ, А ТАКЖЕ ОСКОЛКОВ ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ К КОРРОДИРОВАННЫМ ПИКРОИЛЬМЕНИТАМ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ +1 мм (г), ОТНОШЕНИЯ СУММЫ СОХРАННЫХ ПИРОПОВ И ИХ ОСКОЛКОВ К СУММЕ КОРРОДИРОВАННЫХ И ЛИЛОВЫХ ПИРОПОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ +1 мм (д), ФАКТОРА БЛИЗОСТИ К КИМБЕРЛИТОВЫМ ТРУБКАМ (е), СОВМЕЩЁННЫЕ СО СХЕМОЙ ОСТАТОЧНЫХ МОЩНОСТЕЙ ХОЛОМОЛОХСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ, М-Б 1:200 000

красный прямоугольник – участок, перспективный на выявление кимберлитового магматизма; белые пунктирные стрелки – основные направления переноса (рассеяния) МСА в раннем – среднем карбоне

осуществлялось практически на месте со смещением в сторону пониженных форм рельефа, известных как Кюелляхская и Бахчинская депрессии (М.Н.Пелецкий и др., 1996 г.), что и привело к пространственному разделению крупных (+2 мм) и мелких (-1 мм) зёрен МСА и, как следствие, уменьшению значений количественных оценок связи концентраций МСА из различных классов крупности (см. табл. 1, 2). Значительно более слабая

плотностная и гранулометрическая дифференциация МСА и более устойчивые связи с формами погребённого рельефа фиксируются в западной части площади.

Обоснование второго тезиса в немалой степени связано с содержанием и выводами первого. Схемы изолиний (рис. 7, а, б) иллюстрируют распределение оценок средних диаметров пиропов и пикроильменитов (слева) и коэффициен-

тов несортированности Траску (справа). Эти атрибуты служат точечными оценками гранулометрических спектров пироба и пикроильменита в каждом фрагменте минералогического поля. Они отражают при их совместном рассмотрении, если получены по статистически представительным выборкам, проявленность и масштабы плотностной и гранулометрической дифференциации МСА на Чернышевско-Лапчанской площади, указывают на главные направления перемещения кимберлитового вещества в ходе их экзогенной эволюции.

В качестве «подложки» используется остаточная мощность холмолохской свиты (сечение изопакит 10 м), которая при допущении субгоризонтального залегания кровли мирнинской свиты среднего кембрия к началу формирования Тунгусской синеклизы может рассматриваться как отражение допозднепалеозойского рельефа. Несогласованное поведение изолиний параметров МСА (см. рис. 7, а, б) в пределах Южно-Лапчанского участка (юго-восточные углы рисунка) свидетельствует о непроявленности здесь возможных источников кимберлитового материала или присутствии иных геологических причин. Наблюдаемая некогерентность – следствие недостаточного объёма вещества, добытого при геологоразведочных работах на участке (см. рис. 2), и приводит к недостоверным оценкам не только гранулометрического спектра минералов, но и других свойств минералов-спутников алмаза.

Повышение репрезентативности выборки (исключаются фрагменты полей с числом пиробов <200 знаков) и использование статистически более устойчивого атрибута ассоциации МСА (отношение выхода пикроильменитов в классе +1 мм к выходу пиробов в классе -1 мм) приводит к получению непротиворечивого распределения данной характеристики на Чернышевско-Лапчанской площади (см. рис. 7, в). Отмечается значительное соответствие схемы изолиний параметра и его изменчивости крупным формам погребённого рельефа раннепалеозойского основания.

Имеющиеся геолого-минералогические данные позволяют генерировать множество проекций или редукций типоморфных особенностей МСА различной репрезентативности, рассматривать их сочетания и анализировать возможные причины их пространственной изменчивости. Однако важнейшим с прогнозно-поисковой точки зрения является решение проблемы локализа-

ции коренных источников алмазов на Чернышевско-Лапчанской площади. В определённой степени это позволяют осуществить комплексные показатели: для пикроильменитов (см. рис. 7, з) – отношение суммы осколков, сохранных, агрегатных зёрен к выходу корродированных зёрен в классе +1 мм; для пироба (см. рис. 7, д) – отношение суммы сохранных и осколков к сумме корродированных и лиловых зёрен в классе +1 мм.

Представленные материалы подтверждают второй тезис о высокой вероятности локализации крупного кимберлитового тела, трубки «лидер» или куста трубок прогнозируемого кимберлитового поля между буровыми (разведочными) профилями 71–75 и магистралями 31–35, восточнее среднепалеозойской туфовой трубки Маар-Сиене (участок показан красным контуром).

Многомерные методы, например факторный анализ с использованием 16 атрибутов минералогического пространства, принципиально иных результатов относительно участка, перспективного на выявление кимберлитового магматизма, не дают. Для иллюстрации такого вывода на рис. 7, е приведены результаты распределения на Чернышевско-Лапчанской площади первого главного фактора, который можно интерпретировать как близость к коренному источнику МСА. Здесь учтены выход МСА класса крупности +1 мм, средние диаметры, коэффициенты несортированности Траску, концентрации класса +2 мм, выход сохранных зёрен, оранжевых пиробов, агрегатных пикроильменитов, осколков и корродированных зёрен класса +1 мм. С фактором близости коррелируют (положительно или отрицательно) средние диаметры, коэффициент Траску, выход крупных, сохранных, корродированных зёрен и осколков. Выход оранжевых и агрегатных зёрен свидетельствует о слабой связи с этим комплексным показателем.

Выделенный участок находится в голове разнонаправленных шлейфов (потоков) кимберлитовых минералов, которые, несмотря на размытые контуры и оценку их положения по керновым пробам, отчётливо отражаются трендами изменчивости типоморфных свойств МСА. Векторы изменчивости свойств МСА (на рисунке белые пунктирные стрелки) и их численные оценки при совокупном анализе показывают, что процессы перемещения и дифференциации МСА по плотности, гранулометрии, степени износа, уровню кор-

родированности зёрен и т.д. в восточном и близких румбах осуществлялись до формирования верхнепалеозойских отложений в раннем карбоне, а в западном и близких направлениях имели место при заложении и развитии Тунгусской синеклизы.

Фиксируется приуроченность осевой части контрастного линейного потока МСА, проходящего через восточную часть Правобережного участка, участки Водораздельный, Верхне-Сылагинский и Южно-Лапчанский (западный), к зоне пониженных значений изопакит холомолохской свиты, вытянутой в северо-западном направлении (совпадает со стрелками СЗ–ЮВ), и её замыканием северо-восточнее туфовой трубки Маар-Сиене.

Образы различных атрибутов позднепалеозойских ореолов МСА, представленные в виде схем изолиний, в восточной части площади слабо согласуются с формами современного погребённого рельефа (см. рис. 3, б, г; рис. 5, б). Количественная оценка степени согласованности дана в табл. 1. В большей степени распределения свойств МСА отвечают схемам изопакит (остаточным мощностям) холомолохской свиты. Отметим, что на всех рисунках, приведённых выше, использованы фактические данные, имеющиеся в настоящее время.

План изолиний на рис. 8, а отображает распределение на площади простого атрибута минералогического поля, а именно отношения выхода пикроильменитов класса крупности +2 мм к выходу пиропов класса -1+0,5 мм. Этот параметр достаточно устойчив даже при небольшом количестве пиропов и пикроильменита (30 знаков и более), обладает локализирующими свойствами в связи с тем, что средняя масса зёрен минералов в указанных классах крупности отличается на два порядка. Здесь в качестве подложки приведена схематичная карта восстановленного на начало средне-позднекаменноугольно-пермского этапа развития территории рельефа кимберлитовмещающего основания, составленная с использованием материалов из отчёта Ботубинской экспедиции по Нижнеботубинскому объекту (А.П.Князьков и др., 2002 г.) на основе применения многомерных статистических методов.

Реконструкция отображает рельеф карбонатного цоколя (сечение палеоизогипс 5 м), исправленный с учётом искажающего влияния пост-

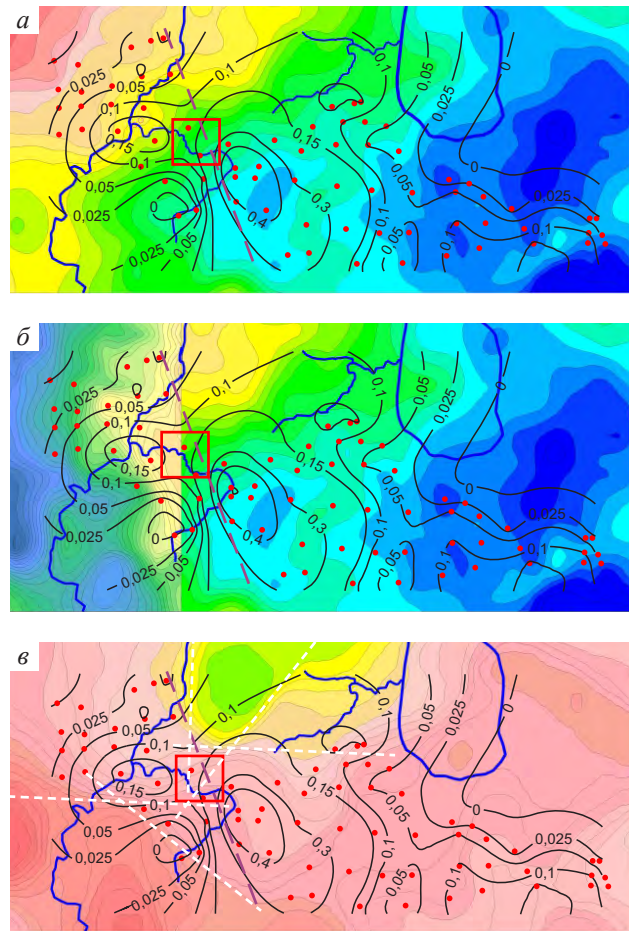


Рис. 8. СХЕМА ИЗОЛИНИЙ ОТНОШЕНИЯ ВЫХОДА ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ +2 мм К ВЫХОДУ ПИРОПОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ -1+0,5 мм, СОВМЕЩЁННАЯ СО СХЕМОЙ ПОВЕРХНОСТИ СОВРЕМЕННОГО ПОГРЕБЁННОГО РЕЛЬЕФА (б – западная часть), С РЕКОНСТРУКЦИЕЙ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ (а; б – восточная часть), С РЕКОНСТРУКЦИЕЙ КРОВЛИ МИРНИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ НА НАЧАЛО СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ (г), М-Б 1:200 000

средне-позднекаменноугольно-пермских структурно-формирующих процессов, воздействие которых существенно изменило геологическое строение территории. Реконструкция рельефа наилучшим образом согласуется в восточном сегменте площади с поведением типоморфных особенностей МСА шлихоминералогического поля и про-

ясняет причины перемещения кимберлитового материала в восточном направлении на участок Курунг-Юрях, известный высокими концентрациями МСА.

Линия раздела площади (фиолетовая пунктирная линия) является своеобразной зоной пространственно-временной бифуркации. Она фиксирует положение восточной границы позднепалеозойской Тунгусской синеклизы и фактически совпадает с зоной тектонических нарушений субмеридионального Нижнеботуобинского разлома (см. рис. 10).

На рис. 8, б выполнены совмещение схематического плана изогипс современного дифференцированного погребённого рельефа карбонатного цоколя в западной части Чернышевско-Лапчанской площади и редукция этого слаборасчленённого рельефа на начало средне-позднекаменноугольно-пермского этапа в её восточной части. Показано когерентное с изогипсами поведение того же, что и на рис. 8, а, атрибута МСА. В распределении концентрации хромшпинели в классе +0,5 мм (рис. 9) наблюдается, несмотря на присутствие в составе ассоциации так называемой «курунгской» (некимберлитовой) шпинели, общность плана изоконцентрат с другими характеристиками МСА.

Предложенным способом демонстрируются как общность и отличия типоморфных свойств

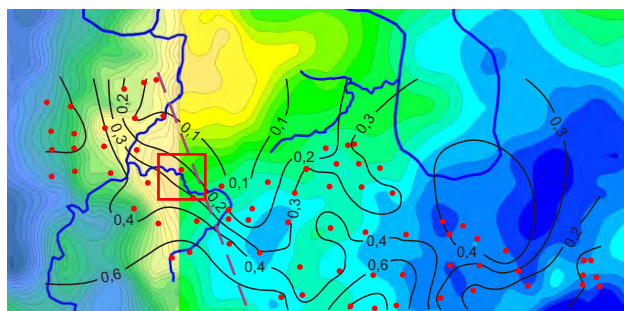


Рис. 9. СХЕМА ИЗОКОНЦЕНТРАЦИЙ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В КЛАССЕ КРУПНОСТИ +0,5 мм, СОВМЕЩЁННАЯ СО СХЕМОЙ ПОВЕРХНОСТИ СОВРЕМЕННОГО ПОГРЕБЁННОГО РЕЛЬЕФА (в западной части) И РЕКОНСТРУКЦИЕЙ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ НА НАЧАЛО СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ (в восточной) ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ, М-Б 1:200 000

позднепалеозойских ореолов рассеяния МСА, находящихся в настоящее время в зафиксированном состоянии в продуктивной толще, так и основные факторы (в данном случае палеогеоморфологические), обусловившие перенос, дифференциацию и аккумуляцию минералов в различные эпохи формирования погребённого раннепалеозойского кимберлитовмещающего основания.

На рис. 8, в проиллюстрировано положение перспективного участка на палеотектонической основе, которой является реконструкция кровли мирнинской свиты среднего кембрия на начало средне-позднекаменноугольно-пермского тектонического этапа развития площади (сечение изогипс 5 м). Изолинии атрибута МСА характеризуют, как и на рис. 8, а, б, пространственную изменчивость отношения выхода пикроильменита класса крупности +2 мм к выходу пиропса класса -1+0,5 мм.

Участок находится на стыке двух палеоморфоструктур. Отрицательная морфоструктура (впадина или полуграбен) расположена в районе устья р. Большая Ботуобия и углом (клином) входит в «тело» более крупной положительной морфоструктуры, выходящей за пределы изучаемой территории (северо-западное окончание Мирнинского свода Непско-Ботуобинской антеклизы). Амплитуды структур относительно изогипсы 40 м составляют 40–60 м, а размах соответственно до 100 м. Выделенный участок приурочен к месту пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, которые откартированы и известны. На схеме их проявленность устанавливается по зонам повышенных градиентов палеоизогипс.

Палеогеоморфологическая схема, как и палеотектоническая, в целом не противоречит имеющимся на Чернышевско-Лапчанскую площадь палеогеологическим построениям (Б.А.Калмыков и др., 1997 г.; А.В.Манаков и др., 1989 г.; М.Н.Пелецкий и др., 1996 г.). На наш взгляд, они их дополняют и очевидным образом свидетельствуют о высокой перспективе обнаружения проявлений кимберлитового магматизма на рекомендуемом локальном участке площади.

В качестве подложки на рис. 10 использована структурная схема Чернышевско-Лапчанской площади с элементами палеогеографии и прогноза алмазности. Она построена М.Н.Пелецким в 1996 г. по материалам работ Чернышевской

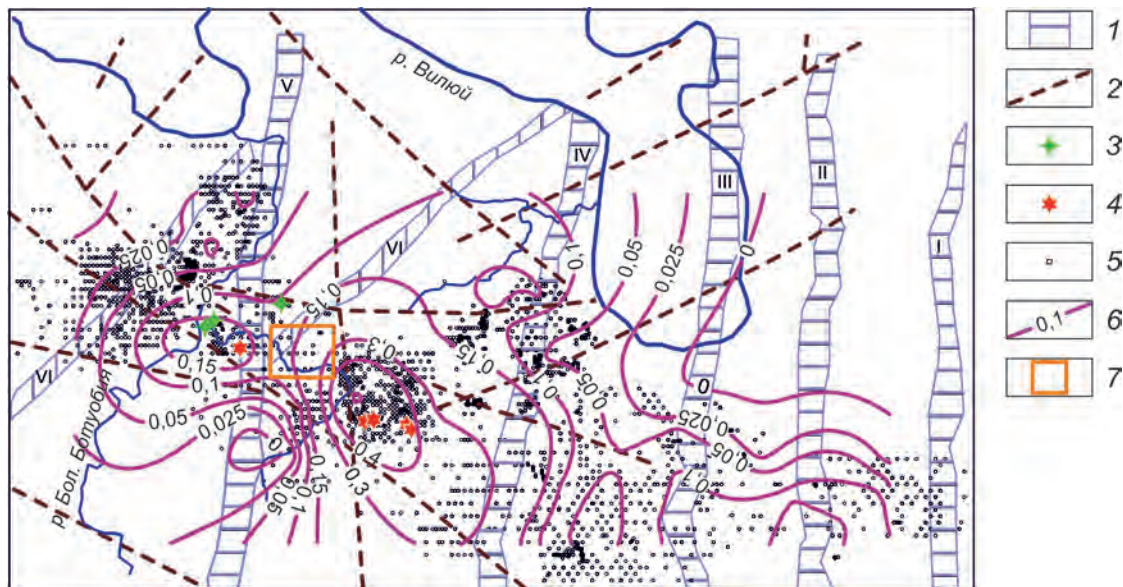


Рис. 10. ПРОГНОЗНАЯ СХЕМА ЧЕРНЫШЕВСКО-ЛАПЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ М-БА 1:200 000 С КРИТЕРИЯМИ И ПРИЗНАКАМИ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ:

1 – зоны глубинных разломов (I – Чуоналырская, II – Буордахская, III – Улу-Тогинская, IV – Сылагинская, V – Нижне-Ботуобинская, VI – Чоппо-Биетахская); 2 – основные среднепалеозойские разрывные нарушения; 3 – среднепалеозойские туфовые трубки взрыва основного состава; 4 – находки алмазов в шлиховых пробах из керна скважин; 5 – скважины Чернышевской геологоразведочной экспедиции с МСА в классе крупности +0,5 мм; 6 – изолинии отношения выхода пикроильменитов класса крупности +2 мм к выходу пиропов класса -1+0,5 мм; 7 – участок, перспективный на обнаружение проявлений кимберлитового магматизма

геологоразведочной экспедиции (проект работ по Нижне-Ботуобинскому объекту).

Участок находится вблизи (от 3 до 5 км) среднепалеозойских туфовых трубок Маар-Сиене, Ан-218 и туфовой трубки с координатами 75/34.5, открытой Ботуобинской геологоразведочной экспедицией в 2015 г. на юго-западном обрамлении Нижнеботуобинской палеовозвышенности в узле пересечения субширотных, субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных тектонических нарушений и зон (Нижнеботуобинский, Мунурский, Туфовый, Чоппо-Биетахский). Таким образом, положение участка, с учётом проявленности в его пределах структурно-тектонических и магматических критериев алмазности, благоприятно для формирования кимберлитов. Рекомендации по проведению на участке поисковых работ переданы Ботуобинской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА» в 2016 г.

Выводы. Рассмотренные материалы показывают значительный и ещё далеко не использованный прогнозный потенциал поисковой минерало-

гии на закрытых территориях, который был получен ранее проведёнными геологоразведочными работами на Чернышевско-Лапчанской площади.

Применение методов статистического анализа геолого-минералогических данных на основе историко-геологического подхода к изучению закрытых алмазоперспективных территорий даёт возможность реконструировать пространственно-генетические связи структур платформенного чехла, палеоморфоструктур раннепалеозойского основания и ореолов рассеяния минералов-спутников алмаза в погребённых коллекторах.

Совместный пространственно-статистический анализ геолого-минералогических данных с учётом принадлежности сравниваемых эмпирических наблюдений к близким структурным уровням организации вещества позволяет получить новые характеристики и модели геолого-минералогических материалов и на основе этого установить направления переноса кимберлитового вещества, условия захоронения и расположение коренных источников.

В результате выполненных исследований локализован высокоперспективный на обнаружение коренных источников кимберлитов участок, расположенный восточнее (северо-восточнее) среднепалеозойской туфовой трубки Маар-Сиене. В его пределах ожидается выявление круп-

ного объекта (или куста трубок), за счёт которого (которых) сформировался основной объём позднепалеозойских ореолов рассеяния кимберлитовых минералов на Чернышевско-Лапчанской площади в северо-западной части Мало-Ботубинского алмазоносного района.

DIAMOND MOTHER LODES OF THE UPPER PALEOZOIC DEPOSITS LOCATED IN THE CHERNYSHEVSK-LAPCHANSK BLOCK OF THE MALO-BOTUOBINSK DIAMONDIFEROUS AREA

Z.A.Myasnikova, F.V.Myasnikov

In the present work, the authors have thoroughly considered the prospects of diamond orebodies discovery within the Chernyshevsk-Lapchansk territory of the Malo-Botuobinsk diamondiferous area. The results of the analysis and processing of mineralogical data and materials of paleogeological reconstructions are given. The analysis of spatial variability of the typomorphic characteristics of the diamond accessory minerals (DAM) from the productive strata of the Lapchansk-Botuobinsk Upper Paleozoic deposits has enabled the authors to allocate a site considered to be highly prospective for demonstration of kimberlite magmatism and located eastward of Maar-Siene Middle Paleozoic tuffaceous pipe.

Keywords: analysis, variability, picroilmenite, pyrope, potential assessment.



ПОДПИСЧИКАМ

ПОДПИСКА В ПОЧТОВЫХ ОТДЕЛЕНИЯХ
по каталогу «Газеты. Журналы» Агентства «Роспечать»
(индекс 47218)

ПОДПИСКА НА ЭЛЕКТРОННУЮ ВЕРСИЮ ЖУРНАЛА
на сайте Научной Электронной Библиотеки elibrary.ru

Вышедшие номера журнала можно приобрести в редакции:

Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1
Контактный телефон: 8 (495) 315-28-47. Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Периодичность – 4 номера в год. Цена подписки на год 1200 рублей

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУЛЬБАТКАН, НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ, ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ

Рассматривается минеральный состав руд месторождения Чульбаткан (Нижнее Приамурье, Хабаровский край). Самый распространённый рудный минерал – пирит I, который по отношению к продуктивной стадии является дорудным. Главный полезный компонент руд – золото – преимущественно встречается в виде самородного, реже в соединении с теллуридами. Минералы-спутники самородного золота – сфалерит, галенит, пирит II, халькопирит, тетраэдрит, самородное серебро, а также теллуриды золота и серебра. Золото высокопробное – 912–934‰.

Ключевые слова: золото, месторождение, Чульбаткан, Нижнее Приамурье.

Месторождение Чульбаткан располагается в золоторудном районе Нижнего Приамурья (Чульбат-Почельский рудно-россыпной узел), но в отличие от типичных жильных золото-кварцевых и золото-кварц-сульфидных месторождений плутоногенных формаций района относится к редкому типу золоторудных месторождений в восстановленных гранитоидах (reduced intrusion related gold deposits, по [3]) [1]. Одним из ключевых моментов понимания природы и стадийности образования данного объекта является изучение минерального состава его руд.

Месторождение Чульбаткан локализовано в Баджало-Горинской структурно-формационной зоне Сихотэ-Алиньской складчатой системы, в пределах которой терригенные породы мелового, реже юрского возрастов смяты в сложные складки, нарушены разломами, прорваны меловыми интрузиями среднего и кислого составов. Встречаются маломощные дайки основного и среднего составов мел-палеогенового возраста [2].

Центральная часть Чульбатканского месторождения приурочена к сдвиговой зоне эндоконтакта Чульбатской интрузии плагиогранитов и ороговикованных песчаников и алевролитов (рис. 1). Гранитоиды нижнеамурского позднемелового гранодиоритового комплекса слагают крупный полифазный Чульбатский массив, окружённый широким (до 2 км) ореолом ороговикования. Породы ранней фазы – кварцевые диориты и диорит-порфириты – образуют маломощные интрузивные тела и дайки в экзоконтактной части массива и отмечаются крайне редко. Основная часть (95%) массива представлена биотитсодержащими тоналит-трондьемит-гранодиоритами (плагиогранитами) второй фазы. Завершает формирование массива внедрение маломощных даек аплитовидных лейкократовых трондьемит-гранодиоритов. Возраст гранитоидов, определённый K-Ar методом, соответствует позднему мелу (91–75 млн лет, по В.А.Кайдалову



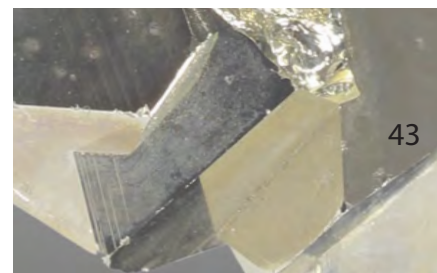
**Алексеев
Антон Сергеевич**

аспирант
aleksrybinsk@gmail.com

**Шишаклова
Людмила Николаевна**

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
shishakova@geol.msu.com

Московский государственный университет
им. М.В.Ломоносова,
г. Москва



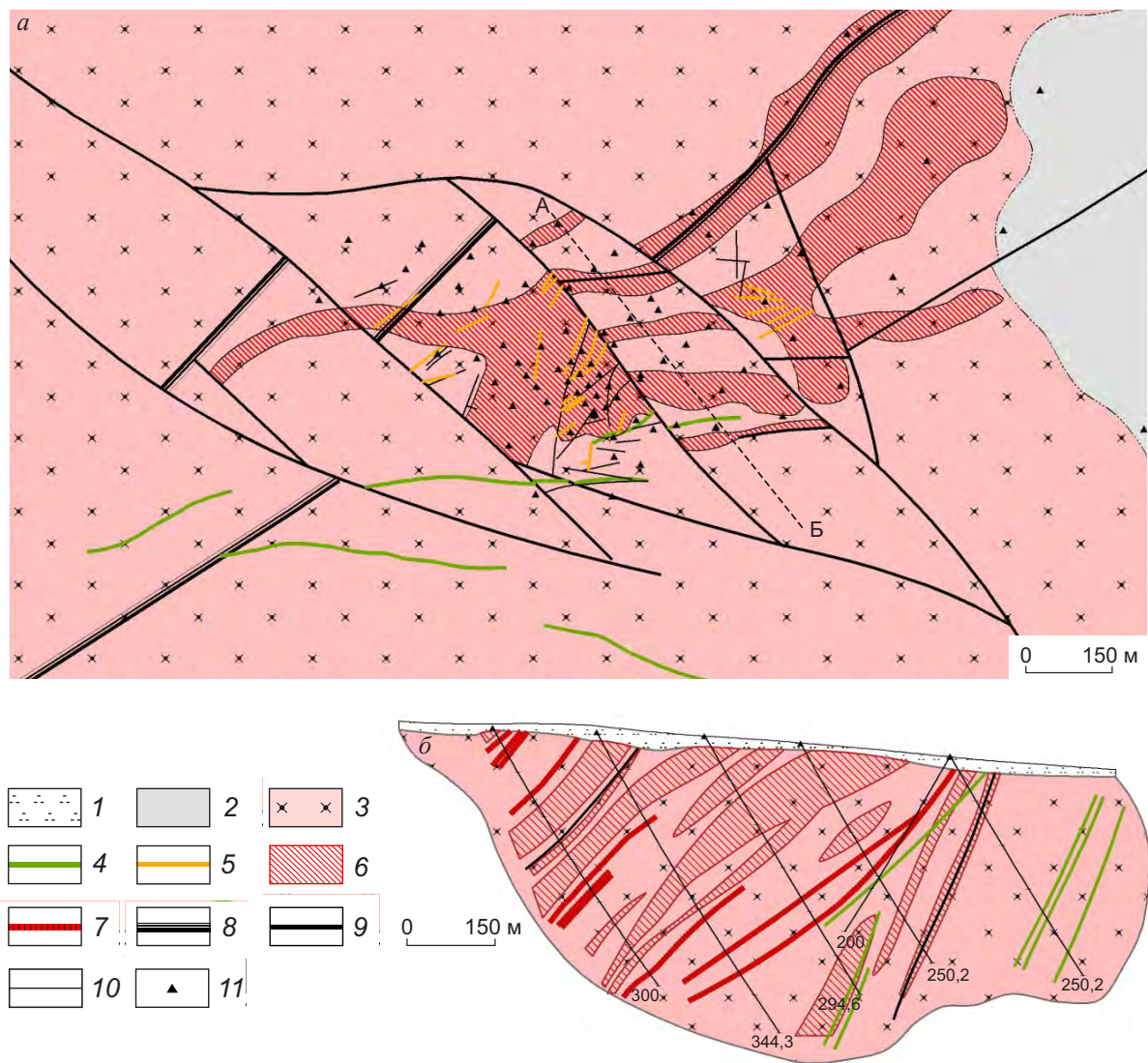


Рис. 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА (а) И ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ (б) ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУЛЬБАТКАН:

1 – пролювиально-делювиальные отложения; 2 – алевролиты и песчаники (меловые отложения); 3 – плагиограниты с дайками аплитов (нижнеамурский комплекс); 4 – дайки андезитов и дацитов; 5 – дайки аплитов и пегматитов; 6 – рудные тела; 7 – маломощные рудные тела; разломы: 8 – Чутьбатканский, 9 – первого порядка, 10 – второго порядка; 11 – скважины

и др., 1986 г.). Реже распространены субвулканические палеоценовые (?) дайки андезитов и дацитов, прорывающие меловые осадочные и интрузивные породы. Основные акцессорные минералы интрузивных пород нижнеамурского комплекса Чутьбатского массива – ильменит и рутил (рис. 2, а), магнетит встречается очень редко.

