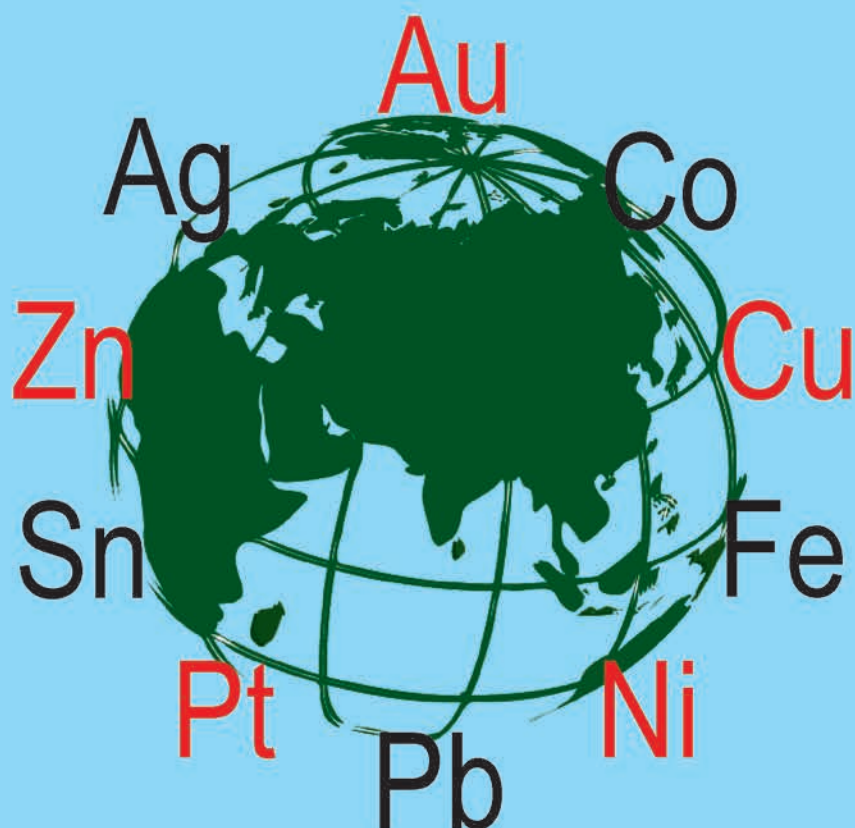




ЦНИИГРИ

И РУДЫ и МЕТАЛЛЫ

научно-технический журнал



2/2015

И РУДЫ МЕТАЛЛЫ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД
ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

2/2015

Главный редактор Б.К.Михайлов

Заместитель главного редактора А.И.Иванов
Заместитель главного редактора В.С.Жаркова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Б.И.Беневольский
В.И.Ваганов
С.С.Вартанян
А.М.Вахрушев
А.В.Волков
Ю.К.Голубев
В.С.Звездов
П.А.Игнатов
С.Г.Кряжев
В.В.Кузнецов
Д.А.Куликов
Г.А.Машковцев
И.Ф.Мигачев
Г.В.Ручкин
Г.В.Седельникова
И.Г.Спиридонов



УЧРЕДИТЕЛЬ

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

Издается при участии Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2015

Руды и металлы

№ 2 – 2015

ISSN 0869–5997

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

Журнал по решению ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации включен в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора и кандидата наук»

Редакция: *Г.В.Вавилова, В.С.Жаркова*

Верстка и оригинал-макет: *Т.В.Лукина*

Подписано в печать 01.06.15 г. Формат 30×42 1/2. Бумага листовая. Печать офсетная.

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

Адрес редакции:

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

Телефоны: 8 (495) 315-06-29, 8 (495) 315-28-47

Факс: 8 (495) 315-43-47

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

Web: <http://www.tsnigri.ru/?q=node/24>

Сайт Научной Электронной Библиотеки: <http://elibrary.ru>

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

- Данилова Ю.В., Савельева В.Б., Данилов Б.С., Шумилова Т.Г.*
Углеродное вещество и сопутствующая рудная минерализация
апокарбонатных метасоматитов зоны Тункинского разлома, Восточный Саян 5
- Мельников А.В., Степанов В.А., Бабичев И.В.*
Иликано-Унахинский рудно-россыпной узел Приамурской провинции: геологическое
строение, золотоносность, перспективы выявления месторождений 20
- Юричев А.Н.*
Акцессорные сульфиды из реститовых ультрамафитов 29

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Ермакова Ю.В., Куторгин В.И.*
Оценка достоверности разведочных работ на россыпном месторождении
платины в нижнем течении р. Уоргалан 36
- Миляев С.А.*
Опыт литохимических поисков полиметаллических месторождений 45
- Филиппов В.А., Кutowой А.К., Рябинин В.Ф.*
Новая находка сульфидов меди в зильмердакской свите неопротерозоя
на западном склоне Южного Урала 50

ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПРОГНОЗЕ, ПОИСКЕ И ОЦЕНКЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

- Шевырев С.Л.*
О новых возможностях крупномасштабной прогнозной оценки паттернов
дистанционного изображения на примере Нижнетаежного рудного узла, Приморье 56

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

- Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С.*
Технологические свойства тяжелой фракции кимберлитовых руд и алмазов
в отвальных хвостах обогащения 67

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

- Августинчик И.А.*
Ежегодное собрание Германского минералогического общества «Deutsche
Mineralogische Gesellschaft», 21–24 сентября 2014 г., г. Йена, Германия 75

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

- А.М.Гаврилова 80

ПАМЯТИ

Б.П.Макарова

APPLIED METALLOGENY

<i>Danilova Yu.V., Savelyeva V.B., Danilov B.S., Shumilova T.G.</i> Carbonaceous substance and associated ore mineralization in apocarbonate metasomatites in the Tunkinsk Fault Zone, East Sayan.....	5
<i>Melnikov A.V., Stepanov V.A., Babichev I.V.</i> The Ilikan-Unakhinsk ore-placer cluster, Amur province: geology, gold prospectivity and future views	20
<i>Yurichev A.N.</i> Accessory sulfides from restitic ultramafits.....	29

EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

<i>Ermakova Yu.V., Kutorgin V.I.</i> Lower Uorgalan platinum placer: estimating the exploration reliability	36
<i>Milyaev S.A.</i> Practice of geochemical exploration for polymetallic deposits.....	45
<i>Philippov V.A., Kutovoy A.K., Ryabinin V.F.</i> New find of copper sulfides in a Neoproterozoic Zilmerdak Suite, west slope of the South Urals.....	50

MINERAL DEPOSITS: PREDICTION AND EVALUATION USING IT

<i>Shevyrev S.L.</i> On the possibilities for large scale prospective analysis of remote sensing patterns of mineralized objects (as exemplified by Nizhnetazhny ore cluster, Primorsky Krai).....	56
--	----

MINING AND EXPLORATION TECHNIQUES AND TECHNOLOGIES

<i>Chanturiya V.A., Dvoychenkova G.P., Kovalchuk O.E., Timofeev A.S.</i> Indicator minerals of diamondiferous kimberlite in concentrator tailings: technological properties	67
---	----

NEWS, INFORMATION

<i>Avgustinczyk I.A.</i> Annual meeting of German mineralogical society «Deutsche Mineralogische Gesellschaft», 21–24 september 2014, Jena, Germany	75
---	----

OUR CONGRATULATIONS

A.M.Gavrilov.....	80
-------------------	----

IN MEMORIAM

B.P.Makarov.

УГЛЕРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО И СОПУТСТВУЮЩАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АПОКАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗОНЫ ТУНКИНСКОГО РАЗЛОМА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Ю.В.Данилова

ФГБУН Институт земной коры СО РАН

В.Б.Савельева

ФГБУН Институт земной коры СО РАН

Б.С.Данилов

ФГБУН Институт земной коры СО РАН

Т.Г.Шумилова

ФГБУН Институт геологии Коми НЦ УрО РАН

Приводятся данные о формировании углеродизированных пород в зоне Тункинского разлома при взаимодействии глубинных флюидов с карбонатными породами толтинской свиты в юго-восточной части Тункинских гольцов (Восточный Саян, Бурятия). Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ в графите варьирует от -14,9 до -6,9‰. В парагенезисе с углеродным веществом обычен кварц, реже присутствуют мусковит и фенгит. Акцессорные минералы представлены фторапатитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, рутилом, цирконом, гидроксидами железа, баритом, паризитом, уранинитом. Углеродистые образования по сравнению с вмещающими породами обогащены $\text{C}_{\text{элемент}}$, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , P_2O_5 , в меньшей мере F , $\text{S}_{\text{общ}}$, Na_2O , TiO_2 , а также Ba , Mo , W , Zr , Hf , Nb , Th , U , Y , PЗЭ , Ni , Cu , Sc , V , Cr , Rb , Co . Приуроченность к протяженной зоне разлома, отсутствие непосредственной связи с магматическими телами, а также геохимические особенности служат основанием для отнесения углеродисто-кварцевых метасоматических пород Тункинского разлома к производным глубинных восстановленных флюидных систем.

Ключевые слова: углеродное вещество, окварцевание, флюидные системы, минерализация, геохимия, Тункинский разлом.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал, свидетельствующий об участии восстановленных высокоуглеродистых флюидов в эндогенных процессах, протекающих в земной коре. Подтверждением служит присутствие углеводородов, графитов и других углеродных веществ в составе флюидных включений, в породах и рудах [7, 11, 12, 19, 25, 35, 36, 40, 42]. Углеродистые образования зон смятия и глубинных разломов, впервые выделенные как самостоятельный тип пород – углеродистые мета-

соматиты – П.Ф.Иванкиным и Н.И.Назаровой [18, 27], представляют значительный интерес для изучения, поскольку являются следствием активного участия восстановленного флюида в процессах минерало- и рудообразования в зонах повышенной проницаемости. Рудоносные углеродистые породы обнаружены в Приморье [13, 39], Восточном Саяне [8, 33], Узбекистане [30], Северном Казахстане [23], Прибайкалье [31]. В зависимости от термодинамических условий, при которых происходило отложение углерода, угле-

родное вещество в породах представлено графитом или другими кристаллическими или рентгеноаморфными формами. Данные по геохимии углеродистых пород показывают, что по сравнению с исходными необуглероженными они обогащены Au, Pt, Pd, Co, Ni, Cr, Cu, Ti, Zn, Sc, V, S, а также Nb, Zr, Sr, Ba, Y, Nd, La и т.д. [13, 21, 23], что позволяет предполагать перенос перечисленных элементов восстановленным флюидом. Однако источник углерода в известных проявлениях углеродистого метасоматоза остается дискуссионным. Результаты изотопных исследований в одних случаях указывают на вероятное отложение самородного углерода из мантийного восстановленного флюида, проникающего в земную кору по зонам глубинных разломов [22, 31, 38], в других – на коровый источник углерода, т.е. переотложение органического вещества, изначально содержащегося в осадках, в зонах смятия при участии восстановленных флюидов [1, 29, 30]. В работах последних лет все чаще рассматривается смешанный источник углерода [16, 39].

Несмотря на более чем двадцатилетнюю историю изучения эндогенных углеродистых образований, типизация этих пород по петрографическому и химическому составам разработана слабо, по-прежнему недостаточно охарактеризованы процессы, связанные с углеродизацией, их стадийность, эволюция, геохимия. Полученные авторами результаты изучения углеродизированных пород, приуроченных к Тункинскому разлому, главными поставщиками углерода в них позволяют считать глубинные флюидные потоки, а основным химическим процессом – восстановленный метасоматоз.

Геологическое строение района. Тункинские гольцы являются частью хребта Восточный Саян. Слагающие их образования относятся к раннепалеозойскому Тункинскому террейну, входящему в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса [2, 9]. Геологическое строение Тункинских гольцов характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в результате коллизии Тувино-Монгольского микроконтинента с Сибирским континентом в ордовике [15] и последующих позднекаменноугольных – раннепермских интенсивных деформаций [5]. Юго-восточная часть Тункинских гольцов

сложена тремя структурно-вещественными комплексами – автохтонным, аллохтонным и неавтохтонным [4]. Автохтонный (V–S(?)) представлен терригенной верхнешумакской и карбонатной арашейской свитами; аллохтонный (C(?)-S) – терригенными, карбонатно-терригенными и вулканогенными породами уртагольской и вышележащими существенно карбонатными образованиями толтинской свит. М.М.Бусловым [5] строение юго-восточной части Тункинских гольцов интерпретируется как два пакета тектонических пластин, образующих антиформную структуру с падением поверхностей надвигов в южном и северном направлениях. Автохтонный и аллохтонный комплексы прорываются породами Тункинского массива и совместно с ними перекрыты груботерригенными красноцветными отложениями сагансайрской свиты неавтохтонного структурно-вещественного комплекса [4]. В составе Тункинского массива преобладают субщелочные граниты и граносиениты, в резко подчиненном количестве присутствуют сиениты и габброиды. Возраст сиенитов, определенный U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II, верховья р. Толта), составляет $493,7 \pm 2,5$ млн лет [32].

Тункинский разлом, опережающий по отношению к Главному Саянскому разлому, отделяет Тункинские гольцы от одноименной кайнозойской впадины (рис. 1). В рельефе он выражен сбросом. При геологическом картировании установлено, что зона разлома трассируется сравнительно узкой (до 1 км) полосой катаклазированных и милонитизированных пород, протягивающейся в субширотном и юго-западном направлениях вдоль подножия Тункинских гольцов. Углеродизация в зоне Тункинского разлома прослежена на участке протяженностью ~12 км от долины р. Толта до долины руч. Артемьева. Непосредственно выходы углеродистых образований можно наблюдать только в крутых бортах рек и ручьев, участки между ними сильно задернованы. Зона окварцевания по данным геологической съемки протягивается далее в юго-западном направлении на расстояние до 20 км (см. рис. 1). На всех изученных участках углеродизация проявлена в катаклазированных и милонитизированных карбонатных породах толтинской свиты. Карбонатные породы сложены как известковы-



ми, так и доломитовыми разностями, нередко кальцит и доломит присутствуют совместно. Иногда среди карбонатных пород отмечаются тонкие прослои кварц-плагиоклаз-биотит-мусковит-кальцит-хлоритовых сланцев (метапелитов).

Углеродизированные породы слагают узкие (5–10 м) жилообразные тела с падением в южных румбах под углом 65–75°, состоящие обычно из серий субпараллельных ветвящихся жил и прожилков мощностью от нескольких миллиметров до нескольких дециметров. Жильная углеродизация отчетливо выделяется на фоне светлоокрашенных массивных вмещающих карбонатных пород. В последних обычно проявлен катаклиз, сопровождающийся на отдельных участках окварцеванием, отмечаются также тонкие прожилки углеродисто-кварцевого состава. В породах из зон милонитизации и катаклаза углеродное вещество образует примазки на плоскостях скольжения или небольшие скопления в замках микроскладок. На одних участках (р. Армьяева) наблюдается усиление окварцевания в центре зон углеродизации с одновременным уменьшением интенсивности обуглероживания, на других (р. Бугатай) среди углеродизированных катаклази-

тов и милонититов согласно с ними залегают сильно обохренные кварцевые жилы мощностью до 2 м. Реликты неизмененных известняков и доломитов среди черных милонитов иногда содержат обильную мелкую вкрапленность сульфидов. Углеродизированные милониты прорываются жилами базальтов кайнозойского возраста.

Методы исследования. Состав минералов определен с помощью электронных сканирующих микроскопов LEO-1430 VP с энергодисперсионным анализатором JNCAEnergy-300 (Бурятский геологический институт, г. Улан-Удэ) и JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром ISIS Link (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

Породы анализировались в лабораториях Аналитического центра Института земной коры СО РАН и Центра коллективного пользования Иркутского НЦ СО РАН. Содержания петрогенных компонентов, $S_{\text{эле}}м$ и F определялись химическим методом, редких элементов – спектральным, рентгенофлуоресцентным и ICP-MS методами. Термический анализ выполнен на дериватографе Q 1500 D в Аналитическом центре Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

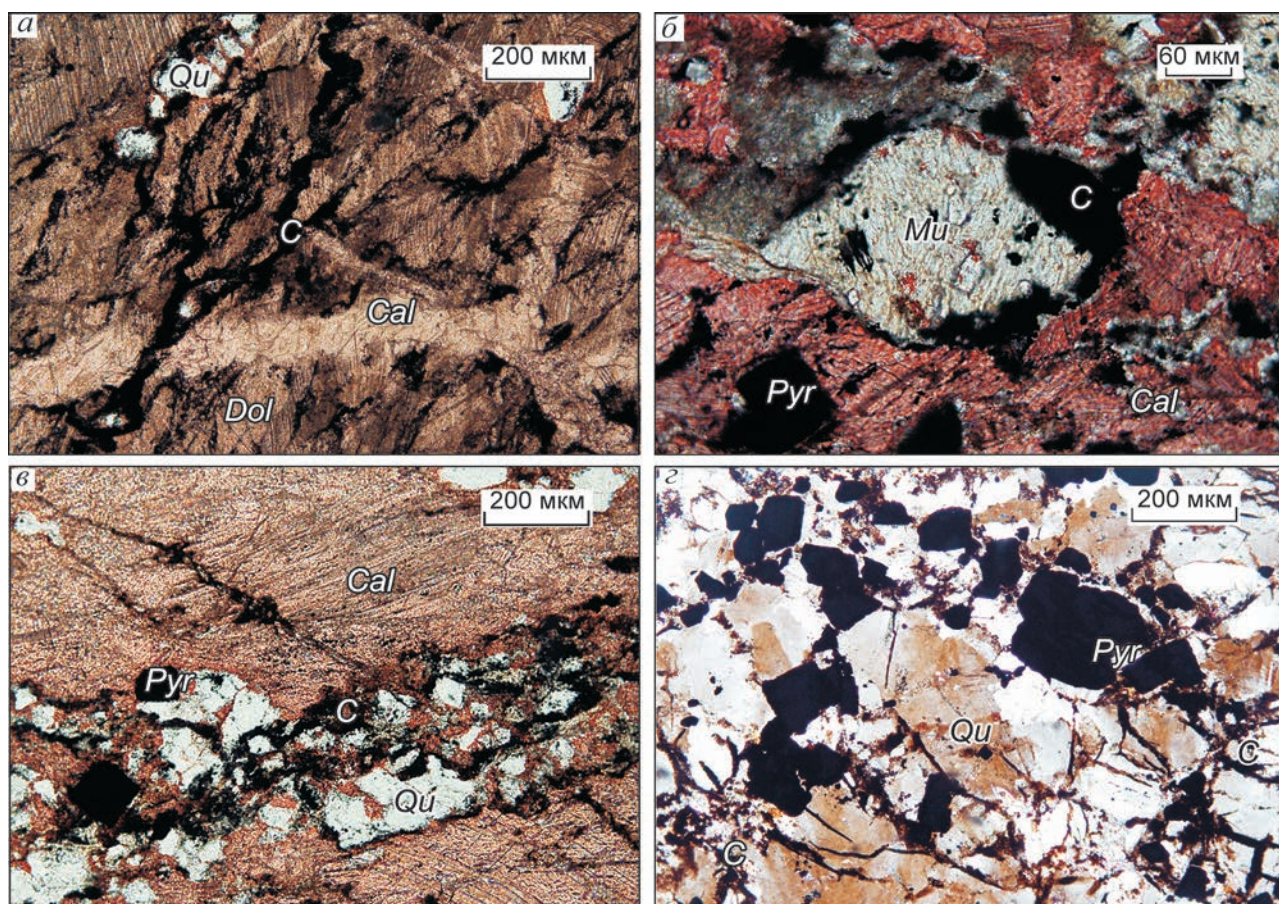


Рис. 2. Структурные соотношения и минеральные ассоциации в углеродисто-кварцевых метасоматитах (фотографии шлифов):

а – распределение углеродного вещества в зоне катаклаза и милонитизации; б – слюда в ассоциации с УВ; в – углеродисто-кварцевые с пиритом прожилки в катаклазированном известняке; г – пирит в углеродисто-кварцевой жиле; кальцит окрашен раствором ализарина

Структурно-фазовое состояние углеродного вещества (УВ) установлено с помощью рамановской спектроскопии (КР-спектроскопия) в комплексе с просвечивающей электронной микроскопией (ПЭМ) и рентгенофазовым анализом (дифрактометрия). ПЭМ выполнена с помощью электронного микроскопа Tesla BS-500 (Чехословакия), напряжение 60 кВ. Препараты для исследований подготовлены методом нанесения порошковой суспензии химически выделенных частиц углеродного вещества естественной размерности на углеродные пленки с отверстиями.