Оруденение контролируется разломами восток–северо-восточного простирания, оперяющимися основной рудоподводящий разлом северо-восточного простирания, который ограничивает

распространение минерализации на северо-запад и юго-восток. На глубине оно обрывается дайками андезитов и дацитов.

На месторождении выделены три основные формации метасоматитов: березиты, кварциты, карбонатиты. Березитизации более всего подвержены кварцевые диорит-порфиры первой фазы и плагиограниты второй. Наложенное на березиты окварцевание проявлено теньевыми зонами метасоматического замещения с реликтами первичной структуры, а также жилами замещения с

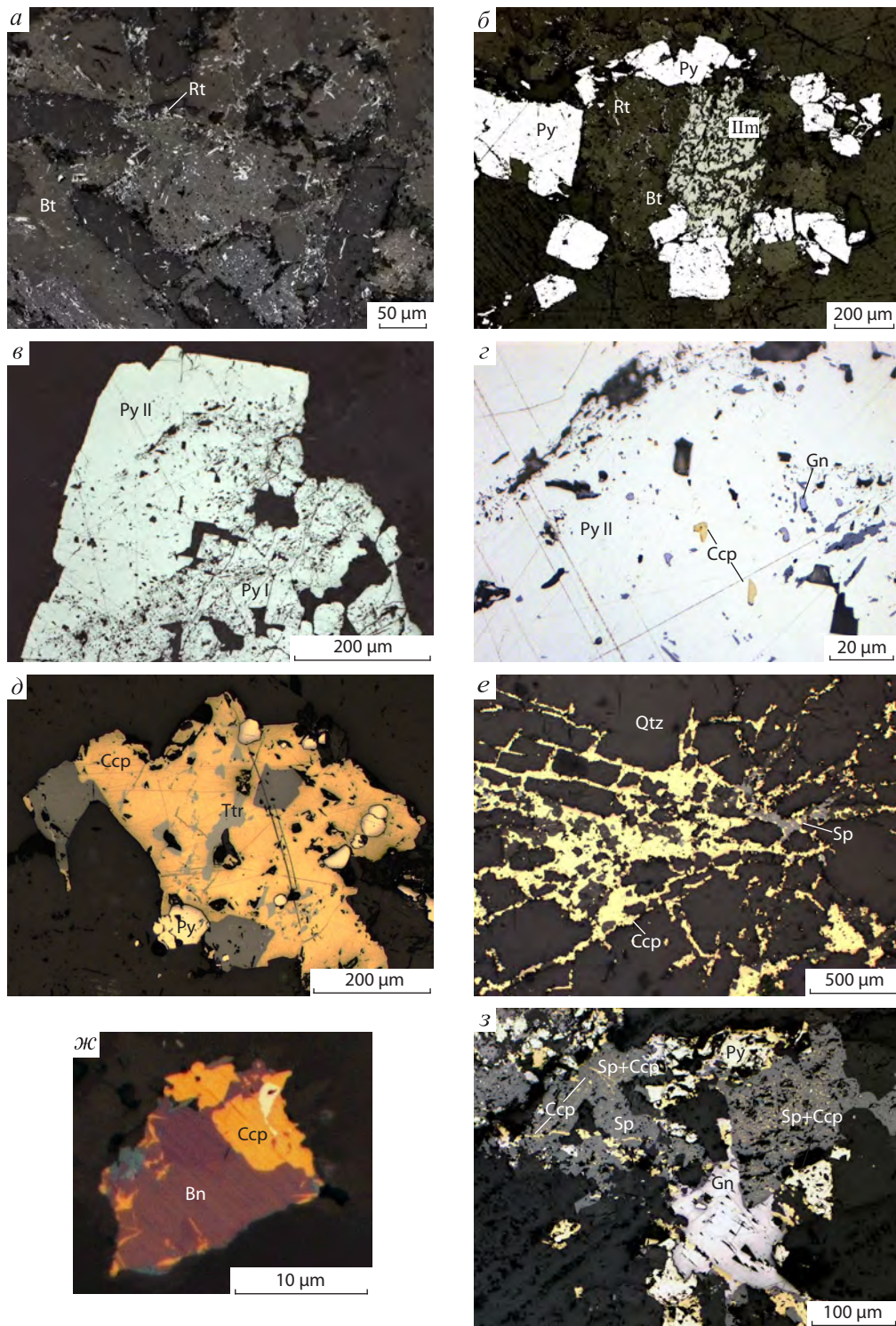


Рис. 2. МИКРОФОТОГРАФИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ:

а – кристаллы ильменита и рутила в биотите; *б* – псевдоморфозы пирита по ильмениту и рутилу; *в* – взаимоотношение пирита I и пирита II; *г* – включения халькопирита и галенита в пирите II; *д* – сростки халькопирита и тетраэдрита цементируют сфалерит и пирит; *е* – развитие халькопирита по трещинам спайности; *ж* – сросток халькопирита с борнитом; *з* – эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите, халькопирит по трещинам цементирует сфалерит и галенит, ув. x10

распльвчатыми неровными краями. Поздней карбонатизации подвержены все породы. Карбонаты активно замещают в породах кристаллы плагиоклаза и биотита и фиксируются в виде разноориентированных микропрожилков [2].

Обильная трещиноватость и интенсивная гидротермально-метасоматическая переработка интрузива благоприятствовали размещению золото-рудной минерализации. Месторождение Чульбаткан является штокверком с неравномерно распределённой гнездово-прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Рудные тела оконтурены по данным опробования и часто контролируются более интенсивным окварцеванием. Морфологически рудные тела представляют собой удлинённые, вытянутые в северо-восточном направлении плито- и линзообразные зоны мощностью до 100 м, довольно круто (40–70°) падающие к северо-западу (см. рис. 1). В пределах штокверка прослежены маломощные жилы и прожилки кварцевого, пирит-кварцевого, сульфидно-кварцевого, пирит-карбонатного и карбонатного составов. В рудных телах широко развиты брекчиевые текстуры, цементом служит тонкозернистый тёмно-серый кварц или поздний карбонат. Рудные минералы присутствуют как в породе, так и в прожилках и цементе брекчий.

По результатам анализов (пробирный анализ на золото с атомно-абсорбционным окончанием в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей», г. Москва) среднее содержание Au в рудах 1–2 г/т (в единичных пробах >100 г/т). Промышленных рудных концентраций других полезных компонентов не обнаружено, золото-серебряное отношение в рудах в среднем составляет 2:1.

Самый распространённый рудный минерал – пирит. Неравномерно развиты халькопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда (тетраэдрит), алтаит и самородное золото. В виде редких выделений зафиксирован вольфрамит, единичных – самородное серебро, гессит, борнит, теллуриды висмута, золота, серебра. Количество рудных минералов не превышает 2%. Руды – убогосульфидные.

Содержание *пирита* в штокверке варьирует от 1 до 10% (преимущественно <3%). Он образует вкрапленники, гнёзда, гнездообразные и прожилковидные скопления, иногда наблюдается в сростании с другими рудными минералами. Для него характерны кристаллографические очертания. Микрорентгеноспектральным анализом установ-

лено, что в пирите имеются примеси никеля, мышьяка, иногда серебра и золота. Различают три разновидности пирита.

Пирит I в виде псевдоморфоз по ильмениту фиксируется в биотите, в нём всегда присутствуют реликты Ti-содержащих минералов и включения нерудных минералов (см. рис. 2, б). В отдельных гнёздах при его травлении концентрированной азотной кислотой проявляются реликтовые чешуйки биотита. Пирит катаклазирован и корродирован.

Пирит II встречается в кварце и полево шпате в окварцованной породе, а также в карбонат-кварцевых и кварцевых прожилках. Отмечено нарастание пирита II на пирит I. Для пирита в породе характерно наличие большого количества ксенолитов нерудных минералов – кристаллов кварца, полевого шпата, акцессорных минералов, а также включений халькопирита, сфалерита, реже галенита и тетраэдрита. Он также образует сростания с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и тетраэдритом (см. рис. 2, в). Изредка наблюдаются включения самородного золота. При травлении пирита II в нём выявляются мелкозернистые индивиды, крайне редко краевые зоны роста.

Мелкие выделения пирита III (?) размером не более 0,2–0,5 мм кристаллографической формы постоянно фиксируются в поздних прожилках карбоната (см. рис. 2, г). Третья разновидность пирита, возможно, возникла в связи с перекристаллизацией пирита I и пирита II*.

Халькопирит распространён неравномерно. Он слагает мелкие гнёзда часто в сростании со сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, наблюдается в виде вкрапленности, прожилковидных и гнездообразных скоплений, включений в пирите и эмульсионной вкрапленности в сфалерите (см. рис. 2, д, з). Кроме того, в породе встречаются сетчатые образования халькопирита, которые, вероятно, находятся вдоль спайности полевого шпата и биотита (см. рис. 2, е). Участками отмечается сильно катаклазированный халькопирит, который подвергается коррозии чёрным тонкозернистым материалом, как по периферии, так и по трещинам. Халькопирит цементирует пирит и заполняет трещины катаклаза в нём. Особенно часто с ним ассоциируют сфалерит, галенит, алтаит, теллуриды и самородное золото (рис. 3, а). Изредка на халькопирит нарастает борнит (см. рис. 2, ж).

* Для уточнения этой информации требуются дополнительные исследования.

Сфалерит слагает самостоятельные выделения и образует сростания с халькопиритом, галенитом и блеклой рудой. Присутствует в виде включений в пирите, изредка содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита (см. рис. 2, з). В кварцевых прожилках иногда устанавливаются его тесные сростания с галенитом. Сфалерит маложелезистый с примесями кадмия и меди.

Галенит и *тетраэдрит* встречаются эпизодически в сростании со сфалеритом и халькопиритом

(см. рис. 2, д, з) соответственно. Для тетраэдрита характерно присутствие примеси цинка до 7% (табл. 1), галенита – ассоциация с алтаитом, гесситом и теллуридом висмута (см. рис. 3, б).

Алтаит образует (см. рис. 3, в) сростания с халькопиритом, галенитом, тетраэдритом, теллуридами, самородным золотом. Размер его выделений варьирует от сотых долей миллиметра до 0,2–0,4 мм. Иногда он совместно с галенитом и халькопиритом заполняет трещины катаклаза в

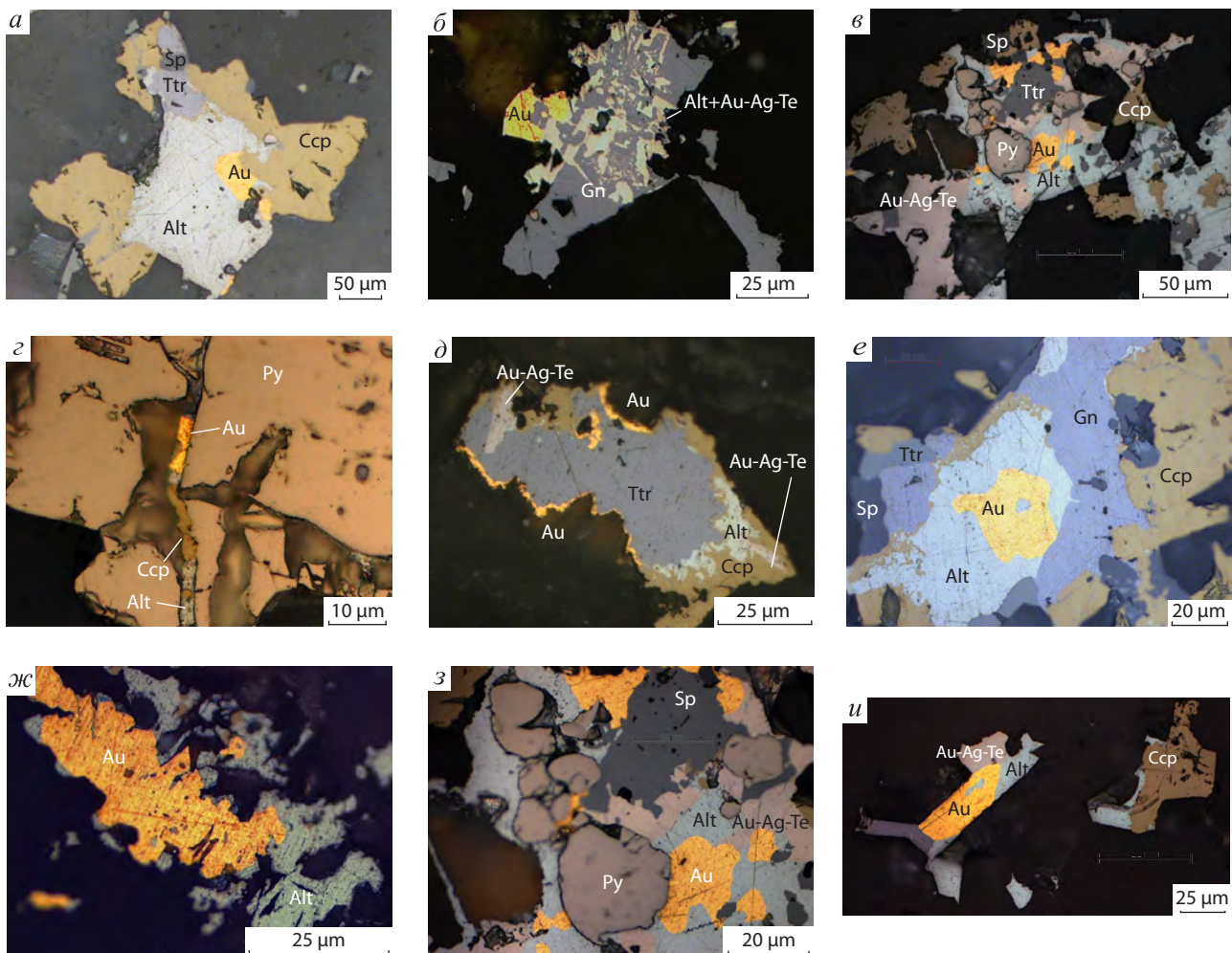


Рис. 3. МИКРОФОТОГРАФИИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА И ЕГО МИНЕРАЛОВ-СПУТНИКОВ:

а – золото с алтаитом, цементируемым халькопиритом; *б* – сростки галенита, алтаита и теллуридов золота и серебра с самородным золотом; *в* – самородное золото в сростании с алтаитом, халькопиритом и теллуридами золота и серебра цементируют пирит и сфалерит; *з* – самородное золото в сростании с халькопиритом и алтаитом в трещине катаклаза в пирите; *д* – узкая кайма самородного золота вокруг тетраэдрита, ассоциирующего с алтаитом, халькопиритом, галенитом; *е* – сросток алтаита, галенита, халькопирита, тетраэдрита, самородного золота; *ж* – гнездо алтаита и самородного золота; *з* – сростания самородного золота, алтаита и теллурида золота и серебра, цементирующие пирит и сфалерит; *и* – сросток самородного золота, алтаита, галенита и теллурида золота и серебра

1. РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИЗА ТЕТРАЭДРИТА И АЛТАИТА, масс. %

Минералы	Au	Ag	Fe	Cu	Zn	Pb	Sb	Te	Se	Bi	S	Σ
Тетраэдрит	0	0	0,53	38,21	7,46	0	25,05	0	0	0	25,34	96,59
	0	0,01	0,46	37,12	7,64	0	28,39	0	0,01	0,17	25,56	98,36
	0,22	0,06	0,16	37,88	7,42	0	22,69	0,1	0,06	0	24,33	98,10
Алтаит	0,05	0,20	0,11	0,11	0,04	62,60	0,23	37,19	0,1	0,36	0	100,99
	0,50	0,17	0,06	0,08	0,06	61,80	0,23	36,86	0	0,41	0	101,13
	0	0,24	0,03	0,14	0,02	61,36	0,20	36,64	0,22	0,30	0	99,19
	0	0,16	0	0	0,09	61,09	0,23	36,64	0	0,20	0	98,41

Примечание. Анализы выполнены И.А.Брызгаловым на микрозондовом анализаторе «Самеса 5Х-50» (МГУ).

пирите (см. рис. 3, з). Изучение химического состава алтаита (см. табл. 1) показало наличие в нём примеси висмута, сурьмы, серебра и золота.

Теллуриды присутствуют в виде единичных вкрапленников, а также сростков с алтаитом и самородным золотом (см. рис. 3, б, в, д, з, и). Размеры выделений не превышают 0,1 мм. Для уточнения минерального состава требуются дополнительные исследования, вероятнее всего это теллурид золота и серебра.

Алтаит и теллуриды золота и серебра встречаются преимущественно только в ассоциации с золотом, в отличие от других сульфидов, что, вероятно, свидетельствует о принадлежности их к общей минеральной ассоциации и может быть хорошим поисковым признаком. На это указывает и сильная положительная корреляция теллура и золота в рудах.

Самородное золото распространено крайне неравномерно. Большая часть его обнаружена в

виде гнёзд (см. рис. 3, е–и) как в породе, так и в метасоматическом кварце преимущественно в сростании с алтаитом, халькопиритом, галенитом и теллуридами золота и серебра, реже с тетраэдритом и сфалеритом. Золотины часто совместно с халькопиритом и тетраэдритом заполняют трещины катаклаза в пирите (см. рис. 3, з). Изредка отмечаются узкие каймы самородного золота в ассоциации с алтаитом вокруг тетраэдрита (см. рис. 3, д). Для золотин характерна изометрическая или удлинённая форма. Размеры их, как правило, микроскопические, изредка попадаются более крупные золотины – до 0,4 мм. Самородное золото высокопробное (912–934‰). В нём зафиксированы примеси меди и ртути (микрозондовые исследования).

Достаточно редки вкрапленники самородного серебра (рис. 4). Размер выделений не превышает 0,01 мм. Самородное серебро обнаружено в виде сростков с халькопиритом, тетраэдритом и галенитом, но оно не встречено в ассоциации с самородным золотом.

К редким минералам относится *вольфрамит*, присутствующий в породе в виде индивидов таблитчатой формы. Размер его варьирует от сотых долей миллиметра до 0,8 мм. В крупных выделениях вольфрамита просматривается сетчатая структура, говорящая о том, что он, вероятно, образовался при замещении шеелита.

На месторождении проявлена зона окисления, которая может распространяться на глубину до 100 м. В приповерхностных условиях пирит и халькопирит замещаются гидроксидами железа, иногда замещение зональное. Халькопирит и тетраэдрит замещаются преимущественно ковеллитом (рис. 5), а галенит – церусситом.

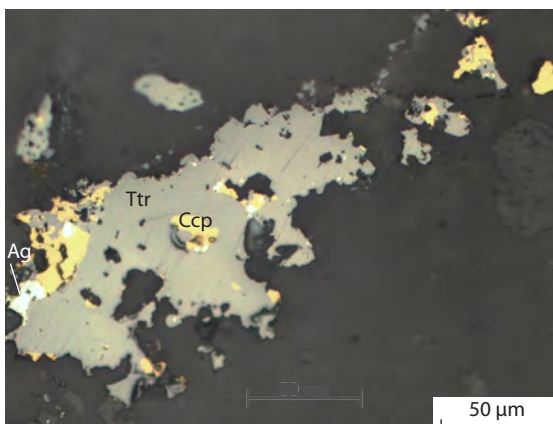


Рис. 4. ВКРАПЛЕННИКИ САМОРОДНОГО СЕРЕБРА В СРСТАНИИ С ХАЛЬКОПИРИТОМ И ТЕТРАЭДРИТОМ

Основными нерудными минералами, участвующими в формировании руд месторождения, являются *кварц* и *карбонат*. Различают кварц: магматический, участвующий в образовании гранитоидов; жильный крупнозернистый, слагающий редкие дорудные жилы; метасоматический тонкозернистый, слагающий маломощные жилы с диффузионными контактами или теньевые зоны с реликтами первичной структуры породы, а также формирующий цемент брекчий; образующий прожилки, иногда совместно с карбонатом и рудными минералами.

Флюидные включения удалось изучить только в дорудном жильном кварце со следами лимонитизации (В.Ю.Прокофьев, ИГЕМ РАН, 2015 г.). Температуры гомогенизации первичных флюидных включений составляют 325–330°C, концентрация солей в растворе 5,4 мас. % экв. NaCl. Концентрация углекислоты в рудообразующем флюиде 2,5 моль/кг раствора, метана 0,6 моль/кг раствора. Плотность углекислотно-водного флюида 0,87 г/см³. Судя по температуре эвтектики (-32°C), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды натрия, железа и магния. Давление флюида, оценённое для ассоциаций углекислотно-водных и газовых флюидных включений в кварце, захваченных в периоды гетерогенизации флюида, составляет 440 бар при температуре 330°C.

Карбонат обычно встречается в виде поздних прожилков, а также замещает породу по массе. Карбонаты представлены кальцитом, анкеритом

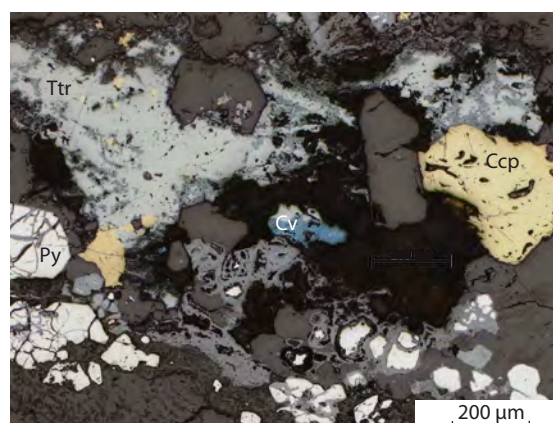


Рис. 5. ЗАМЕЩЕНИЕ ГИДРОКСИДАМИ ЖЕЛЕЗА ПИРИТА И ХАЛЬКОПИРИТА, КОВЕЛЛИНОМ ТЕТРАЭДРИТА И ХАЛЬКОПИРИТА В ЗОНЕ ОКИСЛЕНИЯ (30 м от поверхности)

(с незначительной примесью сидерита) и доломитом (по данным исследований ФГУП ЦНИГРИ и лаборатории ООО «СЖС Восток Лимитед» в г. Чита, 2014–2015 гг.). Обычно с сильно карбонатизированными породами не связаны значительные содержания золота в пробах.

Сложная история формирования месторождения затрудняет определение стадийности минералообразования. Предполагается, что в ранний этап кристаллизовались Ti-содержащие минералы, шеелит и вольфрамит, в более поздний период березитизации – пирит, с окварцеванием связано формирование ассоциации рудных минералов (сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, са-

2. ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧУЛЬБАТКАН

Магматический этап (стадия)	Гидротермально-метасоматический этап					Гипергенный этап (стадия)
	Дорудная стадия	Рудная стадия			Пострудная стадия	
	Серицит-хлорит-пиритовая (березитовая)	Сфалерит-галенитовая	Халькопирит-тетраэдритовая	Благородно-металльная с теллуридами	Карбонатная	
Плагиоклаз, кварц, биотит, КПШ, рутил, ильменит, вольфрамит	Пирит, серицит, хлорит, карбонат, кварц	Кварц, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит	Кварц, халькопирит, блеклая руда (тетраэдрит), сфалерит, галенит	Кварц, алтаит, самородное золото, самородное серебро, теллуриды золота и серебра (?)	Карбонат, пирит (?)	Гидроксиды железа, церуссит, ковеллин, каолин

морозное золото и серебро, алтаит, теллуриды, пирит). Предполагаемые стадийность и минеральные ассоциации приведены в табл. 2.

Таким образом, на основе изучения минерального состава руд, можно сделать вывод о том, что месторождение Чульбаткан относится к кварц-золоторудной убогосульфидной формации гидротермальных месторождений в восстановленных гранитах [3, 4]. Для него характерен один главный рудный минерал – пирит, который является дорудным по отношению к золоторудной минерализации. Остальные рудные минералы, генетически и пространственно связанные с золотом (халькопирит, галенит и др.), встречаются гораздо реже и лишь изредка видны невооружённым глазом, поэтому в полевых условиях достаточно сложно выявить рудные интервалы. Для установления пространственной границы рудных тел приходится прибегать к помощи других сопутствующих признаков, таких как метасоматическая зональность.

Немаловажным остаётся изучение минерального состава руд данного месторождения (пока единственного такого типа в Сихотэ-Алине) для понимания эволюции его образования. Большин-

ство вопросов, касающихся стадийности и минеральных ассоциаций, а также собственно химического состава рудных минералов, остаются открытыми и требуют дальнейшего рассмотрения.

Авторы выражают благодарность за проведённые микрозондовые исследования и изучение флюидных включений И.А.Брызгалову и В.Ю.Прокофьеву.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.С.* О генетическом типе Чульбатканского проявления (Бичи-Амгуньское междуречье, Хабаровский край) // Мат-лы 4-й Российской молодежной школы с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования», 1–5 декабря 2014 г. М., 2014. С. 42.
2. *Алексеев А.С., Старостин В.И.* Новое месторождение золота в Нижнем Приамурье – Чульбаткан (Хабаровский край) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2017. Вып. 1. С. 33–38.
3. *Intrusion related gold deposits associated with tungsten-tin provinces / J.F.H.Thompson, R.H.Sillitoe, T.Baker et al.* // Miner. Deposit. 1999. Vol. 34. P. 323–334.
4. *Takagi T., Tsukimura K.* Genesis of oxidized- and reduced-type granites // Econ. Geol. 1997. Vol. 92. P. 81–86.