Дифракционные исследования проведены методом порошковой дифрактометрии на рент-

геновском дифрактометре XRD-6000 (Shimadzu, Япония), излучение – Cu. Использовались химически выделенные концентраты УВ. На высокоразрешающем рамановском спектрометре HR800 (Horiba Jobin Yvon LabRam) УВ изучалось в сколах штучных образцов или в шлифах без покровного стекла. Регистрация спектров произведена при комнатной температуре с применением Ar+ лазера с длиной волны возбуждающего излучения 514 нм, спектральное разрешение составляло 1 см^{-1} , локальность анализа $\sim 1 \text{ мкм}$. Исследования выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}$ определен по химически очищенным концентратам углеродного вещества. Углеродное вещество извлекалось из углеродсодержащих разновидностей пород карбонатного и силикатно-карбонатного составов. Измерения производилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) на аналитическом комплексе Flash EA, соединенном с масс-спектрометром Delta V Advantage.

Петрографическая характеристика и состав минералов. Метасоматические преобразования в карбонатных породах отчетливо контролируются зонами дробления, катаклаза и милонитизации и представлены углеродизацией, окварцеванием и в значительно меньшей степени ослюденением. Углеродизация отмечается как самостоятельный процесс или проявляется одновременно с окварцеванием и ослюденением. Углеродное вещество образует тонкие прожилки вдоль границ зерен, зон катаклаза и милонитизации в карбонатных породах (рис. 2, а), что придает последним тонкополосчатый облик, УВ преимущественно сажистое, максимальный размер отдельных скоплений 0,3–0,5 мм. В парагенезисе с УВ обычно присутствуют кварц и в небольшом количестве светлая слюда, апатит, пирит. Мелкие чешуйки слюды образуют скопления и сростки с УВ (см. рис. 2, б). Слюдисто-углеродистые агрегаты выполняют трещины, прожилки, прослои в метасоматитах или сосредоточены в межзерновом пространстве. Окварцевание также сопровождается отложением УВ, но в окварцованных породах оно находится в резко подчиненном количестве по отношению к кварцу (см. рис. 2, в). Окварцевание начинается по границам зерен карбонатных минералов, которые приобретают корродированные, изъеденные очертания и постепенно полностью замещаются кварцем. Содержание кварца в катаклазированных породах варьирует от отдельных прожилков до пород карбонатно-кварцевого состава и кварцевых жил с небольшой примесью карбонатов, светлой слюды, пирита, апатита и гидроксидов железа (см. рис. 2, г). В катаклазированных доломитах устойчив парагенезис кварца с доломитом, изредка по до-

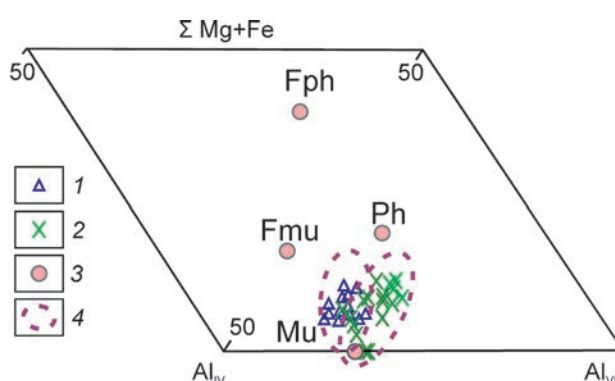


Рис. 3. Положение слюд на диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - \Sigma \text{Mg} + \text{Fe} - \text{Al}_{\text{VI}}$:

составы слюд: 1 – из карбонатно-терригенных сланцев (метапелитов), 2 – из метасоматитов углеродисто-силикатно-карбонатного состава; 3 – теоретические составы: Mu – мусковита, Ph – фенгита, Fmu – ферримусковита, Fph – феррифенгита; 4 – поля преимущественного распространения

ломиту образуется тальк. Наиболее поздние новообразования в зонах тектонических нарушений – прожилки кальцита, которые в разных направлениях секут углеродизированные и окварцованные карбонатные породы.

Карбонатные минералы в углеродизированных породах представлены кальцитом и доломитом в варьирующих соотношениях. Кальцит содержит 0,26–1,03% MgO и 0,53–1,15% MnO. В доломите постоянно присутствуют примеси, %: FeO 0,88–3,37, MgO 15,21–19,87 и в некоторых образцах MnO 1,33–1,47. В наиболее поздних кальцитовых прожилках иногда содержится 0,26–0,53% MgO.

Слюды в парагенезисе с УВ представлены мусковитом и фенгитом. На диаграмме $\text{Al}_{\text{IV}} - \Sigma \text{Mg} + \text{Fe} - \text{Al}_{\text{VI}}$ (рис. 3) фигуративные точки слюд из зон углеродизации смещены в область мусковита-фенгита, а из прослоев метапелитов в область мусковита-ферримусковита. По химическому составу слюды метасоматитов отличаются от слюд из прослоев метапелитов практически полным отсутствием Fe_2O_3 , FeO, TiO_2 , Na_2O (табл. 1). В мусковитах присутствуют примеси, %: V_2O_5 до 0,33, Cr_2O_3 до 0,52, BaO до 1,93. В фенгитах содержание SiO_2 достигает 54,07%, в них также повышены содержания F 1,26–2,89% и K_2O 11,8–12,37%.

1. Составы наиболее представительных слюд из метасоматитов и вмещающих метапелитов, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	44,46	45	45,8	50,67	54,07	51,8	48,46	48,23	43,64	47,08	46,69
TiO ₂	н/о	0,23	н/о	н/о	н/о	н/о	0,2	0,49	0,44	0,88	0,21
Al ₂ O ₃	33,93	33,86	36,35	29,76	29,52	29,27	30,94	28,55	36,64	31,57	34,63
FeO*	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	1,54	1,41	1,80
MgO	1,31	2,05	н/о	2,08	3,17	2,27	2,48	6,72	0,89	0,85	0,86
CaO	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Na ₂ O	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,41	0,47	0,48
K ₂ O	11,68	11,59	11,79	10,28	10,13	9,43	11,72	12,37	9,99	9,96	9,54
BaO	1,93	1,19	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	0,52	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V ₂ O ₅	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,33	н/о	н/о	н/о
F	н/о	н/о	н/о	н/о	1,78	1,63	1,26	2,89	н/о	н/о	н/о
Σ	93,31	93,92	93,94	93,31	98,67	94,8	95,06	99,58	93,55	92,22	94,21

Примечание. 1–8 – слюды из метасоматитов, 9–11 – слюды из вмещающих карбонатно-терригенных сланцев (метапелитов). FeO* – железо общее, н/о – не обнаружено. Анализы выполнены Н.С.Кармановым в ГИН СО РАН на электронном сканирующем микроскопе LEO-1430 VP, оборудованном энергодисперсионным анализатором JNCA Energy-300.

Наиболее распространенные акцессорные минералы в парагенезисе с УВ – фторapatит, пирит, сфалерит, рутил, циркон, гидроксиды железа, барит. Кроме того, выявлены халькопирит, паризит и уранинит.

Апатит преобладает среди акцессорных минералов. Его зерна рассеяны в углеродисто-карбонатной и углеродисто-силикатно-карбонатной массе породы. Размеры отдельных зерен достигают 100 мкм. Все апатиты относятся к фторсодержащей разновидности, однако выделяются апатиты с содержанием F 2,9–3,7 до 4,05–5,32%. В составе минерала постоянно присутствует примесь SrO 0,6–0,93%; среди прочих примесей иногда фиксируется Cl 0,43–0,9%.

Пирит встречается в виде хорошо образованных кубических кристаллов и измененных кристаллов с корочками из гидроксидов железа, в составе которых имеются мелкие зерна барита, мусковита, кварца и УВ. Включения из внутренней части зерен пирита представлены доломитом, УВ, кварцем, галенитом, халькопиритом (размеры микровключений 0,2–0,3 мкм). Иногда пирит содержит примесь Со. В большинстве из проанализированных зерен повышены содержания S 66,1–69%. В ассоциации с пиритом или в виде включений в последнем присутствует сфале-

рит. Размер его самостоятельных зерен не более 1 мкм. Сфалерит содержит 0,5–0,9% Fe; примеси Cd и As не установлены.

Рутил часто образует в массе углеродного вещества скопления мелких кристаллов призматического облика размером до 30 мкм. Из 22 анализов рутила в 16 присутствует V₂O₅ 0,78–1,77%. В единичных образцах фиксируется примесь Nb₂O₅ 0,8%. Рутил нередко содержит включения титанита, в некоторых зернах наблюдаются микровключения минералов Th и U размером <1 мкм.

В мелко-тонкозернистых агрегатах углерод-мусковитового состава обнаружены зерна уранинита. Их состав, %: UO₂ 90, ThO₂ 5,53, PbO 3,83. В фиксируемых при электронно-микроскопическом изучении зерна уранинита размером в большинстве измерений <0,5 мкм точный состав определить не удалось. В углерод-мусковитовом скоплении также выявлены вкрапления фторкарбоната P3Э, соответствующие по составу паризиту-(Ce). Паризит образует мелкие кристаллы неправильной формы размером до 8 мкм. Содержание CaO 23,62%, F 6,41%. Состав минерала селективно цериевый, %: Ce₂O₃ 32,04, Nd₂O₃ 6,89, La₂O₃ 14,46, присутствуют также Pr₂O₃ 4,03 и Sm₂O₃ 1,51.

2. Составы метасоматитов и вмещающих карбонатных пород

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	1,61	2,25	3,22	0,92	3,76	9,11	17,34	41,28	48,39	18,49	19,38
TiO ₂	<0,02	0,06	0,06	<0,02	0,05	0,1	0,28	0,02	0,04	0,15	<0,02
Al ₂ O ₃	<0,25	н/о	1,38	<0,25	0,37	2,07	4,1	0,6	1	2,7	<0,25
Fe ₂ O ₃	0,09*	н/о	0,19	0,08*	0,19*	0,64	2,59	0,51	0,64	0,85	0,15*
FeO	0,09*	н/о	0,43	0,08*	0,19*	0,52	0,72	0,11	0,37	0,95	0,15*
MnO	<0,01	0,03	0,06	0,02	1,05	0,02	0,04	0,26	0,22	0,03	0,03
MgO	18,8	0,49	19,35	18,75	1,41	15,72	5,41	5,31	5,39	12,55	15,31
CaO	33,32	53,79	30,04	33,32	51,24	29,4	34,16	24,92	20,16	27,44	27,6
Na ₂ O	<0,01	н/о	0,07	0,05	0,05	0,12	0,06	0,05	0,06	0,19	0,04
K ₂ O	<0,01	0,05	0,28	0,18	0,04	0,65	0,98	0,28	0,42	0,09	0,13
P ₂ O ₅	0,01	0,15	0,92	<0,03	0,1	0,15	0,99	0,05	0,07	0,03	<0,03
H ₂ O-	0,27	1,93	0,27	0,15	0,35	0,1	0,9	0,2	0,18	0,25	0,08
П.п.п.	<0,02	н/о	0,7	0,95	0,56	0,76	2,68	2,91	2,25	0,31	1,12
CO ₂	45,65	41,25	43,45	44,83	40,7	40,77	29,7	22,88	20,24	35,75	35,42
F	<0,03	н/о	0,15	<0,03	0,03	0,14	0,16	0,04	0,09	<0,03	0,03
-O(F ₂)	<0,0	н/о	0,06	<0,03	0,01	0,06	0,07	0,02	0,04	<0,03	0,01
Σ	99,78	100,0	100,57	99,25	99,9	100,27	100,11	99,42	99,52	99,78	99,29
C _{элемент}	н/о	н/о	0,70	0,95	0,40	0,76	2,68	2,27	2,16	н/о	н/о
Co	<3	<3	<3	<3	11	4	11	4,8	5,6	8,8	<3
Ni	1,8	6	7,2	1,8	25	11	51	13	21	35	2,1
Sc	0,4	3,8	4,7	0,4	0,9	5,5	13,4	1,5	2,1	0,4	0,5
V	3	18	23	53	16	37	96	60	81	50	3,3
Cr	<6	15	10	6,2	<6	11	220	25	26	130	6,2
Cu	<1	8,7	17	<1	23	14	85	50	32	4,6	<1
Be	<0,6	<0,6	н/о	<0,6	н/о	0,7	н/о	<0,6	<0,6	н/о	<0,6
Zn	8	5	28	21	16	29	14	11	13	<20	13
S _{общ}	<10	370	–	<10	–	1200	–	89	100	–	73

Примечание. Исходные породы карбонатного состава: 1 – доломитового, 2 – кальцитового; метасоматиты: 3–5 – обуглероженные, 6, 7 – обуглероженные, ослуденелые и окварцованные, 8, 9 – окварцованные и обуглероженные, 10, 11 – окварцованные. Анализы выполнены в Институте земной коры СО РАН химическим (оксиды, C_{элемент}, F), спектральным (Co, Ni, Sc, V, Cr, Cu, Be), рентгенофлуоресцентным (Zn, S_{общ}) методами. Оксиды, C_{элемент} и F даны в мас. %, элементы – в г/т. Содержания железа со звездочкой «*» – железо общее, как Fe₂O₃; н/о – не обнаружено, прочерк – содержание не определялось.

Цирконы представлены зернами сглаженной овальной формы или с частично сохранившимися фрагментами граней дипирамид. Размер зерен в среднем 5–10 мкм. В виде примесей присутствуют CaO 0,65–1,75%, редко UO₃ 1,62%. Проанализированные цирконы имеют в целом низкую величину отношения ZrO₂/HfO₂=23–35. В некоторых зернах содержание Hf ниже предела чувствительности прибора.

Барит образует зерна неправильной и удлиненной форм таблитчатого облика размером 50–120 мкм. В изоморфных примесях в нем установлены CaO 0,44% и SrO 2,19%.

Петро-геохимическая характеристика углеродизированных и вмещающих карбонатных

пород. Общей химической направленностью метасоматических изменений в карбонатных породах является увеличение содержаний C_{элемент}, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, K₂O, P₂O₅, в меньшей мере F, S_{общ}, Na₂O и TiO₂ при снижении содержаний CaO, MgO и CO₂ (табл. 2). В тех случаях, когда доминирует процесс углеродизации, привнос петрогенных компонентов минимальный, тогда как в окварцованных породах содержание SiO₂ возрастает почти до 50 вес. %. Рост содержаний SiO₂, Al₂O₃, K₂O обусловлен появлением мусковита и фенгита в составе углеродисто-кварцевых метасоматитов, S_{общ}, Fe₂O₃ и FeO – образованием пирита и его последующей лимонитизацией, TiO₂ – присутствием среди UV рутила и титанита, а P₂O₅ –

3. Результаты ICP-MS для метасоматитов и вмещающих карбонатных пород, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	1,81	1,66	6,03	2,69	1,93	24,91	1,54	6,03	8,17	0,11
Sr	371,3	162,7	308,6	252,0	498,3	300,1	360,7	352,1	304,9	1635,0
Y	0,56	3,4	78,2	3,66	16,25	41,25	40,3	11,04	8,53	1,06
Zr	4,06	3,75	18,91	4,11	5,33	33,83	73,62	8,82	10,81	0,99
Nb	0,22	0,06	0,52	0,11	0,28	2,63	12,77	0,59	0,23	0,17
Cs	1,87	0,01	0,14	0,13	0,12	2,28	0,1	0,28	0,29	0,02
Ba	30,45	9,86	198,3	17,99	70,72	249,6	142,3	199,6	380,8	34,7
Mo	0,11	0,14	1,8	0,27	3,7	6,93	0,9	2,21	3,87	0,19
Sn	0,12	0,34	0,9	0,24	0,17	0,53	0,74	0,9	0,28	0,22
Hf	0,01	0,01	0,45	0,01	0,05	0,95	1,77	0,14	0,19	0,03
Ta	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,11	0,57	0,02	0,01	0,01
W	0,08	0,09	0,57	0,38	0,28	0,73	2,46	0,39	5,13	0,17
Pb	2,65	4,79	4,5	5,94	4,81	10,2	2,6	7,46	5,39	2,64
Th	н/о	н/о	2,77	н/о	0,12	3,24	11,32	0,27	0,61	н/о
U	0,31	0,33	1,78	0,48	1,21	2,14	3,15	1,06	0,96	3,22
Zr/Hf	314	572	42	372	106	36	42	65	57	39
Th/U	0,1	0,09	1,55	0,06	0,1	1,51	3,6	0,25	0,63	0,01
La	1,48	0,5	26,34	25,24	8,72	40,72	37,02	8,42	5,42	1,32
Ce	2,5	0,84	54,45	53,16	13,02	79,51	63,2	17,07	11,32	2,11
Pr	0,29	0,1	6,61	5,34	1,36	9,65	8,18	1,91	1,31	0,25
Nd	1,02	0,31	29,72	27,44	5,03	42,95	32,96	7,99	5,57	0,87
Sm	0,19	0,06	6,64	6,01	1,08	7,69	6,52	1,61	1,17	0,2
Eu	0,05	0,02	1,9	1,40	0,38	1,54	1,67	0,41	0,28	0,05
Gd	0,13	0,04	7,25	6,35	1,36	6,66	6,11	1,67	1,21	0,17
Tb	0,02	0,01	1,13	1,15	0,21	0,85	0,73	0,24	0,18	0,02
Dy	0,1	0,04	7,89	8,31	1,33	5,09	4,75	1,5	1,15	0,14
Ho	0,02	0,01	1,82	1,08	0,31	1,14	1,0	0,32	0,25	0,03
Er	0,05	0,02	5,34	4,48	0,86	2,96	2,69	0,88	0,7	0,08
Tm	0,01	н/о	0,83	0,73	0,12	0,46	0,44	0,13	0,1	0,01
Yb	0,04	0,02	4,44	5,11	0,66	2,38	2,49	0,78	0,63	0,05
Lu	0,01	н/о	0,6	0,62	0,09	0,34	0,36	0,11	0,09	0,01
Σ PЗЭ	5,91	1,96	154,95	146,42	34,53	201,94	168,13	43,04	29,38	5,33
(La/Yb) <i>n</i>	25,0	17,6	4,0	3,3	8,9	11,6	10,1	7,3	5,8	16,3
(La/Sm) <i>n</i>	4,9	5,6	2,5	2,6	5,1	3,3	3,6	3,3	2,9	4,1
(Gd/Yb) <i>n</i>	2,6	1,7	1,3	1,0	1,7	2,3	2,0	1,7	1,5	2,5
Eu/Eu*	0,95	0,98	0,84	0,69	0,96	0,66	0,81	0,76	0,72	0,74
LREE, %	72,34	73,41	56,4	57,19	66,9	64,32	64,48	63,65	61,42	69,15
MREE, %	25,51	23,75	35,18	34,6	27,19	32,08	31,37	31,18	32,52	27,39
HREE, %	2,15	2,84	8,41	8,21	5,91	3,6	4,16	5,18	6,06	3,46

Примечание. 1, 2 – исходные породы карбонатного состава; метасоматиты: 3–5 – обуглероженные, 6, 7 – обуглероженные, ослюдечелые и окварцованные, 8, 9 – окварцованные и обуглероженные, 10 – окварцованные; н/о – не обнаружено.

апатита. Наиболее высокие содержания P_2O_5 и F характерны для мусковитсодержащих углеродизированных пород. Во вмещающих карбонатных породах повышены содержания Pb, Cs, Rb, U, Ta и снижены Zn, Sr, Y, Zr, S (ниже кларка) [3].

В целом метасоматические преобразования сопровождаются привнесением широкого спектра элементов: Ba, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Th, U, Y, Ni, Cu, Sc, V, Cr, в меньшей степени Rb и Co (табл. 3, рис. 4,

см. табл. 2). При этом собственно углеродизация сопровождается наиболее резким увеличением содержаний в породах PЗЭ, Y, Mo и Hf (в 15–28 раз), в меньшей мере проявлен рост содержаний Ba, W, Sc, Ni, Cu (в 4,5–5 раз) и еще в меньшей V и U. В породах с преобладанием окварцевания наиболее интенсивно возрастают содержания W, Mo, Hf, Cu, PЗЭ и Ba (в 10 раз и более), в меньшей мере (в

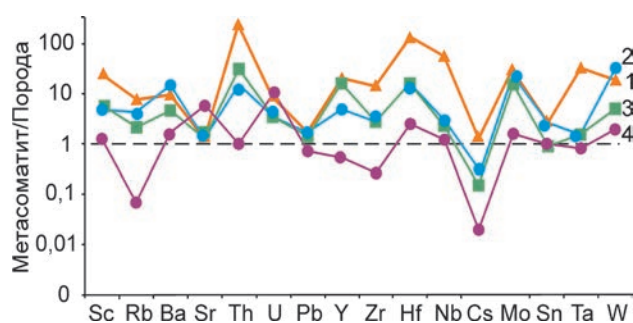


Рис. 4. Распределение редких элементов в апокарбонатных метасоматитах:

состав метасоматитов: 1 – углерод-мусковит-кварц-карбонатный, 2 – углерод-кварц-карбонатный, 3 – углерод-карбонатный, 4 – кварц-карбонатный; нормирование проведено относительно исходных карбонатных пород

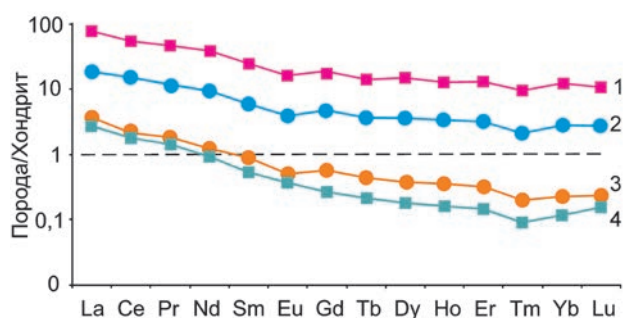


Рис. 5. Распределение РЗЭ в апокарбонатных метасоматитах и исходных карбонатных породах:

состав метасоматитов: 1 – углерод-мусковит-кварц-карбонатный, 2 – углерод-кварц-карбонатный, 3 – кварц-карбонатный; 4 – исходные известняки и доломиты; нормирование проведено по хондриту [34]

4–7 раз) содержания Ni, Sc, V, Cr, Y, в 2,5–3 раза – Nb, Zr, U. В мусковитсодержащих углеродизированных метасоматитах по сравнению с вмещающими породами более чем на порядок повышены содержания Nb, Ta, Hf, Zr, Mo, W, Y, РЗЭ, Sc, Cr, Ni, Cu и в несколько раз – U, Rb, V, Co.

Спектры редкоземельных элементов (рис. 5) неизменных карбонатных пород аналогичны спектрам карбонатных отложений задуговых бассейнов южного складчатого обрамления Сибирской платформы [24]. Суммарное содержание РЗЭ в карбонатных породах не превышает 6 г/т (см. табл. 3). В углеродизированных породах содержание РЗЭ возрастает до 29–202 г/т. Их общая черта – значительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (отношение La_N/Yb_N варьирует от 3 до 12), хотя по сравнению с исходными карбонатными породами доля тяжелых лантаноидов в общем составе РЗЭ увеличивается (отношение La_N/Yb_N в исходных породах 17–25). В обогащенных углеродом метасоматитах обогащение редкоземельными элементами проявлено более интенсивно, чем в углерод-кварц-карбонатных (см. рис. 5). Максимальные концентрации РЗЭ зафиксированы в углерод-мусковит-кварц-карбонатных метасоматитах, в которых наиболее выражен привнос легких лантаноидов (см. табл. 3). В целом тренды распределения РЗЭ для углеродизирован-

ных метасоматических и вмещающих пород сходны, но для метасоматитов характерен небольшой европиевый минимум ($Eu/Eu^*=0,66–0,96$) и слабее проявлена дифференциация как среди легких, так и среди тяжелых лантаноидов. Это выражается в снижении отношений La_N/Sm_N и Gd_N/Yb_N в среднем соответственно от 5,1 и 2,1 в исходных карбонатных породах до 3,1–3,5 и 1,3–2,1 в метасоматитах разного состава (см. табл. 3).

Результаты исследования углеродного вещества. Содержание элементарного некарбонатного углерода $C_{эле́м}$ в углеродизированных породах составляет 0,4–4,4 мас. % (см. табл. 2). Термическим анализом установлено, что температуры экзоэффекта для УВ из метасоматитов лежат в достаточно широком интервале. На термограммах, как правило, присутствуют два пика: слабовыраженный с T_{max} 310–360°C и отчетливый с T_{max} 650–660°C. Температуры начала выгорания основной массы УВ находятся в интервале от 450 до 550°C.

При оптическом исследовании частиц УВ выделены, по меньшей мере, два типа обособлений УВ: вытянутые в сечении агрегаты микрочастиц линзовидной или субгексагональной формы и одиночные выделения, например, в зонах двойниковых швов доломита. Микрочастицы размером от <1 до 10 мкм и могут быть глобулярными или ксеноморфными.

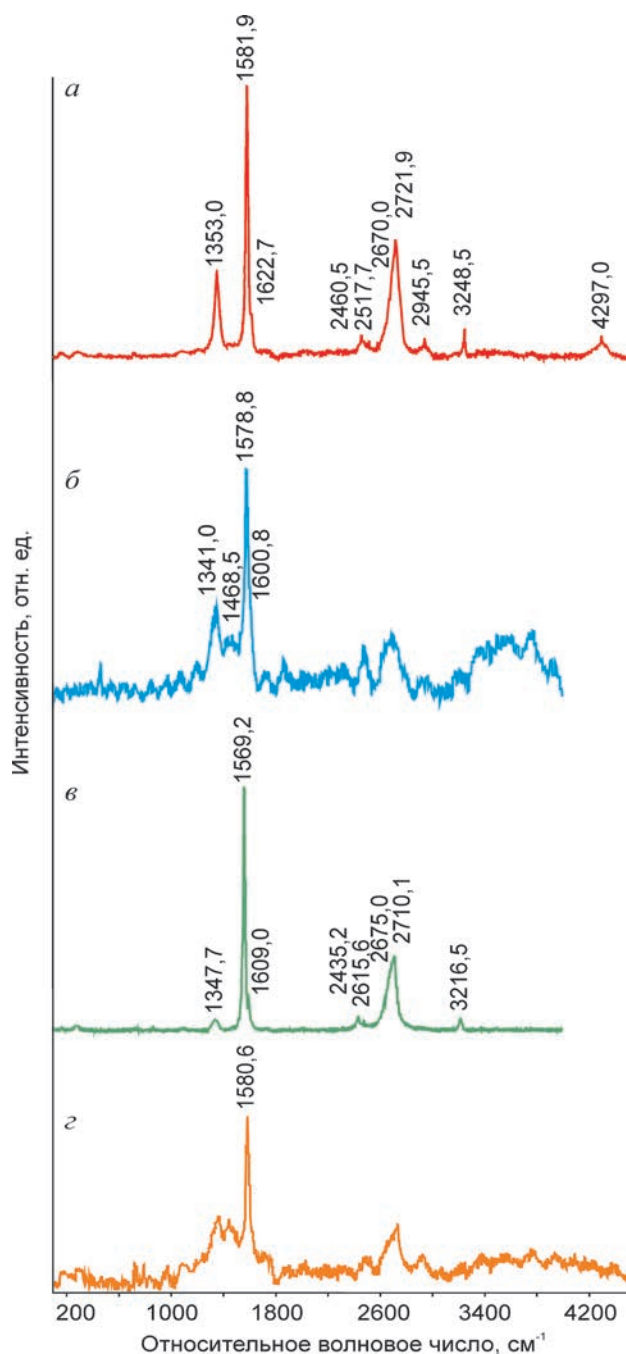


Рис. 6. Спектры КР углеродного вещества:

а – нанокристаллический графит с размером кристаллитов $L_c=10-100$ нм, в спектре присутствуют КР-полосы второго и третьего порядков; *б* – нанокристаллический графит, $L_c=1-100$ нм; *в* – высокоупорядоченный графит, $L_c \gg 100$ нм; *г* – графитоподобное углеродное вещество с битумными компонентами, $L_c=10-100$ нм

Углеродное вещество, несмотря на видимые различия в морфологии и размерности частиц, часто имеет похожие характеристики в рамановских спектрах, что, вероятно, вызвано его аналогичными структурными особенностями. Из большинства проанализированных образцов оно характеризуется четко проявленной полосой *G* (рис. 6). Ее положение соответствует фундаментальной характеристике графита – E_{2g2} моде (1582 см^{-1}), отвечающей за связи между атомами углерода в пределах углеродных гексагональных колец. Присутствие в разной степени проявленной *D* полосы отражает различную степень дефектности графита [41, 44]. Известные закономерности изменения спектральных характеристик *G* и *D* полос для углеродных веществ с разной степенью кристалличности [41, 45, 46] позволили оценить размерность графитовых кристаллитов в плоскости (002) графита (L_c), которая в исследованных образцах УВ составила от 1 до 100 нм.

КР-спектры имеют интенсивную в разной степени структурированную область второго порядка в диапазоне $2400-3300 \text{ см}^{-1}$. Ее присутствие в спектрах, хотя и не всегда ярко выраженное на фоне люминесценции, свидетельствует о наличии в той или иной степени трехмерно упорядоченной структуры в УВ. Толщину графеновых пакетов (L_c) качественно можно оценить величиной не менее 3 нм [46].

Таким образом, согласно данным рамановской спектроскопии, углеродное вещество в исследованных метасоматитах может быть отнесено к наноструктурированному графиту с преимущественными размерами кристаллитов L_c порядка 1–50 нм, реже до 100 нм (см. рис. 6, *а*, *б*). Более крупные выделения с размером частиц 1–5 мкм, одиночные или находящиеся в тонкозернистой углеродной массе, соответствуют высокоупорядоченному графиту. Последний характеризуется более совершенной структурой спектра, существенно меньшей шириной полосы *G* на ее полувысоте, очень малым соотношением интенсивностей I_D/I_G (0,05) и существенно меньшей люминесценцией до ее практически полного отсутствия (см. рис. 6, *в*). Некоторые выделения УВ червеобразной формы, характеризующиеся наличием сильной люминесценции, вероятно,

являются графитоподобным углеродным веществом с повышенным содержанием битумообразующих компонентов. Полосы КР в спектре данного типа или не проявляются, или распознаются только полоса G и слабоструктурированный второй порядок (см. рис. 6, з).

Рентгенофазовым анализом установлено наличие рефлексов, характерных для кристаллической структуры графита. В целом УВ из метасоматитов имеет слабую степень упорядочения. Дифракционные пики с максимумами 0,335–0,336 нм, соответствующие базальной плоскости графита (002), существенно уширены. Определены некоторые другие рефлексы, соответствующие графиту $d_{100}=0,2$ нм, $d_{201}=0,103$ нм, $d_{110}=0,12$ нм, $d_{112}=0,113$ нм, $d_{106}=0,096$ нм. По данным электронной просвечивающей микроскопии в совокупности с электронной дифракцией проанализированные частицы УВ имеют монокристаллическое строение с размерами в основном <1 мкм.

В составе углеродного вещества присутствуют битумоиды (растворимые в органических растворителях углеродные вещества РУВ) в количестве 225–688 г/т. Они представлены главным образом линейными углеводородами нормального и изоструктурного строения (80% от общего содержания). Отличительной особенностью выделенных соединений служит равное содержание алканов с четным и нечетным количеством атомов углерода. В подчиненном количестве установлены полициклические ароматические углеводороды (ПАУ). В одном образце отмечаются ненасыщенные жирные кислоты. Идентифицированы миристиновая, пальмитиновая, стеариновая и олеиновая кислоты и эфиры ряда насыщенных жирных кислот [14].

Анализ изотопного состава углерода показал, что в целом значения $\delta^{13}\text{C}$ в исследованных образцах варьируют от -14,9 до -6,9‰ (табл. 4). При этом УВ в парагенезисе с кварцем и мусковитом имеет значения $\delta^{13}\text{C}$ от -14,9 до -13,3‰, тогда как в УВ из углерод-кальцитов пород значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют от -11,7 до -6,9‰.

Изученные углеродизированные метасоматиты в пределах толтинской свиты развиты локально. Они сосредоточены в пределах узкой (десятки-первые сотни метров) вытянутой (~12 км)

4. Изотопный состав углерода в монофракциях УВ из углеродистых метасоматитов

Номера образцов	Состав пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
100-95	Углерод-мусковит-кальцитовый	-11,7
107-95	Углерод-кальцитовый	-9,2
9-03	Углерод-мусковит-кальцитовый	-13,3
11-03	Углерод-кварц-доломитовый	-14,9
316-04	Углерод-кальцит-кварцевый	-14,3
318-04	Углерод-доломит-кальцитовый	-6,9
109-10	Углерод-кальцит-доломитовый	-7,2

Примечание. Измерения выполнены И.В.Смолевой в ИГ Коми НЦ УрО РАН. Изотопный состав углерода определен с использованием стандарта PDB.

полосы, протягивающейся вдоль подножия Тункинских гольцов. Их проявление отчетливо контролируется крутопадающими зонами катаклаза. Тела имеют жильную форму. Все указывает на постскладчатую и постметаморфическую природу углеродизации. В то же время, нигде не обнаружено прорывание метасоматитов телами магматических пород, за исключением даек кайнозойских базальтов. Таким образом, верхняя возрастная граница проявления метасоматического процесса не установлена. Общей чертой углеродизированных пород Тункинского разлома являются устойчивый на всем протяжении зоны парагенезис углеродного вещества с кварцем и присутствие практически во всех образцах в том или ином количестве мусковит-фенгита, апатита, пирита. Такой парагенезис характерен для метасоматоза с участием кислых растворов [27]. Обилие апатита, но отсутствие флюорита позволяют предполагать, что во флюиде анионы PO_4^{3-} значительно доминировали над анионами F^- . В свою очередь, присутствие пирита и углеродного вещества в метасоматитах свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода и о том, что в составе флюида важная роль, вероятно, принадлежала углеводородам.

Преобладание в составе УВ наноструктурированного графита с размерами кристаллитов от 1 до 50 нм и в резко подчиненном количестве высокоупорядоченного графита показывает,

что температура отложения углеродного вещества, согласно данным из работы [46], не превышала 650°C. Это согласуется с устойчивостью в метасоматитах парагенезиса доломит+кварц, который при $P_{\text{фл}} 1$ кбар стабилен при температуре 400–450°C [6]. И только при более поздних наложенных деформациях с уменьшением мольной доли CO_2 во флюиде этот парагенезис становится неустойчивым с образованием талька. В то же время, выявленная по данным дифференциального термического анализа неоднородность УВ говорит о том, что в процессе повторных, по-видимому, неоднократных деформаций в зоне разлома, в условиях продолжающегося поступления в тектоническую зону восстановленного флюида, отложившийся на ранней стадии метасоматоза самородный углерод мог претерпевать переотложение и перекристаллизацию. Вероятно, это же служит причиной довольно широкого диапазона изотопного состава углерода, когда наряду со значениями, характерными для мантийного углерода (~7‰) [7, 37], получены значения до -14,9‰, позволяющие предполагать фракционирование изотопов при переотложении графита в процессе более поздних деформаций [43]. Известно также, что породы с низким содержанием углерода $C_{\text{элемент}}$ должны быть, претерпели более интенсивный изотопный обмен с углеродом из карбонатов по сравнению с высокоуглеродистыми породами [42]. С другой стороны, облегченный изотопный состав углерода в некоторых образцах может указывать на вероятное участие в образовании самородного углерода изотопно-легкого биогенного вещества.

Состав обнаруженных нами РУВ в углеродном веществе метасоматитов Тункинского разлома не противоречит одновременному участию в их образовании глубинного мантийного источника и углеродистых осадков. Однако РУВ в метасоматитах несколько отличаются по составу и содержанию от растворимых углеродных веществ, выделенных из мраморов Тункинского террейна в верховьях р. Иркут, где биогенные признаки происхождения битумоидов выражены более отчетливо [26].

Судя по данным силикатных анализов, основным привносимым компонентом при метасома-

тозе был кремнезем, в значительно меньших количествах в породы поступали Fe, Al, K и еще в меньших Mn, Ti, Na. Одновременно с отложением углеродного вещества и окварцеванием породы обогащались W, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Y, PЗЭ, Ba, Rb, V, Cr, Sc, Mo, Ni, Cu. Рост концентрации K во флюиде, выражающийся в появлении в метасоматически измененных породах мусковит-фенгита, сопровождался увеличением интенсивности привноса Nb, Ta, Zr, Hf, а также легких PЗЭ.

Поведение PЗЭ в углеродизированных метасоматических породах изучено авторами ранее [10]. Был установлен одновременный с углеродизацией привнос PЗЭ в ультрабазиты Оспинско-Китойского массива (Восточный Саян). Здесь при внедрении в крайне обедненную литофильными элементами ультраосновную матрицу восстановленного высокоуглеродистого флюида происходило ее обогащение редкими и редкоземельными элементами. С.М.Жмодик и др. [16] также усматривают в распределении редкоземельных элементов в углеродизированных гипербазитах Оспинско-Китойского массива связь с глубинным мантийным источником. Полученные нами данные по распределению редкоземельных элементов в углеродисто-кварцевых метасоматических породах Тункинского разлома указывают на то, что при взаимодействии высокоуглеродистого флюида с карбонатной матрицей интенсивность накопления PЗЭ в метасоматитах резко возрастает, в частности, за счет образования фторкарбонатов, а также, вероятно, апатита и мусковита.

Проведенные исследования показали, что углеродисто-кварцевые метасоматиты Тункинского разлома являются производными глубинных восстановленных флюидных систем. В пользу этого свидетельствуют проявление дислокационных процессов в протяженной зоне Тункинского разлома, отсутствие непосредственной связи метасоматоза с телами магматических пород, изотопный состав углерода, а также геохимические особенности метасоматитов (обогатенность широким спектром геохимически разнородных элементов). Перечисленные критерии характерны для многих других проявлений углеродистого метасоматоза [12, 13, 18, 20, 23, 28]. Главными поставщиками углерода выступа-

ют глубинные флюидные потоки и в меньшей мере углеродистые отложения черносланцевых толщ Восточного Саяна [2, 16]. Источником кремнекислоты могли быть нижележащие алюмосиликатные породы, с которыми взаимодействовал глубинный восстановленный флюид, недосыщенный кремнеземом, щелочами и алюминием, на пути своего движения в верхние горизонты земной коры [23]. При поступлении такого раствора в карбонатные породы, практически не содержащие SiO_2 , раствор оказывался пересыщенным кремнеземом, что и обуславливало окварцевание [17]. В то же время, обогащенность метасоматитов фосфором и редкоземельными элементами позволяет предполагать возможную связь углеродисто-кварцевого метасоматоза с развитием на глубине щелочного магматизма.