MINERAL COMPOSITION OF ORES FROM CHULBATKAN GOLD DEPOSIT, LOWER AMUR REGION, KHABAROVSK TERRITORY

A.S.Alekseev, L.N.Shishakova

Mineral composition of ores from Chulbatkan deposit (Lower Amur region, Khabarovsk territory) is reviewed. The most common ore mineral is pyrite I which is pre-ore in relation to the productive stage. Gold is the main valuable component of ores, it primarily occurs as native gold, more seldom it combines with tellurides. Native gold is associated with sphalerite, galena, pyrite II, chalcopyrite, tetrahedrite, native silver, as well as gold and silver tellurides. Gold has high fineness – 912–934‰.

Keywords: gold, deposit, Chulbatkan, Lower Amur region.



Строение рудных месторождений

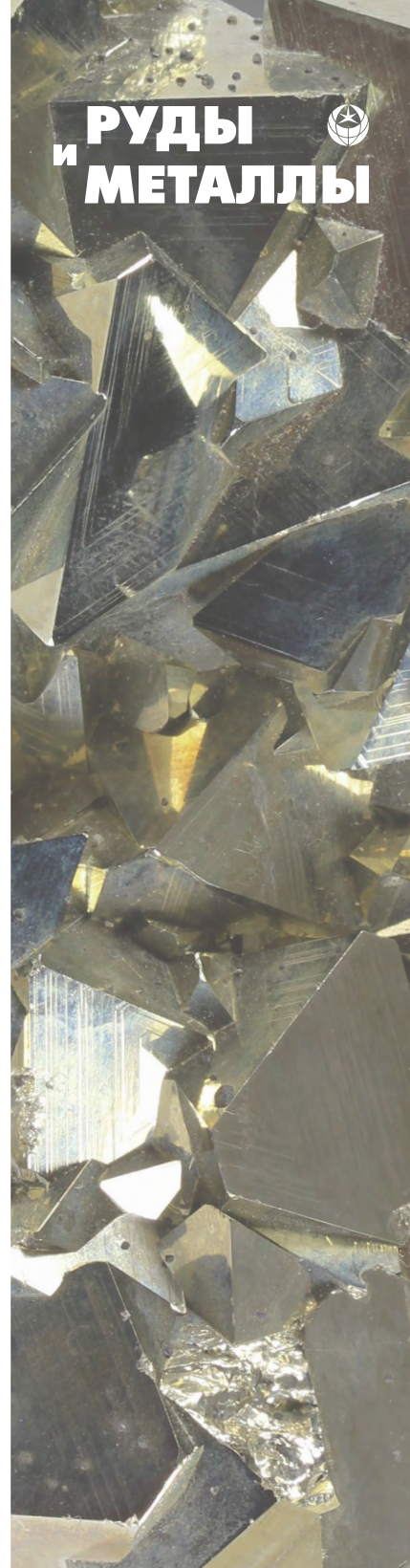
ЭШЕЛОНИРОВАННЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ УЧАМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ

Учаминский рудный узел в Нижнем Приамурье находится в восточном крыле Лимурчанского сдвига в оперяющих межпластовых северо-восточных разломах, образующих левосдвиговой дуплекс. Показано, что в дуплексе между сдвигами располагаются эшелонированные разрывные рудно-магматические структуры растяжения. Площади развития этих структур перспективны для поисков новых сравнительно бедных большеобъемных штокверковых (прожилково-вкрапленных и жильно-прожилковых) благороднометалльных залежей, рудных зон и бананцевых рудных столбов. Закономерное размещение в рудном поле разрывов скалывания и растяжения, оси синклинали складки позволяет рассматривать их как парагенез структурных форм, возникших в обстановке субмеридионального (СЗ 340°) сжатия в режиме транспрессии, при котором продуктивный режим для внедрения магм основного и кислого составов, рудоотложения отвечал условиям локального растяжения (режим транстензии).

Ключевые слова: золото-редкометалльный тип, режим транспрессии и транстензии, сдвиговой дуплекс, рудный узел, эшелон, Нижнее Приамурье.

Исследуемый объект расположен в Ульчинском районе Хабаровского края. Его геологическая позиция определяется принадлежностью к Пильда-Лимурийской золотоносной зоне в пределах северного сегмента Сихотэ-Алиньской покровно-складчатой системы (рис. 1). Главная черта, как и других рудных узлов золотоносного района [16, 17], – приуроченность к северо-восточным разломам, оперяющим Лимурчанский меридиональный сдвиг. Учаминский рудный узел сложен нижнемеловыми тёмно-серыми до чёрными алевритами и глинистыми сланцами пионерской свиты, слагающими ядро синклинали с углами падения крыльев 60° на северо-запад и юго-восток (рис. 2). С флангов складку блокируют сдвиги, прослеживающиеся в направлении северо-восток 30–40°. Интрузивные породы в районе по сравнению с осадочными распространены меньше. Комплекс малых интрузий представлен позднемеловыми дайками лампрофиров габбро-гранодиоритовой (нижнеамурский комплекс) и штоками палеоценовых гранит-порфиров габбро-гранитовой (верхнеудоминский комплекс) формаций [4, 5]. Штоки окружены ореолом интенсивного приконтактового изменения пород. Роговики развиты на площади 8 км² в надынтрузивной зоне рудогенерирующей криптоинтрузии гранитоидов, предполагаемой на глубине по геофизическим данным.

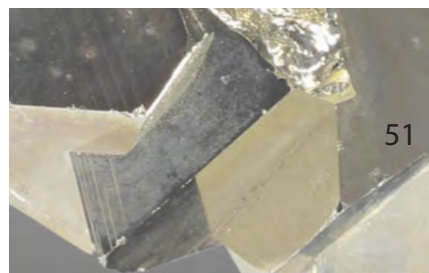
Рудный узел относится к золото-редкометалльному типу [2]. Руды характеризуются наличием широкого набора элементов – Au, Ag, As, Pb, Sn, W, Be. Установлены также платиноиды. Струк-



**Юшманов
Юрий Петрович**

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
yushman@mail.ru

ФАНО ФГБУН
Институт комплексного анализа
региональных проблем,
г. Биробиджан



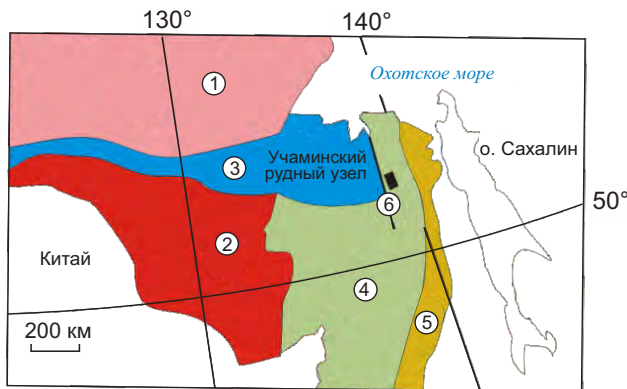


Рис. 1. ПОЛОЖЕНИЕ УЧАМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ:

древние платформенные структуры: 1 – Сибирский кратон, 2 – Буреинский композитный массив; обрамляющие покровно-складчатые системы: 3 – Монголо-Охотская, 4 – Сихотэ-Алиньская; 5 – Сихотэ-Алиньский вулканоген; 6 – Лимурчанский разлом

турный контроль магматических и рудных тел определяется сдвиговым дуплексом. Сдвиговый дуплекс – сочетание двух кулисообразных левых или правых сдвигов, сомкнутых системой субпараллельных дочерних оперяющих разрывов [6, 23]. Разрывы оперения, располагаясь кулисно, образуют эшелонированные разрывные структуры, имеющие комбинированную сдвиго-сбросовую (транстензионный дуплекс растяжения) или сдвиго-взбросовую (транспрессионный дуплекс сжатия) кинематику. Результаты проведённых экспериментальных тектонофизических исследований хорошо согласуются с данными о распределении магм и руд в природных дуплексах [8, 10, 13–15, 20–23]. Сдвиговые дуплексы выявлены в различных по возрасту структурах Сихотэ-Алиня, где они контролируют эффузивный и интрузивный магматизм, рудные узлы и районы с оловянной, полиметаллической, вольфрамовой и золотой минерализацией [9, 12, 15, 18, 19].

В нашем случае дуплекс первого порядка образуют два северо-восточных разлома – Главный и Вольфрамовый, блокирующие с флангов ядро синклиальной складки. В северо-западном крыле складки Главный разлом образует транстензионную веерную структуру типа «конский хвост», которая возникла на конце разлома, компенсируя его сдвиговые перемещения. Этот межпластовый срыв дугообразно простирается, из-

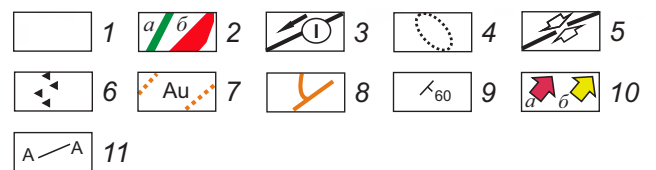
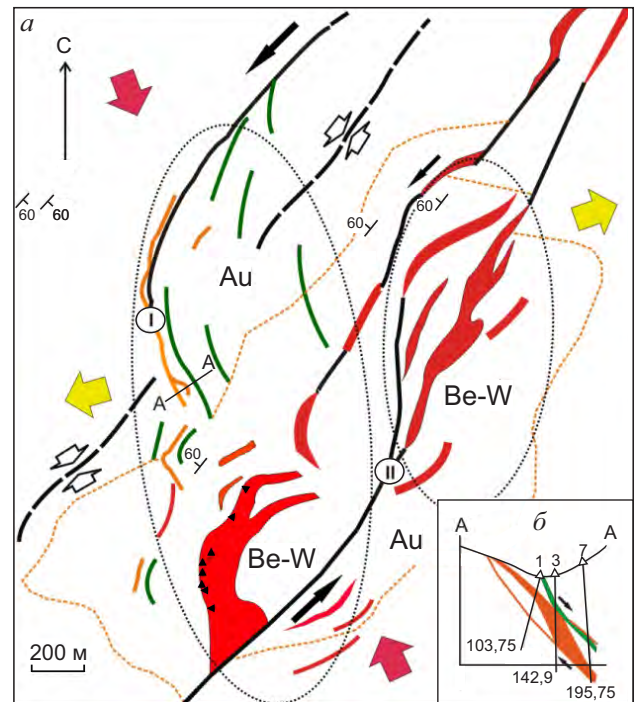


Рис. 2. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ СХЕМА УЧАМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (а), ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ (б) (по [6], с изменениями):

1 – нижнемеловые алевриты и аргиллиты пионерской свиты; 2 – дайки и штоки спессаритов (а), гранит-порфиоров (б); 3 – основные разломы с вектором смещения крыльев (I – Главный, II – Вольфрамовый); 4 – контуры присдвиговых рудно-магматических зон транстензии с продуктивной Be-W-Au минерализацией; 5 – ось синклиальной складки; 6 – брекчии; 7 – контуры убогой золотоносности с прожилковым и метасоматическим окварцеванием; 8 – минерализованные золоторудные зоны; 9 – элементы залегания слоистости; 10 – направления латерального сжатия (а), растяжения (б); 11 – линия геологического разреза А–А

гибаясь с северо-востока к юго-востоку в сторону опущенного блока, смещённого по типу сдвиго-сброса. К главной дислокации примыкает веерообразный кулисный ряд даек основного состава в трещинах отрыва северо-западного и близмеридионального простираения. Общая ам-

плитуда смещения по сдвигу представляет сумму небольших смещений по перистым разрывам.

В юго-восточном крыле синклинали развита эшелонированная разрывная структура северо-восточного простирания, контролируемая Вольфрамовым сдвиговым дуплексом второго порядка. Протяжённость эшелонированной разрывной структуры 2,4 км, ширина до 0,6 км. Она состоит из кулисного ряда даек и небольших щелевых интрузий, сложенных гранит-порфирами. Магматические породы выполняют присдвиговые раздвижки (pull apart), вытянутые в северо-восточном, редко близмеридиональном направлении. Амплитуда левого сдвига по Вольфрамовому дуплексу около 0,5 км определяется по суммарной мощности внедрившихся магматических тел без учёта складчатых структур. Таким образом, Учаминский рудный узел контролирует северо-восточная дуплексная рудно-магматическая зона левосдвигового растяжения, компенсированная позднемеловыми – палеоценовыми магмами основного и кислого составов и рудным веществом.

В распределении рудных элементов здесь хорошо выражена латеральная рудная зональность, которая проявляется в приуроченности редкометалльной бериллий-вольфрамовой минерализации к ареалу развития малых гранитных интрузий, грейзенов и разрывов в центральной части поля роговиков. На западном фланге она сменяется полиметаллической и золото-мышьяковой минерализацией, структурно ассоциирующей с позднемеловыми дайками спессартитов. За пределами контактового ореола роговиков расположено сурьмяное рудопроявление Ключ Малиновый. Золотое оруденение полигенное и полихронное присутствует во всех типах руд. Здесь известны золото-мышьяковое месторождение и бериллий-вольфрамовое проявление с золотом. По данным [4, 5, 7], первые исследователи пришли к выводу о более раннем, по сравнению с редкометалльным, возрасте золото-мышьякового оруденения.

Учаминское золото-мышьяковое месторождение на западном фланге рудного узла представлено единственной продуктивной золото-сульфидной с мышьяком зоной дробления, получившей название Главной. Простирается в северо-западном направлении параллельно дайке спессартитов, переходящих в габбродиориты. Главную зону образуют разрывы разных направ-

лений, что обусловило её дугообразную форму и протяжённость 1450 м при мощности от 0,8 до 30 м. На северо-востоке её формирует межпластовый срыв с кулисными тонкими жилами кварца. К юго-западу через систему выпуклых на северо-запад дугообразных параллельных сколов оперяет разрыв растяжения, простирающийся по азимуту северо-запад 340° и юго-восток 160° параллельно региональному латеральному сжатию. Его сместитель по данным горно-буровых работ полого ($30-50^\circ$) склоняется на северо-восток. Предварительно оценён лишь юго-западный фланг Главного разлома в блоке протяжённостью по простиранию 300 м на глубину 350 м. Здесь рудную зону блокирует субмеридиональный скол с глиной трения. На сопряжении разрывов кварцевая жила расщепляется на тонкие прожилки или тупо оканчивается с резким увеличением мощности. Рудовмещающий и блокирующий разломы имеют дорудный возраст, рудоотложение связано с их повторными обновлениями. Повышенная мощность рудной зоны (до 30 м) наблюдается при изгибах рудовмещающего разлома по простиранию и падению (см. рис. 2, б). Это участки потенциальных рудных столбов, где интенсивно происходила циркуляция рудных растворов, метасоматоз вмещающих пород и рудоотложение. В целом рудовмещающий северо-западный разлом является правым сбросо-сдвигом с закономерно ориентированной системой оперяющих трещин при выклинивании. Рудная зона сложена брекчиями, катаклазитами и милонитами по вмещающим алевролитам и песчаникам. Обломки осадочных пород, размером 1–3 см, сцементированы синевато-серым кварцем и насыщены скоплениями сульфидов с примесями серицита, хлорита, карбонатов и эпидота. В пределах рудной зоны отмечаются интервалы сплошных золото-сульфидных руд, сопровождаемых полосами окварцевания с сетчато-вкрапленными рудами. В рудах установлено высокое содержание (от 7 до 30%) сульфидных минералов: арсенопирита, пирита, галенита, халькопирита, сфалерита, пирротина [5, 7]. Кроме того, встречаются антимонит, висмутин, буланжерит, касситерит, самородные висмут и золото. Кварцевые прожилки с вольфрамитом обнаружены в штольне № 1 и скважинах, а также в делювиальных обломках до расположенного на востоке бериллий-вольфрамово-золотого проявления.

Золото в рудах тонкодисперсное и находится преимущественно в свободном состоянии, лишь 4,6% его связано с сульфидами. Высокие концентрации Au наблюдаются в сплошных рудах (в среднем 12,2 г/т), более низкие – в сетчато-вкрапленных (в среднем 7,0 г/т). Содержания Ag составляют 18,7–177,8 г/т, As 1,45–7,31, Pb 0,09–1,65, Sn 0,03–0,5, Zn 0,33, Cu, W, Bi – сотые доли процента (0,05–0,08) [5, 7]. В руде присутствует органический углерод ($C_{орг.}$), его содержание 0,225–0,238% [11]. Источником углерода являются углистые алевролиты пионерской свиты. Мощность зоны окисления 120 м. Главный ценный компонент окисленных руд – Au (9,2 г/т).

Одноимённое Учаминское бериллий-вольфрамовое проявление расположено в 500 м восточнее золото-мышьяковой зоны. Его рудное поле длиной 2,5, шириной до 1,2 км представлено роговиками с убогой вкрапленностью сульфидов и кварца на площади 2,8 км², в зоне влияния Вольфрамового сдвигового дуплекса. Междвиговые раздвиги дуплекса (pull-apart) вмещают мелкие интрузии и дайки гранит-порфиров, с которыми ассоциируют грейзены со штокверковой и жильной морфологией рудных тел. За пределами рудного поля к северо-востоку и юго-западу дайки гранит-порфиров оруденением не сопровождаются. Грейзены состоят из слюды (мусковита, биотита), кварца, полевого шпата, турмалина, топаза, флюорита, а также вольфрамита, шеелита, берилла и других минералов, в том числе золота. В промежутке между северным и южным участками развития грейзенов встречаются лишь мелкие маломощные рудные жилы и прожилки в роговиках. Вольфрамовые жилы выполняют крутопадающие трещины, имеющие большей частью согласное с направлением даек северное и северо-восточное простирание. Особенность южного участка – наличие в западном эндоконтакте штока гранит-порфиров слабооруденелых брекчий в зоне шириной 50–60 м, а также жил преимущественно северо-западного направления. Брекчии состоят из обломков роговиков, сцементированных аплитовидными разностями гранитов и пегматоидной породой из кристаллов полевого шпата, кварца, флюорита с рассеянной вкрапленностью вольфрамита. Детально зона брекчий не изучалась. Предшественниками брекчии считались взрывными. А как известно, взрывные брекчии возникают при вулканических процессах, которые на территории рудного узла отсутствуют. Очевидно, это тектонические брекчии обрушения, сцементированные гранитной магмой, образовавшиеся при растяжении блоков пород в зоне Вольфрамового сдвига. В поле развития брекчий обнаружены аномалии золота и серебра. В единичных сколовых пробах содержание Au достигает 5 г/т, Ag до 400 г/т [5]. При детальной разведке в зоне брекчий могут быть выявлены золоторудные столбы небольших размеров в плане, но значительной протяжённости на глубину.

Практический интерес представляют крупные жилы протяжённостью 90–100 м, мощностью 0,16–0,77 м, состоящие в основном из кварца. Содержание WO_3 от сотых долей до 9,0%, BeO от следов до 0,59%. Встречаются маломощные (1–3 см) кварцево-арсенопиритовые прожилки, секущие кварцево-вольфрамовые жилы. Они выполняют северо-западные трещины отрыва, как и рудоносный интервал Главного разлома.

Совместно с вольфрамом в пробах спектральным анализом повсеместно определяется бериллий (до 1,5%). Наибольшая концентрация берилла установлена в кварц-полевошпатовых жилах мощностью 3–5 см. В общем объёме породы количество минерала составляет 4–5%, но в отдельных случаях достигает 30–50%. Грейзеновое месторождение содержит бедные руды 0,01–0,03% BeO .

При разведке Главной зоны золото-мышьякового месторождения подмечен литологический контроль, который заключался в том, что почти во всех горных выработках рудная зона залегает в прослое алевролитов и глинистых сланцев мощностью 10–30 м. Прослой отличается от обычных тёмно-серых разновидностей более светлой пепельно-серой иногда с зеленоватым оттенком окраской и залегает согласно напластованию. Некоторые геологи [1, 2] весь Пильда-Лимурийский рудный район рассматривают в качестве представителя черносланцевой генетической группы низкой степени метаморфизма с широко проявленной очаговой регенерацией золота под воздействием малых интрузий слабо дифференцированных гранитоидов. В этих условиях за счёт многочисленных источников рудного вещества образуются мелкие и средние штокверковые и тонкожильные месторождения золота. Одним из подтверждений существования штокверков и рудных зон в изменённых черносланцевых породах

пионерской свиты служат результаты их литохимического (сколкового) опробования. Золото и его элементы-индикаторы (Ag, As, Pb, Bi) образуют широкие неправильной формы вторичные ореолы, вытянутые поперёк простирания Вольфрамового сдвига (рис. 3). Форма ореолов и их закономерное структурное положение в присдвиговых зонах растяжения (режим трансензии) благоприятны для проявления штокверкового и тонкожильного оруденения.

Другой перспективный объект поисков промышленных золото-мышьяковых рудных зон – веерная структура «конский хвост» Главного разлома, указывающая на развитие оперения на большой площади. Углы отклонения оперяющих разрывов от главной дислокации 20–60°. Оперяющие дайки основного состава расположены кулисно с шагом от 100–200 до 500 м. Они образуют эшелон северо-восточного простирания. Одна из даек пород основного состава простирается на 70 м параллельно Главной рудной зоне. Её мощность от 4 до 13 м, протяжённость >500 м. Скважиной дайка перебурена на горизонте 437 м вблизи рудной зоны. Видно, что дайки могут быть использованы как своеобразные «маркирующие горизонты» для поисков нескрытых рудных зон.

Анализ разрывной тектоники показал (см. рис. 3), что на площади рудного поля широко развиты разрывы северо-восточного направления (СВ 40°), приуроченные к меж- и внутриформационным срывам на контактах осадочных пород разной компетентности. Выдержанность разрывов по простиранию свидетельствует об их заложении в условиях сжатия (сколовая природа). Рудные тела и кварцевые жилы, выполняющие трещины и разрывы растяжения (отрыва), локализируются главным образом в разрывах северо-западного и близмеридионального направлений. В этих же разрывах сосредоточены большинство даек основного, реже кислого состава (см. рис. 3). Дайки пород кислого состава преимущественно залегают в северо-восточных послынных разрывах. Совпадение простираний даек и рудных тел свидетельствует о неоднократном приоткрывании трещин, по которым осуществлялась длительная связь с магматическим очагом или источником рудных флюидов.

Таким образом, проведёнными исследованиями установлено, что характер размещения золото-редкометалльной минерализации обусловлен

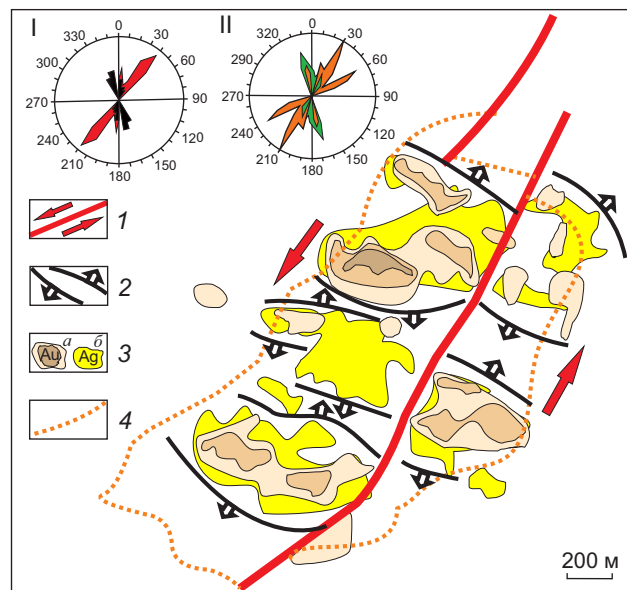


Рис. 3. СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ Au, Ag ЗОНАМИ РАСТЯЖЕНИЯ НА КРЫЛЬЯХ ВОЛЬФРАМОВОГО СДВИГА:

1 – сдвиг; 2 – границы структур растяжения; 3 – контуры аномалий Au (a) и Ag (б); 4 – контуры убогой золотонности с прожилковым и метасоматическим окварцеванием; на розах-диаграммах: I – разрывы скальвания (красное), растяжения (чёрное) – сульфидно-кварцевые жилы и прожилки; II – дайки основного (зелёный), кислого (оранжевый) составов

совокупным влиянием геодинамических, структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и магматических факторов, в частности расположенной на глубине рудогенерирующей криптоинтрузией гранитоидов.

Закономерное размещение в рудном поле разрывов скальвания и растяжения, оси синклиальной складки, позволяет рассматривать их как парагенез структурных форм, образовавшихся в обстановке субмеридионального (СЗ 340°) сжатия в режиме транспрессии, при котором продуктивный режим для внедрения магм основного и кислого составов, рудоотложения отвечал условиям локального растяжения (режим трансензии).

Впервые выделены благоприятные для локализации руд эшелонированные разрывные структуры растяжения в оперяющей веерной структуре юго-западного отрезка Главного разлома и на крыльях Вольфрамового дуплекса. Площади распространения этих структур говорят о высо-

ких перспективах поисков новых сравнительно бедных большеобъемных штокверковых (прожилково-вкрапленных и жильно-прожилковых) благороднометалльных залежей, богатых рудных зон и бананцевых рудных столбов в зонах развития тектонических брекчий вдоль контакта штока гранит-порфиров. При вертикальных смещениях блоков в режиме транстензии возникают трудно открываемые наклонные эшелонированные разрывные структуры. Их изучение представляет большой практический интерес, так как с ними связаны скрытые рудные тела, не выходящие на дневную поверхность.

Металлогенический потенциал Учаминского рудного узла оценивается в 45,7 т золота, 100 т серебра, бериллий и вольфрам являются попутными [3, 5].

Статья подготовлена при поддержке гранта ДВО РАН 15-1-2-004 по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК» на 2015–2017 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакулин Ю.И. Особенности крупнообъемных месторождений золота (полигенетическая рудоносная система на черносланцевой базе). – Saarbrücken: Lambert Academic Publishing, 2014.
2. Буряк В.А. Основы минерагении золота. – Владивосток: Дальнаука, 2003.
3. Гис-Атлас «Недра России». 2017. [Электронный ресурс] URL: www.vsegei.ru.
4. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение / Э.П.Изох, В.В.Русс, И.В.Кунаев и др. – М.: Наука, 1967.
5. Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-1 (Пильда-Лимурийский объект). – Хабаровск: Дальгеофизика, 2007.
6. Краткий словарь современных тектонических терминов. Уч. пособие / Сост. В.П.Парначев. – Томск: ТГУ, 2008. [Электронный ресурс]. URL: http://ggf.tsu.ru/content/faculty/structure/chair/dynamic-geology/books/slovar_tk/.
7. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 1996.
8. Морозов Ю.А. Структурные парагенезисы транспрессии и транстензии по результатам экспериментов и в сопоставлении с природными данными // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонического совещания. М., 2001. Т. 2. С. 52–56.
9. Неволин П.Л. Геодинамика формирования структур месторождений Кавалеровского рудного района. – Владивосток: Дальнаука, 1995.
10. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И.Шерман, К.Ж.Семинский, С.А.Борняков и др. – Новосибирск: Наука СО, 1991.
11. Рассказов И.Ю., Гурман Т.Н., Александрова Т.Н., Щербак Л.И. Минералого-технологические особенности и перспективы переработки упорных золотомышьяковых руд Учаминского месторождения (Хабаровский край) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 75–82.
12. Структурно-геодинамический фактор в распределении золотой минерализации Южного Приморья / В.П.Уткин, А.Н.Митрохин, П.Л.Неволин и др. // ДАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 654–658.
13. Твелев Ал.В., Твелев Арк.А. Сопряженное развитие поверхности впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // ДАН. 1996. Т. 246. № 5. С. 653–655.
14. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. – М.: Наука, 1980.
15. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1989.
16. Юшманов Ю.П. Геолого-структурная позиция, структура и условия локализации золотого оруденения в Дяппе-Мартемьяновском рудном узле, Нижнее Приамурье // Отечественная геология. 2016. № 4. С. 52–62.
17. Юшманов Ю.П. Покровско-Троицкий рудный узел: геолого-структурные особенности и перспективы золотоносности, Нижнее Приамурье // Руды и металлы. 2016. № 1. С. 25–32.
18. Юшманов Ю.П. Структурно-тектонические закономерности размещения золота в Пильда-Лимурийском рудном районе Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 99–199.
19. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. – Владивосток: Дальнаука, 2004.
20. Audein A., Nur A. Evolution of pull-apart basins and their scale independence // Tectonics. 1982. Vol. 1. P. 91–105.
21. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Am. Bul. 1955. Vol. 66. P. 241–256.
22. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bul. 1988. Vol. 100. № 11. P. 1666–1703.
23. Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. 8 (7). P. 725–735.