Работа выполнена при поддержке: РФФИ проект № 13-05-00206; интеграционный проект СО РАН № 89, УрО РАН № 12-С-5-1035. Авторы выражают благодарность С.И.Исаенко, И.В.Смолевой, В.Н.Филиппову, М.В.Горбунову, Б.А.Макееву за помощь в проведении аналитических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Ю., Баскина В.А., Томсон И.Н., Якушев А.И. О природе углеродистых пород в зонах дробления в Дальнегорском районе Приморья (чёрные сланцы или мантийные ильменит-графитовые метасоматиты?) // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 364–369.
2. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.
3. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1975.
4. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна (стратиграфия, метаморфизм, формации). – Новосибирск: Наука, 1991.
5. Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявления позднекарбонатового и раннепермского этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 496–499.
6. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. – М.: Недра, 1979.
7. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. – М.: Недра, 1973.
8. Галимов Э.М., Миронов А.Г., Ширяев А.А. Происхождение углерода в алмазоносных углеродизированных гипербазитах Восточного Саяна // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 6. С. 808–810.
9. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / В.Г.Беличенко, Ю.П.Бутов, Н.Л.Добрецов и др. – Новосибирск: Наука, 1988.
10. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) / В.Б.Савельева, Ю.В.Данилова, Б.С.Данилов и др. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1434–1440.
11. Геохимия и Rb-Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома / В.Б.Савельева, Ю.А.Костицын, А.В.Травин и др. // Геология и геофизика. 2006. № 2. С. 216–231.
12. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Лантаноиды, актиноиды и минеральные ассоциации в битумах Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 806–813.
13. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР / И.Н.Томсон, А.А.Сидоров, О.П.Полякова и др. // Геология рудных месторождений. 1984. № 6. С. 19–31.
14. Данилова Ю.В., Шевченко С.Г., Клыба Л.В., Данилов Б.С. Состав растворимого углеродистого вещества в породах Аршанской тектонической зоны (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геохимия. 2012. № 2. С. 201–209.
15. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
16. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). – Новосибирск: Гео, 2008.
17. Зарайский Г.П. Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 294–307.
18. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносно-

- сти осадочно-метаморфических пород // Советская геология. 1984. № 2. С. 90–99.
19. *Калгутинское* редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез / А.А.Поцелуев, Л.П.Рихванов, А.Г.Владимиров и др. – Томск: STT, 2008.
 20. *Летников Ф.А., Заячковский А.А., Летникова А.Ф.* К вопросу о геохимической специализации глубоководных высокоуглеродистых систем // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 374–377.
 21. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Аникина (Данилова) Ю.В., Смагунова М.М.* Высокоуглеродистые тектониты – новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795–798.
 22. *Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заури Н.М.* Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 83–88.
 23. *Летников Ф.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В.* Геохимия углисто-карбонатных метасоматитов из зоны глубоководного разлома // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 6. С. 807–809.
 24. *Летникова Е.Ф.* Распределение РЗЭ в карбонатных отложениях различных геодинамических типов (на примере южного складчатого обрамления Сибирской платформы) // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–240.
 25. *Лобзова Р.В.* Графит и щелочные породы района Ботокольского массива. – М.: Наука, 1975.
 26. *Мартихаева Д.Х., Макрыгина В.А., Полозов А.Г.* Состав углеродистых соединений в мраморах тункинского (Восточный Саян) и ольхонского метаморфических комплексов // Геохимия. 2009. № 7. С. 780–784.
 27. *Метасоматизм и метасоматические породы* / Под ред. В.А.Жарикова, В.Л.Русинова. – М.: Научный мир, 1998.
 28. *Новгородова М.И.* Неупорядоченное углеродистое вещество как продукт процессов углеродизации – нового типа гидротермально-метасоматических преобразований пород в рудных районах // Второе совещание по геохимии углерода. М., 1986. С. 132–134.
 29. *Околорудные* изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский край, Россия) / О.В.Русинова, В.Л.Русинов, С.С.Абрамов и др. // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 308–328.
 30. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 1. С. 75–96.
 31. *Савельева В.Б.* Углеродистые тектониты Чернорудско-Баракчинской зоны глубоководного разлома (Западное Прибайкалье) // Зап. ВМО. 1998. № 3. С. 12–21.
 32. *Савельева В.Б., Базарова Е.П.* U-Pb возраст (SHRIMP-II) циркона из сиенитов Тункинского массива, Восточный Саян // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2011. С. 181–183.
 33. *Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина (Данилова) Ю.В.* Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 598–610.
 34. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988.
 35. *Углеродистое* вещество сульфидно-кварцевых жил Курултыкенского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) / М.И.Кузьмин, Ю.П.Трошин, С.М.Бойко и др. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 3. С. 280–288.
 36. *Филимонова Л.Г., Трубкин Н.В., Чугаев А.В.* Особенности рассеянной минерализации Дукатского рудного района (северо-восток России) // Зап. РМО. 2006. № 5. С. 15–37.
 37. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
 38. *Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П.* Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 524–529.
 39. *Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П., Медведев Е.И.* Углеродизация и геохимическая специализация графитоносных пород северной части Ханкайского террейна, Приморье // Геохимия. 2010. № 2. С. 115–125.
 40. *Шмакин Б.М., Загорский В.Е., Макагон В.М.* Редкоземельные пегматиты. Пегматиты необычного состава. – Новосибирск: Наука, 2007.

41. Ferrari A.C., Robertson J. Raman spectroscopy of amorphous, nanostructured, diamond-like carbon, and nanodiamond // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 2004. Vol. 362. P. 2477–2512.
42. Naraoka H., Ohtake M., Maruyama Sh., Ohmoto H. Non-biogenic graphite in 3.8-Ga metamorphic rocks from the Isua district, Greenland // Chemical Geology. 1996. Vol. 133. P. 251–260.
43. Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation / F.J.Luque, J.D.Pasteris, B.Wopenka et al. // Amer. Journal of Science. 1998. Vol. 298. P. 471–798.
44. On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy / O.Beyssac, B Goffe., J.Petit et al. // Spectrochimica Acta Part A. 2003. Vol. 59. P. 2267–2276.
45. Tuinstra F., Koenig J.L. Raman spectrum of graphite // J. Chem. Phys. 1970. Vol. 53. № 3. P. 1126–1130.
46. Wopenka B., Pasteris J.D. Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy // Amer. Mineral. 1993. Vol. 78. P. 533–557.

Данилова Юлия Владимировна,
кандидат геолого-минералогических наук
jdan@crust.irk.ru

Савельева Валентина Борисовна,
кандидат геолого-минералогических наук РАН
vsavel@crust.irk.ru

Данилов Борис Станиславович,
кандидат геолого-минералогических наук
boris@crust.irk.ru

Шумилова Татьяна Григорьевна,
доктор геолого-минералогических наук
shumilova@geo.komisc.ru

CARBONACEOUS SUBSTANCE AND ASSOCIATED ORE MINERALIZATION IN APOCARBONATE METASOMATITES IN THE TUNKINSK FAULT ZONE, EAST SAYAN.

Yu.V.Danilova,
V.B.Savelyeva,
B.S.Danilov,
T.G.Shumilova

Data are presented on formative features of carbonaceous rocks in the Tunkin Fault Zone during the course of the deep circulation fluids interaction with carbonate rocks of the Toltinsk Formation, SE part of the Tunkinskie Gol'tsy (East Sayan Mts., Buryatia). The variation range of $\delta^{13}\text{C}$ in graphite is -14,9 through -6,9‰. Quartz is a typical paragenic associate of carbonaceous substance with muscovite and phengite as minor components. Accessories are F-apatite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, rutile, zircon, Fe hydroxides, barite, parisite, and uraninite. Carbonaceous rock varieties comparatively host rocks are enriched in carbon, silica, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, K_2O , P_2O_5 , to a lesser extent F, S_{tot} , Na_2O , TiO_2 , as well as Ba, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Th, U, Y, REE, Ni, Cu, Sc, V, Cr, Rb and Co. Occurrence in a lengthy fault zone, absence of immediate relations with magmatic bodies, as well as geochemical signatures enable classification of the carbonaceous quartz metasomatites of the Tunkinsk Fault as derivatives of deep reduced fluid systems.

Key words: carbonaceous substance, silicification, fluid system, mineralization, geochemistry, Tunkinsk Fault.

ИЛИКАНО-УНАХИНСКИЙ РУДНО-РОССЫПНОЙ УЗЕЛ ПРИАМУРСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ЗОЛОТОНОСНОСТЬ, ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.В.Мельников

Институт геологии и природопользования
ДВО РАН

В.А.Степанов

Научно-исследовательский геотехнологический
центр ДВО РАН

И.В.Бабичев.

ОАО «Амургеология»

Описаны геологическое строение, золотые рудопроявления и россыпи Иликано-Унахинского рудно-россыпного узла Приамурской провинции. Показано, что рудно-россыпному узлу отвечает тектонический блок между зонами Пригилюйского и Унахинского разломов северо-западного простирания, ограниченный поперечными разломами северо-восточного плана. Установлена зональность размещения россыпей с определенным составом самородного золота, указывающая на формационную принадлежность коренных источников. Даны рекомендации по выявлению новых золоторудных месторождений и россыпей.

Ключевые слова: золото, рудно-россыпной узел, рудопроявление, россыпь.

Иликано-Унахинский рудно-россыпной узел находится в восточной части Джелтулакской металлогенической зоны Приамурской металлогенической провинции (В.А.Степанов, 2013). В его пределах расположены многочисленные, в том числе богатые, россыпи золота в верховьях рек Иликан, Унаха, Брянта, Утугай и Джелтула, из которых добыто около 27,5 т золота, а также ряд рудопроявлений и точек минерализации золота. Площадь узла недостаточно полно исследована на рудное золото, перспективы выявления новых месторождений которого довольно велики.

В геологическом строении узла участвуют в основном метаморфические образования архея, прорванные интрузивными комплексами раннего архея, раннего протерозоя и мезозоя (рис. 1). К наиболее древним относятся нерасчлененные стратифицированные породы – кристаллические сланцы, гнейсы с прослоями кварцитов, амфибо-

литов и кальцифиров нижнеархейской дамбукинской серии. Они слагают значительную часть территории узла. Менее развиты плагиогнейсы, кристаллические сланцы с прослоями магнетитовых кварцитов и амфиболитов верхнеархейской талгинской свиты, вытянутые в северо-западном направлении в виде отдельных блоков. Перекрывающие их горизонтально залегающие нижнемеловые трахиандезиты, андезиты и их туфы бомнакской свиты слагают локальные вулканические постройки в юго-восточной и северной частях площади. Небольшие впадины в восточной части узла выполнены песками с прослоями алевритов, глин и лигнитов миоценовой темнинской свиты. В долинах рек присутствуют аллювиальные галечники, пески и глины квартера.

Интрузивные образования занимают около 20% площади узла. Они представлены докембрийскими и мезозойскими комплексами

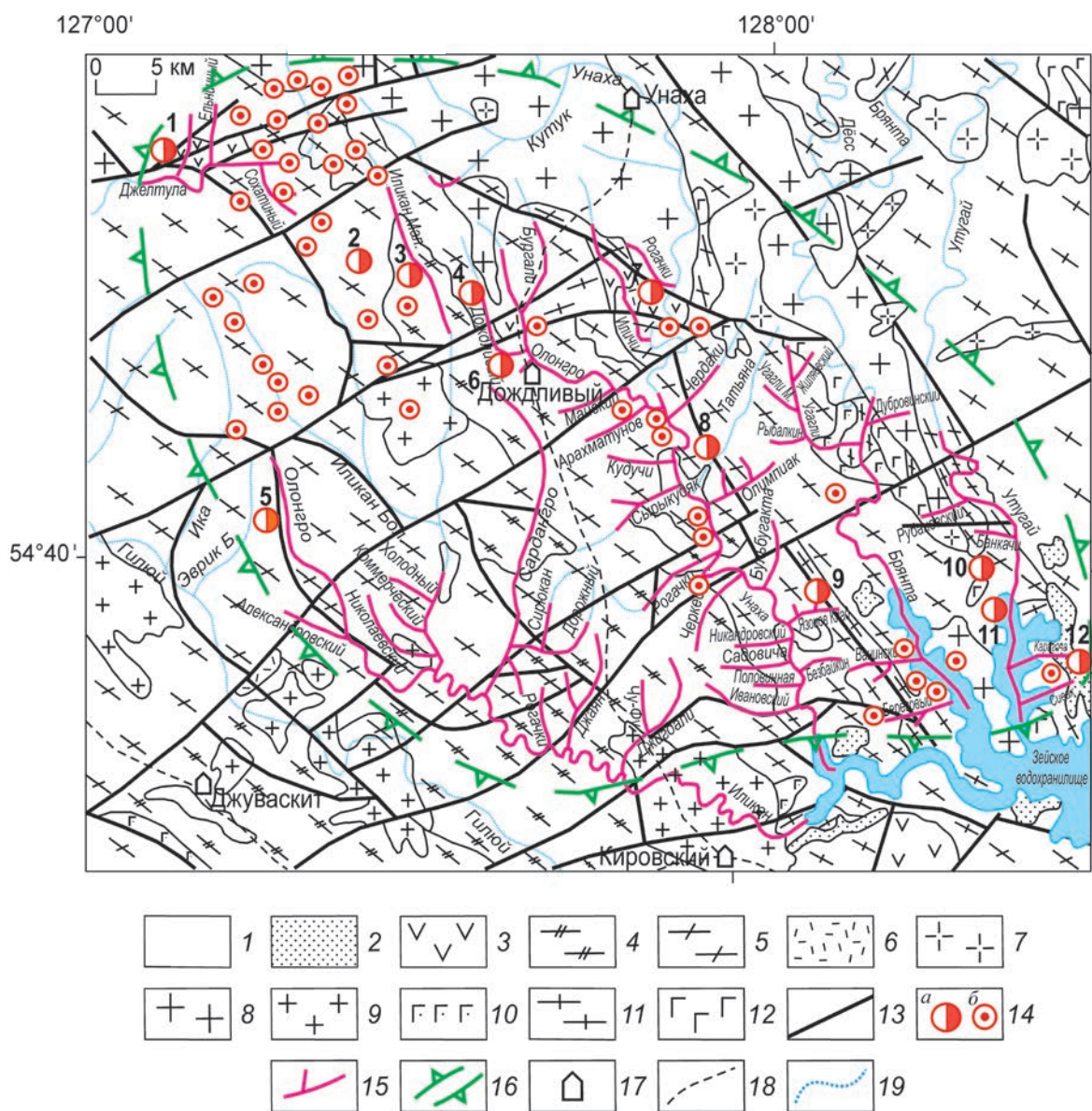


Рис. 1. Геологическое строение Иликано-Унахинского рудно-россыпного узла:

1 – аллювиальные галечники, пески, глины квартера; 2 – пески, прослойки алевритов, глин, лигнитов миоценовой темнинской свиты; 3 – трахиандезиты, андезиты, их туфы нижнемеловой бомнакской свиты; 4 – плагиогнейсы, кристаллические сланцы, прослойки магнетитовых кварцитов и амфиболитов верхнеархейской талгинской свиты; 5 – кристаллические сланцы, прослойки кварцитов, амфиболитов, кальцифиры нерасчлененной нижнеархейской дамбукинской серии; 6 – трахириолиты, риолиты раннемелового бомнакского комплекса; 7 – субщелочные граниты, граниты раннемелового ираканского комплекса; 8 – граниты, плагиограниты, гранодиориты средне-позднеюрского тындинско-бакаранского комплекса; 9 – субщелочные граниты, граниты раннепротерозойского позднестанового комплекса; 10 – габбро-нориты, нориты, пироксениты, дуниты раннепротерозойского лукиндинского комплекса; 11 – плагиограниты, гнейсовидные граниты раннеархейского древнестанового комплекса; 12 – анортозиты, перидотиты, гарцбургиты раннеархейского хорогочинского комплекса; 13 – разломы; 14 – пункты коренной золотой минерализации: а – рудопроявления (1 – Северное, 2 – Иликан Большой, 3 – Иликан Малый, 4 – Бургалы, 5 – Олонгро-Луцы, 6 – Дождливое, 7 – Иличи, 8 – Татьяна, 9 – Язонов Клад, 10 – Широкий, 11 – Утугай, 12 – Сивакинское), б – точки минерализации; 15 – россыпи золота; 16 – границы рудно-россыпного узла; 17 – населенные пункты; 18 – автодороги; 19 – водотоки

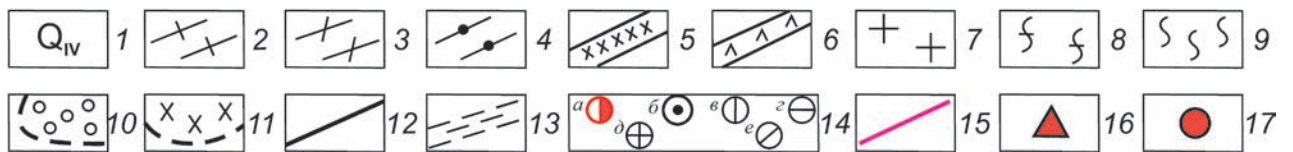
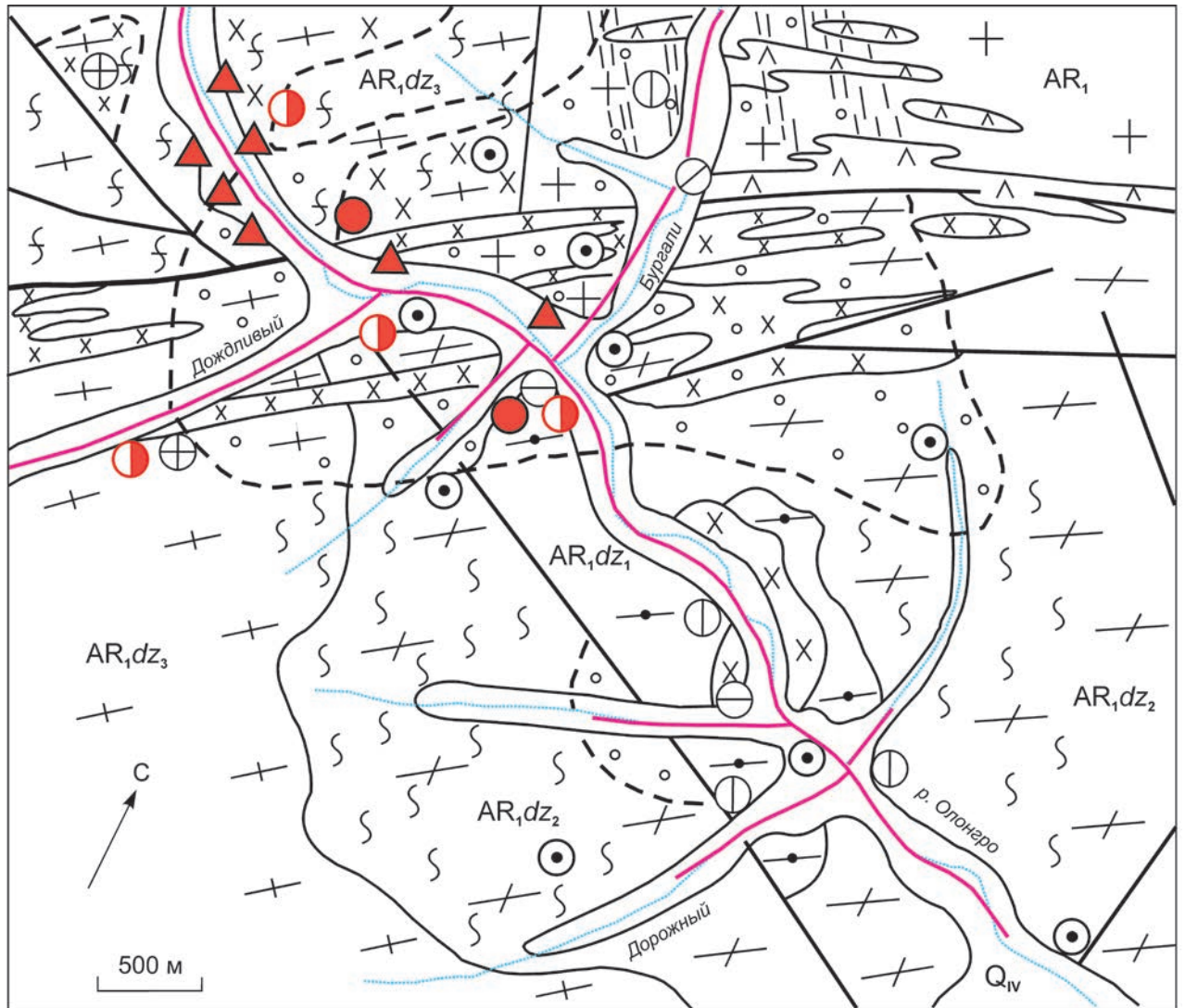


Рис. 2. Рудопроявление Дождливое:

1 – современные пойменные и элювиально-делювиальные отложения; подсвиты джигдалинской свиты: 2 – верхняя – кристаллические сланцы, амфиболиты, линзы слюдяных и железистых кварцитов, 3 – средняя – кристаллические сланцы, прослои двуслюдяных гнейсов, 4 – нижняя – гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты; 5 – гранодиориты тындинско-бакаранского комплекса; б – гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры ираканского комплекса; 7 – биотитовые граниты древнестанового комплекса; 8 – диафториты, бластомилониты; проявление наложенных процессов: 9 – кремнекалийевый метасоматоз, 10 – окварцевание, 11 – гранитизация; 12 – разломы; 13 – зоны рассланцевания; 14 – пункты минерализации (а – золота, б – свинца, в – меди, г – цинка, д – серебра, е – молибдена); 15 – россыпи золота; 16 – штучные пробы из элювия с содержанием Au >1 г/т; 17 – штучные пробы из коренных пород с содержанием Au >1 г/т

ми. Наиболее древние небольшие интрузии в восточной части сложены раннеархейскими анортозитами, перидотитами и гарцбургитами хорогочинского комплекса. Плаггиограниты и гнейсовидные граниты древнестанового комплекса слагают крупную вытянутую в северо-западном направлении интрузию в северо-восточном углу рассматриваемой территории. В раннем протерозое вначале формировались небольшие интрузии габбро-норитов, норитов и пироксенов лукиндинского комплекса. Затем преимущественно в южной части внедрялись массивы субщелочных гранитов и гранитов позднестанового комплекса.

Мезозойский этап магматической деятельности начинался с образования в средне-позднеюрское время крупных вытянутых в северо-западном направлении массивов гранитов, плаггиогранитов и гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса. В раннемеловое время в северо-западной части узла внедрялись интрузии субщелочных гранитов и гранитов ираканского комплекса. Завершился мезозойский этап формированием небольших раннемеловых субвулканических интрузий трахириолитов и риолитов бомнакского комплекса, а также комплекса даек пестрого состава того же возраста.

Архейские метаморфические породы слагают крупную синклинальную структуру северо-западного простирания, ядро которой сложено нижнеархейскими гнейсами и кристаллосланцами. Они разбиты серией разрывных нарушений северо-западной и северо-восточной ориентировки. В целом Иликано-Унахинскому узлу отвечает тектонический блок между зонами Пригилуйского и Унахинского разломов северо-западного простирания, ограниченный с северо-запада и юго-востока поперечными разломами северо-восточного плана.

На площади узла фиксируется слабопеременное магнитное поле от -100 до +100 нТл. В северо-западной части установлена крупная положительная аномалия северо-западной ориентировки интенсивностью до +1900 нТл, которая вызвана крупной интрузией гранодиоритов тындинско-бакаранского комплекса.

При интерпретации данных литохимического опробования м-ба 1:200 000 в пределах уз-

ла выделено аномальное геохимическое поле ранга рудного узла. Оно отличается золото-серебро-полиметаллической специализацией и весьма перспективно на выявление оруденения золото-кварцевой и золото-серебряной формаций (Д.Л.Вьюнов и др., 2002).

На территории узла известен ряд рудопроявлений и пунктов минерализации золота.

Рудопроявление Северное расположено на водоразделе рек Джелтула и Амуткачи среди окварцованных и сульфидизированных докембрийских гнейсов. Выделены три золоторудные минерализованные зоны северо-восточного простирания протяженностью 10 000 м, шириной до 60 м. Содержание Au в отдельных пробах от 0,4–0,8 до 1,5 г/т, As до 0,3%, Pb до 0,08%, Sb 0,01%. Рудные минералы – арсенипирит, галенит, лимонит, пирит, золото. Золото мелкое (0,1–0,25 мм) низкопробное (724–736‰) светло-желтое комковидной, уплощенной и проволоковидной форм. Рудная формация золото-кварцевая.

Рудопроявление Дождливое расположено в бассейне руч. Дождливый, правого притока р. Олонгро. Представлено серией зон мусковит-кварц-полевошпатовых, хлорит-эпидот-мусковит кварцевых, кварц-графит-мусковит-полевошпатовых метасоматитов, иногда сульфидизированных, вмещающих кварцевые жилы и прожилки. Г.И.Неронским в забое шурфов среди гнейсов и гранитоидов установлены золотоносные (до 1–3 г/т) кварцевые жилы с сульфидной минерализацией (рис. 2). На участке широко развиты дайки диоритов. Вероятная протяженность зон золотоносных диафоритов >1 км, мощность 1–3 м. Золото мелкое (0,1–0,35 мм) низкопробное (755–776‰) светло-желтое и зеленовато-желтое уплощенной и проволоковидной форм. Сопутствующими элементами являются Cu 0,0005%, Pb 0,002%, Ba 0,01%, Ag до 50 /т. Оруденение относится к золото-кварцевой формации. Прогнозные ресурсы рудопроявления по категории P₃ оцениваются в 20 т, рудного поля – в 50 т.

Рудопроявление Иликан Большой на водоразделе рек Иликан Большой и Иликан Малый сложено окварцованными и лимонитизированными архейскими гнейсами. Среди многочисленных обломков жильного кварца с сульфидной мине-

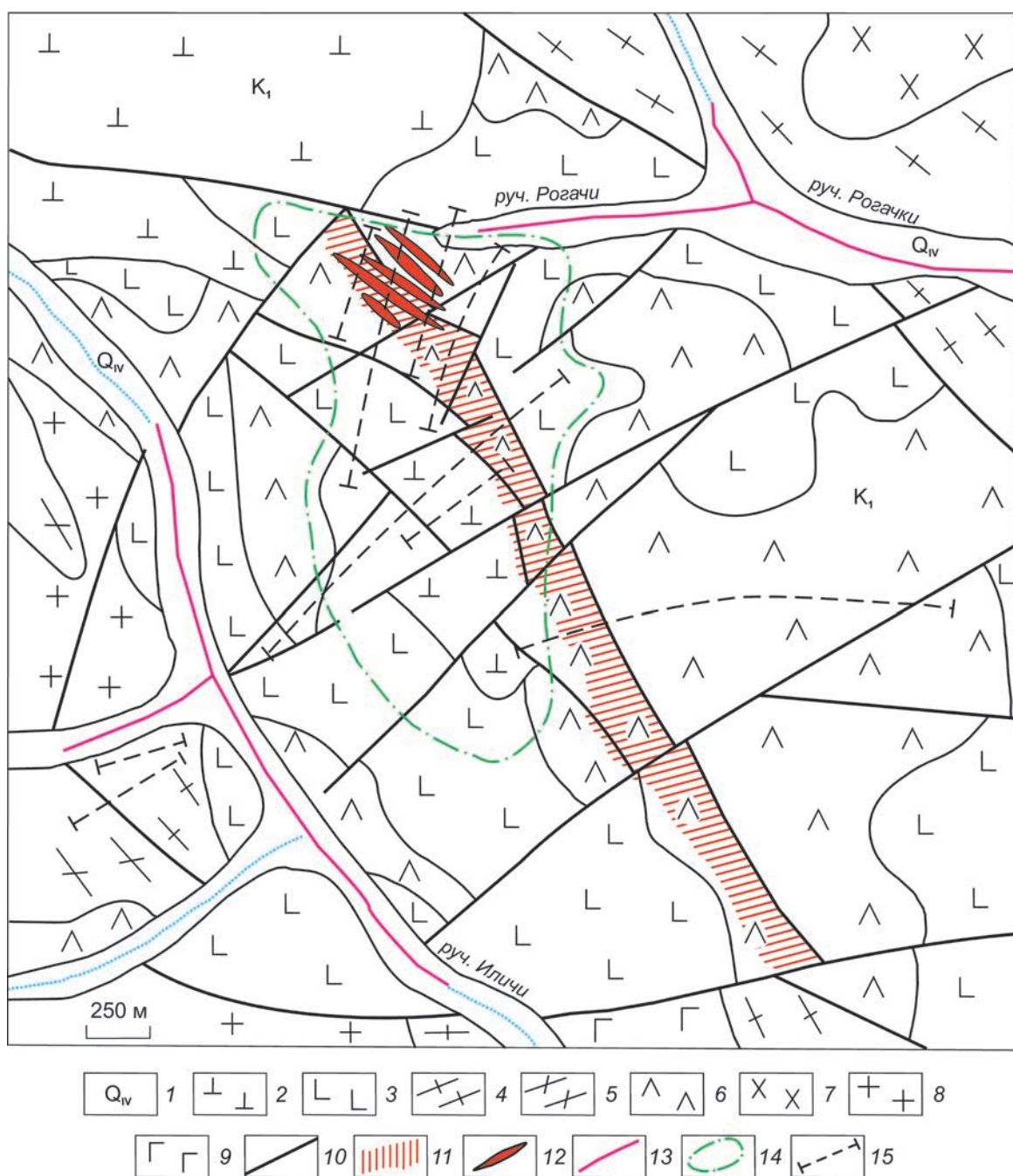


Рис. 3. Рудопроявление Иличи:

1 – современные отложения пойм и русел; 2 – нижнемеловые туфолавы риодацитов; 3 – нижнемеловые лавы андезидацитов и их туфы; 4 – гнейсы биотитовые, кристаллосланцы биотитовые и амфибол-биотитовые, амфиболиты, прослои и линзы железистых и слюдяных кварцитов камрайской свиты; 5 – нижнемеловые кристаллосланцы, роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы джигдалинской свиты; 6 – нижнемеловые субвулканические интрузии андезидацитов и дацитов бомнакского комплекса; 7 – средне-позднеюрские гранодиориты тындинско-бакаранского комплекса; 8 – раннеархейские биотитовые и лейкократовые граниты древнестанового комплекса; 9 – габбро, габбро-амфиболиты хорогочинского комплекса; 10 – разломы; 11 – зона катаклаза и метасоматоза; 12 – золоторудные зоны; 13 – россыпи золота; 14 – комплексный литохимический и шлиховой ореол Au и Ag; 15 – линии горных выработок

рализацией содержание Au достигает 3 г/т, Вi и Мо 0,03%. Рудные минералы – золото, сульфиды молибдена и висмут, нерудные – кварц. Золото мелкое низкопробное (714–746‰) светло-желтое уплощенной и проволочковидной форм.

Рудопоявление Иликан Малый на правом борту р. Иликан Малый (правый приток р. Иликан Большой) сложено докембрийскими гнейсами и гранито-гнейсами, местами окварцованными и лимонитизированными. В многочисленных обломках жильного кварца с сульфидной минерализацией содержание Au достигает 3 г/т, Cu 0,01%, Pb 0,03%. Из рудных минералов отмечаются золото, пирит, халькопирит. Золото мелкое светло-желтое и красновато-желтое комковидной и проволочковидной форм, проба 721–759‰. Рудная формация золото-кварцевая.

Рудопоявление Бургали на водоразделе рек Малый Иликан и Бургали локализовано в окварцованных, лимонитизированных и катаклазированных гнейсах и гранитах докембрия. Представлено минерализованной зоной диафтореза мощностью до 3 м. Содержание Au 0,01–1 г/т (в одной пробе – 4,5 г/т), Ag 5–30 г/т, Вi 0,02%, Pb 0,02%. Из рудных минералов встречаются пирит и самородное золото.

Рудопоявление Олонгро-Луцы в междуречье Олонгро и Луцы (левого притока р. Гилюй) вмещают окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные докембрийские гнейсы, прорванные дайками раннемеловых микродиоритов. Рудовмещающими структурами служат мало-мощные зоны рассланцевания северо-западного простирания и секущие их северо-восточные зоны дробления. Содержание Au в пробах от 0,1 до 5,0 г/т. Рудная формация золото-кварцевая.

Рудопоявление Татьяна расположено на правом берегу руч. Татьяна бассейна р. Унаха. В толще диафторированных гнейсов и амфиболитов зафиксирована залежь тальк-карбонатных пород длиной 250 м, мощностью 4 м. В пределах залежи выявлены кварцевые жилы мощностью до 1,5 м. По данным штуфного опробования содержание Au и Ag достигает 20 г/т, Cu 0,1%. Прогнозные ресурсы золота по категории P₃ оцениваются в 5 т, рудного поля – в 10 т.

Рудопоявление Иличи в придолинной части р. Унаха приурочено к тектоническому бло-

ку, сложенному раннемеловыми вулканитами. За пределами блока развиты докембрийские амфиболиты, гнейсы, кварциты (рис. 3). В вулканитах среднего состава обнаружена зона пропи-литизированных и слабоокварцованных пород длиной 1 км, шириной 80–250 м. Зона вскрыта магистральной канавой и разбурена мелкими буровыми скважинами глубиной 4–5 м с расстояниями между скважинами 10–20 м. В канаве установлено девять интервалов шириной 1–5 м с содержанием Au 1–10 г/т. Оруденение локализовано в маломощных зонах катаклазированных и гидротермально измененных пород. Наиболее золотоносны сильно обохренные и окварцованные породы, содержащие разноориентированные прожилки кварца мощностью до 5 см. Максимальное содержание Au в бороздовой пробе составило 11,2 г/т. Отдельные интервалы оруденелых пород мощностью до 7 м содержат 1–5 г/т Au. Самородное золото мелкое, размером от пылевидного до 0,3 мм, светло-желтое, проба 606–702‰ (электрум). В качестве элементов-примесей в золоте отмечаются Fe, Cu, Mn, Al, Hg. Оруденение отнесено к золото-серебряной формации. Прогнозные ресурсы золота по категории P₁ оцениваются в 8 т, по категории P₂ – в 55 т.

Рудопоявление Язонов Клад размещается в верховьях руч. Безымянный, левого притока р. Унаха. Представлено двумя телами золотоносных хлорит-серицитовых сланцев. Северное рудное тело мощностью до 10 м залегает среди амфиболитов, Южное – на контакте биотитовых гнейсов и гнейсовидных биотитовых гранитов. Бороздовым опробованием установлено 2,2 г/т Au на интервал 1 м, штуфным – Au 6,4–6,8 г/т. В рассечке, пройденной по простиранию рудного тела, в 12 бороздовых пробах содержания Au 0,3–10 г/т. Элементами-спутниками золотого оруденения являются Pb (0,01–0,03%), Cu (0,01–0,03%) и As (до 0,3%). Южное тело золотоносных сланцев имеет мощность ~7,0 м. Золото определено в шести бороздовых пробах с максимальным содержанием 0,8 г/т. В штуфных пробах из кварца содержание Au достигает 3,0 г/т, из обломков интенсивно окварцованных и лимонитизированных основных пород – от 3,8 до 121,2 г/т. В 75 м восточнее установлено два интервала

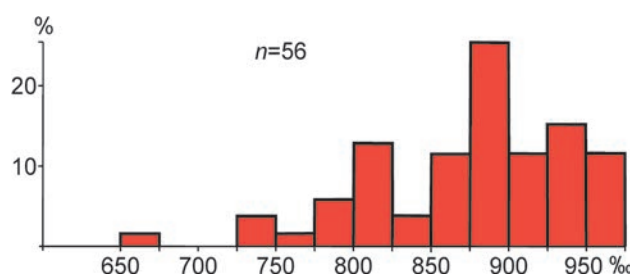


Рис. 4. Гистограмма пробы россыпного золота Иликано-Унахинского узла:

n – число проб

с содержаниями Au 1,2 г/т на 1,4 м и 16,2 г/т на 1,8 м. Золото приурочено к интенсивно окварцованным гранитам с неравномерно проявленными гематитизацией и слабой пиритизацией. В ассоциации с золотом отмечается Pb (0,01–0,3%). Самородное золото мелкое (0,07–0,35 мм), уплощенной, комковидной и проволоковидной форм, проба 844–856‰.

Рудопроявление Широкое в истоках р. Широкая, притока р. Утугай, расположено среди протерозойских габброидов и гнейсов в зоне катаклаза лимонитизации и окварцевания даек гранит-порфиров. В оруденелых окварцованных дайках мощностью 10–65 м, протяженностью до 200 м содержание Au от «следов» до 1,27 г/т, Ag 0,5–5 г/т. Рудная формация золото-кварцевая.

Рудопроявление Утугай на водоразделе р. Утугай и руч. Широкий открыто в 1965 г. при геологической съемке м-ба 1:200 000. Вмещающие породы представлены докембрийскими амфибол-биотитовыми гнейсами, прорванными раннемеловыми гранитами. Оруденелыми являются катаклазированные, окварцованные и пиритизированные дайки гранит-порфиров мощностью 20–70 м. Содержание Au от «следов» до 1,2 г/т, Pb, Cu и Zn – по 0,03%. Рудные минералы – золото и сульфиды, нерудные – кварц.

Рудопроявление Сивакинское находится в северо-западной части побережья Зейского водохранилища, в устье р. Сивак. Вмещающие породы – докембрийские диафторированные, окварцованные, карбонатизированные габбро-амфиболиты, прорванные дайками гранит-порфиров. В минерализованных зонах рассланцевания (длина 40–60 м, мощность 0,3–0,5 м) в гра-

нит-порфирах с прожилками кварц-карбонатного состава содержание Au 0,4–1 г/т, среди сопутствующих элементов отмечаются Ag, Pb Zn и Cu.

Таким образом, большая часть рудопроявлений золота Иликано-Унахинского узла относится главным образом к золото-кварцевой формации. Исключение составляет рудопроявление Иличи, отнесенное к золото-серебряной формации (проба золота 606–702‰). По составу самородного золота оруденение золото-кварцевой формации можно разделить на две группы. В первую входят рудопроявления с низкопробным (714–759‰) золотом (Северное, Иликан Большой, Иликан Малый), во вторую – рудопроявление Язонов Клад с золотом средней пробы (844–856‰). По аналогии с зональностью золото-кварцевой формации Центральной Колымы (В.А.Степанов, 2001) первая группа рудопроявлений отвечает прикорневой части рудной колонны, вторая – средней, наиболее перспективной на выявление крупных месторождений золота.

Россыпи золота. Из россыпей Иликано-Унахинского узла добыто около 27,5 т золота. Наиболее богатыми являются россыпи рек Иликан (добыто 6,8 т золота), Олонгро (3,7 т), Сардангро (2,1 т), Джелтула (1,1 т) и Унаха (1,5 т). Золото в россыпях преимущественно мелкое, реже средней размерности. Иногда отмечаются мелкие самородки (россыпи рек Брянта, Унаха, Сарыкудяк). Преобладает золото хорошей окатанности, пластинчатой и чешуйчатой форм, встречается комковидное, дендритовидное и нитевидное. Наблюдаются редкие сростки золота с кварцем, еще реже с кварц-полевошпатовыми породами, в россыпи р. Сардангро на золотинах установлены налеты гидроксидов железа. В нижнем течении р. Утугай золото ассоциирует с пиритом.