ECHELON OFFSET STRUCTURES OF UCHAMINSK ORE CLUSTER, LOWER AMUR REGION

Yu.P. Yushmanov

Uchaminsk ore cluster (Lower Amur region) is located in the eastern limb of Limurchansk shear in interstratal north-eastern faults forming a sinistral duplex. It is shown that echelon ruptured ore-magmatic extensional structures are located in the duplex between shears. Areas where these structures develop are prospective for exploring new, relatively low-grade large-tonnage stockwork (veinlet-disseminated and lode-veinlet) precious metal deposits, ore zones and bonanza ore shoots. Regular location of shear and tension ruptures, syncline axis in the orefield allows to consider them as paragenesis of structural forms generated in the environment of submeridional (NW 340°) compression in transpression mode where productive regime for basic and acid magma injection and ore deposition corresponded to local extension conditions (transtension mode).

Keywords: gold and rare metal type, transpression and transtension mode, shear duplex, ore cluster, echelon, Lower Amur region.

АВТОРАМ

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ СТАТЕЙ

1. Статьи направляются на e-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru.
2. К тексту прилагаются документы: письмо (разрешение на опубликование) руководителя учреждения, экспертное заключение о возможности публикации в открытой печати, сведения об авторе (авторах) – имя, отчество, фамилия, место работы, должность, учёная степень, учёное звание, телефон, e-mail. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.
3. Обязательно наличие УДК, аннотации (500–600 знаков) и ключевых слов на русском и английском языках.
4. Максимальный объём статьи – 20 страниц в редакторе MS Word, включая таблицы, графику, список литературы. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы (их максимальный размер 23×16 см).
5. Для набора математических формул рекомендуется использовать MS Equation 3.0. Все символы, сокращения и аббревиатуры необходимо расшифровать. Десятичный символ – запятая (0,47); между цифрами – тире без пробелов (5–10); кавычки – «ёлочки».
6. Иллюстративные материалы (не более 5–7) представляются в цветном или чёрно-белом варианте в одном из следующих форматов: CDR для векторной графики, JPG, BMP, TIFF для фотографий, диаграмма MS Excel. Подписи прилагаются на отдельной странице после списка литературы.
7. Список литературы приводится в конце статьи и оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5-2008. Ссылки в тексте на источник даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. Неопубликованные работы в список не включаются, при необходимости на них делается ссылка в тексте, например (А.А.Иванов, Б.Б.Петров, 2003 г.).
8. Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или же намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.



МЕТОДЫ ВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ СЪЁМОК В РАЙОНАХ МОРЕННО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Приведены отечественные и зарубежные методы и примеры проведения поисковых литохимических съёмок в условиях развития моренно-ледниковых отложений в Карело-Кольском регионе и Финляндии.

Ключевые слова: литохимические поиски, моренные отложения.

Самостоятельную проблему составляет методика литохимических поисков рудных месторождений в районах со сплошным покровом моренно-ледниковых отложений ограниченной мощности, к числу которых принадлежат значительные территории Кольского полуострова, Карелии, Финляндии и Канадского щита. Опыт показывает, что в этих условиях возможно обнаружение литохимических ореолов рассеяния рудных месторождений.

Формирование вторичных литохимических ореолов в моренно-ледниковом покрове, по мнению Е.М.Квятковского [4], можно разделить на три стадии: доледниковую, ледниковую и постледниковую. В доледниковую стадию образовались остаточные ореолы рассеяния в коре выветривания. В ледниковую стадию остаточные ореолы рассеяния в донной морене претерпевают смещения и разубоживание, а в абляционной – формируются веерообразные обломочно-валунные потоки рассеяния, путём регистрации которых ранее были открыты многие месторождения Финляндии. В постледниковую стадию, в ходе современного химического выветривания ледниковых отложений и развитых в них вторичных ореолов и потоков рассеяния возникают сорбционно-солевые наложенные литохимические ореолы рассеяния и вторичные аккумуляции на геохимических барьерах.

Поисковые литохимические съёмки ориентируются на выявление валунно-ледниковых потоков рассеяния или сорбционно-солевых переотложенных, смещённых и оторванных ореолов рассеяния. Наиболее рационально проводить поисковые литохимические съёмки м-бов 1:200 000–1:50 000 по сети маршрутов с отбором проб по контурам болот и озёр из-под торфяного слоя. На этом горизонте аккумулируются рудные элементы, переносимые твёрдым и жидким стоками с возвышенностей, и формируются вторичные наложенные ореолы рассеяния на геохимических барьерах.

Отбор проб по правильной прямоугольной сети профилей весьма затруднён из-за широкого распространения болот и озёр, а интерпретация результатов осложняется частой сменой ландшафтов вдоль профиля, тогда как по криволинейному маршруту у подножия склонов ландшафтная обстановка достаточно стабильна. Шаг опробования в зависимости от масштаба съёмки 50–200 м, среднее расстояние между маршрутами 0,5–2 км.

Миляев Сергей Анатольевич

кандидат геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
sermil52@yandex.ru

Чекваидзе Виктор Борисович

доктор геолого-минералогических наук
chekvaidze@rambler.ru

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва

Глубина отбора проб 0,4–0,7 м (непосредственно вблизи уровня грунтовых вод). На анализ выделяется тонкая глинистая фракция (0,07 мм). Литохимическая съёмка сопровождается шлиховым опробованием моренно-ледниковых отложений по более редкой сети.

При мощности абляционной морены >15 м для обнаружения слабых наложенных ореолов необходимо использовать более чувствительные методы: подвижных металлоорганических форм (МПФ), термомагнитных фракций (ТМФ), на основе избирательных сорбентов, например GORE-SORBER (США) и др.

Дальнейшие проверка и детализация аномалий требуют постановки глубинной литохимической съёмки с отбором проб из донной морены или древней коры выветривания, а также из коренных пород для изучения первичных ореолов [4].

В последнее время при поисках рудных месторождений, перекрытых рыхлыми отложениями повышенной мощности, широко применяется метод анализа сверхтонкой фракции – МАСФ [1]. Сущность его заключается в выделении из проб рыхлых отложений сверхтонкой (<10 мкм) фракции с последующим её анализом количественными методами ICP OES, ICP MS и др. Эффективность МАСФ подтверждается результатами многочисленных исследований, выполненных ВСЕГЕИ, на Дальнем Востоке, в Сибири, Карело-Кольском и других регионах России. Так, на участке платинометалльного месторождения Вуручайвенч на Кольском полуострове при мощности моренно-ледниковых отложений 0,6–5,6 м рудные зоны с поверхности надёжно фиксируются вторичными ореолами рассеяния Pt, Pd, Ni, Co, Cu, As, Ag и др. Размеры, контрастность и набор типоморфных элементов вторичных ореолов, выявленных методом МАСФ, превосходят эти же характеристики и параметры, полученные по результатам рядовой литохимической съёмки [1].

Особого внимания заслуживает технология геохимических работ, описанная в статье А.Хартикайнена и П.Нурми [5], посвящённой поискам золота в сланцевом поясе Хатту на востоке Финляндии. Авторами представлен тиллевый метод, основанный на геохимическом опробовании донной морены. Литохимические поиски в Финляндии проводились последовательно в трёх масштабах: региональном – 1 проба/16 км² (1–3 про-

бы/4 км² в пределах пояса Хатту), локальном – 16 проб/1 км² и поисковом – 100–400 проб/1 км². Опробование осуществлялось зимой на снегах с помощью лёгкого ударного бурового станка. Глубина пробоотбора в зависимости от масштаба съёмок составляет 1,7 м (региональные съёмки), 4,9 м (локальные), 5,2–5,6 м (поисковые). В последнем случае опробовались верхние горизонты выветрелых коренных пород. Анализируются фракции <0,06 мм (региональный и локальный масштабы) и <0,5 мм (поисковый). Последовательное сгущение сети опробования и углубление в толщу моренных отложений по мере перехода от региональной стадии к локальной и далее к поисковой позволяют выявлять объекты от крупных рудоносных площадей (рудные узлы и поля) до минерализованных зон.

Методика литохимических поисков месторождений золота по вторичным ореолам рассеяния в отложениях донной морены апробирована в Карелии в Лехтинском и Северо-Онежском рудных районах. По данным тиллевой съёмки выделены перспективные на золото узлы и поля, локализованы участки для поисков месторождений золото-сульфидно-кварцевого типа в зеленокаменных толщах (П.И.Шариков, Л.А.Богданов, Ю.С.Полеховский и др., 2002 г.).

При всей своей эффективности в тиллевом методе не учитывается ряд особенностей формирования и развития вторичных ореолов рассеяния в районах моренно-ледниковых отложений. Рудные элементы, высвобождающиеся в процессе гипергенных изменений сульфидных минералов, концентрируются преимущественно в глинистых фракциях, образуя сорбционно-солевые наложенные ореолы рассеяния. Использование при поисковых работах результатов анализа только тонкой фракции затрудняет интерпретацию литохимических аномалий, так как сорбционно-солевые ореолы золота и элементов-спутников иногда смещены или оторваны от коренного источника [3]. Шлиховые минералы, в их числе самородное золото, наоборот, способны обогащать грубозернистые фракции в непосредственной близости от месторождения. В этом случае при геологическом осмотре и оценке остаточных ореолов рассеяния, связанных с оруденением, содержащим тяжёлые устойчивые минералы, первостепенное значение приобретает шлиховое опробование.

Дополнительные возможности при поисках золоторудных месторождений на закрытых территориях криолитозоны открываются с применением шлихоминералогического метода [2]. В комплекс поисковых работ этим методом входят проходка шурфов, бульдозерные расчистки с литохимическим и шлиховым опробованием различных горизонтов рыхлых отложений и коренных пород. Для изучения золотоносности рыхлого чехла (до 10–20 м) и оконтуривания выхода на палеоповерхность золотоносных зон используется пневмоударное бурение с погоризонтным минералого-геохимическим опробованием рыхлых отложений. Цель данных работ – определение «представительного уровня для опосредования» на ближайшем к дневной поверхности горизонте надёжного развития ореолов золота. Шлиховое опробование является одним из ведущих составляющих метода при поисках золотоносных зон, а полевой минералогический экспресс-анализ позволяет выделять шлиховые ореолы золота в рыхлых отложениях в течение короткого периода времени и оперативно определять места для вскрытия и изучения минерализованных зон. Применение экспрессного шлихоминералогического метода поисков способствовало открытию новых промышленных месторождений рудного золота на закрытых территориях в условиях распространения многолетнемерзлых пород [2].

В районах моренно-ледниковых отложений необходимо увеличение глубинности геохимических поисков, а также повышение надёжности оценки выявляемых геохимических аномалий. Решение последней задачи потребует развития существующих и создания новых, более точных методов, с учётом генетических особенностей и геолого-структурных условий залегания основных промышленных типов месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Временные методические указания по проведению геохимических поисков на закрытых и полужакрытых территориях* / Сост. С.В.Соколов. – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2005.
2. *Иванов А.И., Агеев Ю.А.* Геохимические методы поисков золоторудных месторождений на закрытых территориях в условиях многолетней мерзлоты // *Разведка и охрана недр*. 2008. № 4–5. С. 103–108.
3. *Квятковский Е.М., Майоров Н.Ф., Стуккей Г.А.* Геохимические методы поисков рудных месторождений в районах развития моренных отложений // *Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений*. Новосибирск, 1980. С. 46–51.
4. *Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых* / А.П.Соловов, А.Я.Архипов, В.А.Бугров и др. – М.: Недра, 1990.
5. *Hartikainen A., Nurmi P.A.* Till geochemistry in gold exploration in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern, Finland // *Geological Survey of Finland. Special Paper 17*. 1993. P. 323–352.

METHODS OF PROSPECTING LITHOCHEMICAL SURVEYS IN THE AREAS OF MORAINES AND GLACIAL DEPOSITS

S.A.Milyaev, V.B.Chekvaizze

Domestic and foreign methods and examples of prospecting lithochemical surveys in the development of moraine-glacial deposits in the Kola-Karelian region and Finland are set out.

Keywords: lithochemical prospecting, moraine.

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ БЕРЕЗИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотрена вертикальная метасоматическая зональность березитов на золоторудных месторождениях, представляющая интерес для понимания эволюции состава гидротермальных растворов на путях их инфильтрации, а также в практических целях – для разработки поисковых критериев скрытого оруденения.

Ключевые слова: золоторудные месторождения, вертикальная метасоматическая зональность.

Метасоматиты формации березитов (или лиственито-березитов) – главные рудосопровождающие образования на золоторудных объектах большинства важнейших формационных типов: золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого, золото-мышьяковисто-сульфидного, золото-полисульфидного [2]. Исключением являются вулканогенный золото-серебряный тип, которому свойственны аргиллизиты.

В литературе имеются многочисленные описания горизонтальных (точнее – поперечно-зональных к потоку растворов) метасоматических колонок березитов и их фациальных аналогов – лиственитов, характеризующих в большинстве случаев в той или иной степени эродированные объекты. Значительно реже приводятся вертикальные (продольные) колонки, хотя они представляют интерес для понимания эволюции состава гидротерм на путях их инфильтрации, а также в практических целях – для разработки поисковых критериев скрытого оруденения.

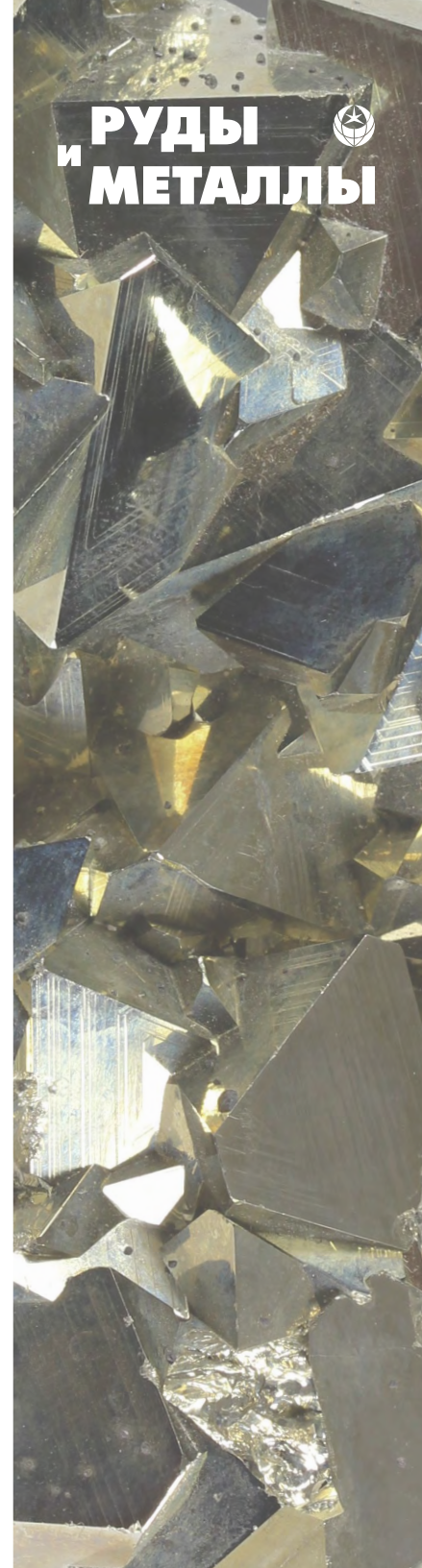
Химизм метасоматических процессов в зоне березитизации иллюстрируют следующие типовые поперечно-зональные метасоматические колонки.

Изменения в гранитах [4], зоны:

- 0) гранит: кварц, калишпат, олигоклаз, биотит, амфибол, титаномагнетит;
- 1) слабо изменённый гранит: кварц, калишпат, альбит, кальцит, хлорит, доломит, пирит;
- 2) березитизированный гранит: кварц, серицит, калишпат, анкерит, пирит;
- 3) березит: кварц, серицит, анкерит, пирит.

Изменения в диоритах [5, 6], зоны:

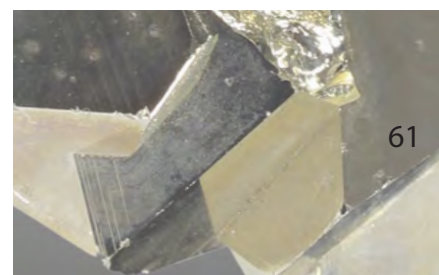
- 0) диорит: кварц, плагиоклаз (андезин), биотит, амфибол, титаномагнетит;
- 1) слабо изменённый диорит: кварц, альбит, хлорит, серицит, карбонат, рутил, магнетит;
- 2) березитизированный диорит: кварц, хлорит, серицит, карбонат, рутил, магнетит;
- 3) березит: кварц, серицит, карбонат (кальцит, анкерит), рутил, пирит.



**Чекваидзе
Виктор Борисович**

доктор геолого-минералогических наук
chekvaidze@rambler.ru

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва



Изменения в габбро [6], зоны:

- 0) метаморфизованное габбро: плагиоклаз (№ 30–32), актинолит, биотит, эпидот;
- 1) слабо лиственитизированное габбро: альбит, хлорит, кварц, серицит, карбонат;
- 2) лиственитизированное габбро: альбит, кварц, серицит, карбонат;
- 3) лиственит: кварц, серицит (фуксит), карбонат (кальцит, доломит-анкерит).

Главная особенность поперечно-зональных колонок березитов заключается в последовательном разложении темноцветных минералов (с их хлоритизацией), а затем и полевых шпатов исходных пород с замещением их ассоциацией карбонат+кварц+серицит+пирит. Определённые вариации в строении колонок, связанные в основном с различиями в составе субстрата, проявляются в очерёдности замещения хлорита и альбита, альбита и калишпата, в переменности состава карбоната центральных зон (варианты: кальцит, доломит, анкерит, брейнерит и др.) и в некоторых других второстепенных признаках.

Основные черты химизма березитизации [6, 9] обусловлены постоянным выносом из пород Na и привнесом K, SiO₂, CO₂, S. Прочие из ведущих породообразующих компонентов – Mg, Fe, Ca, Si, Al – ведут себя вариативно в зависимости от состава исходных пород и PT-особенностей минерализующих растворов. При этом для Mg и Fe чаще проявляется тенденция к выносу из центральных зон березитизации.

Рассмотрим вертикальную (точнее – продольную по восстанию и воздыманию рудоконтролирующих структур) метасоматическую зональность. Анализ имеющихся данных по соотношению зон выноса и переотложения оснований позволяет наметить, по крайней мере, три типа зональных колонок: открытый глубинный, открытый близповерхностный и закрытый (экранированный).

Открытый глубинный тип зональности характеризует постепенное затухание метасоматических процессов по вертикали и смену в этом направлении центральных зон березитов промежуточными и внешними (рис. 1).

Зоны переотложения выщелоченных оснований отсутствуют или проявлены крайне ограниченно. Индикатором залегания рудоносных березитов на глубине служат зоны относительно слабых изменений березитоидного типа на поверхности. Данный тип зональности описан В.Н.Сазоновым [5] на многих золоторудных объектах Урала. Известен он и в пределах ряда других золоторудных провинций [2].

Открытый близповерхностный тип зонального ореола изменений в своём характерном виде представлен на золоторудных объектах Алханайского района Восточного Забайкалья [3]. Геологическая обстановка на Илинском, Дыбыксинском и других более мелких месторождениях определяется здесь развитием интрузий гранитоидов триасового возраста, рассечённых серией разрывных нарушений, сопряжённых с более

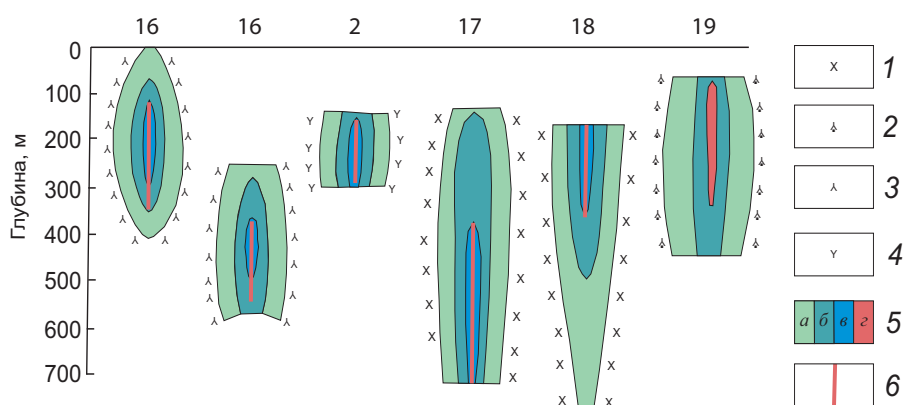


Рис. 1. СХЕМЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРЕОЛОВ ЛИСТВЕНИТО-БЕРЕЗИТОВ НА НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТАХ УРАЛА, по [5] с упрощениями:

проявления: 2, 16–19; 1 – биотитовый гранит; 2 – плагиогранит; 3 – андезитовый порфирит; 4 – базальт-андезитовый порфирит; 5 – метасоматиты внешней (а), промежуточной (б), внутренней (в) зон, замещённые в существенной мере рудой (г); 6 – кварцево-рудные жилы

крупной разломной структурой (Байца-Дыбыксинской зоной). Указанные нарушения, выраженные в виде серии зон тектонических брекчий и повышенной трещиноватости в гранитоидах, контролируют размещение ореолов окolorудных изменений и золотоносных кварц-арсенопиритовых прожилков. На гранитах местами залегают юрские вулканиты умеренно кислого и среднего составов.

По данным Б.Н.Лапина, И.Н.Широких [3], в Алханайском районе развиты весьма разнообразные по формационному облику комплексы метасоматитов, которые могут быть увязаны в единую термогидроколону, по сути представляющую проявление вертикальной рудно-метасоматической зональности (рис. 2). От глубин к поверхности друг друга сменяют зоны грейзенов, березитов, гидроберезитов, аргиллизитов. Данная схема составлена авторами работы [3] по материалам картирования поверхности, открытых горных выработок и керна скважин на участке Илинского месторождения. Грейзены кварц-мусковитового состава в виде жилообразных тел среди гранитоидов и юрских вулканитов сопровождаются умеренно сульфидной золото-кварц-арсенопиритовой минерализацией. В обнажениях нередко постепенно переходят к березитам. Последним свойственна чётко выраженная поперечно-зональная колонка, которая в гранитах в обрамлении рудных тел характеризуется последовательным разложением биотита, плагиоклаза и калишпата исходных пород с замещением этих минералов в начале хлоритом, альбитом, карбонатом и серицитом, а в конечном итоге кварцем, серицитом и пиритом. В березитах локализуется жильный умеренно сульфидный золото-кварц-арсенопиритовый тип оруденения с тонкодисперсным и самородным золотом.

Гидроберезиты отличаются от березитов присутствием, наряду с серицитом, гидрослюда в тыловых зонах метасоматической колонки, в целом близкой к березитовой. Весьма сходны у них и проявления рудной минерализации.

Аргиллизиты идентифицируются при полном господстве гидрослюд среди светлых слюд в составе центральных зон метасоматических колонок. Структурно они приурочены к тем же зонам тектонических брекчий, что и гидроберезиты, но в отличие от них развиваются на самых верхних горизонтах зон.

Согласно данным изучения газовой-жидких включений, температура образования грейзенов составляла 400–420°C, березитов – 300–360°C, гидроберезитов – 300–350°C, аргиллизитов – 140–280°C. Закономерно изменялось и агрегатное состояние минералообразующей системы: в грейзенах – существенно газовое, березитах и гидроберезитах – газовой-жидкое и жидкое, аргиллизитах – жидкий раствор.

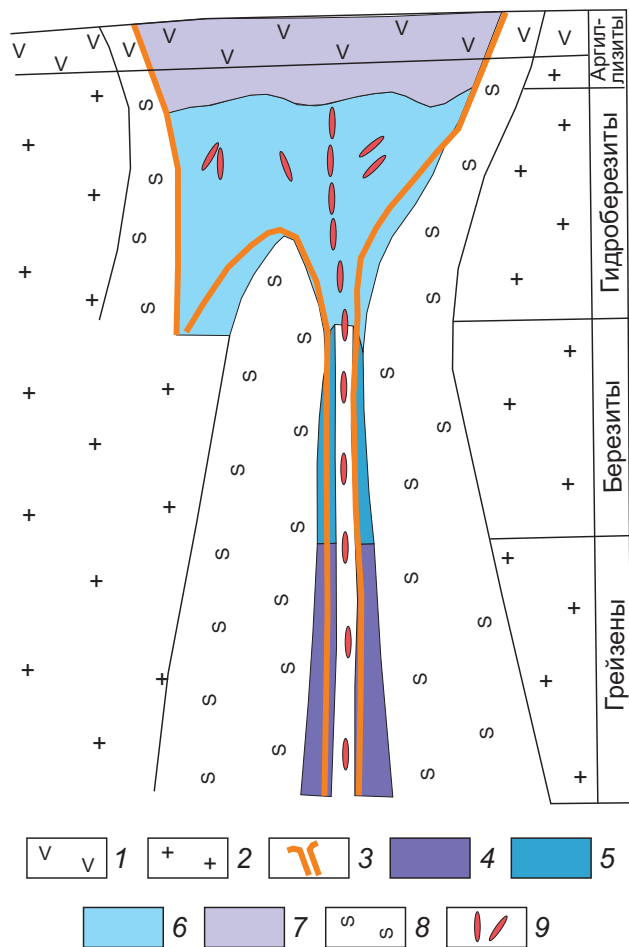


Рис. 2. СХЕМА ВЕРТИКАЛЬНОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛХАНАЙСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ), по [3] с упрощениями:

1 – эффузивные породы; 2 – граниты; 3 – контуры стволовой раствороподводящей зоны; метасоматические образования: 4 – грейзены, 5 – березиты, 6 – гидроберезиты, 7 – аргиллизиты; 8 – внешние и промежуточные зоны горизонтальных колонок; 9 – золотоносные кварцевые жилы с сульфидами

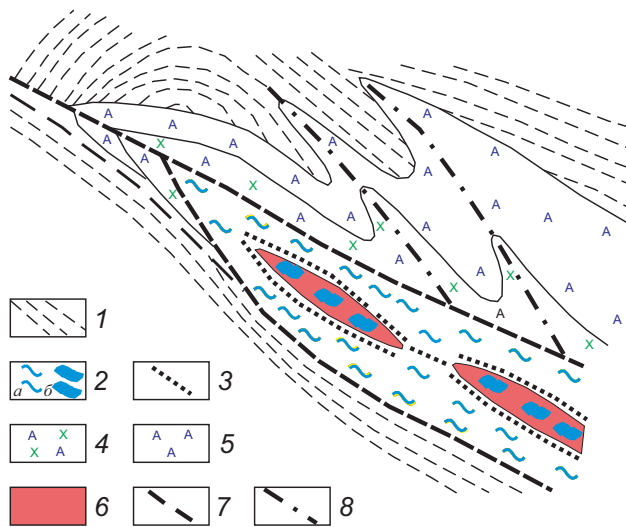


Рис. 3. СХЕМА СТРОЕНИЯ ОРЕОЛА ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА БАКЫРЧИКСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ:

1 – вмещающие терригенные черносланцевые толщи; 2 – серицитизация умеренная и слабая (а), интенсивная (б); зоны: 3 – переотложения углеродистого вещества, 4 – хлорит-альбитового замещения, 5 – альбитизации; 6 – рудные тела; 7 – Кызыловская зона околонадвиговых дислокаций; 8 – оперяющие разломы

Закрытый тип вертикальной зональности определяет обстановку экранирования растворопроводящих структур малопроницаемыми толщами пород или какими-либо структурными элементами. На переходе к ним наблюдается переотложение оснований (Na, Mg, Fe, Ca), выщелоченных из пород в процессе березитизации. При этом наиболее типично накопление новообразований хлорита и альбита (иногда с примесью карбоната) в виде зонально построенных комплексов.