Средняя проба золота в россыпях варьирует в широких пределах от электрума (руч. Рогачки) до высокопробного (руч. Ефимовский). Наиболее распространено золото проб 875–900 и 925–950‰, немного менее 800–825‰ (рис. 4). Золото с низкой пробой от электрума до 750‰ зафиксировано в небольшом количестве россыпей. Это может свидетельствовать о нали-

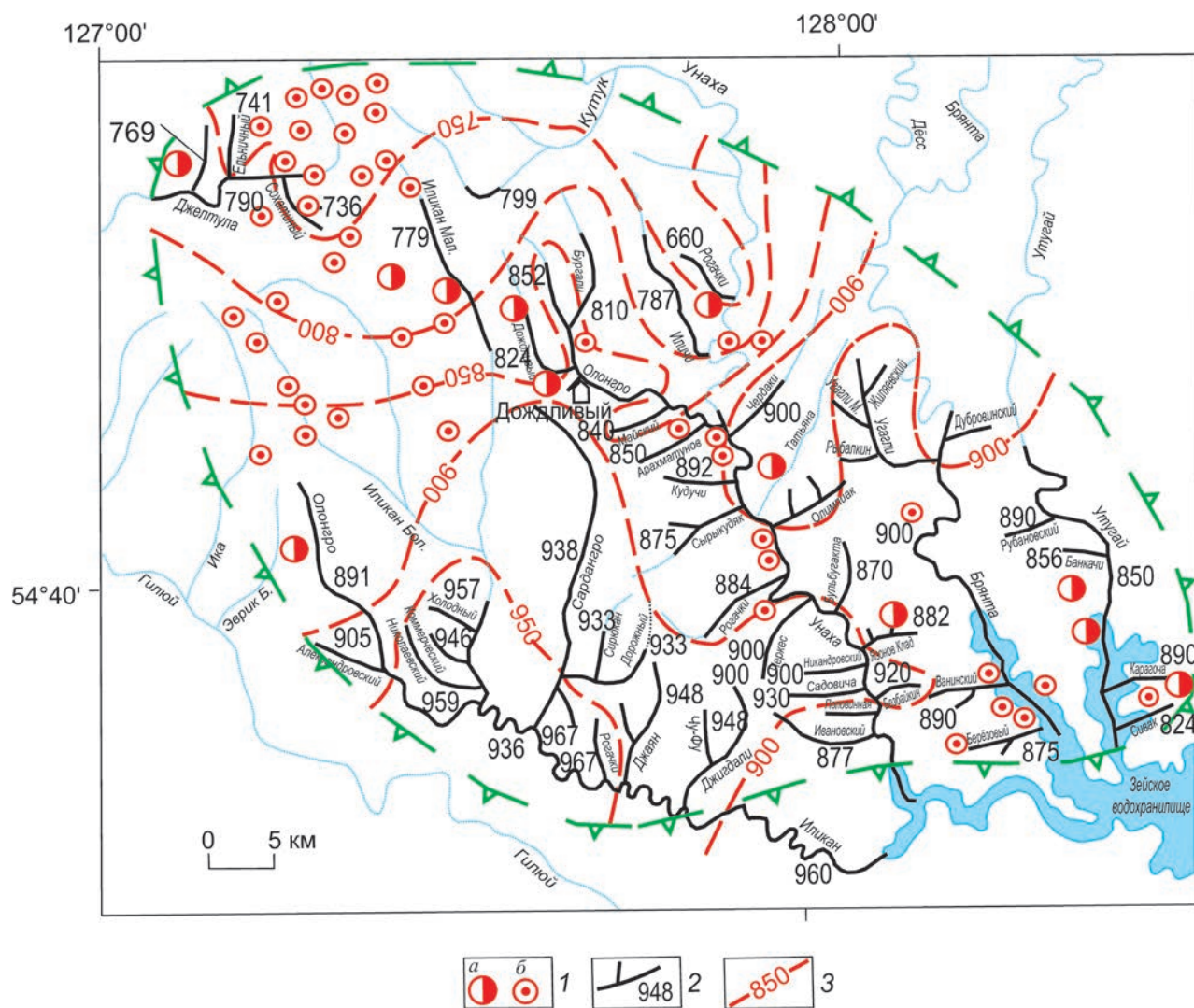


Рис. 5. Изолинии пробы россыпного золота Иликано-Унахинского узла:

1 – рудопроявления (а), точки минерализации (б) золота; 2 – россыпи и проба самородного золота; 3 – изолинии пробы россыпного золота; остальные усл. обозн. см. рис. 1

ции двух источников (золото-кварцевой и золото-серебряной формаций) поступления золота в россыпи.

Закономерности размещения золотого оруденения и россыпей. В пределах Иликано-Унахинского узла широко и равномерно распространены россыпи золота, причем большая их часть в долинах рек, приуроченных к разрывным нарушениям северо-западного простирания. Рудопроявлений выявлено сравнительно немного. Золото во всех россыпях преимущественно мелкое, но разной пробы. Наблюдается зональность

размещения россыпей с определенным составом самородного золота. Золото низкой пробы (от электрума до 799‰) содержится в россыпях северо-западной части узла (бассейн рек Джелтула, Малый Иликан и Иличи). Из них добыто 2,7 т низкопробного золота и электрума. Далее к югу в центральной части узла в россыпях встречается золото средней пробы (800–899‰). Из этих россыпей добыто гораздо больше золота (12,1 т). Еще южнее в бассейне р. Иликан в россыпях присутствует главным образом высокопробное золото (рис. 5). Из них получено 12,6 т

золота. В северо-западной части узла среди преобладающих метаморфических образований и интрузий докембрия развиты небольшие раннемеловые вулканоструктуры, сложенные эффузивами среднего состава бомнакской свиты. В рудопроявлении золото-серебряной формации Иличи, расположенном в одной из них, отмечается мелкое и пылевидное низкопробное золото (электрум пробой 606–702‰). В двух золото-кварцевых рудопроявлениях из этой части узла проба золота также низкая: Северное – 724–736‰, Иликан Малый – 721–759‰, Иликан Большой – Иликан Малый – 714–746‰. В центральной части среди гнейсов и кристаллосланцев преимущественно раннеархейского возраста размещаются золото-кварцевые рудопроявления с золотом средней пробы. Так, в рудопроявлении Язонов Клад проба золота 844–856‰. На рудопроявлении Дождливое она несколько ниже (755–776‰), но выше, чем в рудопроявлениях северо-западной части узла. На юге развиты в основном нижнеархейские метаморфические образования. Рудопроявления золота в этой части узла не установлены, известны лишь редкие точки минерализации золота, хотя из двух десятков россыпей с высокопробным золотом добыто около 12,6 т золота.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод о перспективности Иликано-Унахинского узла на выявление месторождений рудного и россыпного золота. В северной части площади узла рекомендуется проведение поисковых

работ на золото-серебряное оруденение в пределах вулканических построек раннемелового возраста, в первую очередь на рудопроявлении Иличи, не доизученном на флангах и глубоких горизонтах. В средней части площади исходя из типоморфных особенностей россыпного и рудного золота прогнозируется выявление крупнообъемного золотого оруденения со сравнительно бедными рудами при доизучении рудопроявлений Язонов Клад и Дождливое. В южной части узла на поиски золотого оруденения представляют интерес долины наиболее богатых россыпей золота (низовья р. Олонгро с притоками Александровский и Николаевский, а также бассейн левых притоков р. Иликан – Джигдали и Джаян).

Новые россыпи золота прогнозируются в верховьях рек Ика-Макит, Ика, Иликан Большой, а также в руч. Хорого, притоке р. Кутук. Поскольку золото в россыпях главным образом мелкое и тонкое, отвалы крупных россыпей (Иликан, Сардангро, Олонгро, Унаха) могут представлять интерес на выявление техногенных россыпей.

Мельников Антон Владимирович,
кандидат геолого-минералогических наук
anton_amur@mail.ru

Степанов Виталий Алексеевич,
доктор геолого-минералогических наук
vitstepanov@yandex.ru

Бабичев Игорь Владимирович,
igoramur2009@rambler.ru

THE ILIKAN-UNAKHINSK ORE-PLACER CLUSTER, AMUR PROVINCE: GEOLOGY, GOLD PROSPECTIVITY AND FUTURE VIEWS

A.V.Melnikov
V.A.Stepanov
I.V.Babichev

Geology, bedrock mineralization and gold placers of the Ilikan-Unakhinsk cluster, Amur gold province, are described. As demonstrated, the cluster corresponds to a tectonic mass bordered by NW-striking Prigilyuisk and Unakhinsk faults and a series of NE-trending tectonic zones. A zonal pattern of placers is revealed by the native gold chemistries, the latter being indicative of the formative features of the bedrock parent mineralization. Recommendations are given on exploration for gold bedrock deposits and placers.

Key words: gold, placer and bedrock cluster, ore showing, placer.

АКЦЕССОРНЫЕ СУЛЬФИДЫ ИЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ

А.Н.Юричев

Томский государственный университет

Приведены особенности акцессорных сульфидов из реститовых ультрамафитов Восточного и Западного Саян, Республики Тыва. Описаны их типоморфизм и специфические черты химического состава. Выявлено, что преобладающими акцессорными сульфидными минералами реститовых ультрамафитов являются сульфиды Fe, Ni и Co, которые разделены на две генетические группы. Каждая генерация сульфидов связана с различными процессами становления и преобразования вмещающих ультрамафитов.

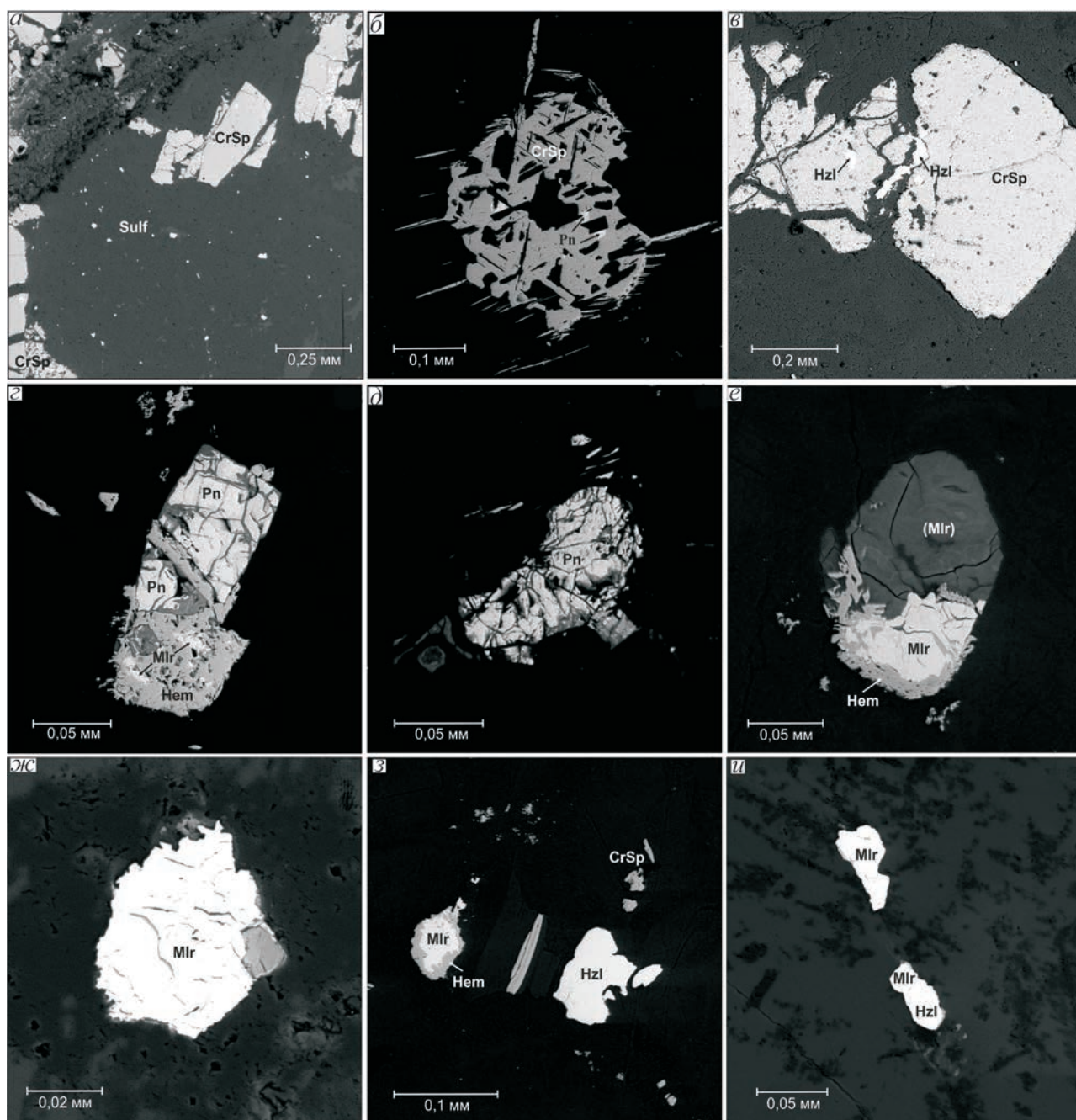
Ключевые слова: реститы, ультрамафиты, акцессорные сульфиды, химизм, пентландит, миллерит, хизлевудит.

Ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава – составная часть мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как образования мантийного генезиса, связанные с ранними этапами развития складчатых сооружений, известные промышленной хромитоносностью, асбестоносностью, никеленосностью латеритного типа с благороднометальной и платиноидной минерализацией. В настоящее время спорность многих аспектов петрологии реститовых ультрамафитов обусловлена недостаточной изученностью этих интереснейших образований. В частности, слабая проработанность аспектов, касающихся минералогии массивов, не дает возможности их обобщения. Установлено, что одним из главных носителей генетической информации является минерал, а не только порода. Изучив в достаточной степени минералогию объекта, можно восстановить историю его образования и преобразования.

Хромитовые месторождения в ультрамафитовых массивах офиолитовых поясов все чаще

рассматриваются как комплексные хромитово-платиноидные, в которых элементы платиновой группы образуют собственные минералы или рассеяны в акцессорных сульфидах [5, 12], поэтому изучение химизма попутной сульфидной минерализации имеет важное научное и практическое значение.

Из рудной минерализации, отмечаемой в реститовых ультрамафитах, только минералогия хромшпинелидов в настоящее время наиболее хорошо изучена [3, 4, 6–10, 13, 15, 17, 19], другие рудные минералы, в частности сульфиды, в литературе освещены значительно слабее [4, 5, 12]. Трудности в диагностике сульфидов обусловлены их крайне малыми размерами (10–40 мкм, очень редко до 2 мм) и весьма незначительным содержанием в породах от 0,01 до 0,2%. С помощью рентгеноспектрального микроанализа [20] на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700, изучена акцессорная сульфидная минерализация в породах реститового идарского дунит-гарцбургитового



Акцессорная сульфидная минерализация из реститовых ультрамафитов Восточного и Западного Саян, Республики Тыва:

а – сульфидная минерализация в основной матрице породы между зернами хромшпинели (Эргакский массив); *б* – включения «первично мантийного» пентландита в зерне хромшпинели (идарский комплекс); *в* – агрегативные включения хизлевудита, «залечивающие» трещинки в зернах хромшпинелидов (Калнинский массив); *г*, *д* – зерна «первично мантийного» пентландита в основной силикатной массе породы (идарский комплекс); *е* – не полностью скрытое шлифовкой самостоятельное зерно миллерита, замещаемое гематитом (идарский комплекс); *ж* – зерно миллерита с корродированными краями (Агардагский массив); *з*, *и* – выделения миллерита и хизлевудита, взаимоотношение между ними в основной матрице породы (идарский комплекс и Агардагский массив соответственно); Sulf – сульфидная минерализация; Pn – пентландит; Hzl – хизлевудит; Mir – миллерит; CrSp – хромшпинель; Hem – гематит

комплекса Канской глыбы Восточного Саяна [14], а также в ультрамафитовых массивах из офиолитовых комплексов – Калнинском (Западный Саян, Красноярский край) [1, 11], Эргакском и Агардагском (Республика Тыва) [2, 3, 16, 18]. В ходе данного исследования среди сульфидов установлены пентландит, никелистый пентландит, никель-кобальтистый пентландит, кобальтпентландит, миллерит, хизлевудит, железистый хизлевудит.

Пентландит и его химические разновидности зафиксированы в ультрамафитах идарского комплекса и Эргакского массива, где их количество варьирует от единичных зерен до долей процента. Минерал образует обособленные мелкие трещиноватые зерна прямоугольной, округлой форм размером до 0,2 мм по границам зерен оливина и мельчайшие (до 0,03 мм), чаще треугольные, выделения внутри зерен хромшпинелидов (рисунок, а, б, г, д). В самостоятельных зернах отмечается весьма отчетливая октаэдрическая спайность по системе (111). Цвет минерала бело-желтый, отражательная способность высокая. Он нередко встречается в ассоциации с миллеритом и хизлевудитом, иногда образует сростки с магнетитом и аваруитом. В отдельных аншлифах вокруг зерен пентландита прослеживается гематитовая «рубашка» (см. рисунок, г). Химический состав собственно пентландита близок к его стехиометрической формуле и одинаков как в самостоятельных зернах, так и во включениях (таблица). В его составе наблюдается широкий изоморфизм между Fe, Ni и Co, что позволяет выделить никелистые (роль Ni возрастает до ~38%) и никель-кобальтистые (содержание Co увеличивается до ~5% при значениях Ni ~40–41%) разновидности. В ультрамафитах Эргакского массива выделено несколько зерен, отнесенных по химическому составу автором к кобальтпентландиту (Co, Ni, Fe)₉S₈ (см. таблицу).

Миллерит отмечен во всех исследуемых объектах за исключением Калнинского массива. Он встречается в основной массе породы в виде самостоятельных округлых, удлинённых зерен или зернистых агрегативных выделений размером до 0,15 мм в ассоциации с пентландитом и хизлевудитом, нередко в составе гематитовой мас-

сы (см. рисунок, г, е–и). Выделения характеризуются корродированными границами, неправильной формой, латунно-желтым цветом в отраженном свете и невысоким рельефом. Химический состав минерала близок к стехиометрической формуле, в отдельных анализах имеется примесь Co до 1,79% и Fe до 1,98% (см. таблицу).

Хизлевудит – широко распространенный сульфид, присутствующий во всех пробах пород из исследуемых реститовых ультрамафитов. Он встречается в виде мелких желтовато-кремовых в отраженном свете агрегативных включений неправильной формы, заполняющих трещинки в зернах хромшпинелидов (см. рисунок, в), а также преимущественно в виде рассеянной вкрапленности самостоятельных мелких зерен размером до 0,05 мм в интерстициях между индивидами хромшпинелидов (см. рисунок, а, з–и). Минерал обычно ассоциирует с миллеритом, по периферии нередко замещается последним. Химический состав изученного хизлевудита от стехиометрического отличается несколько пониженным содержанием Ni при повышенном количестве S, часто фиксируется примесь Fe (0,23...1,43%), реже Co (0,04...0,55%). В хизлевудитах из ультрамафитов Калнинского массива установлена примесь Cr (0,90...1,71%), что, по мнению автора, объясняется «заражением» минерала присутствующим в нем тонкодисперсным хромитом. В ультрамафитах реститового идарского комплекса и Эргакского массива выявлены зерна хизлевудита с высоким содержанием Fe (до 12,2%), которые отнесены нами к железистому хизлевудиту. В данной его разновидности постоянно отмечается примесь Co (0,64...0,89%) (см. таблицу).

Таким образом, проведенные исследования показывают, что преобладающими акцессорными сульфидными минералами реститовых ультрамафитов являются сульфиды Fe, Ni и Co. По химическому составу и типоморфным особенностям их можно разделить на две генерации или парагенетические ассоциации, которые связаны с различными процессами становления и преобразования вмещающих ультрамафитов.

Сульфиды первой генетической группы – «первично мантийные» и содержатся преимущественно в не затронутых метаморфизмом

Химический состав сульфидных минералов из реститовых ультрамафитов, вес. %

Объект	Образец	Ni	Co	Fe	Cr	S	
1	2	3	4	5	6	7	
<i>Пентландит</i>							
Включения в зернах шпинелидов							
Идарский	23/1-3-1	31,56	1,25	33,05	–	34,14	
	23/1-2-2	32,07	1,16	33,92		32,86	
	23/1-2-4	32,79	1,07	32,60		33,53	
	Среднее (3)	32,14	1,16	33,19		33,51	
Самостоятельные обособленные зерна							
Идарский	23/1-1-1	32,34	1,57	32,85	–	33,24	
	23/1-1-2	32,24	1,64	32,49		33,63	
	23/1-2-1	31,96	1,46	33,42		33,16	
	23/1-3-с1	32,63	2,38	32,18		32,81	
	Среднее (4)	32,29	1,76	32,73		33,21	
<i>Никелистый пентландит</i>							
Эргакский	Эр 201_5	37,74	1,45	27,83	–	32,98	
<i>Никель-кобальтистый пентландит</i>							
Эргакский	Эр 1_3	40,72	3,34	22,47	–	33,47	
	Эр 1_4	40,83	5,11	21,25		32,82	
	Среднее (2)	40,77	4,22	21,86		33,14	
<i>Кобальтпентландит</i>							
Эргакский	Эр 1_1	24,49	23,87	17,82	–	33,82	
	Эр 1_2	23,14	26,83	16,92		33,10	
	Среднее (2)	23,82	25,35	17,37		33,46	
<i>Миллерит</i>							
Идарский	2010-2-2	65,98	0,03	1,98	–	32,02	
Агардагский	15016.1-1	63,95	–	–	–	36,05	
	15016.1-2	63,84	0,60	0,31		35,25	
	15016.2-1	62,46	–	0,31		37,23	
	15016.2-2	62,29	1,79	0,38		35,54	
	15023/1.1-1	64,45	–	–		33,55	
	15023/1.1-2	66,74				33,26	
	15023/1.1-3	66,50				33,50	
	15023/1.2-1	67,36				32,64	
	15023/1.3-1	65,88				34,12	
	15023/1.3-2	65,82				34,18	
	15023/1.4-1	67,25				32,75	
	15023/1.4-2	66,56				33,44	
	Среднее (12)	65,26				34,29	
Эргакский	Эр 201_1	66,37			–	–	33,63
	Эр 1_5	62,45			0,59	0,15	36,81
	Среднее (2)	64,41					35,22
<i>Хизлевулит</i>							
Идарский	2010-1-1	71,02	0,04	1,08	–	27,86	
	2010-1-3	72,41		0,23		27,36	
	2010-1-4	72,11	–	0,35		27,53	
	Среднее (3)	71,85		0,55		27,59	
Агардагский	15023/1.1-4	71,97	–	–	–	28,03	
	15023/1.2-2	71,84				28,16	
	Среднее (2)	71,90				28,10	

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
Калнинский	C-37-733_4	72,39	–	1,34	–	26,27
	C-37-733_5	71,32		1,43		27,25
	C-37-733_1	70,37		0,99		28,64
	C-37-733_2	71,44		1,09		27,47
	C-36-271_1	70,39	0,38	0,74	1,38	27,11
	C-36-271_2	71,09	–	0,45	0,90	27,56
	C-36-271_3	70,40		0,90	1,71	26,99
	C-36-271_4	71,68		0,54	0,75	27,03
	C-36-271_5	70,14		0,73	1,03	28,10
	C-36-271_1	70,25	0,55	0,97	1,03	27,20
	Среднее (10)	70,95		0,92	1,13	27,36
Эргакский	Эр 201_2	74,12	–	–	–	25,88
	Эр 201_3	73,96				26,04
	Эр 201_4	74,39				25,61
	Среднее (3)	74,16				25,84
<i>Железистый хизлевудит</i>						
Идарский	2010-1-2	63,32	0,64	12,12	–	23,92
Эргакский	Эр 1_7	65,15	0,89	4,28	–	29,67

Примечание. Химический состав определен О.В.Бухаровой, А.С.Кульковым на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si(Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700, в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

реститовых ультрамафитах в виде включений в хромшпинелидах, а также мелких самостоятельных рассеянных зерен в основной матрице породы. Среди изученных сульфидных минералов к ним относятся собственно пентландиты из ультрамафитов реститового идарского комплекса Восточного Саяна. Другими исследователями [4, 12] на примере альпинотипных ультрабазитов Полярного Урала к данной группе, помимо собственно пентландита, причислены пирит, троилит, никелистый троилит, халькопирит, железистый пентландит, медистый пентландит, купропентландит, а также малосульфидные фазы Fe, Ni и Cu: $(Fe_2Cu)_3S_2$, $(Fe, Cu)_3S_2$, $(Cu_2Fe)_3S_2$, $(Fe_2Ni)_3S_2$.

Сульфиды второй парагенетической ассоциации отмечены во всех исследованных объектах и представлены никелистым и никель-кобальтистым пентландитами, кобальтпентландитом, миллеритом, хизлевудитом, железистым хизлевудитом. Их формирование, очевидно, связано с процессом автометаморфической α -лизардитизации ультрамафитов в зеленосланцевую фацию регрессивного регионального метаморфизма, когда высвобождавшиеся при серпентинизации

оливинов и пироксенов Ni и Co соединялись с серой гидротермальных растворов и кристаллизовались в виде сульфидов системы Fe-Ni-Co-S. Металлогеническая особенность и химизм таких образований состоят в наличии в основном сульфидов Ni и Fe (при подчиненной роли последнего) с высокой изоморфной примесью Co и почти полном отсутствии или крайне редкой встречаемости медьсодержащих фаз сульфидов. Медь присутствует главным образом в качестве самородной фазы. При этом характерная черта данного парагенезиса – широкое развитие процессов взаимодиффузии компонентов на границах срастаний зерен разных минералов, что приводит к образованию редких разновидностей сульфидных минералов: никелистого пентландита, никель-кобальтистого пентландита, железистого хизлевудита и др.

Сравнительный анализ составов акцессорных сульфидных минералов из реститовых ультрамафитов рассмотренных массивов и аналогичных данных из реститовых ультрамафитов Полярного Урала [4, 12] показывает, что их составы в целом близки, но различаются по набору и количеству минералов, входящих в парагенетические ас-

социации. Эта особенность, а также некоторые различия в химическом составе сульфидов, очевидно, обуславливаются спецификой исходного рестита, химизмом среды и флюидного режима формирования каждого конкретного геологического объекта.

А.Б.Макеевым [4] по результатам исследования реститовых ультрамафитов Полярного Урала сделано предположение о существовании и третьей генетической группы сульфидов, которая возникает в заключительный этап гидротермального изменения ультрамафитов с образованием антигоритовых серпентинитов в зонах контактов массивов с породами рамы, зонах меланжа и тектонической активации – сбросах и надвигах. К данной группе им отнесен следующий набор минералов: тунгстенит (WS_2), сфалерит, молибденит, бейрихит, паркерит ($Ni_3Bi_2S_2$), гауэрит (MnS_2), герсдорфит ($NiAsS$), теннантит ($Cu_{12}As_4S_{13}$), германит, медистый миллерит, медистый хизлевудит, фаза Cu_3S_2 , магнитный моноклинный пирротин и пирит. Характерная особенность акцессорных сульфидов третьей генерации – накопление в них минералов редких элементов (W, Bi, Ge, As, Mo и др.), которые выступают здесь не в качестве примесей, а становятся минералообразующими. Однако для однозначного выделения и интерпретации третьей генетической группы акцессорных сульфидов необходимы дополнительные исследования подобной минерализации в реститовых ультрамафитах из различных складчатых областей России и мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Еханин Д.А.* Геологическое строение и перспективы рудоносности Калнинского ультрабазитового массива // Разведка и охрана недр. 2010. № 9. С. 24–28.
2. *Кривенко А.П., Подлипский М.Ю., Агафонов Л.В.* Петрология и минералогия гипербазитов Эргакского массива // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды общества. Кызыл. 2004. С. 61–77.
3. *Леснов Ф.П., Подлипский М.Ю., Поляков Г.В., Палесский С.В.* Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // ДАН. 2008. № 5. С. 660–664.
4. *Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. – СПб.: Наука, 1992.
5. *Молошаг В.П., Гараева А.А., Нечкин Г.С., Вороница Л.К.* Акцессорная сульфидная минерализация платиноносного пояса (на примере Косвинского дунитового тела Кытлымского массива) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Мат-лы Третьей Международной конференции. Екатеринбург, 2009. Т. 2. С. 54–56.
6. *Округин А.В.* Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3–10.
7. *Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т.* Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.
8. *Савельев Д.Е., Сначев В.И.* Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // Руды и металлы. 2012. № 2. С. 36–40.
9. *Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.* Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008.
10. *Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.* Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.
11. *Чернышов А.И., Юричев А.Н.* Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.
12. *Щербакова А.В.* Геологическое строение и особенности попутной сульфидной минерализации хромитовых месторождений Полярного Урала: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М., 2000.
13. *Юричев А.Н.* Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.
14. *Юричев А.Н.* Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-

- Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11–20.
15. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42–50.
16. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (республика Тыва) // Изв. ТПУ. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.
17. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petroctonik history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geological magazine. 2011. Vol. 148. P. 802–818.
18. *Coupled* evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data / J.A.Pfander, K.P.Jochum, I.Kozakov et al. // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 154–174.
19. Power M.R., Pirrie D., Andersen J.C., Wheeler P.D. Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator // Geology. 2000. Vol. 28. P. 1027–1030.
20. Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. – N.Y.: Cambridge University Press, 2005.

Юричев Алексей Николаевич,
кандидат геолого-минералогических наук
juratur@sibmail.com

ACCESSORY SULFIDES FROM RESTITIC ULTRAMAFITES

A.N.Yurichev

The paper presents the features of accessory sulfides from restitic ultramafites of Eastern and Western Sayan and Tuva Republic. Typomorphism and individual rock chemistry features are shown. As demonstrated, the predominant accessory sulfide minerals of restitic ultramafites are sulfides of Fe, Ni and Co, which are classified into two genetic groups. Each generation of sulfides associates with individual sequence of formative processes and transformations of the host ultramafic rocks.

Key words: restite, ultramafite, accessory sulfide, chemistry, pentlandite, millerite, heazlewoodite.

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА РОССЫПНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПЛАТИНЫ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ р. УОРГАЛАН

Ю.В.Ермакова

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

В.И.Куторгин

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

По результатам разведки определена группа сложности россыпи в нижнем течении р. Уоргалан. Путем сравнительного анализа основных параметров продуктивного пласта и условий его залегания оценена достоверность бурового способа разведки. Результаты сопоставления данных по разведываемому и сопредельному эксплуатируемому участкам месторождения показали высокую достоверность разведки крупной по запасам россыпи платины.

Ключевые слова: оценка, разведка, эксплуатация, содержания шлиховой платины, пласт, запасы.

Изученный участок – составная часть россыпного месторождения платиноидов – приурочен к долинным отложениям нижнего течения р. Уоргалан, сформированным на значительном (>25 км) удалении от коренного источника – Кондерского ультраосновного массива. Месторождение сформировано в результате неоднократного перемыва аллювиальных и смешанных отложений. Максимальные концентрации шлиховой платины* связаны с древними этапами развития долины, преимущественно плиоцен-раннечетвертичного и в меньшей степени ранне-среднечетвертичного времени. Россыпь с кондиционными параметрами относится главным образом к приплотиковой части древних отложений поймы и первой надпойменной террасы. На отдельных участках россыпи проявляется подвесной пласт.

Река Уоргалан протяженностью >50 км является правым притоком р. Омня (бассейн р. Мая) в Хабаровском крае. Площадь сложена среднерифейскими терригенно-карбонатными образованиями. В плотике долины скважинами

вскрыты алевриты, которые по материалам ГГС-50 относятся к кондерской свите (рис. 1). Морфологические элементы долины в пределах изученного участка – низкая (0,5–1,0 м) и высокая (1,0–1,5 м) поймы, первая надпойменная терраса высотой 2,0–4,0 м и террасоувалы, переходящие в пологий склон. Высота перехода террасоувалов в склон относительно уреза воды достигает 30 м.

Оценка россыпи проведена буровым способом с применением станков БУ 20-2УШ (ударно-канатный) и частично «Соник» (вибровращательный). Форма, внутреннее строение и условия залегания платиноносного пласта определялись методом построения поперечных вертикальных разрезов по данным проходки скважин с шагом 20–40 м, в прибортовых частях – до 80 м; между линиями – 400–200 м (до 800 м). Качественная и количественная характеристики шлиховой платины и золота выяснялись путем отбора и обработки проб. Опробование скважин производилось по мере их углубки с интервалами 0,4 м. При отборе проб использовалась

* Агрегаты минералов шести элементов платиновой группы (ЭПГ): платины, иридия, осмия, рутения, родия и палладия. Шлиховая платина содержит 80–87 мас. % Pt и первые проценты ЭПГ.

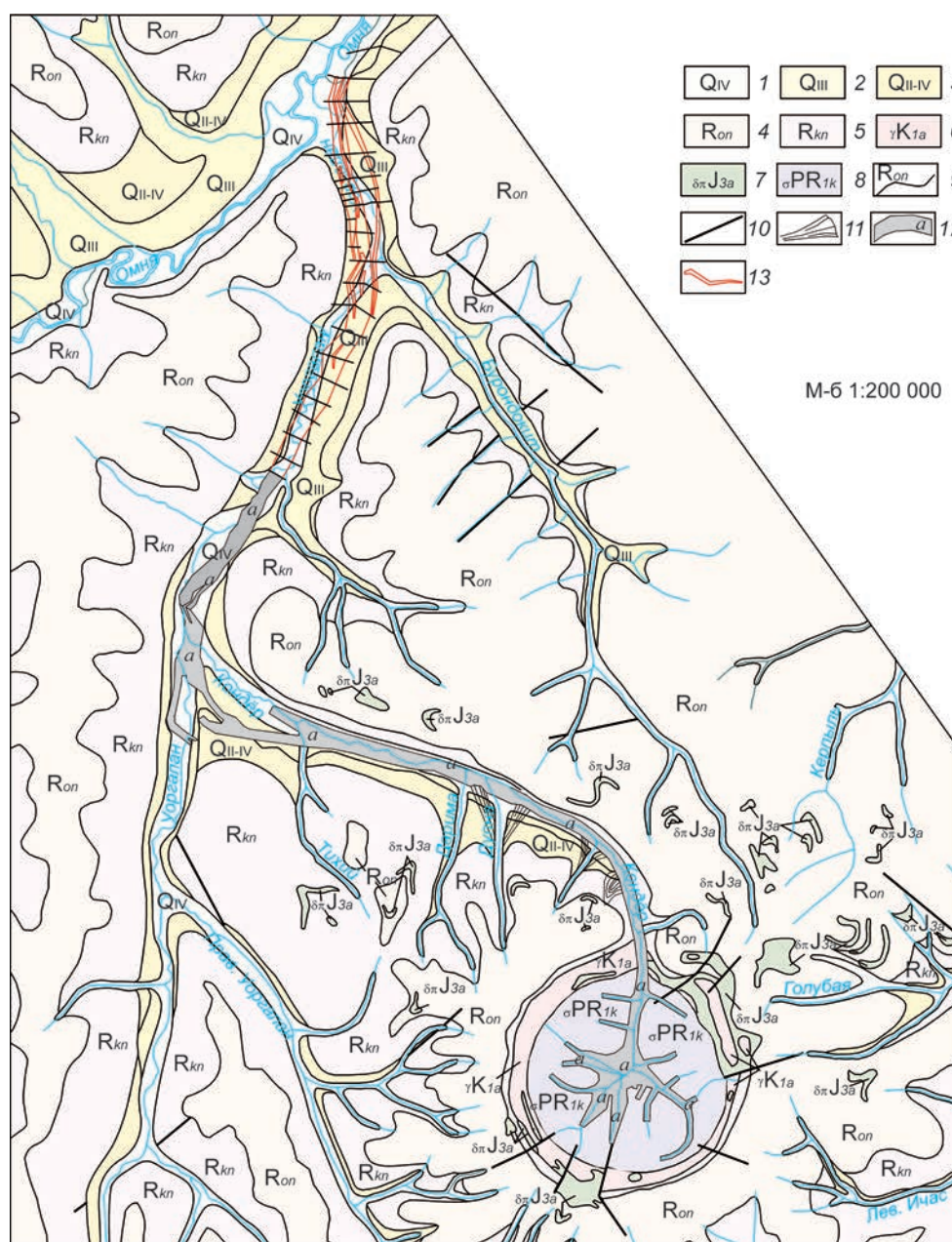


Рис. 1. Геологическая позиция россыпных месторождений платиноидов рек Кондер и Ургалан (по материалам Аяно-Майской ГРЭ и ОАО «АС Амур»):

аллювиальные отложения: 1 – низкой и высокой пойм (галечники, гравий, пески, валуны, суглинки, илы, торфяники), 2 – первой надпойменной террасы (галечники, валуны, гравий, щебень, суглинки, супеси); 3 – отложения террасоувалов (аллювиальные галечники и склоновые образования – суглинки, щебень, дресва, глыбы, торфяники, илы, иловатые суглинки); 4 – алевролиты, аргиллиты, часто известковистые, прослои песчаников омнинской свиты; 5 – алевролиты, аргиллиты, песчаники кондерской свиты; *алданский интрузивный комплекс:* 6 – гранит-порфиры, 7 – диориты, диоритовые порфириты; 8 – дуниты, пироксениты, перидотиты кондерского массива; 9 – границы стратиграфических и интрузивных контактов; 10 – разрывные нарушения; 11 – конусы выноса; 12 – разведанные запасы в границах лицензий (а – отработанные площади); 13 – контуры разведываемых запасов

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

1. Определение структурной группы россыпи нижнего течения р. Ургалан

Номера линий	Ширина россыпи, м	Номера скважин, от-до	Число скважин, шт			Число скважин в ПЭН, %	Средний поперечный размер ПЭН, м
			ПЭН	ОЭН	Сумма ПЭН+ОЭН		
176	740	58–130	34	1	35	97	360
168	720	70–140	30	2	32	94	227
160	700	76–144	31	1	32	97	340
152	700	66–134	34	1	35	97	340
144	760	26–100	36	0	36	100	760
136	480	78–124	24	0	24	100	480
128	540	72–124	26	1	27	96	260
124	740	04–68	35	2	37	95	233
120	820	64–144	36	5	41	88	180
116	720	58–128	35	0	35	100	720
112	740	38–110	32	3	35	91	175
108	620	44–104	29	2	31	94	193
104	760	22–96	37	0	37	100	760
100	760	24–96	38	0	38	100	760
96	900	16–104	39	3	42	93	210
92	760	24–98	34	4	38	89	227
88	800	12–90	35	3	38	92	190
84	780	28–104	38	0	38	100	780
80	970	08–84	40	7	47	85	166
78	860	10–96	42	1	43	98	420
76	900	26–114	43	1	44	98	440
72	1060	58–162	48	5	53	91	192
68	920	70–160	44	1	45	98	450
64	1140	64–176	52	1	53	98	560
63A	1020	18–118	46	4	50	92	313
63	1180	36–152	53	3	56	95	280
60	980	8–104	47	2	49	96	470
56	920	40–130	40	6	46	87	114
52	1020	22–122	47	2	49	96	327
48	1020	12–112	44	3	47	94	240
40	1220	18–138	51	5	56	91	228
36	1190	12–128	50	10	60	83	126
32	1160	36–150	47	5	52	90	180
24	1500	66–214	46	8	54	85	300
14	980	64–160	17	8	25	68	110
8	1500	8–156	47	8	55	85	209
0	1780	02–174	43	8	51	84	218
08	1740	16–184	19	9	28	68	230
Средние значения по участку						<u>68–100</u> 92,2	<u>110–760</u> 336,0

Примечание. Число скважин в ПЭН, %: в числителе – от-до, в знаменателе – среднее.

2. Статистические характеристики основных разведочных параметров россыпи нижнего течения р. Уоргалан

Линии от-до	Ширина россыпи, м	Число сважин, шт	Мощность торфов		Мощность песков		Содержание		Вертикальный запас	
			Среднее, м	$K_{\text{вар}}, \%$	Среднее, м	$K_{\text{вар}}, \%$	Среднее, мг/м ³	$K_{\text{вар}}, \%$	Среднее, мг/м ²	$K_{\text{вар}}, \%$
176-136	$\frac{480-760}{683,3}$	$\frac{25-36}{32,5}$	$\frac{16,6-19,0}{17,6}$	$\frac{9,0-19,4}{13,7}$	$\frac{2,7-4,0}{3,2}$	$\frac{32,5-61,7}{41,4}$	$\frac{686-1154}{969,9}$	$\frac{79,3-185,5}{118,5}$	$\frac{2097-6526}{3473,0}$	$\frac{89,7-228,1}{133,7}$
128-08	$\frac{540-1780}{1000}$	$\frac{25-60}{44,0}$	$\frac{12,5-25,7}{17,2}$	$\frac{7,4-53,6}{28,5}$	$\frac{1,6-3,0}{2,4}$	$\frac{29,3-85,1}{44,0}$	$\frac{194-1260}{665,1}$	$\frac{74,9-269,1}{116,7}$	$\frac{298-3372}{1767,0}$	$\frac{75,2-341,7}{132,6}$
176-08	$\frac{480-1780}{950,0}$	$\frac{25-60}{42,0}$	$\frac{12,5-25,7}{17,3}$	$\frac{7,4-53,6}{26,2}$	$\frac{1,6-4,0}{2,5}$	$\frac{29,3-85,1}{43,6}$	$\frac{194-1260}{713,2}$	$\frac{74,9-269,1}{117,0}$	$\frac{298-6526}{2036,4}$	$\frac{75,2-341,7}{123,8}$

Примечание. В числителе – от-до, в знаменателе – среднее.