На рис. 3 представлена схема строения ореола изменений Бакырчикского месторождения (Восточный Казахстан) золото-мышьяковисто-сульфидной формации. Вмещающие углеродисто-терригенные толщи каменноугольного возраста на объекте смяты в складки и пересечены системой разломов Кызыловской зоны смятия. Последние контролируют размещение руд и основной массы околорудных существенно серицитовых метасоматитов березитоидного облика.

Висячем боку зоны дислокаций под экраном относительно слабо деформированных толщ и на выклиниваниях рудоносных структур по восстанию сформировалась зональная колонка метасоматитов осаднения оснований, выщелочен-

ных из пород на уровне березитизации. При этом нижняя зона сложена альбит-хлоритовыми, верхняя – существенно альбитовыми метасоматитами. Верхняя зона, распространяющаяся висячий бок рудоносной структуры на расстояние >700 м, может служить важным индикатором рудоносных березитов, скрытых на глубине [8].

Метасоматические образования в зонах осаднения обычно представлены системами тонких прожилков альбита и хлорита (нередко с кварцем и карбонатом), совмещённых с блоками объёмного замещения. Типично также пёстрое чередование участков преобразованных и неизменённых пород.

Вертикальную метасоматическую зональность на Васильковском месторождении (Северный Казахстан) золото-полисульфидно-кварцевой формации иллюстрирует рис. 4. Рудная зона объекта представляет собой кварц-арсенопиритовый штокверк, развитый на контакте интрузий гранодиоритов и габбродиоритов ордовик-силурийского возраста. Рудовмещающий ореол березитизации охватывает обе разности пород и характеризуется близкими по строению поперечно-зональными колонками, распространяющимися в сумме на 2–2,5 км по латерали [7]. Центральная зона состава кварц+серицит+кальцит+пирит и частично промежуточная с сохранившимся калишпатом венчаются по вертикали комплексом метасоматитов осаднения. Последний можно подразделить на нижнюю существенно хлоритовую зону и верхнюю альбит-хлоритовую (реставрация вертикальной зональности проведена на основании сопоставления различных участков, в разной степени эродированных). Интервал березитизации по вертикали достигает 800–1000 м. Комплекс зон осаднения, уменьшаясь в мощности вплоть до выклинивания, может распространяться вверх на 600–800 м.

Резюмируя приведённые данные о проявлениях вертикальной метасоматической зональности, следует отметить, что их разнотипность обусловлена, в первую очередь, наличием или отсутствием естественных экранов на путях подъёма минерализующих гидротерм. Отсутствие экранов в глубинной обстановке приводит к постепенному затуханию метасоматических процессов стадии кислотного выщелачивания [4] по вертикали без явлений переотложения компонентов (открытый глубинный тип ореолов изменений). В обста-

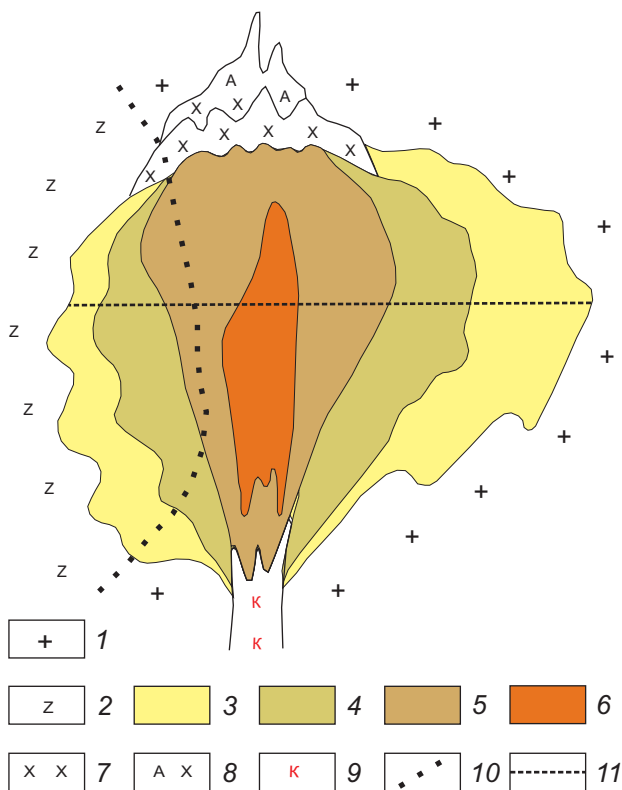


Рис. 4. ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРЕОЛА ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ВАСИЛЬКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ:

интрузивные породы: 1 – кислого, 2 – основного и среднего составов; зоны суммарного ореола: 3 – внешняя, 4 – промежуточная, 5 – центральная; 6 – рудная залежь; 7 – надрудная зона хлоритизации; 8 – надрудная зона хлорит-альбитового замещения; 9 – нижнерудно-подрудная зона калишпатизации; 10 – контакт интрузивных пород различного состава; 11 – современный эрозионный срез

новке приближения к поверхности в связи с нарастанием кислородного потенциала и кислотности гидротерм на фоне относительно быстрого снижения их температуры наблюдается переход березитов в аргиллизиты, что сопровождается выносом оснований за пределы зоны минералообразования (открытый приповерхностный тип ореолов). В случае экранирования растворопроводящих структур за счёт пересыщения гидротерм выносимыми щелочными и щелочно-земельными компонентами и их дифференциальной подвижности возможно формирование зон переотложения компонентов в низах экранирующих горизонтов (закрытый тип метасоматических ореолов).

Вкратце упомянем о подрудных «корневых» зонах вертикальной колонки березитов. Как таковая выше была отмечена зона калишпатитов на Васильковском месторождении. Калишпатиты местами имеют пегматоидный облик, что может свидетельствовать о приближении к контактам материнской интрузии. Для Берёзовского месторождения на Урале в аналогичной позиции находится зона альбититов [1]. Эти различия объясняются разной щелочной специализацией рудоконтролирующих гранитоидов: существенно калиевой в первом случае и натровой – во втором. К проявлениям вертикальной зональности следует отнести и зону кварц-мусковитовых грейзенов в подрудной части метасоматической колонки в Алханайском районе Забайкалья.

В зоне собственно березитов, иногда охватывающих интервал 1–2 км и более, также нередко наблюдаются те или иные изменения по вертикали. Так, на Дарасунском месторождении в Забайкалье, вскрытом до глубины ~1 км, околорудные березиты на всём этом интервале имеют сходный минеральный состав кварц+мусковит+карбонат [10]. В то же время, с глубиной хлорит внешних зон метасоматической колонки замещается эпидотом. Во внутренних зонах пирит замещается магнетитом. В том же направлении возрастает железистость карбонатов, входящих в состав внутренних зон березитов (анкерит до 250 м, пистомезит 250–600 м, сидерит >600 м), и хлоритов, слагающих их внешние зоны. По мнению авторов, причиной этих изменений являются вариации активностей серы, углекислоты и pH, что, в свою очередь, связано со значительным палеотемпературным градиентом.

В качестве проявления вертикальной метасоматической зональности в зоне собственно березитов можно привести данные В.Н.Сазонова [6] о вариациях с глубиной соотношения карбонат/ (кварц+слюда). В направлении к поверхности возрастает относительное количество карбоната, а с приближением к ней – показатель кварц+слюда, что можно использовать как критерий оценки уровня эрозионного среза на вновь вскрываемых золоторудных объектах.

Обращаясь к практической значимости вертикальной метасоматической зональности, отметим, в первую очередь, её важность при поисках скрытого оруденения. Любая из надрудных зон метасоматической колонки закрытого типа (хло-

ритовая, альбитовая, альбит-хлоритовая и т.д.), будучи выведенной на эрозионный срез или подсечённой скважинами, может свидетельствовать о залегании на глубине зоны березитов, потенциально рудолокализирующей. Вариации состава минералов и их количественные соотношения внутри зоны березитов позволяют ориентироваться в вертикальной позиции того или иного подсечения в колонке и, соответственно, прогнозировать местоположение ожидаемого рудного тела.

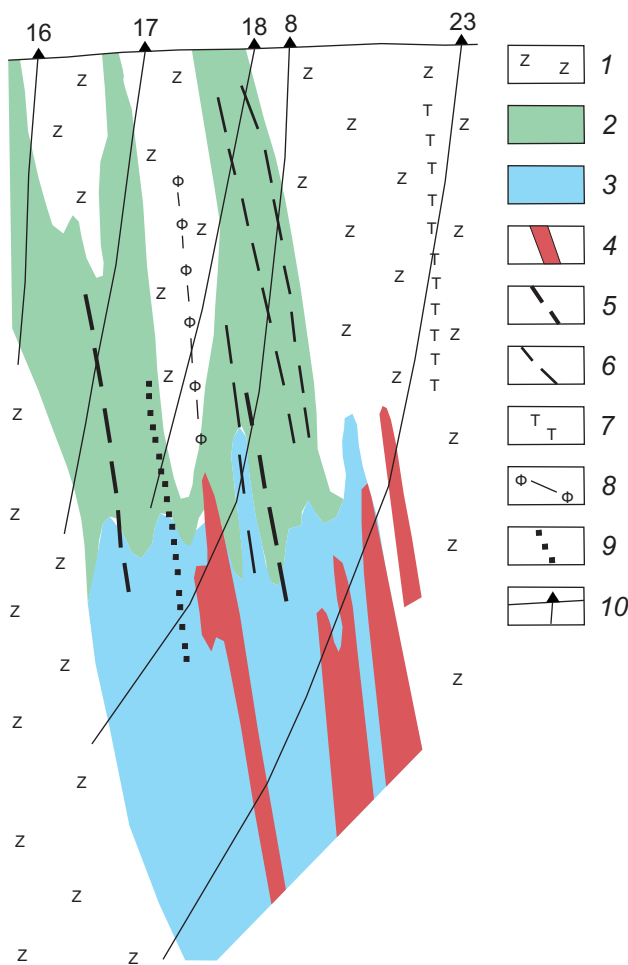


Рис. 5. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ УЧАСТКА ШУНКУРКОЛЬ:

1 – габбродиориты; 2 – альбит-хлоритовые метасоматиты; 3 – лимонито-березиты; 4 – ореолы Au, As, Ba, V с рудными подсечениями; прожилково-вкрапленная минерализация: 5 – серого «рудного» кварца, 6 – молочно-белого кварца, 7 – турмалина, 8 – флюорита, 9 – пирита; 10 – скважины, их номера

Примером практического применения указанных критериев служит история выявления рудоносного участка Шункурколь в Васильковском рудном поле (Северный Казахстан). На этом участке в профиле структурно-поисковых скважин 16, 17, 18 (рис. 5) вскрыта серия линзо- и жиллообразных тел хлоритизированных пород габбродиоритового комплекса (аналогичного рудовмещающим образованиям Васильковского месторождения), а также кварц-альбитовых и хлорит-кварц-альбитовых метасоматитов мощностью от 1–2 до 10–15 м. Данный набор метасоматических продуктов полностью отвечает, согласно модели эталона золото-сульфидно-кварцевого оруденения, надрудному уровню рудоносных структур [7].

Таким образом, на участке была обнаружена «околорудная метасоматическая» аномалия, сопровождающаяся ореолом прожилков серого кварца, пирита, флюорита и других минералов, типичных для околорудного ореола прожилковой минерализации Васильковского месторождения. Небезынтересно отметить, что геохимические аномалии ни в одной из указанных скважин не были зафиксированы. Они появились лишь на более значительных глубинах.

Поскольку под альбит-хлоритовыми метасоматитами (зон осаждения оснований) в соответствии с моделью уместно ожидать вскрытие рудовмещающих лимонито-березитов, была задана и пробурена скв. 8, показавшая наличие на глубинах 650–850 м серии маломощных (3–5 м) зон березитов васильковского типа. По керну скважины установлены геохимические ореолы Au, As, Ba, V. Следующая скв. 23, заданная для вскрытия зон изменения на нижележащих горизонтах, выявила мощный раздвиг лимонито-березитов на глубинах 700–1100 м и наличие многочисленных интервалов с приближающимися к промышленным содержаниями Au. Участок считается весьма перспективным на обнаружение скрытого месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа.

Методы практического использования метасоматических ореолов открытого типа в практике поисковых работ известны давно. Они базируются на данных об относительно широком площадном развитии внешних зон поперечно-зональных колонок на уровне гипогенного выщелачивания (березитизации) с определением вектора приближения к центральной потенциально рудовмещающей зоне. При этом, исходя из осо-

бенностей строения вертикальной колонки открытого глубинного типа, следует внимательно относиться к зонам малоинтенсивного изменения (проверять их геохимическими и геофизическими методами), так как под ними могут располагаться рудовмещающие березиты. Аналогичную индикаторную роль могут выполнять зоны гидрослюдистых аргиллизитов на объектах открытого приповерхностного типа в соответствующих геологических обстановках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боголепов В.Г.* Минералогические аспекты кинетики топохимических реакций замещения минералов в горных породах при метаморфизме и систематика метасоматических формаций. – Черноголовка: ИЭМ РАН, 2007.
2. *Константинов М.М.* Золоторудные провинции мира. – М.: Научный мир, 2006.
3. *Лапин Б.Н., Широких И.Н.* Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья (Алханайский район). – Новосибирск: Наука, 1981.
4. *Метасоматизм и метасоматические породы / В.А.Жариков, В.Л.Русинов, А.А.Маракушев и др.* – М.: Научный мир, 1998.
5. *Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.
6. *Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. – М.: Наука, 1975.
7. *Чекваидзе В.Б.* Поисковая минералого-геохимическая модель золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Советская геология. 1987. № 1. С. 15–20.
8. *Чекваидзе В.Б.* Сопряженные зоны гипогенного выщелачивания и осаждения на золоторудных месторождениях // Геология рудных месторождений. 1988. № 6. С. 100–104.
9. *Щербань И.П.* Условия образования низкотемпературных окolorудных метасоматитов (на примере Алтае-Саянской области). – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1975.
10. *Щербань И.П., Дроздовская А.А., Широких И.Н.* Некоторые черты вертикальной зональности березитов (на примере Дарасунского месторождения) // Проблемы вертикальной метасоматической зональности. М., 1982. С. 47–60.

VERTICAL METASOMATIC ZONATION OF GOLD DEPOSITS

V.B.Chekvaidze

The paper considers vertical metasomatic zonation of metasomatic rocks at the gold deposits of particular interest for understanding the evolution of hydrothermal solutions composition in the ways of infiltration, and for practical purposes of developing search criteria for hidden mineralization.

Keywords: gold deposits, vertical metasomatic zoning.





УГЛЕРОДИСТЫЕ СЛАНЦЫ БУРЕИНСКОГО МАССИВА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

В составе верхнеятыгранской подсвиты Мельгинского прогиба (рифей) выделены две разновидности углеродистых сланцев – графитистые и графитовые. Для графитовых сланцев характерны высокие (600 г/т и более) содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно в зонах дробления и гидротермальной проработки, для графитистых – меньшие (150–300 г/т). Носителем редкоземельной минерализации в графитистых сланцах является преимущественно детритный монацит, в составе которого преобладают лёгкие и средние РЗЭ. В графитовых сланцах основной концентратор РЗЭ – редкоземельный фосфат (ксенотим), образовавшийся в процессе литогенеза осадков. Выяснено, что применение пиро-гидрометаллургических методов на стадии первичного обогащения графитовых сланцев позволяет концентрировать редкоземельные элементы в 10 раз и более.

Ключевые слова: верхнеятыгранская подсвита, Мельгинский прогиб, углеродистые сланцы, редкоземельные элементы, гидрофторид аммония, ионные солевые расплавы.

Редкоземельные элементы – одни из наиболее дефицитных стратегических металлов, необходимых экономикам развитых стран. 95% рынка добычи и переработки РЗЭ занимает Китай, в то время как на долю России приходится <2%. Эксплуатируется одно Ловозерское месторождение лопаритовых руд на Кольском полуострове – источник цериевых лантаноидов. Авторами при изучении венд-верхнепротерозойских углеродистых сланцев нятыгранской (Мельгинский прогиб) и мурандавской (Кимканский прогиб) свит Буреинского массива обнаружены разновидности сланцев с содержанием РЗЭ+Y 600 г/т и более [7], что превосходит таковое в рудах промышленных апатитовых месторождений Кольского полуострова. Наиболее полно описаны углеродистые сланцы верхнеятыгранской подсвиты. Цель исследований – определение основных характеристик редкоземельной минерализации в сланцах верхнеятыгранской подсвиты Мельгинского прогиба, выявление возможностей её концентрирования и извлечения. Это может привести к открытию нового типа оруденения, способного образовывать крупномасштабные месторождения РЗЭ в углеродистых метаосадочных породах, широко распространённых на Дальнем Востоке России.

Проанализированы пробы углеродистых сланцев верхнеятыгранской подсвиты, отобранные сотрудниками Мельгинской партии ОАО «Дальгеофизика» в ходе геологического доизучения листа М-52-ХII. В них методами РФА (прибор S4 Pioneer, Bruker, Германия), ICP-MS (прибор E-9000, PerkinElmer SCIEX, США) и электронной сканирующей микроскопии (микроскоп VEGA 3

Черепанов Александр Андреевич

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
alekscherepanov@yandex.ru

ФГБУН Институт
Тектоники и Геофизики
им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск

Гостищев Виктор Владимирович

кандидат технических наук
старший научный сотрудник
v.gostichev@mail.ru

ФГБУН Институт Материаловедения
Хабаровского научного центра ДВО РАН,
г. Хабаровск



LMH, TESCAN, Чехия с энергодисперсионным спектрометром X-max 80, OXFORD Instruments, Великобритания) установлены содержания главных породообразующих оксидов, редких, редкоземельных и рассеянных элементов, благородных металлов, а также изучены формы выделения и состав носителей минерализации. Изотопная систематика органического углерода исследована в лаборатории стабильных изотопов Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток (прибор Thermo Finnigan MAT 253, Thermo Electron Corporation, Германия), его концентрация – по методу Тюрина в лаборатории гидроэкологии и биогеохимии Института водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск.

Геологическое строение. Мельгинский прогиб расположен в пределах Туранского блока Буреинского массива и прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простираения длиной >100 км (рис. 1). Он представляет собой сложно построенный грабен или авлакоген в виде цепочки тектонических блоков и провесов рифей-палеозойских пород среди позднепалеозойских гранитоидов [1, 2]. Фундамент прогиба представлен гнейсами, амфиболитами и кварцитами урильской свиты (верхний архей), метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации с развитием анатектоидных и метасоматических гранитов. В основании прогиба залегают отложения нятыгранской свиты, которая рядом исследователей параллелизуется с союзненской свитой Буреинского массива. Возраст пород свиты дискусионен. Немногочисленные его определения U-Pb и Pb-Pb изохронными методами дают значения от 720–780 до 1050 млн лет (средний – поздний рифей, по В.Н.Арапову, 2016 г.). По литологическим признакам свита подразделяется на нижне- и верхненятыгранскую подсвиты. В состав нижне-нятыгранской входят слюдяно-кварцевые, кварц-полевошпатовые, слюдяно-полевошпато-кварцевые сланцы, а также редкие пласты амфиболовых сланцев, слюдяных кварцитов и мраморов. Верхне-нятыгранская подсвита сложена слюдяно-кварцевыми, кварц-графитовыми и сульфид-графитовыми сланцами, кварцитами, известняками. Выше по разрезу залегает туранская толща рифейских вулканогенно-осадочных пород. Для её основания характерны метапесчаники, филлиты, металипариты и их туфы, линзы кварцитов, мраморизованных известняков. Их перекрывает тол-

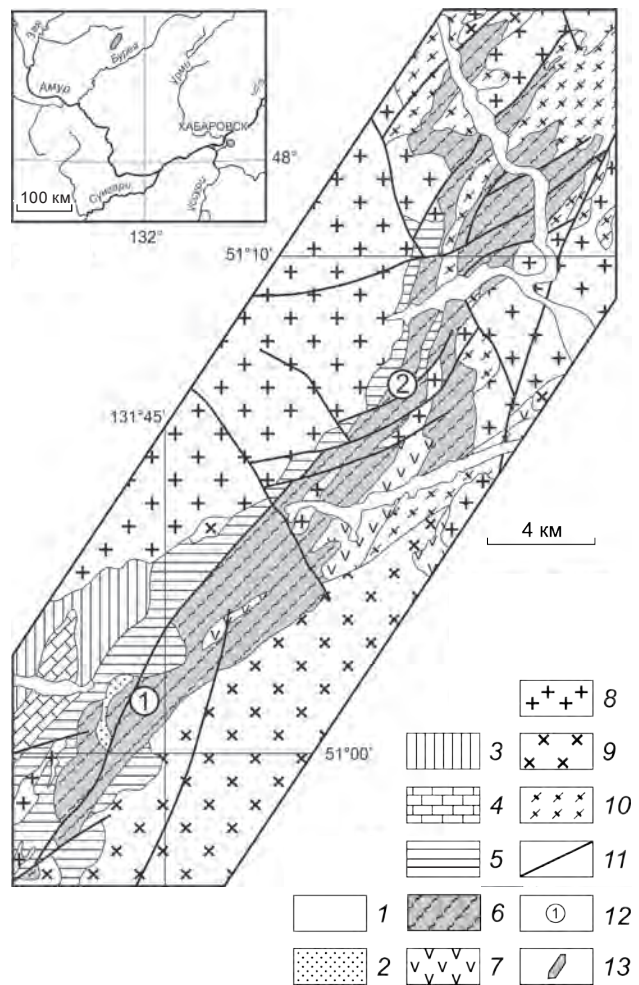


Рис. 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ НЯТЫГРАНСКОЙ СВИТЫ СРЕДИ ОБРАЗОВАНИЙ МЕЛЬГИНСКОГО ПРОГИБА ПО ГДП-200 ЛИСТА М-52-ХІІ (МЕЛЬГИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ), 2014 г., с упрощениями:

1 – четвертичные отложения; 2 – девонская толща песчаников; 3 – нижнекембрийские аллинская (песчаники, конгломераты, гравелиты, известняки) и чергиленская (глинистые сланцы, песчаники с прослоями известняков, конгломератов, гравелитов) свиты нерасчленённые; 4 – вендские известняки и доломиты мельгинской свиты; 5 – рифейские метаконгломераты, метапесчаники, метатUFFы, метариолиты; 6 – нижнепротерозойские сланцы нятыгранской свиты; 7 – раннемеловые субвулканические диорит-порфириты, дайки базальтов, долеритов, андезитов; 8 – средне-позднекаменноугольный Тырмо-Буреинский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый; 9 – ордовикские граниты Суларинского комплекса; 10 – раннепротерозойский Нятыгранский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый; 11 – разломы; 12 – участки опробования (1 – Пихтовый, 2 – Талибджанский); 13 – район работ на врезке

ща, сложенная андезитами, базальтами и их туфами, туфоконгломератами, туфоалевролитами.

Наиболее ранние магматические образования на территории Мельгинского прогиба – рифейские интрузии Нятыгранского габбро-гранодиорит-гранитного комплекса. В палеозое сформировались интрузии Суларинского гранит-гранодиоритового (ордовик) и Търмо-Буреинского габбро-гранодиорит-гранитного (средний – поздний карбон) комплексов. Завершается магматический цикл внедрением раннемеловых интрузий диоритовых порфиритов.

Отложения прогиба с северо-запада и юго-востока ограничены Чергиленским и Талибджанским разломами. Породы в пределах разломов интенсивно рассланцованы, к ним приурочены многочисленные дайки основного и кислого составов. Особенностью разрывной тектоники является широкое развитие левосдвиговых и взросо-сдвиговых дислокаций.

Породы нятыгранской свиты интенсивно смяты в складки и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, а вблизи интрузий – эпидот-амфиболовой фации. Для образований свиты характерно чередование антиклиналей и синклиналей с амплитудой 1–3 км, осложнённых складками с амплитудой 0,1–0,2 км и 2–11 м. Складки обычно тесно сжатые, часто изоклинные, наклонные и опрокинутые преимущественно в северо-западном направлении. Мощность свиты в изученном районе >1700 м.

В пределах Мельгинского прогиба известны многочисленные проявления редких металлов, редких земель, урана. Их углублённое изучение ([1, 2, 8], Ю.П.Змиевский, 1982 г., В.В.Баранский, 2006 г. и др.) способствовало открытию месторождений и проявлений меди, полиметаллов, золота, платиноидов и других полезных ископаемых.

Углеродистые породы верхнеятыгранской подсвиты. Изучены бороздовые пробы углеродистых сланцев данной подсвиты с участков Пихтовый и Талибджанский. Породы залегают в виде пластов мощностью от долей до 200 м и протяжённостью от 0,2 до 4 км. К верхам подсвиты размеры и число пластов углеродистых сланцев уменьшаются. По содержанию углерода среди них можно условно выделить графитистые ($C_{орг.} < 5\%$) и графитовые ($C_{орг.} > 5\%$) разновидности [7]. Графит в сланцах присутствует в виде мелких чешуек, пылеобразных скоплений или скрытокристалли-

ческой массы. Изотопный состав углерода варьирует от -22,2 до -27,6‰, $\delta^{13}C_{VPDB}$ с преобладанием значений от -26 до -27‰, что свидетельствует в пользу его биогенной природы.

Графитистые сланцы распространены преимущественно на участке Талибджанский. Это тёмно-серые отчётливо сланцеватые тонкозернистые породы с шелковистым блеском и микроплойчатостью на поверхностях сланцеватости. Сложены тонкозернистой (0,05–0,15 мм) кварц (40–50%)-биотит(20–35%)-мусковитовой(10–20%) массой с пылевидным органическим материалом, хлоритом, серицитом, редкими зёрнами граната, турмалина, альбита. Нередки частично огранённые зёрна пирита размером ~10 мкм. В ряде образцов графитистые сланцы несут признаки наложенного метаморфизма и окварцевания. Это выражается в уменьшении степени сланцеватости, порода становится более массивной, укрупняются зёрна минералов, увеличивается количество микропрожилков кварца, ориентированных в разных направлениях и смятых в складки поздней генерации. Местами зёрна кварца укрупняются, образуя желваки и линзочки. Тонкодисперсный углеродистый материал преобразуется в уверенно диагностируемые зёрна и лейсты графита. Сульфиды также перекристаллизуются и укрупняются. Общее содержание $C_{орг.}$ в графитистых сланцах колеблется от 2 до 5%.

Графитовые сланцы, преобладающие преимущественно на участке Пихтовый, представляют собой тёмно-серые до чёрных мелкозернистые породы, умеренно сланцеватые с редкими прожилками кварца, секущими сланцеватость. Состоят из кварца (30–50%), слюд (мусковит, биотит, серицит до 35% суммарно), альбита (10–20%), графита. Графит образует мелкие чешуйки, пылеобразные скопления или скрытокристаллическую массу. Содержание $C_{орг.}$ обычно 5–12%, в отдельных пробах достигает 50–80%. Из рудных наиболее часто встречаются сульфиды (пирит, пирротин).

Графитовые и сульфид-графитовые сланцы образуют пласты в слюдяно-кварцевых и кварцево-графитовых (графитистых по нашей терминологии) сланцах на разных стратиграфических уровнях (Ю.П.Змиевский, 1982 г.).

Формирование сланцев происходило в условиях активной континентальной окраины. Область отложения осадков, давших начало графитистым

1. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РЗЭ+У В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ НЯТЫГРАНСКОЙ СВИТЫ, г/т

Элементы	Графитистые сланцы (19 проб)	Графитовые сланцы (17 проб)	Графитовые сланцы из зоны дробления и гидротермальной проработки (7 проб)
Y	19,84	68,97	136,18
La	47,91	49,28	83,24
Ce	103,51	100,52	168,57
Pr	11,75	13,12	21,63
Nd	45,28	54,46	90,48
Sm	8,74	11,59	18,81
Eu	1,61	2,35	3,90
Gd	8,50	13,88	24,62
Tb	0,99	1,90	3,31
Dy	4,78	10,96	19,83
Ho	0,79	2,23	3,99
Er	2,18	6,63	12,14
Tm	0,28	0,92	1,60
Yb	1,84	5,85	10,24
Lu	0,26	0,91	1,57
Сумма	258,26	343,57	600,14

сланцам, была приближена к континенту и находилась под значительным влиянием терригенного сноса из областей островодужного вулканизма. В образовании протолита графитовых сланцев большое значение имели процессы пелагического осадконакопления [7].

По данным ICP-MS анализа в графитистых сланцах содержание редких земель и иттрия составляет 120–300 г/т при преобладающей роли Ce и La, в графитовых – 150–900 г/т с обогащением лёгкими РЗЭ и У. В последних выделяются пробы с повышенным количеством РЗЭ (330–900 г/т) при значительно увеличенной доле иттрия. Усреднённые содержания РЗЭ+У приведены в табл. 1.

Графитистые сланцы относительно стандарта NASC обогащены лёгкими и средними РЗЭ, обеднены тяжёлыми, в то время как содержания всех РЗЭ в графитовых сланцах обычно ниже стандарта (рис. 2). Исключение – образцы графитовых сланцев, отобранные в зоне дробления и гидротермальной проработки пород, концентрации РЗЭ и У в которых резко повышены (см. рис. 2, б). Минеральными носителями РЗЭ в сланцах являются редкоземельные фосфаты (ксенотим?) и мо-

нацит (рис. 3). Ксенотим характерен для графитовых сланцев, а монацит – для графитистых. Редкоземельные фосфаты образуют мелкие зёрна, часто ассоциированные в агрегаты размером до 100 мкм и более. Монацит встречается преимущественно в виде отдельных зёрен, часто сохраняющих элементы первичной огранки.

По имеющимся данным, можно говорить о двух разновидностях редкоземельной минерализации в сланцах. Первая («иттриевая»), развитая в основном в графитовых сланцах, характеризуется преобладанием среди минералов-носителей РЗЭ иттриевых фосфатов диагенетической природы. Вторая («лантан-цериевая») типична для графитистых сланцев и отличается присутствием кластогенного монацита.

Повышенное содержание РЗЭ (до 900 г/т) связано с зонами дробления и гидротермальной проработки. Сланцы в них брекчированы, лимо-

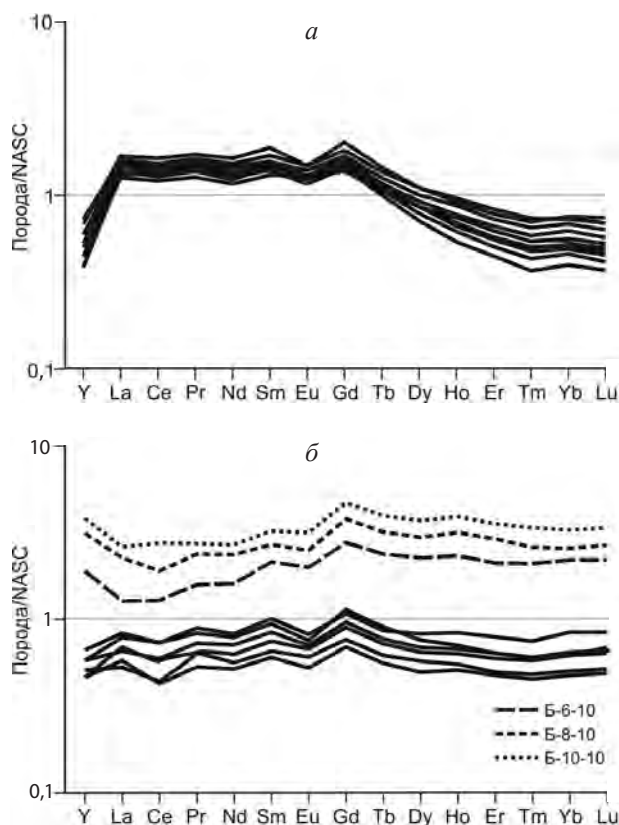


Рис. 2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГРАФИТИСТЫХ (а) И ГРАФИТОВЫХ (б) СЛАНЦАХ ВЕРХНЕНЯТЫГРАНСКОЙ ПОДСВИТЫ:

пунктир – сланцы из зоны дробления и гидротермальной проработки

нитизированы, обогащены Mn, Cu, Ni, U. Содержание последнего достигает 100 г/т и более.

Высокие содержания РЗЭ установлены также в углеродистых сланцах мурандавской свиты, распространённой в пределах Кимканского прогиба Буреинского массива. Эта свита, по мнению авторов, – стратиграфический аналог нятыгранской. В зонах брекчирования и гидротермальной проработки графитовых сланцев мурандавской свиты количество РЗЭ+У достигает 680 г/т и более, в них также повышены концентрации U (до 120–150 г/т), Mn, Ni, Cu, V. Кроме того, в составе пород мурандавской свиты встречаются фосфорит-доломитовые брекчии, формирующие небольшие проявления (Тигровая Падь, Гремячинское, Бурунбавское, Ромашка и др.) с повышенным содержанием урана. Содержание P_2O_5 не превышает 3–4%. Представляется необходимым проверить фосфориты на наличие редкоземельных элементов.

Применение гидрофторида аммония для концентрирования редких земель. Существующие в настоящее время технологии переработки минерального сырья пригодны для определённых типов руд с жёсткими требованиями по качеству их обогащения и в экологическом плане обладают рядом недостатков. Однако в большинстве случаев имеющееся минеральное сырьё – комплексное и нетрадиционное, более сложное по составу. Некомплексное использование полезных ископаемых приводит к значительному количеству промышленных отходов, отрицательно воздействующих на окружающую среду.

Употребление кристаллического фторирующего реагента гидрофторида аммония в технологиях химических производств весьма перспективно для комплексной переработки минеральных веществ и может стать универсальным в отношении многих видов редкометалльного сырья [3–5].

Гидрофторид аммония NH_4HF_2 – кристаллическое вещество с высокой химической активностью и комплексом благоприятных в технологическом плане физико-химических свойств: температура плавления 126,2°C, температура кипения 238°C (кипение сопровождается разложением на NH_3 и HF), хорошая растворимость в воде (434 г/л) [4].

Физико-химической основой процесса фторирования гидрофторидом аммония является то, что кислородсодержащие соединения переходных и многих непереходных элементов при вза-

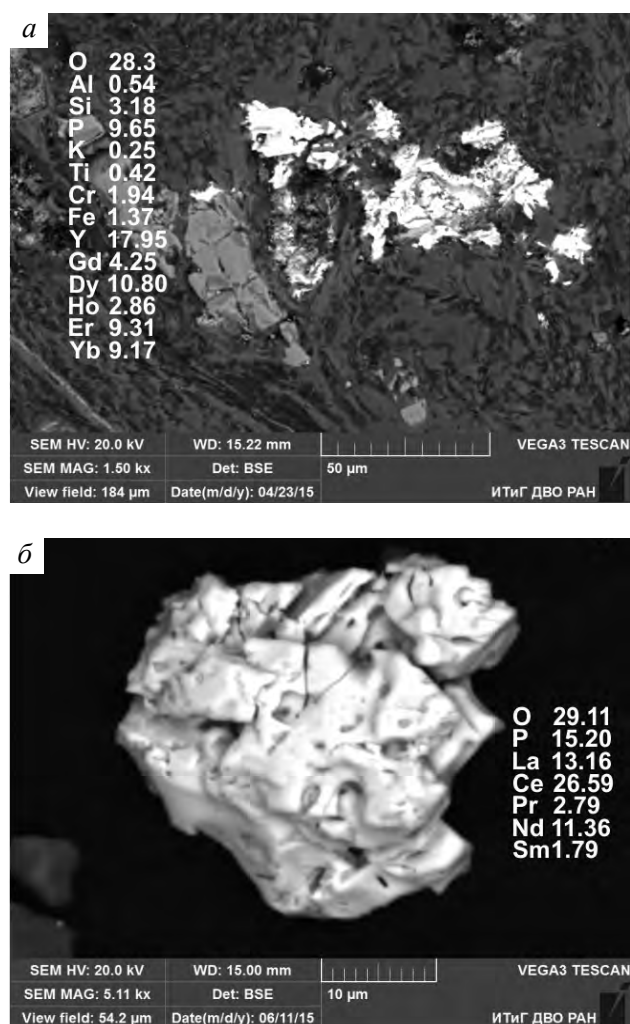


Рис. 3. МИКРОВКЛЮЧЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО ФОСФАТА (ксенотима?) (а) и МОНАЦИТА (б) В УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦАХ ВЕРХНЕНЯТЫГРАНСКОЙ ПОДСВИТЫ И ИХ СОСТАВ, масс. %

имодействии с ним образуют очень удобные для переработки фторо- или оксофторометаллаты аммония, которые в силу своих физико-химических свойств обеспечивают растворимость продуктов и возможность разделения смесей путём возгонки. Большое достоинство этих комплексных солей – селективная склонность к сублимации или к термической диссоциации до нелетучих фторидов, что гарантирует глубокое разделение компонентов, а ступенчатое отщепление паров NH_4F позволяет собирать десублимат последнего и использовать его по замкнутому циклу. Метод активно разрабатывается в ФГБУН Институте Химии ДВО РАН М.А.Медковым с коллегами

[3–5]. Процесс протекает при низких температурах и даёт возможность извлекать все ценные компоненты в виде конечных оксидов или промежуточных простых и комплексных фторидов.

В результате обработки гидрофторидом аммония высокоуглеродистых сланцев Тургеневского проявления графита (Приморье) упомянутым авторам удалось сконцентрировать РЗЭ более чем на два порядка [6]. Дальнейшее извлечение РЗЭ возможно при использовании жидкостной экстракции с предварительным переводением РЗЭ в азотнокислый раствор. Предложена принципиальная схема переработки графитовых сланцев (рис. 4) с получением попутного концентрата, обогащённого графитом, золотом и платиной.

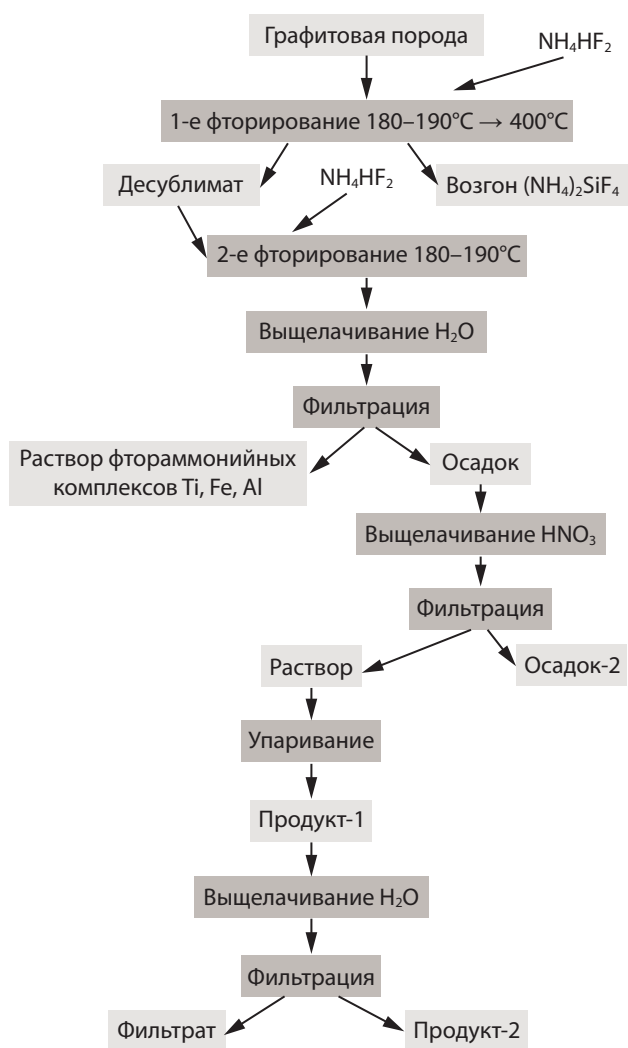


Рис. 4. ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА ГИДРОФТОРИДНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ПО М.А.МЕДКОВУ [3]

Результаты опытного концентрирования редкоземельных элементов путём химической переработки углеродистых сланцев. Нами с применением основных принципов описанного в работах [3, 6] метода в лабораторных условиях выполнены исследования четырёх проб сланцев нятыгранской свиты по двум вариантам химической переработки. Переработке были подвергнуты две пробы графитовых сланцев (Б-10-6, Б-10-10) и две графитистых (Б-15-16, Б-15-29). Пробы бороздовые, отобраны по полотну канав, длина каждой пробы 1 м. Химический состав основных компонентов и редкоземельных элементов приведён в табл. 2, 3.

Переработка сланцев гидрофторидом аммония по схеме М.А.Медкова (первый вариант) полностью повторяла схему опыта М.А.Медкова (см. рис. 4). Переработаны пробы графитовых сланцев (Б-10-6) с содержанием РЗЭ+У 561,07 г/т и графитистых (Б-15-29) с концентрацией РЗЭ+У 303,29 г/т, что в 2–3 раза больше, чем в графитовых сланцах Тургеневского проявления.

К навескам сланцев массой 10 г добавлялся гидрофторид аммония в соотношении 1:1,5. Смесь растиралась и нагревалась при T 180–190°C, затем температура поднималась до 400°C для перевода основной части гексафторосиликата аммония в возгон – удаление основной массы кремния. После охлаждения добавлялся ещё гидрофторид аммония в массовом соотношении 1:1 и нагревался до T 180–190°C. После выщелачивания водой и фильтрования получали осадок-1, а в раствор переходили фтораммонийные комплексы Al, Fe, Ti и остатки кремния. Оставшийся нерастворимый осадок обрабатывался азотной кислотой концентрацией 2,5 моль/л. При этом происходило растворение новообразованных фторидов кальция и фторидов РЗЭ+У. После фильтрации получали осадок-2, в который переходили платиноиды, золото, углерод (графит) и другие компоненты. Фториды РЗЭ+У переходили в раствор-2, который упаривался, обрабатывался водой. После его фильтрации получали осадок-3 – основной продукт переработки. Растворы анализировались на редкие земли, а осадок-2 – на платиноиды и золото.

Конечный осадок (концентрат) из 10-граммовых навесок графитового сланца содержал 23 000 г/т РЗЭ+У (увеличение в 41 раз), а из графитистого – 1000,9 г/т (увеличение в 3,3 раза) (табл. 4). В промежуточных операциях растворы перед получением продукта-1 из проб графитовых и графити-

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИСПЫТУЕМЫХ ПРОБ СЛАНЦЕВ, масс. %

Компо- ненты	Графитовые сланцы		Графитистые сланцы	
	Б-10-6	Б-10-10	Б-15-29	Б-15-16
SiO ₂	69,91	65,50	58,63	55,46
TiO ₂	0,53	0,44	0,95	0,94
Al ₂ O ₃	10,33	9,23	18,15	16,76
Fe ₂ O ₃	6,27	8,60	6,71	6,41
MnO	0,07	0,69	0,05	0,05
CaO	0,26	2,89	0,78	1,38
MgO	0,95	1,19	1,82	1,94
Na ₂ O	0,58	0,75	1,60	1,23
K ₂ O	2,58	1,93	4,00	3,89
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,08	0,09
C _{орг.}	9,07	7,00	2,06	6,50
Сумма	100,62	98,38	92,77	94,65

3. СОДЕРЖАНИЕ РЗЭ В ИСХОДНЫХ ПРОБАХ, г/т

Элементы	Графитовые сланцы		Графитистые сланцы	
	Б-10-6	Б-10-10	Б-15-29	Б-15-16
Y	137,56	132,4	23,28	22,86
La	64,38	83,3	54,86	49,30
Ce	131,64	202,7	120,00	106,30
Pr	21,65	21,4	13,94	12,08
Nd	91,07	88,3	54,87	46,40
Sm	22,45	18,5	10,88	9,06
Eu	4,67	3,83	1,84	1,60
Gd	26,18	24,1	10,62	8,9
Tb	4,00	3,3	1,23	1,06
Dy	23,32	24,1	5,78	8,9
Ho	4,73	4,07	0,96	0,92
Er	13,90	12,13	2,65	2,55
Tm	1,88	1,67	0,35	0,34
Yb	11,85	10,31	2,37	2,17
Lu	1,83	1,61	0,36	0,31
Сумма	561,07	629,04	303,99	269,28

стных сланцев содержали соответственно 12 992 и 2412 мкг/л РЗЭ+Y. Полностью экстрагировать РЗЭ+Y в конечный осадок на данном этапе исследований не удалось, однако на пробах углеродистых сланцев верхнеятыгранской подсвиты показана возможность их обогащения. Извлечение РЗЭ+Y в концентрат для графитовых сланцев составило >50%. Сложность опыта заключалась в высокой гигроскопичности конечного продукта.

В осадке-2 отмечалось значительное повышение концентрации Pt и Au в зависимости от их содержания в исходной пробе. В этот же осадок перешёл уран.

Переработка сланцев с использованием солевых расплавов (второй вариант) выполнялась в Институте Материаловедения ДВО РАН. Использовались пробы из графитовых (Б-10-10) и графитистых (Б-15-16) сланцев. Для обескремнивания пробы подвергались фторированию посредством термообработки фтористым аммонием (NH₄F) по методике М.А.Медкова, как и в первом варианте.

Пробы с содержанием SiO₂ 65–55 масс. % (см. табл. 2) фторировались посредством термообработки фторсодержащим реагентом – фтористым аммонием (NH₄F). Навеска пробы смешивалась с фторидом аммония в соотношении 1:(1,5–2) и нагревалась при T 190°C. В результате взаимодействия оксида кремния с фтористым аммонием образовался гексафторосиликат аммония (NH₄)₂SiF₆. Отделение кремния от основной массы руды осуществлялось посредством отгонки легколетучего гексафторосиликата аммония при T 300–550°C. Остаточное содержание кремния в руде после его отгонки составляло 1,5–2 масс. %.

На следующем этапе концентрирования редкоземельных элементов использовалось взаимодействие обескремненных проб с ионным расплавом солевой системы с повышенной химической активностью, типа Na₂CO₃–NaCl (1:0,5). Навеска пробы вносилась в расплав солевой смеси при T 900–950°C в массовом соотношении 1:(3–4). Реакционная смесь выдерживалась в расплавленном состоянии 1,5–2 ч. Затем расплав охлаждался, выщелачивался водой для перевода растворимых соединений железа, алюминия, кальция, магния и других компонентов сланцев в раствор. В результате оставалась малорастворимая часть пробы, в том числе фосфаты с РЗЭ, которая отделялась от раствора фильтрованием. Масса малорастворимого остатка составила 20–25% от первоначальной массы проб. Из фильтрата аммиачным раствором осаждались перешедшие в раствор элементы в форме гидроксидов или основных солей. Анализ продуктов обогащения показал, что основная часть РЗЭ перешла в малорастворимый остаток, незначительная – в фильтрат с промывными водами (7,09–18,46 г/т осадка). Данные о распределении редкоземельных элементов в продуктах обогащения представлены в табл. 5.

4. СОДЕРЖАНИЕ РЗЭ В ПРОДУКТАХ ПЕРЕРАБОТКИ СЛАНЦЕВ ГИДРОФТОРИДОМ АММОНИЯ, г/т

Элементы	Графитовый сланец Б-10-6		Графитистый сланец Б-15-29	
	Осадок-2	Продукт-2	Осадок-2	Продукт-2
Y	738,86	4397,62	39,39	72,3
La	510,36	3986,25	76,97	148,65
Ce	862,96	6754,78	174,22	391,32
Pr	129,29	972,4	22,91	48,88
Nd	504,56	3808,01	91,29	200,01
Sm	103,24	789,96	18,98	41,2
Eu	19,13	148,65	2,9	8,47
Gd	117,41	868,76	17,75	38,55
Tb	15,82	104,35	2,06	4,9
Dy	91,19	529,99	10,31	21,3
Ho	18,47	99,76	1,69	3,8
Er	55,08	270,91	4,92	10,46
Tm	7,35	33,62	0,6	1,26
Yb	50,6	203,95	4,48	8,61
Lu	7,85	29,31	0,59	1,19
Сумма	3232,17	22 998,32	469,06	1000,9

5. СОДЕРЖАНИЕ РЗЭ В ПРОДУКТАХ ПЕРЕРАБОТКИ СЛАНЦЕВ СОЛЕВЫМ МЕТОДОМ, г/т

Элементы	Графитовый сланец Б-10-10		Графитистый сланец Б-15-16	
	Нерастворимый остаток	Осадок фильтрата	Нерастворимый остаток	Осадок фильтрата
Y	414,70	4,87	397,82	2,16
La	422,20	2,17	213,87	0,70
Ce	808,70	5,09	479,90	1,40
Pr	93,01	1,26	53,41	0,25
Nd	354,11	2,41	215,57	0,75
Sm	70,84	0,40	44,61	0,18
Eu	13,61	0,07	8,89	0,13
Gd	82,68	0,53	62,15	0,23
Tb	10,53	0,07	7,91	0,12
Dy	59,67	0,42	45,24	0,23
Ho	11,82	0,10	9,56	0,14
Er	35,37	0,40	28,40	0,26
Tm	4,93	0,06	3,74	0,12
Yb	31,36	0,51	31,36	0,29
Lu	4,62	0,10	3,57	0,13
Сумма	2418,10	18,46	1597,90	7,09

Экспериментальная пиро-гидрометаллургическая переработка графитовых сланцев по солево-му методу позволила на стадии первичного обогащения концентрировать редкоземельные элементы в 10 раз и более. Как и в первом варианте, лучшие результаты переработки получены для графитовых сланцев, в которых РЗЭ связано в основном с ксенотимом (?), а не с монацитом.

Таким образом, проведённые экспериментальные исследования показали, что графитовые сланцы верхнеятыгранской подсвиты Мельгинского прогиба и мурандавской Кимканского прогиба перспективны на обнаружение проявлений и месторождений редкоземельных элементов. Носителями минерализации в них являются фосфаты (ксенотим), обогащённые лёгкими лантаноидами и иттрием. Участки их повышенных концентраций маркируются зонами дробления и гидротермальной проработки. Обработка высокоуглеродистых пород гидрофторидом аммония и ионным расплавом солей позволяет обогатить исходный материал относительно РЗЭ на несколько порядков с последующим получением промышленно значимого продукта. Это, возможно, новый тип редкоземельной минерализации с перспективами промышленного использования, поскольку ресурсы обогащённых сланцев очень большие.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е.* Металлогения урана Дальнего Востока России. – М.: Наука, 2006.
2. *Карсаков Л.П., Змиевский Ю.П.* Докембрийские комплексы Буреинского массива // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 19–30.
3. *Медков М.А., Крысенко Г.Ф., Эпов Д.Г.* Гидрофторид аммония – перспективный реагент для комплексной переработки минерального сырья // Вестн. ДВО РАН. 2011. № 5. С. 60–65.
4. *Мельниченко Е.И.* Фторидная переработка редкометалльных руд Дальнего Востока. – Владивосток: Дальнаука, 2002.
5. *Разработка гидрофторидного метода извлечения благородных металлов из высокоуглеродистого сырья / М.А.Медков, А.И.Ханчук, В.П.Молчанов и др. // ДАН. 2011. Т. 436. № 2. С. 210–213.*
6. *Распределение редкоземельных элементов в процессе обработки высокоуглеродистых пород гидрофторидом аммония / А.И.Ханчук, В.П.Молчанов, М.А.Медков и др. // ДАН. 2015. Т. 460. № 3. С. 306–309.*

7. Черепанов А.А., Бердников Н.В., Штарёва А.В., Крутикова В.О. Условия образования и редкоземельная минерализация рифейских углеродистых сланцев верхнеятыгранской подсвиты (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 65–76.
8. Шендерова А.Г., Дитмар В.Г. Урановое оруденение в верхнепротерозойских – кембрийских образованиях Мельгинского рудного района // Вопросы генезиса месторождений урана в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях докембрия и раннего палеозоя. Л., 1971. С. 46–115.

CARBONIFEROUS SHALES OF BUREYA MASSIF AS A POSSIBLE SOURCE OF RARE EARTH ELEMENTS

A.A.Cherepanov, V.V.Gostischev

Two varieties of carboniferous shales, graphitic and graphite, are recognized in Verkhne-Nyatygransk subsuite of Melginsky basin (Riphean, Turansky block of Bureya massif). Graphite shales are characterized by high (600 g/t and more) rare earth elements (REE) content, especially in areas of tectonic and hydrothermal reworking; graphitic shales contain less REE (150–300 g/t). In the graphitic shales, mainly detrital monazite is a concentrator of LREE and MREE. REE-phosphate (xenotime), which formed during lithogenesis of sediments, concentrates REE+Y in graphite shales. It is shown that pyro- and hydrometallurgy methods at the stage of primary concentration increase REE content by 10 times or more.

Keywords: Verkhne-Nyatygransk subsuite, Melginsky basin, carboniferous shales, rare earth elements, ammonium hydro-fluoride, ionic salt melts.



ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В АЛМАЗАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ИСТОЧНИКОВ: ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Примеси органического вещества в кристаллах алмаза из кимберлитовых источников обнаружены и изучены методом ИК-спектроскопии. Установлена обратная корреляция между содержанием органического вещества и структурной примеси водорода в кристаллах. Эти данные в сочетании с относительно лёгким изотопным составом углерода изученных алмазов служат основанием для вывода об участии древнего первично биогенного вещества, погружённого в глубины Земли, в образовании алмаза и содержащихся в нём водородных центров.

Ключевые слова: алмаз, структурные примеси, азот, водородные центры, органическое вещество, ИК-спектроскопия.

В алмазе, практически полностью состоящем из углеродных атомов, генетически информативными являются примеси. Они отражают особенности химизма среды, в которой рос алмаз. Примеси разнообразны: одни из них входят в кристаллическую решётку алмаза, другие представлены включениями минералов, водонасыщенными микровключениями сложного хлоридно-силикатно-карбонатного состава, флюидными фазами, которые при нормальных условиях представляют собой газы. Среди фазовых примесей в алмазе наименее исследованы органические соединения, их возрастные соотношения с алмазом-хозяином.

Углеводороды (метан, реже его гомологи, этилен и некоторые другие) в составе субмикроскопических флюидных включений в алмазе найдены совместно с широко распространёнными примесями H_2O , CO_2 и N_2 [2, 10, 16, 17]. В алмазах из кимберлитов прямыми наблюдениями установлены углекислотно-азотно-углеводородные [5] и углекислотно-азотные включения [20]. Наличие в кристаллах включений с окисленной (CO_2) и восстановленной (CH_4 и его гомологи) формами углерода служит предпосылкой для заключения о возможности протекания окислительно-восстановительной реакции, приводящей к образованию алмаза:



При этом одни исследователи [14] считают, что углеродсодержащие флюиды, образующие алмаз, имели первично эндогенную природу, другие [9, 19] главную роль отводят первично экзогенным (биогенным) источникам, погружённым на глубину при субдукции совместно с толщами земной коры. С обеих позиций можно утверждать, что метан и его гомологи не только присутствовали в среде алмазообразования, но и были одним из источников углерода алмаза.

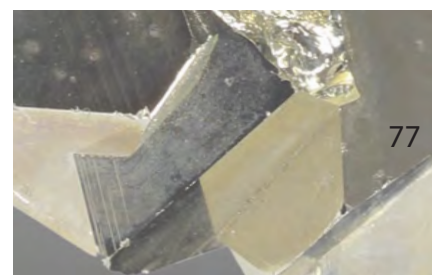
В отличие от метана примеси других более сложных органических веществ (ОВ) в кристаллах алмаза относительно редки и мало изучены. Это объясняется неустойчивостью органики в



**Хачатрян
Галина Карленовна**

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
khachatryan_g_k@mail.ru

ФГУП Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов,
г. Москва



обстановке термодинамической стабильности алмаза и крайне небольшими концентрациями примесей ОВ в алмазе. Тем не менее, примеси ОВ, с нашей точки зрения, играют важную роль в решении проблемы генезиса алмаза и входящих в его структуру водородных центров. Присутствие ОВ в кристалле алмаза и изотопно-лёгкий состав его углерода говорят в пользу участия биогенных углеводородов в алмазообразовании.

Чувствительным методом, позволяющим фиксировать органическое вещество в алмазе, является ИК-спектроскопия. В ИК-спектрах природных окрашенных (чёрных, серых, бурых, серо-зелёных, буровато-жёлтых) алмазов из кимберлитов и метаморфических пород нередко проявляется характеристическая система полос поглощения $\sim 2850, 2930$ и 2960 см^{-1} , которая, согласно работе [3], связана с колебаниями CH_3 - и CH_2 -групп алифатических структур (предельные углеводороды).

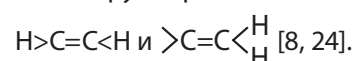
Ранее автором были выявлены примеси ОВ в микроалмазах из метаморфических пород [11]. О первичной природе примесей как источника водородных центров в алмазах, свидетельствовала обратная корреляция между концентрациями ОВ и структурной примеси водорода в кристаллах, а также концентрацией ОВ и условной температурой алмазообразования по модели Тэйлора с соавторами [21]. Так, наиболее низкотемпературные микроалмазы преимущественно с одиночными атомами азота (N-центры) в кристаллической решётке, обладали максимальными содержаниями ОВ, а наиболее высокотемпературные, в структуре которых азотные пары (A-центры) превалировали над N-центрами, не содержали фазовых примесей ОВ. Помимо микроалмазов из метаморфических пород, линии поглощения CH_3 - и CH_2 -групп в составе примесей ОВ наблюдались нами в алмазах из кимберлитов [15], однако детальные исследования их не проводились.

Задача настоящей работы – изучение примесей органического вещества в алмазах из кимберлитов, их соотношений со структурными примесями азота и водорода в кристаллах.

Объекты исследования. Изучены два кристалла алмаза ромбододекаэдрического габитуса, в ИК-спектрах которых отмечались характеристические полосы поглощения в области $2850\text{--}2960 \text{ см}^{-1}$, обусловленные наличием примесей органического вещества. Один кристалл был из кимберлитовой трубки Юбилейная, Якутия (коллекция

В.К.Гаранина), другой – из россыпи района Жуина, Бразилия (коллекция В.П.Афанасьева). Оба кристалла имели чётко выраженную зональность: прозрачное бесцветное ядро и тёмно-серую полупрозрачную оболочку, переполненную включениями графита. Характерной особенностью кристаллов из якутской трубки и бразильской россыпи был относительно лёгкий изотопный состав углерода – $\delta^{13}\text{C}$ $-9,6$ и $-22,0\%$ соответственно.

Методы исследования. В качестве основного метода исследования, позволяющего фиксировать ОВ в кристаллах, а также оценивать его состав и концентрацию, применялась ИК-Фурье-спектроскопия. Спектры образцов записывались на ИК-Фурье-спектрометре марки Nicolet 380 с микроскопом Centaurus (THERMO Electron Corporation, USA) в диапазоне волновых чисел $650\text{--}4000 \text{ см}^{-1}$. Содержание примесей в алмазе оценивалось по относительной интенсивности характеристических линий спектра, рассчитанной путём нормирования их оптических плотностей к оптическим плотностям полос алмазной решётки. Дополнительное преимущество ИК-спектроскопии заключалось в возможности определения концентраций структурных примесей азота и водорода в кристаллах. Главными структурными примесями, преобладающими в количественном отношении в алмазах из кимберлитов, являются пары замещающих углерод азотных атомов – A-центры [8], тетраэдрически сгруппированные вокруг вакансии атомы азота – B-центры [12], а также водородные (C_2H_2) центры. Последние представлены группировками:



Методика определения концентрации всех указанных примесей описана в работе [7].

В целях повышения чувствительности метода кристаллы были раздроблены, затем для дальнейших исследований под ИК-микроскопом отбирались отдельные осколки, в ИК-спектрах которых присутствовали интенсивные линии поглощения ~ 2850 и 2920 , а также ~ 2870 и 2960 см^{-1} , обусловленные примесями ОВ.

Для определения изотопного состава углерода алмазы окислялись до CO_2 в токе кислорода при T 1000°C . Углекислый газ после криогенной очистки анализировался на изотопном масс-спектрометре МИ-1201. В качестве стандарта использовали REF с аттестованным значением

$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -31,6\text{‰}$. Измерения выполнены С.Г.Кряжевым (ЦНИГРИ). Погрешность анализа не превышала $\pm 0,2\text{‰}$.

Алмаз из кимберлитовой трубки Юбилейная. По данным ИК-спектроскопии, ОВ фиксировалось только в оболочке кристалла. Ядро представлено почти чистым алмазом, содержащим структурные примеси азота в А-форме (главная линия $\sim 1280\text{ см}^{-1}$), В-форме (главная линия $\sim 1175\text{ см}^{-1}$) и водородные центры (главная линия $\sim 3107\text{ см}^{-1}$). При этом общее содержание азота N_{tot} составляло 700–900 ат. ppm, доля азота в агрегированной форме $\%N_B \sim 65$, водородных центров 9–16 усл. ед. Во внешней зоне, обладающей тёмной окраской, распределение структурных примесей иное. При сходном общем содержании структурного азота в разных частях кристалла, во внешних его зонах, существенно уменьшается доля агрегированной формы – $\%N_B \sim 45$. Обнаруживается тенденция к уменьшению содержания водородных центров – 2–12 усл. ед. Согласно модели Тэйлора и Милледж [22], при одинаковом «возрасте» отдельных зон кристалла алмаза уменьшение степени агрегации азота в оболочке свидетельствует о снижении температуры кристаллизации по сравнению с центральной областью.

Наличие ОВ в оболочке изученного кристалла подтверждается присутствием интенсивных ли-

ний поглощения с максимумами ~ 2850 и 2920 см^{-1} , а также более слабых ~ 2870 и 2960 см^{-1} , связанных с колебаниями метиленовых CH_2 и метильных CH_3 -групп в алифатических структурах, соответствующих предельным углеводородам (рис. 1). Данные спектральные линии имеют специфическую конфигурацию, позволяющую судить о химическом составе и строении углеводородных группировок. В области $1350\text{--}1460\text{ см}^{-1}$ располагаются линии деформационных колебаний метиленовых и метильных групп, которые частично перекрываются линиями $1350\text{--}1380\text{ см}^{-1}$ в связи с наличием плейтлетс, т.е. интерстициальных пластинчатых образований [13], а также линиями $1420\text{--}1460\text{ см}^{-1}$, типичными для карбонатов [6].

После проведённого исследования кристалл был нами раздроблен. Из отобранных бесцветных и окрашенных осколков анализировались те, которые содержали в ИК-спектрах линии $\sim 2850 + 2920$ и $\sim 2870 + 2960\text{ см}^{-1}$. Относительные интенсивности линий ~ 2850 и 2920 , а также 2850 и 2960 см^{-1} , значимо коррелируют между собой (рис. 2, а, б). Соответствующие коэффициенты корреляции составляют 0,97 и 0,88. Кроме того, отмечается линейная корреляция ($R^2 = 0,64$) между интенсивностями линий 2920 и $\sim 1560\text{ см}^{-1}$ (см. рис. 2, в). Это позволяет отнести последнюю к линии, соответствующей колебаниям структурных групп,

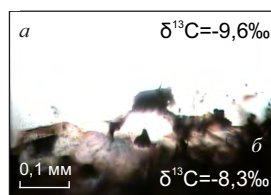
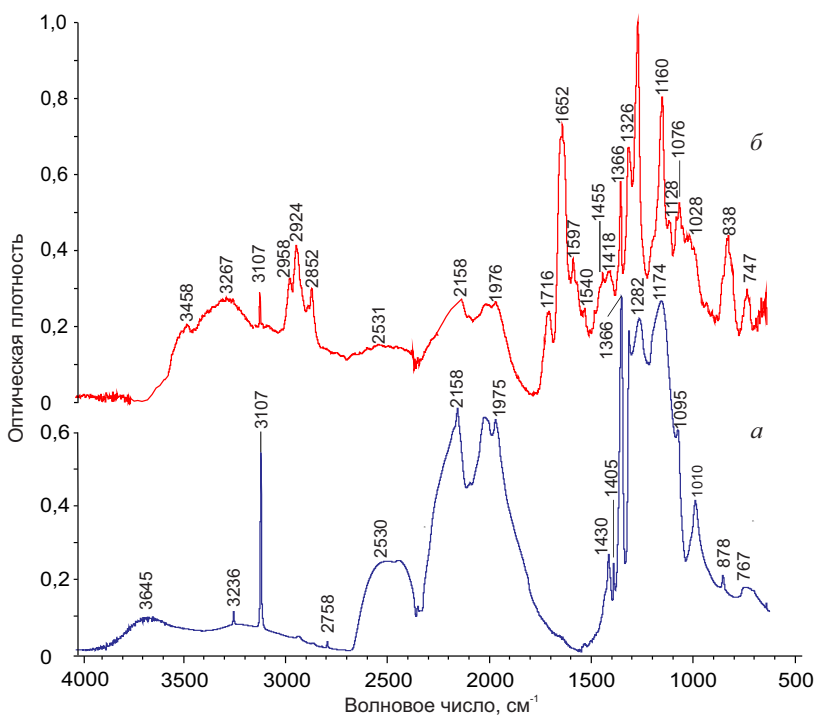


Рис. 1. ИК-СПЕКТРЫ АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ:

а – прозрачное ядро; б – чёрная оболочка

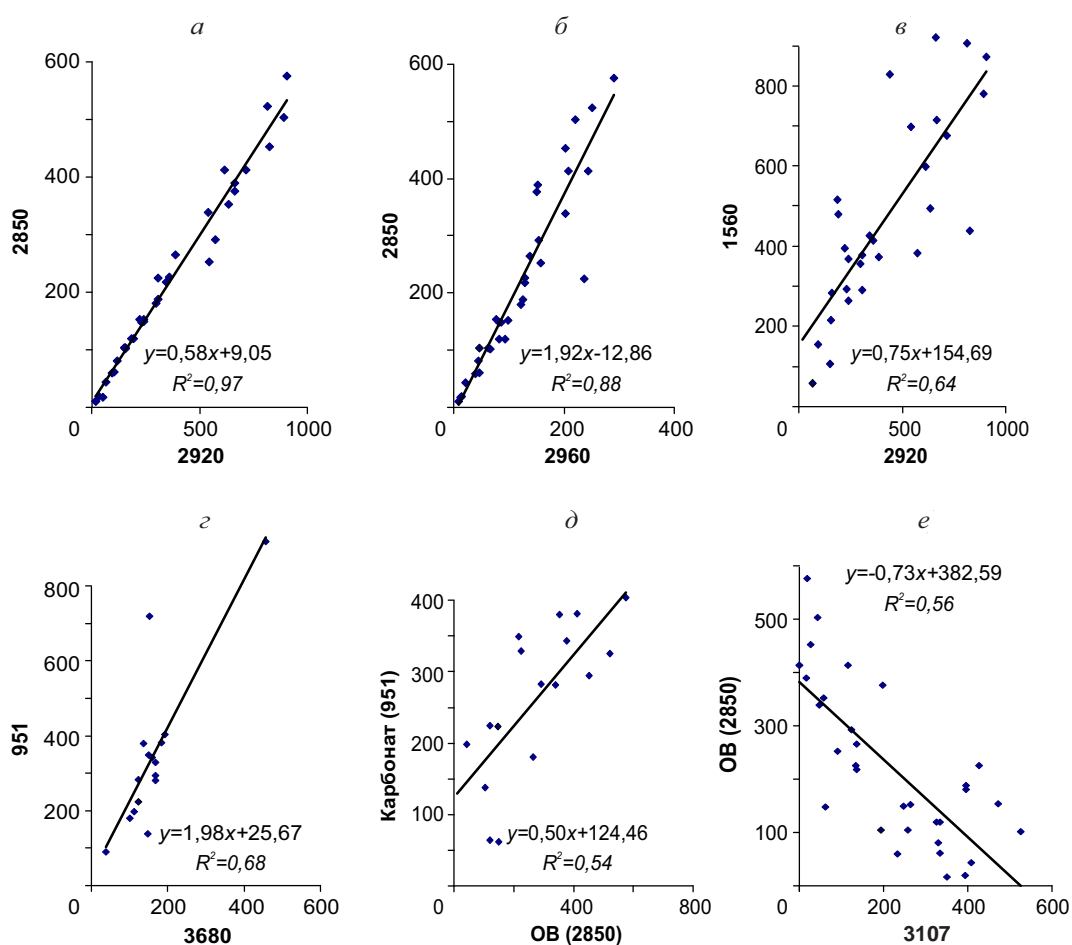


Рис. 2. КОРРЕЛЯЦИЯ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ ИНТЕНСИВНОСТЕЙ ЛИНИЙ 951, 1560, 2850, 2920, 2960, 3107 и 3680 см^{-1} В ИК-СПЕКТРЕ АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ (пояснения в тексте)

входящих в состав OB. Визуально примесь OB в осколках алмаза наблюдается в виде тонких буроватых или коричневых плёнок. Помимо линий, обусловленных примесью OB, в ИК-спектрах чёрной оболочки кристалла присутствуют полосы 3600–3690, а также полоса $\sim 3200\text{--}3300 \text{ см}^{-1}$, сопряжённая с линией $\sim 1610\text{--}1640 \text{ см}^{-1}$. Все они соответствуют колебаниям OH-групп, входящих в структуру минералов или в состав адсорбированной воды. Кроме того, в спектрах осколков алмаза часто имеются линии 950–970, 850–890 и 740–770 см^{-1} .

Расшифровать полученные спектры удалось благодаря находке тончайших частиц и плёнок бурого цвета, содержащих OB (рис. 3). В спектрах плёнок полосы, связанные с алмазом, практически не проявлены. Точно выяснить состав OB только по данным ИК-спектроскопии сложно. Однако по набору и относительной интенсивности

линий спектры OB наиболее близки к таковым солей карбоновых кислот – пропионовой, масляной (рис. 4). Как видно из рисунка, OB часто ассоциирует с водным карбонатом – бруньятеллитом, имеющим формулу $\text{Mg}_6\text{Fe}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{13}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Этот карбонат идентифицирован с помощью электронной библиотеки спектров HR-Minerals, прилагающейся к программе OMNIC. Правильность такой интерпретации подтверждается линейной положительной корреляцией ($R^2=0,68$) относительных интенсивностей линий ~ 3680 и $\sim 951 \text{ см}^{-1}$ (см. рис. 2, г). Обе линии характерны для бруньятеллита (см. рис. 4). В проанализированных образцах бруньятеллит ассоциирует с органическим веществом, которое иногда представляет собой самостоятельную фазовую примесь в алмазе. Между концентрациями OB и бруньятеллита существует прямая линейная поло-

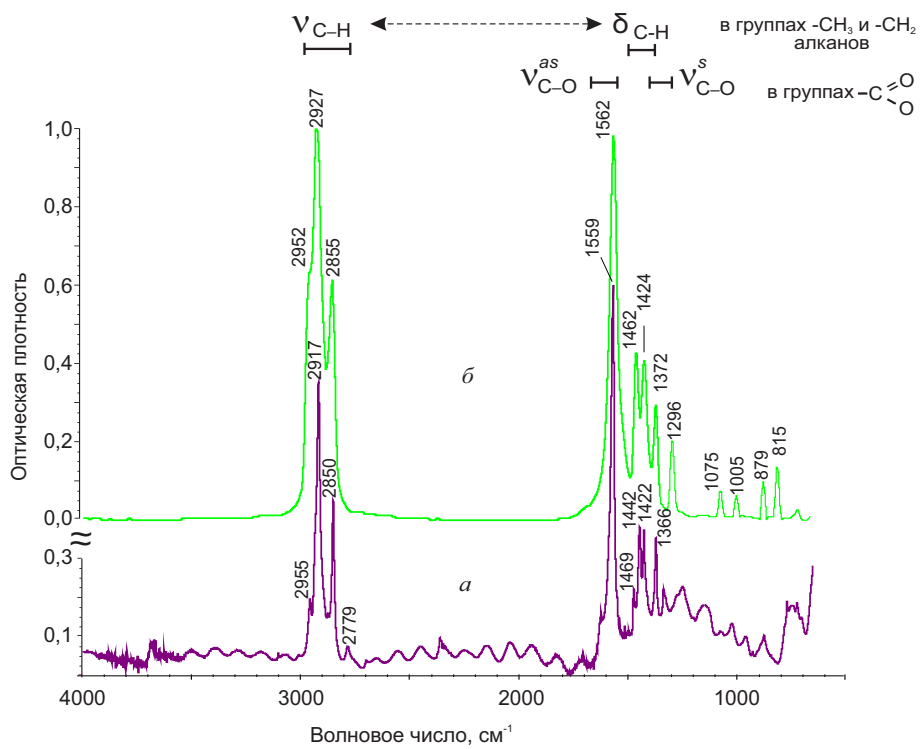


Рис. 3. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИК-СПЕКТРОВ ФРАГМЕНТА АЛМАЗА ИЗ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ (а) И СОЛИ ПРОПИОНОВОЙ КИСЛОТЫ (б):

ν – валентные, δ – деформационные колебания молекулярных групп, s – симметричные, as – асимметричные

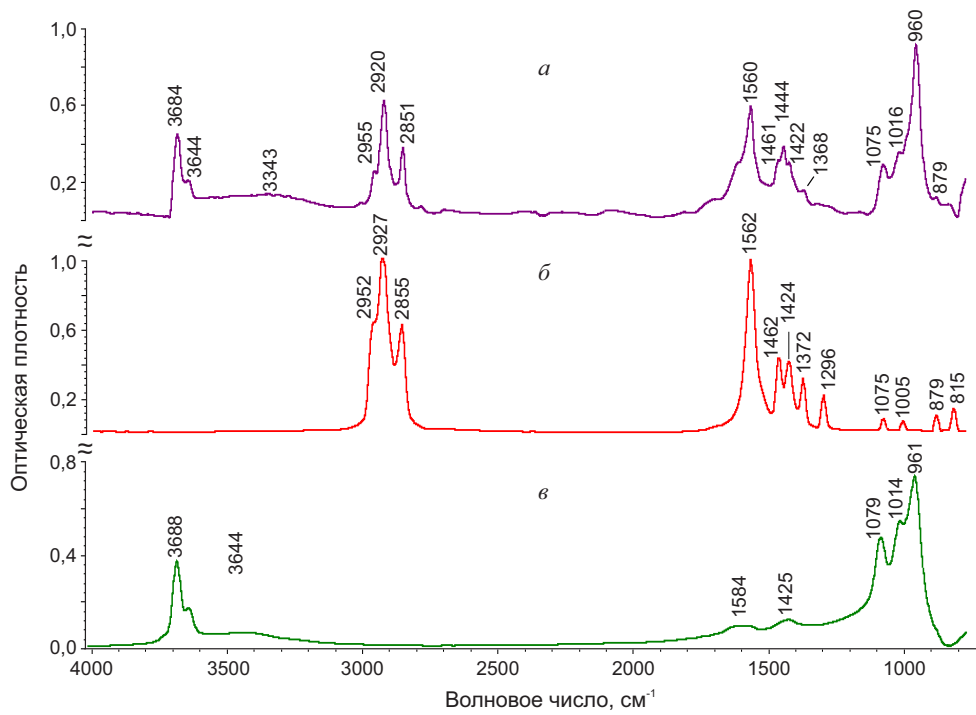


Рис. 4. РАСШИФРОВКА СОСТАВА ПРИМЕСНЫХ ФАЗ В АЛМАЗЕ ИЗ ТРУБКИ ЮБИЛЕЙНАЯ ПО ИК-СПЕКТРАМ: а – СУММАРНОМУ, б – СОЛИ ПРОПИОНОВОЙ КИСЛОТЫ, в – БРУНЬЯТЕЛЛИТА

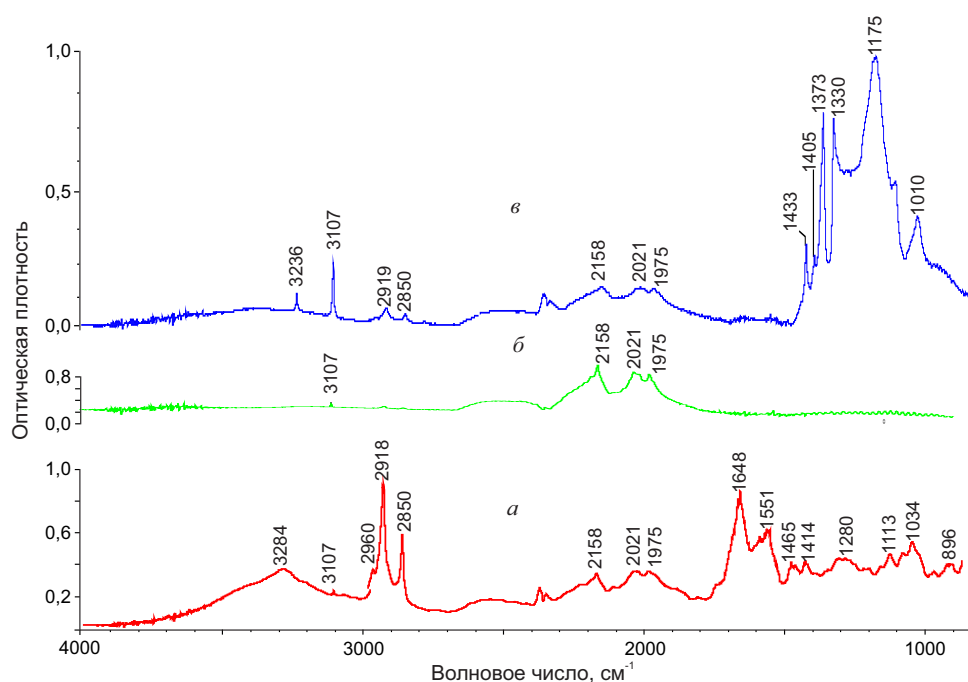


Рис. 5. ИК-СПЕКТРЫ ФРАГМЕНТОВ КРИСТАЛЛА АЛМАЗА ИЗ РОССЫПИ РАЙОНА ЖУИНА:

а – серый осколок из внешней зоны с примесью ОВ; *б* – бесцветный осколок из внешней зоны; *в* – бесцветный осколок из центральной зоны

жительная корреляция ($R^2=0,54$) (см. рис. 2, д). Концентрация структурной примеси водорода (3107) в алмазе находится в обратной линейной зависимости ($R^2=0,56$) от относительного содержания ОВ (см. рис. 2, е), что указывает на первичный характер и генетическую информативность фазовых примесей органического вещества.

Алмаз из россыпи района Жуина. Мелкие осколки образца неоднородны по цвету (от бесцветных до чёрных), прозрачности и содержанию ОВ (рис. 5). Как и в кристалле из трубки Юбилейная, присутствие ОВ в алмазе из россыпи района Жуина подтверждается наличием в ИК-спектре интенсивных полос поглощения с максимумами $\sim 2850\text{--}2920\text{ см}^{-1}$ и их характерной конфигурацией. Полосы обусловлены колебаниями групп CH_2 в алифатических структурах. Кроме того, фиксируется слабая линия $\sim 2960\text{ см}^{-1}$, которая связана с группами CH_3 в алифатических структурах. При этом, помимо фазовой примеси ОВ, отмечается фазовая примесь H_2O (полосы 3284 и 1648 см^{-1}). В целом спектры ОВ алмазов из россыпи района Жуина и трубки Юбилейная имеют сходные полосы поглощения $\sim 2960, 2920, 2850$ и 1550 см^{-1} . Однако ОВ алмаза из бразильской россыпи, судя по

набору спектральных линий и соотношению их интенсивностей, несколько отличается от ОВ алмаза якутской трубки. В алмазе из района Жуина практически отсутствуют водные карбонаты (линии 3680 и $\sim 951\text{ см}^{-1}$).

Распределение ОВ и структурных примесей азота и водорода внутри одного и того же кристалла неоднородно. Среди осколков кристалла обнаружены фрагменты «безазотного» алмаза (тип IIa), содержащие ОВ, и без него (см. рис. 5, а, б). Среди фрагментов центральной части кристалла найдены осколки без ОВ с высоким содержанием структурных примесей азота (преимущественно в В-форме) и водорода (см. рис. 5, в). В кристалле из россыпи района Жуина, как и в алмазе из трубки Юбилейная, прослеживается тенденция к взаимосвязанному распределению ОВ и водородных центров. Максимальное содержание водородных центров ($\text{H} \sim 10\text{--}20$ усл. ед.) отмечается в центральной прозрачной области кристалла с высокой концентрацией структурного азота ($N_{\text{tot}} \sim 1000$ ат. ppm). В «безазотном» фрагменте кристалла, не содержащем ОВ, концентрация водородных центров несколько ниже $\sim 3,5$ усл. ед., а во фрагменте с органикой ещё ниже $\sim 1,2$ усл. ед.

Обсуждение результатов и выводы. Обратная корреляция между содержаниями фазовых примесей органического вещества и структурной примеси водорода в изученных кристаллах указывает на первичную природу ОВ и его участие в формировании водородных центров в алмазе. Иначе говоря, водородные центры образуются за счёт расходования органического вещества. Вполне вероятно, что группировки $\text{H}>\text{C}=\text{C}<\text{H}$ или



формируются в результате окисления CH_4 по реакции (1) и взаимодействия свободных углеводородных радикалов с углеродом алмаза.

Изотопия углерода исследованных образцов свидетельствует об участии изотопно-лёгких (био-генных) органических веществ в алмазообразовании. Так, изотопный состав углерода алмаза $\delta^{13}\text{C}$, образующегося по реакции (1), определяется изотопным составом её компонентов:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{алм.}} = 0,5 \delta^{13}\text{C}_{\text{ОВ}} + 0,5 \delta^{13}\text{C}_{\text{карбонат}} \quad (2)$$

где $\delta^{13}\text{C}_{\text{ОВ}}$ – состав углерода метана в органике, $\delta^{13}\text{C}_{\text{карбонат}}$ – CO_2 в карбонате.

Если принять $\delta^{13}\text{C}$ для CH_4 равным -25‰ , что отвечает изотопному составу углерода метаморфических графитов, развитых по древней биомассе на Алданском щите [4], а для CO_2 за 0‰ (изотопный состав экзогенных карбонатов [18]), то при данных процентных соотношениях в смеси углеродсодержащих компонентов значение $\delta^{13}\text{C}$ составит около $-12,5\text{‰}$. Из этого следует, что алмаз из россыпи района Жуина, обогащённый лёгким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -22,0\text{‰}$), в соответствии с реакцией (2) образовался преимущественно за счёт биогенных углеводородов, присутствующих в избытке в среде кристаллизации. В алмазе из трубки Юбилейная ($\delta^{13}\text{C} = -9,6\text{‰}$) доля биогенного ОВ по отношению к CO_2 карбонатов была менее значительна. Это предположение подчёркивается фазовым составом включений в сопоставляемых кристаллах. В алмазе из россыпи, сформировавшемся при избытке ОВ, карбонат не обнаружен, а в алмазе из трубки включения представлены ОВ и карбонатом. Необходимо при этом заметить, что состав примесей ОВ и ассоциирующего с ним карбоната в алмазе из трубки мог трансформироваться при эпигенезе. То есть состав примесных фаз в алмазе на момент его кристаллизации, вероятнее всего, отличался от современного.

Общей чертой генезиса кристаллов является смена P - T параметров в процессе роста алмаза.

На раннем этапе кристаллизация проходила в области термодинамической стабильности алмаза, а на завершающем при – равновесии графит – алмаз. На раннем этапе углеводородный компонент реакции (1) полностью расходовался с образованием алмаза и водородных центров. На заключительном этапе роста, при снижении давления и температуры кристаллизации алмаза, имело место образование графит-алмазного агрегата с реликтами органического вещества и карбоната.

В качестве модели образования водородных центров в алмазе можно рассматривать процесс *НРТ*-облагораживания (высокие давления и температуры) тёмноокрашенных алмазов [23]. В результате этого происходит обесцвечивание кристалла за счёт превращения графита в алмаз с появлением большого количества водородных центров. Эти центры возникают за счёт многочисленных углеводородных групп, частично вошедших в структуру графита.

Итак, результаты изучения органического вещества в алмазах из кимберлитовых источников согласуются с полученными нами ранее данными по микроалмазам из метаморфических пород [11] и служат одним из аргументов в пользу участия биогенной органики в образовании кристаллов алмаза и содержащихся в них водородных центров. Эти выводы находятся в соответствии с моделями алмазообразования, связанными с погружением в земные недра древних толщ земной коры, содержащих биогенные органические вещества [1, 9].

Автор благодарит В.П.Афанасьева, В.К.Гаранина, Г.Ю.Криулину за предоставление образцов и С.Г.Кряжева за выполнение анализов изотопного состава углерода алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру кристаллов алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 46–60.
2. Газовые примеси в алмазах Якутии / З.В.Бартошинский, С.Н.Бекеша, Т.Ф.Винниченко и др. // Минерал. сборник Львовского ун-та. 1987. № 47. Вып. 1. С. 25–32.
3. Казицына Л.А., Куплетская Н.Б. Применение УФ-, ИК- и ЯМР-спектроскопии в органической химии: учебное пособие. – М.: Высшая школа, 1971.

4. Кошевой В.В., Ройзенман Ф.М. Микроорганизмы в архейских графитовых породах Алданского щита // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 6. С. 18–24.
5. Летучие компоненты в верхней мантии (по данным изучения флюидных включений) / А.А.Томиленко, А.И.Чепуров, Ю.Н.Пальянов и др. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 276–285.
6. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. – М.: МГУ, 1977.
7. Распределение структурных дефектов в алмазах из трубки им. В.П.Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) / Г.К.Хачатрян, Е.М.Веричев, В.К.Гаранин и др. // Вестн. МГУ. 2006. Сер. 4. № 6. С. 29–37.
8. Соболев Е.В., Лисовайн В.И. Примесные центры в алмазах // Тез. докл. VIII Отчетной научной конференции. Новосибирск, 1971. С. 60–61.
9. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов: монография. – М.: Наука, 2004.
10. Тальникова С.Б., Барашков Ю.П., Сворень И.М. Состав и содержание газов в алмазах эклогитового и ультраосновного парагенезиса из кимберлитовых трубок Якутии // Геохимия. 1991. № 11. С. 1586–1595.
11. Хачатрян Г.К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–42.
12. Bursill L.A., Glaisher R.W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 608–618.
13. Conversion of platelets into dislocation loops and voids in type IaB diamonds / T.Evans, I.Kiflawi, W.Luyten et al. // Proc. Roy Soc. Ser. A. London. 1995. Vol. 449. P. 295–313.
14. Haggerty S.E. Diamond genesis in a multiply model // Nature. 1986. Vol. 320. P. 34–38.
15. Kopylova M., Navon O., Dubrovinsky L., Khachatryan G. Carbonatitic mineralogy of natural diamond-forming fluids // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 291. № 1–4. P. 126–137.
16. Melton C.E., Giardini A.A. The nature and significance of occluded fluids in tree Indian diamonds // Amer. Miner. 1981. Vol. 66. № 7–8. P. 746–750.
17. Melton C.E., Salotti C.A., Giardini A.A. The observation of nitrogen, carbon dioxide, methane and argon as impurities in natural diamonds // Amer. Miner. 1972. Vol. 57. № 9–10. P. 1518–1523.
18. Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precambrian Res. 1975. Vol. 2. P. 1–69.
19. Sharp W.E. A plate tectonic origin for diamond-bearing kimberlites // Earth Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 21. P. 351–354.
20. Smith E.M., Kopylova M.G., Frezzotti M.L., Afanasiev V.P. N-rich fluid inclusions in octahedrally-grown diamond // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 393. P. 39–48.
21. Taylor W.R., Canil D., Milledge H.J. Kinetics of Ib to IaA nitrogen aggregation in diamonds // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 4725–4733.
22. Taylor W.R., Milledge H.J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr. Novosibirsk, 1995. P. 620–622.
23. Vins V.G., Kononov O.V. A model of HPHT color enhancement mechanism in natural gray diamonds // Diamond and Related Materials. March–July 2003. Vol. 12. Issues 3–7. P. 542–545.
24. Woods G.S., Collins A.T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // J. Phys. Chem. Solids. 1983. Vol. 44. № 5. P. 471–475.

ORGANIC MATTER IN DIAMONDS FROM KIMBERLITE SOURCES: GENETIC INFORMATION CONTENT

G.K.Khachatryan

Impurities of organic matter in diamond crystals from kimberlite sources were found and studied by infrared spectroscopy. Inverse correlation between organic matter content and hydrogen structural impurity in crystals was established. These data combined with relatively light isotope carbon composition of the studied diamonds support the conclusion on participation of the old primarily biogenic matter, submerged deep into the Earth, in the formation of diamond and its hydrogen centers.

Keywords: diamond, structural impurities, nitrogen, hydrogen centers, organic matter, infrared spectroscopy.



Поздравляем с юбилеем

Исполнилось 100 лет **Владимиру Сергеевичу Щукину**, столяру ремонтно-строительного цеха ЦНИГРИ (1954–1985 гг.), участнику советско-финской войны, ветерану Великой Отечественной войны, участнику обороны Ленинграда, ветерану ЦНИГРИ.

В.С.Щукин родился 25 июля 1917 г. в селе Клетки Кировского района Калининской области. В 1939 г. окончил Автомеханический рабфак при заводе ЗИС, получив профессию «модельщик».

В 1939 г. призван Московским РВК на срочную службу. С 01.12.1939 по 12.03.1940 гг. участвовал в Финской кампании, с 22.06.1941 г. до первого ранения 05.08.1941 г. воевал на Ленинградском фронте.

После излечения в звании лейтенанта командовал взводом разведки артиллерийской батареи, был начальником разведки артиллерийского дивизиона и артиллерийского полка 230-й стрелковой Сталинской дивизии 9-го стрелкового Краснознамённого корпуса, с 01.09.1943 по 01.09.1944 гг. воевал на 4-м и 3-м Украинских фронтах. Здесь в полную силу проявились его способности по обнаружению огневых средств противника, быстрому и точному определению их координат, а затем подавлению и уничтожению скорректированным огнём нашей артиллерии, расположенной на закрытых от визуального наблюдения врагом позициях. За мужество и героизм был награждён орденами Красной звезды, Отечественной войны II-й и I-й степеней.

После второго ранения и излечения с 01.11.1944 по 05.05.1945 гг. В.С.Щукин воевал на Белорусском фронте, где также показал себя опытным начальником разведки дивизиона в управлении огнём артиллерии с командно-наблюдательных пунктов при изгнании немецко-фашистских захватчиков с территории СССР, освобождении Польши, разгроме группировок противника в Германии и при взятии Берлина. За боевые заслуги был удостоен ордена Александра Невского. Закончил войну в звании старшего лейтенанта.

Поздравляем Владимира Сергеевича Щукина с юбилеем, от всей души желаем ему здоровья и благополучия.



Дирекция
Профком

Совет «Ветеран-геологоразведчик ФГУП ЦНИГРИ»





1 августа 2017 г. исполнилось 85 лет **Анатолию Алексеевичу Сидорову** – члену-корреспонденту РАН, заслуженному деятелю науки, доктору геолого-минералогических наук, профессору, главному научному сотруднику лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН.

После окончания в 1953 г. геологоразведочного факультета Иркутского горно-металлургического (сейчас политехнического) института в течение пяти лет работал начальником поисковой партии Чаунского РайГРУ (Певек, Чукотка). В 1955–1959 гг. открыл ряд вулканогенных золото-серебряных месторождений и рудопроявлений. Оруденение данного типа не было изучено и оценено в пределах Северо-Востока России. Поэтому все работы периода 1955–1978 гг. – производственные отчёты, публикации, в том числе две монографии («Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки», 1966; «Золото-серебряная формация Восточно-Азиатских вулканогенных поясов», 1978) – были пионерными. По результатам этих работ в 1965 г. защитил кандидатскую диссертацию, в 1973 г. – докторскую.

В дальнейшем при активном участии А.А.Сидорова были разработаны новые концепции «докембрийских праформаций», «полных и редуцированных рудноформационных рядов», показано родство и особенности источников минерального вещества месторождений разных минеральных типов в пределах каждого рудно-формационного ряда, выявлены закономерности прогрессивной реювенации оруденения регионального масштаба. Концепции апробированы и развиты в монографиях: «Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения», 1998; «Золоторудные гиганты России и мира» (в соавторстве с М.М.Константиновым, Е.М.Некрасовым, С.Ф.Стружковым), 2000; «Уникальный золоторудный район Чукотки» (в соавторстве с А.В.Волковым), 2001; «Геология месторождений серебра» (в соавторстве с М.М.Константиновым, А.В.Костиним), 2003; «Месторождения золота и серебра Чукотки» (в соавторстве с А.В.Волковым, В.И. Гончаровым), 2006; «Рудноформационный анализ», 2011; «Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации», (в соавторстве с В.И.Старостиним, А.В.Волковым), 2014. Общее число публикаций А.А.Сидорова более 400, включая 17 монографий (13 из них в соавторстве) и 15 статей в зарубежных изданиях.

В 1971 г. А.А.Сидоров участвовал в организации лаборатории геологии благородных металлов СВКНИИ ДВНЦ АН СССР в г. Магадан, заведующим которой проработал восемь лет. В этот период руководил исследованиями основных золото-серебряных месторождений Карамкен и Дукач в Магаданской области. В 1980 г. участвовал в организации отдела геологии золота Востока СССР в ЦНИГРИ Мингео СССР в г. Москва, затем по конкурсу был избран заведующим этого отдела. Возглавлял научно-производственную группу Мингео СССР по изучению и разведке крупнейшего месторождения золота Чукотки – Майское. С 1985 по 1993 гг., будучи директором СВКНИИ, создал Северо-Восточный научный центр ДВО РАН, председателем которого был избран в 1990 г. Был руководителем народных университетов общества «Знание» Советского района г. Москва (1983–1984 гг.) и председателем Северо-Восточного отделения Всесоюзного минералогического общества (1985–1993 гг.), а также членом редколлегии журналов «Колыма», «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР», «Тихоокеанская геология». В настоящее время – зам. главного редактора журнала «Вулканология и сейсмология», член редколлегии журналов «Тихоокеанская геология» и «Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН».

На основе изучения металлоносности вулканогенных поясов и их оснований А.А.Сидоровым разработана новая концепция рудно-формационного анализа, имеющая большое теоретическое и практическое значение. Вслед за В.В.Аверьевым (1966 г.) гидротермальная деятельность в ряде работ рас

смотрена им как особая форма вулканизма, завершающаяся базальтоидным магматизмом. Совместно с В.Ф.Белым (2002 г.) показаны возможности применения методов актуализма в палеовулканологии.

А.А.Сидоров – член национального комитета Тихоокеанской научной ассоциации, Международной ассоциации по генезису рудных месторождений, заслуженный деятель науки РСФСР (1991 г.), лауреат премии имени академика В.А.Обручева за 1990 г., Отличник разведки недр (1982 г.). Отмечен грамотами Президиума РАН и губернатора Магаданской области, награждён значком ЦК ВЛКСМ «Молодому передовику производства» (1957 г.), медалями «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина» (1970 г.), «За трудовую доблесть» (1971 г.), орденом «Знак Почёта» по представлению Мингео СССР за открытие и исследование золото-серебряного оруденения нового типа (1973 г.), медалями «Ветеран труда» (1985 г.), «В память 850-летия Москвы» (1997 г.).

Поздравляем Анатолия Алексеевича Сидорова с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, благополучия, активного долголетия, новых научных побед.

3 августа 2017 г. исполнилось 70 лет заведующему лабораторией геотехнологии и биотехнологии руд цветных и благородных металлов отдела обогащения минерального сырья, кандидату технических наук **Дмитрию Хаксуновичу Киму**.

По окончании Московского института стали и сплавов, аспирантуры на кафедре «Обогащение полезных ископаемых» и защиты диссертации в 1973 г. Д.Х.Ким работал (1973–1981 гг.) во ФГУП ЦНИГРИ в должности младшего, затем старшего научного сотрудника в отделе обогащения минерального сырья. Проявил себя квалифицированным специалистом в области обогащения полиметаллических руд и бактериального выщелачивания золотосодержащих концентратов.

В 1981–1986 гг. Д.Х.Ким продолжил трудовую деятельность во ВНИИ-1 в г. Магадан, где занимался разработкой и совершенствованием технологии обогащения золото-серебряных руд на Омсукчанской ЗИФ Дукатского ГОКа, внедрением в практику обогащения новых процессов и реагентов. В 1986 г. был приглашён на Омсукчанскую ЗИФ на должность главного обогатителя, на которой проработал два года.

После возвращения в Москву работал в ЦНИИцветмет экономики и информации, вначале в должности старшего научного сотрудника, затем заведующего сектором прогнозирования развития цветной металлургии РФ. Был основным исполнителем работ по схеме размещения и развития цветной металлургии, анализу и прогнозу развития мирового, стран СНГ и российского рынков по основным цветным металлам и минеральному сырью, разработке стратегии развития цветной металлургии на период до 2010 г.

В ЦНИГРИ в отдел обогащения минерального сырья Д.Х.Ким вернулся в 2005 г. высококвалифицированным специалистом, обладающим глубокими теоретическими знаниями и большим практическим опытом. В 2007 г. назначен на должность заведующего лабораторией геотехнологии и биотехнологии руд цветных и благородных металлов.

Д.Х.Ким – автор более 80 публикаций, многочисленных отчётов. Имеет три изобретения, является членом секции технологии и аналитики Учёного Совета ЦНИГРИ, членом научно-методического совета отдела обогащения минерального сырья.

Д.Х.Ким уделяет большое внимание воспитанию молодых специалистов, пользуется заслуженным уважением в коллективе.

Поздравляем Дмитрия Хаксуновича Кима с юбилеем, желаем здоровья, счастья, благополучия, дальнейших творческих успехов.





6 сентября 2017 г. исполнилось 75 лет ведущему научному сотруднику, специалисту в области геологии и разведки рудных и россыпных месторождений благородных и цветных металлов, кандидату геолого-минералогических наук **Вячеславу Степановичу Шаповалову**.

После окончания в 1966 г. Московского геологоразведочного института им. С.Орджоникидзе В.С.Шаповалов трудился в Центральной геолого-геофизической экспедиции СВГУ Мингео СССР сначала на геосъёмке (м-ба 1:200 000), затем на разведке Карамкенского золото-серебряного месторождения.

Начало его научной деятельности связано с работой в лаборатории рудных месторождений СВКНИИ (1968–1975 гг.), где объектами его изучения были золото-серебряные вулканогенные месторождения ОЧВП, золото-редкометалльные месторождения Яно-Колымского пояса и медно-молибден-порфировое оруденение Западной Чукотки. Результаты исследования последнего легли в основу кандидатской диссертации «Вещественный состав и условия формирования золото-серебряного и медно-молибденового оруденения Баимского района (Западная Чукотка)», защищённой в 1985 г.

На протяжении последующих 25 лет В.С.Шаповалов занимался проблемой техногенных россыпей золота в ГУ ОСВЗ и ВНИИ-1. Одна из обобщающих публикаций «Техногенные россыпи золота Северо-Востока: особенности формирования, строения и состава» вошла в учебный курс МГРИ. В 2001 г. для Магаданского геолкома им выполнена большая работа «Оценка остаточных ресурсов россыпной золотодобычи на отработанных площадях Магаданской области». Десять лет он преподавал геоэкологию на инженерно-геологическом факультете Северного Международного университета.

С 2001 г. В.С.Шаповалов руководил музеем естественной истории СВКНИИ и параллельно проводил научные исследования. В 2004 г. им был подготовлен раздел «Текстуры руд» по теме «Металлогения окраинно-континентальных поясов и перивулканических зон Северо-Востока Азии», в 2005 г. – раздел по медно-молибден-порфировому оруденению Западной Чукотки для монографии ИГЕМ «Крупные и сверхкрупные месторождения Северо-Востока Азии: закономерности размещения и условия образования».

С 2007 г. В.С.Шаповалов работает в ФГУП ЦНИГРИ. В отделе конъюнктуры минерального сырья в должности старшего научного сотрудника он изучал вопросы геолого-экономической оценки, апробации и мониторинга прогнозных ресурсов цветных и благородных металлов РФ по базовым проектам НИР МПР. Основными направлениями в работе являлись отслеживание и анализ минерально-сырьевой базы меди, участие в пообъектной экспертизе материалов, представленных к апробации прогнозных ресурсов меди и других металлов, ведении базы геолого-экономической информации, включая Кадастр прогнозных ресурсов меди РФ. Наряду с основными исследованиями, в 2011–2012 гг. участвовал в подготовке новой редакции методических рекомендаций по оценке и разведке техногенных россыпей золота.

В настоящее время трудится в отделе анализа состояния и развития МСБ и апробации прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Подготавливает информационно-аналитические материалы к реализации мероприятий по развитию и использованию МСБ России, принимает участие в экспертной оценке, переоценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных (золото, серебро, МПГ) и цветных (медь, свинец, цинк, никель, кобальт) металлов.

В.С.Шаповалов – автор более 100 научных трудов, в том числе более 70 опубликованных. Является Ветераном труда, Почётным донором СССР, входит в Совет ветеранов-геологоразведчиков ЦНИГРИ.

Поздравляем Вячеслава Степановича Шаповалова с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, творческих достижений, благополучия, личного счастья.

Учёный совет ЦНИГРИ, редколлегия журнала

ФОРУМ НА БАЙКАЛЕ

*Приглашаем недропользователей,
изготовителей и поставщиков горного
и металлургического оборудования*



Ежегодное технико-экономическое совещание по добыче и переработке драгоценных и редких металлов и алмазов «НЕДРА СИБИРИ 2017»

Дата: 5–6 декабря 2017 г.

Место проведения: г. Иркутск, бул. Гагарина, д. 44,
конференц-зал отеля «Иркутск»

Организатор: АО «Иргиредмет»

Ключевые темы совещания:

- Сырьевая база предприятий. Переоценка балансовых запасов и техногенных образований
- Отработка месторождений. Технологический регламент и проектирование предприятий
- Строительство, ввод в эксплуатацию, достижение проектных показателей горнодобывающих объектов
- Обеспеченность предприятий запасными частями и быстрорасходными материалами
- Практика сотрудничества хозяйственных объектов и администрации субъектов РФ
- Банковские продукты для горных предприятий

**Приглашаем недропользователей, изготовителей и поставщиков
горного и металлургического оборудования**

Заявку на участие можно скачать на сайте АО «Иргиредмет»:
<http://www.irgiredmet.ru/nedra-sibiri/>

Заполненные анкеты просьба отправлять на электронную почту: lums@irgiredmet.com

Будем рады ответить на ваши вопросы по телефону:
8 (3952) 728–729, доб. номер 9135



ФГУП ЦНИГРИ с глубоким прискорбием извещает, что 19 июля с. г. на 78-м году жизни после тяжёлой болезни скончался **Ручкин Георгий Владимирович** – доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАЕН, Кавалер ордена «Знак Почёта», Почётный разведчик недр, Ветеран труда.

Г.В.Ручкин работал в ЦНИГРИ с 1972 г. старшим научным сотрудником, заведующим отделом металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов, заместителем директора, в последнее время был главным научным сотрудником. С 1983 по 1987 гг. был директором ДВИМС, с 1987 по 1989 гг. – директором ВИЭМС.

Г.В.Ручкин – известный учёный в области металлогении и геологии рудных месторождений. Он внёс значительный вклад в разработку методики прогноза, поисков и оценки месторождений цветных металлов и золота. При его участии определены прогнозные ресурсы цветных металлов в Прибайкалье и Юго-Восточной Якутии, выработаны основные направления геологоразведочных работ по развитию минерально-сырьевой

базы олова в Приамурье, свинца и цинка в Бурятии, Узбекистане. Большой вклад внёс в изучение и подсчёт запасов уникального, одного из крупнейших в мире Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Бурятия), в оценку свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах Сардана (Якутия) и Павловское (Архангельская область). Под руководством Г.В.Ручкина выполнены металлогенические исследования, посвящённые комплексной оценке рудоносности осадочных бассейнов, закономерностям формирования и размещения месторождений цветных и благородных металлов в Карелии, Забайкалье, на Дальнем Востоке, Украине. Существенный вклад внёс в изучение и оценку перспектив металлоносности черносланцевых комплексов различных районов РФ.

В последние годы жизни участвовал в исследованиях в сфере системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны, а также в разработке нормативно-методических документов, используемых в системе МПР России при геологоразведочных работах на твёрдые полезные ископаемые.

Г.В.Ручкин – лауреат премий Правительства РФ 2000 года (за комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности РФ) и 2008 года (за создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов РФ).

Г.В.Ручкин вёл большую научно-организационную работу, будучи членом ряда Учёных и Научно-методических советов отрасли, главным редактором и заместителем главного редактора журнала «Отечественная геология», членом редколлегии журнала «Руды и металлы». Активно участвовал в международном геологическом сотрудничестве. Неоднократно выступал с докладами на международных геологических конгрессах и симпозиумах.

Благожелательность, требовательность, огромное трудолюбие снискали Г.В.Ручкину глубокое и искреннее уважение коллектива ЦНИГРИ.

Светлая память о Георгии Владимировиче Ручкине навсегда останется в сердцах сотрудников нашего института.

*Дирекция ЦНИГРИ
Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

5 августа 2017 г. при проведении полевых геологических работ скоропостижно скончался заведующий кафедрой общей геологии и геокартирования МГРИ-РГГРУ им. С.Орджоникидзе, выдающийся учёный, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный работник высшей школы Российской Федерации, Почётный разведчик недр **Корсаков Анатолий Константинович**.

Вся жизнь Анатолия Константиновича была неразрывно связана с геологией. После окончания в 1976 г. геологоразведочного факультета МГРИ по специальности «Разведка месторождений редких и радиоактивных элементов» работал младшим научным сотрудником НИСа института.

В 1983 г. защитил кандидатскую диссертацию. Работал на кафедре геохимии, минералогии и геологии редких и радиоактивных элементов. В 1987 г. получил профессорское звание по кафедре общей геологии и геокартирования, которой в дальнейшем руководил до своего последнего дня. В 2000 г. защитил докторскую диссертацию по теме «Тектонические условия формирования и металлогенические особенности зеленокаменных поясов».

С 2005 г. начался новый, административный, этап деятельности А.К.Корсакова: его назначают проректором по научной работе, а в 2007 г. выбирают ректором МГРИ-РГГРУ. В 2009 г. после ухода с ректорского поста он возвращается на кафедру общей геологии и полностью погружается в научно-педагогическую работу. В нём счастливо сочетались таланты геолога-практика, учёного и педагога. Лекции, практические занятия, работу с аспирантами и студентами-дипломниками, научное руководство подмосковной геологической учебной практикой, работу в редколлегиях нескольких научных журналов и ВАК он рационально совмещал с большой научно-практической деятельностью по изучению зеленокаменных поясов России и мира, полевыми экспедициями и научными экскурсиями.

Около 100 научных публикаций, включая три учебника, пять методических пособий и три монографии, отражают его научный вклад в геологию. Сотни студентов, десятки аспирантов получили из его рук путёвки в «большую» геологию.

Коллеги по работе ценили А.К.Корсакова за высокий профессионализм и преданность выбранной профессии, педагогический талант, энциклопедические знания, активную жизненную позицию, честность и открытость, простоту и доступность в общении. Таким он и останется в памяти близких, друзей, коллег по геологическому «цеху».



*Учёный совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Коллеги
Друзья*

Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*

Вёрстка и оригинал-макет: *А.С.Рязанцева*

Фото на обложке (пирит): https://mycrystalpedia.files.wordpress.com/2012/09/pyrite_crystalpedia.jpg

Подписано в печать 08.09.17 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать цифровая

Отпечатано в ФГУП ЦНИГРИ: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГУП ЦНИГРИ

Телефон: 8 (495) 315-28-47

Факс: 8 (495) 315-43-47

E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Сайт: www.tsnigri.ru/rudy_metally

Подписной индекс 47218

© «Руды и металлы», 2017