поршневая желонка ЖМП-150. С учетом полученных результатов по сопряженным линиям оценивалась промышленная значимость отложений, определялись ширина кондиционных интервалов и возможность выявления новых залежей по ширине долины. В соответствии с классификацией россыпных месторождений по масштабу [1, 4] рассматриваемый участок по промышленным запасам шлиховой платины относится к классу крупных месторождений.

В границах разведанного и разведываемого участков россыпь представлена пластовой залежью лентообразной формы протяженностью >17 км. Для оценки неоднородности строения продуктивного пласта по данным буровой разведки проанализированы его структура, концентрация и крупность металла по ширине и простиранию россыпи, изменчивость мощностей торфов, песков.

В классификации россыпей по сложности строения и степени их неоднородности главными критериями являются характеристики структуры россыпи, в данном случае приплотикового продуктивного пласта, без учета мощности перекрывающих рыхлых отложений (торфов). По результатам анализа разведочных данных выделяются положительные элементы неоднородности (ПЭН) и отрицательные элементы неоднородности (ОЭН).

По соотношению ПЭН и общего числа выработок продуктивную толщу россыпи разделяют на пять структурных групп по неоднородности строения [1]. При этом граница между I-III и IV структурными группами предопределяет применение различных разведочных средств для достоверного выявления запасов полезного ископаемого – соответственно точечных (скважины, шурфы, борозды) или линейных (траншеи или подземные сечения) выработок. Результаты анализа структурной неоднородности россыпи по участкам представлены в табл. 1. Положительные элементы неоднородности оценивались исходя из существующих параметров кондиций для оконтуривающей выработки при нулевой вскрыше – 100 мг/м³.

Ширина россыпи изменяется от 480 до 1780 м, средняя 950 м. Средние колебания соотношений числа выработок, попавших в ПЭН, к общему

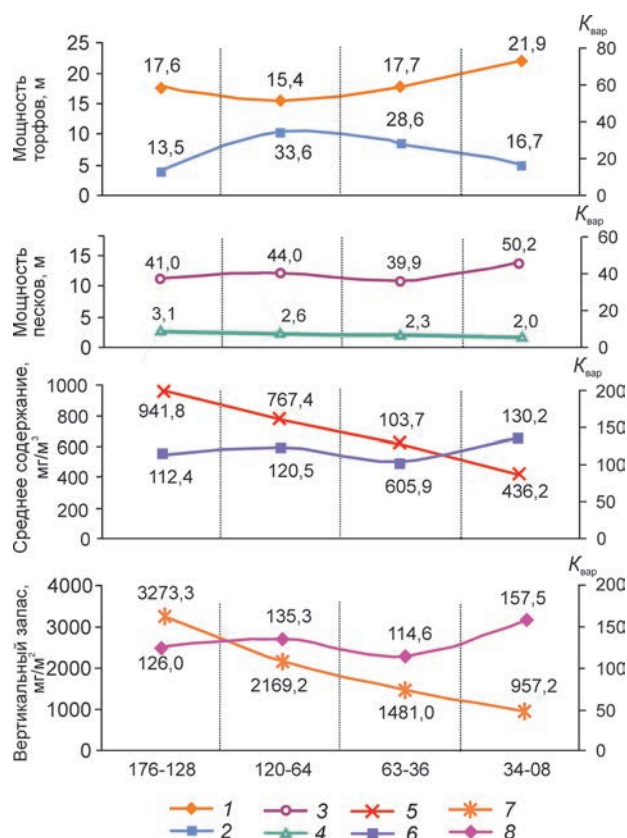


Рис. 2. Распределение основных параметров металлоносного пласта по интервалам разведочных линий:

1 – мощность торфов; 2 – коэффициент вариации мощности торфов; 3 – мощность песков; 4 – коэффициент вариации мощности песков; 5 – среднее содержание шлиховой платины; 6 – коэффициент вариации среднего содержания шлиховой платины; 7 – вертикальный запас; 8 – коэффициент вариации вертикального запаса

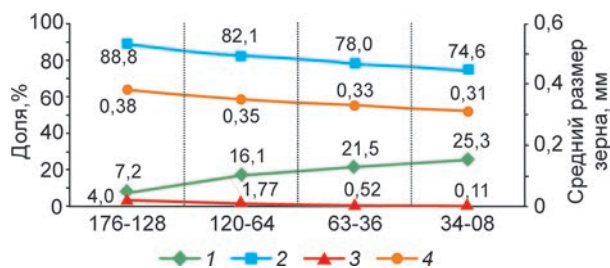


Рис. 3. Распределение шлиховой платины по классам крупности в пределах разведочных линий 176-08:

размер зерен, мм: 1 – -0,2, 2 – +0,2...-0,7, 3 – +0,7...-2,0, 4 – средний

3. Сопоставление результатов

Год отработки	Линии от-до	Площадь, тыс. м ²
2009	148	5,0
2010	148-152	57,3
2011	148-152-156	152,4
2012	148-192	628,7
2013	148-184	726,9
Всего за 2009-2013 гг.		1570,3
В том числе:		1268,6
балансовые		301,7
забалансовые		

их количеству в пределах продуктивной залежи как по линиям, так и в целом по участку (68-100)/92,2% свидетельствуют, что изучаемая часть россыпи относится к I структурной группе по неоднородности строения [1]. Полученные показатели – одни из главных критериев принадлежности месторождения р. Ургалан по сложности строения к группе 2.1 для выбора методики разведки [2, 4]. Данный участок месторождения с основным балансовым приплотиковым пластом относится к долиновой россыпи. По параметрам и строению это весьма крупная, выдержанная по ширине и мощности пласта россыпь с неравномерным распределением металла и довольно редкими относительно бедными участками. Она может достаточно достоверно оцениваться точечными разведочными выработками, т.е. буровыми разведочными скважинами.

Принадлежность россыпи р. Ургалан к месторождениям группы 2.1 по сложности строения подтверждается и результатами статистиче-

эксплуатации и разведки по россыпи нижнего течения р. Ургалан

Фактически выработано без учета разубоживания						По данным разведки, за вычетом запасов на недоработанных площадях				Поправочные коэффициенты					
Объем, тыс. м ³		Среднее содержание Pt, мг/м ³	Pt, кг			Объем, тыс. м ³				Среднее содержание Pt, г/т	Металл, кг	Торфа	Пески	Среднее содержание Pt	Металл
торфов	песков		Всего	В том числе технологические потери		торфов	песков	Среднее содержание Pt, г/т	Металл, кг						
				кг	%										
86,8	15,8	1690	26,7	2,6	9,7	87,5	17,0	1300	22,1	0,99	0,93	1,30	1,21		
869,0	178,2	2506	446,5	43,4	9,7	1002,8	194,8	1300	253,2	0,87	0,91	1,93	1,76		
2575,8	578,2	1248	721,6	115,2	16,0	2504,8	504,5	1255	633,2	1,03	1,15	0,99	1,14		
8690,7	2563,5	1317	3376,9	516,5	15,3	8907,4	2146,7	1310	2812,1	0,98	1,19	1,01	1,20		
7739,3	2716,1	1038	2818,2	418,4	14,8	8919,4	2673,3	977	2611,6	0,87	1,02	1,06	1,08		
19961,6	6051,8	1221	7389,9	1096,1	14,8	21421,9	5536,3	1144	6332,2	0,93	1,09	1,07	1,17		
19765,1	5168,1	1395	7211,3	1069,3	14,8	21198,3	4685,0	1325	6207,5	0,93	1,10	1,05	1,16		
196,5	883,7	202	178,6	26,8	15,0	223,6	851,3	146	124,7	-	1,04	1,38	1,43		

ского анализа изменчивости параметров продуктивного пласта по ширине и простиранию. В табл. 2 приведены средние статистические характеристики параметров россыпи по 38 разведочным линиям. Средняя мощность торфов, хотя и колеблется в широких пределах за счет мелкозалегающих участков россыпи на террасе, составляет 17,3 м. Коэффициент вариации мощности торфов в целом небольшой (26,2%). Мощность песков варьирует от 1,6 до 4,0 м (в среднем 2,5 м) и коэффициент вариации также небольшой – 43,6%. Средние концентрации шлиховой платины по пласту изменяются от 194 до 1260 мг/м³ (среднее 713,0 мг/м³). Средние коэффициенты вариации содержаний и вертикальных запасов составляют 117,6 и 123,8%, что характерно для россыпных месторождений благородных металлов 2-й группы сложности.

Таким образом, сравнительно небольшие $K_{\text{вар}}$ основных параметров продуктивного пласта и небольшие их колебания, свидетельствуют об общей его выдержанности в границах разведанного участка россыпи (рис. 2).

Относительно однородное строение россыпи подтверждается характером гранулометрического состава шлиховой платины по простиранию продуктивного пласта. От р.л. 176 до р.л. 08 по данным разведки характерны последовательное (плавное) уменьшение количества шлиховой платины размером +0,7...-2,0 мм (от 4,0 до 0,11%) и увеличение – размером -0,2 мм (от 7,2 до 25,3%). В то же время, практически стабильно сохраняется количество зерен платины основного класса крупности +0,2...-0,7 мм. По детально разведанному (р.л. 176–128) и разведываемому (р.л. 128–08) участкам оно соответственно 88 и 74,6% (рис. 3). Отметим, что средний размер шлиховой платины плавно, но со слабыми колебаниями, изменяется сверху вниз по долине от 0,38 до 0,31 мм.

Одним из основных критериев достоверности разведанных запасов служит их подтверждение в процессе разработки. Сопоставление данных разведки и разработки проводится для установления причин выявленных расхождений и выработки мер по их устранению [1, 4].

На разведываемом участке россыпи в интервале р.л. 128–08 эксплуатационные работы не проводились. Однако на сопряженной площади месторождения (выше р.л. 128) разведанные запасы обрабатываются прииском «Кондер». Для сопоставления данных разведки и эксплуатации россыпи использованы геолого-маркшейдерские материалы прииска по р.л. 148–192 за 2009–2013 гг., а также результаты детальной и эксплуатационной разведок на этой площади за период 2003–2010 гг. Заметим, что система и методика разведки, способы и технология бурения и опробования скважин УКБ аналогична разведочным работам на участке р.л. 128–08 в период 2007–2013 гг. Таким образом, для оценки достоверности разведочных данных на участке месторождения в пределах р.л. 192–148 сопоставлены данные разведки 2003–2010 гг. с данными отработки за период эксплуатации с 2009 по 2013 гг.

Сравнение данных произведено по блокам годовой отработки и блокам подсчета. Количество добытого металла на площади годовой отработки принималось в соответствии с данными, предоставленными недропользователем. Эти данные служили эталоном для сравнения с результатами подсчета запасов по всем скважинам, расположенным в контуре отработки, а также законтурным скважинам, влияющим на подсчет в контуре. При этом в данных эксплуатации учитывались показатели технологических потерь при обогащении песков в соответствии с утвержденными нормативами в проекте горных работ и гранулометрическими характеристиками шлиховой платины по данным разведки.

Вычисления по площадям отработки включали данные всех разведочных пересечений, попадающих в контур годовой отработки или расположенных в непосредственной близости. Основные разведочные показатели россыпи брались по блокам отработки целиком с учетом влияния разведочных выработок. Показатели по блокам отработки и блокам подсчета (объем торфов и песков, запасы металла) рассчитывались пропорционально площадям. В табл. 3 сопоставлены результаты разведки и эксплуатации.

Сравнивались основные разведочные параметры пяти блоков годовой отработки общей площадью 1570,3 тыс. м² с объемами песков 6051,8 тыс. м³, в том числе 29 подсчетных блоков, из которых 23 с балансовыми и шесть с забалансовыми запасами. Следует отметить, что объемы торфов разведкой немного завышены (средний $K_r=0,93$), объемы песков незначительно занижены ($K_r=1,09$). Коэффициент по среднему содержанию по годам отработки в среднем равен 1,07. Запасы металла занижены разведкой в среднем на 17%. При этом погрешность разведки по показателю «запас металла» для данного участка месторождения носит систематический характер.

Как упоминалось, наибольшую значимость для оценки достоверности имеет коэффициент по металлу, который изменяется по блокам подсчета в пределах от 0,75 до 3,03 при среднем 1,17. В целом можно констатировать, что полученные при сравнении показатели разведки и эксплуатации запасов по россыпи на прилегающей площади (р.л. 192–148) по годовым блокам отработки и по блокам подсчета в основном вполне сопоставимы. Однозначно указать причину систематического занижения запасов металла буровой разведкой пока не представляется возможным. Назовем лишь некоторые причины.

Во-первых, при эксплуатации, как правило, получают дополнительно металл более крупных фракций, который разведочными скважинами УКБ недооценивается из-за менее представительного объема интервальной пробы при разведке данной площади. Это подтверждается и другими работами, выполняемыми при оценке запасов на россыпях ударно-канатным бурением станками БУ-20-2УШ.

Во-вторых, при обработке проб на лотке, когда начальная и конечная обработка проб УКБ производится непосредственно у бурового станка, может происходить снос тонкого металла.

Существенное занижение при оценке концентраций и запасов металла для забалансовых запасов на данном этапе изучения россыпи объясняется, по мнению авторов, небольшим количеством разведочных скважин, участвующих

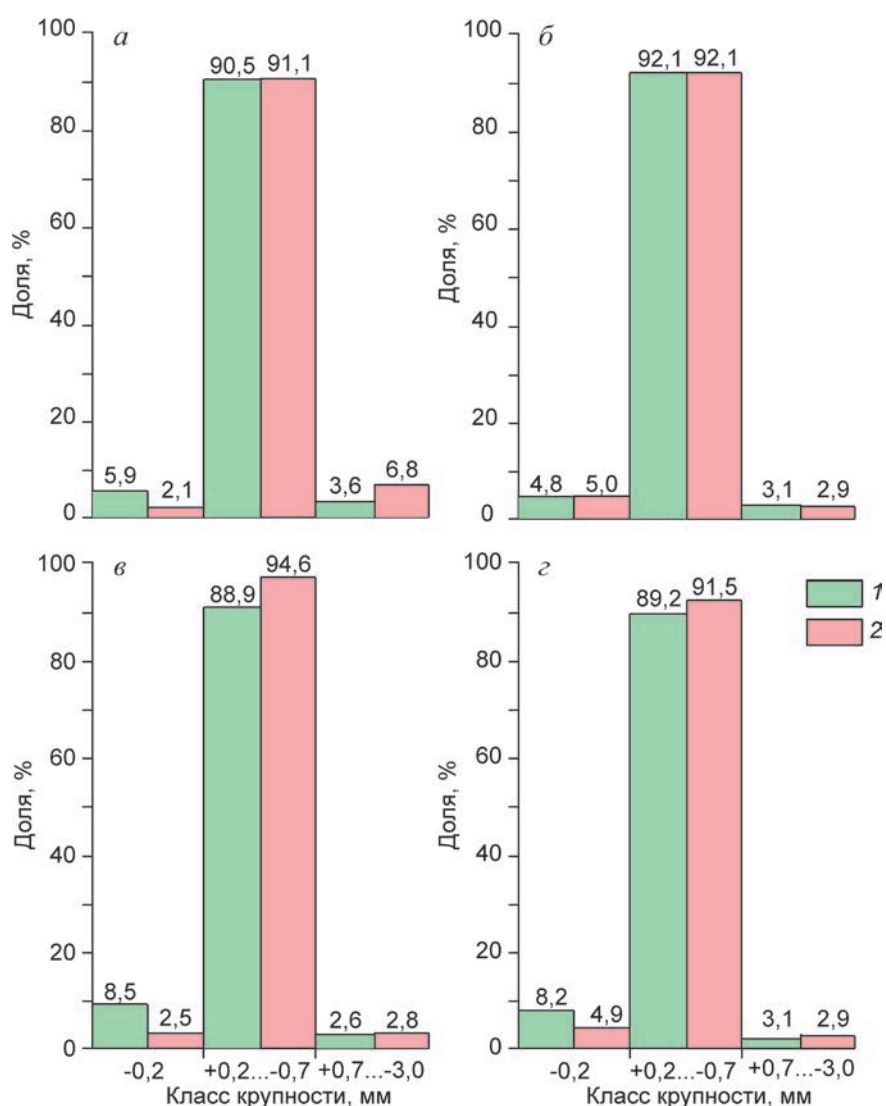


Рис. 4. Гранулометрический состав шлиховой платины в интервале разведочных линий 176–148 по данным разведки и отработки:

интервалы разведочных линий (а – 176–168, б – 168–156, в – 156–152, г – 156–148); 1 – данные разведки; 2 – данные отработки

щих в подсчете, и результаты сравнения можно считать малопредставительными (см. табл. 3).

Сопоставлены и гранулометрические показатели шлиховой платины по данным разведки и отработки (рис. 4). Для косвенного или непосредственного использования результатов сопоставления разведочных и эксплуатационных данных при оценке достоверности разведочных работ на участке р.л. 128–08 необходимо проанализировать геолого-геоморфологические, горно-геологические, технологи-

ческие, статистические и другие характерные особенности строения разведанного (изученного) и отработанного участков.

Укажем основные сопоставимые или аналогичные признаки для участков месторождения.

По геолого-геоморфологическим условиям залегания оцениваемая площадь россыпи в нижней части долины р. Уоргалан продолжается без пространственного разрыва сплошности россыпного месторождения как единого геологического объекта – россыпного месторож-

дения платиноидов р. Уоргалан. При этом на всей площади сохраняются геолого-промышленный и генетический типы месторождения. Основные запасы с кондиционными параметрами на обоих участках приурочены к приплотиковой аллювиальной толще как части погребенных древних отложений поймы и надпойменных террас (см. рис. 1, 2).

Наблюдается полная аналогия структурной характеристики продуктивного пласта на сопряженных участках структурной группы (см. табл. 1). На этом основании месторождение р. Уоргалан на отдельных участках и в целом относится к группе 2.1 по сложности строения по классификации ГКЗ Роснедра и характеризуется весьма крупными размерами по запасам [2, 3].

Аналогичные геолого-геоморфологические характеристики сравниваемых участков обуславливают единую методологию разведочных работ на россыпи как по выбору системы и методики оценки, так и способам, технологии бурения и опробования основных разведочных выработок.

Сходимость характеристик продуктивного пласта также подтверждается по основным параметрам: глубине залегания, мощности, распределению и крупности шлиховой платины, статистической изменчивости этих параметров (см. табл. 2, рис. 2).

Для участков россыпи близки также гранулометрические параметры шлиховой платины (см. рис. 3, 4).

Таким образом, по основным геолого-геоморфологическим, горно-геологическим, а также оценочным параметрам продуктивного пла-

ста по глубине его залегания и мощности, распределению концентраций и крупности шлиховой платины наблюдается полная аналогия геологического строения россыпи на сопредельных участках месторождения. Следовательно, результаты сопоставления разведочных и эксплуатационных данных на участке р.л. 192–148 можно распространять для оценки достоверности буровой разведки на россыпь р. Уоргалан в интервале р.л. 128–08.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Методика* разведки россыпей золота и платиноидов / Под ред. И.Б.Флерова, В.И.Куторгина. – М.: ЦНИГРИ, НТК «Геоэксперт», 1992.
2. *Методические* рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Россыпные месторождения – М.: ФГУ ГКЗ Роснедра, 2007.
3. *Россыпи* платиновых металлов / Н.Г.Патык-Кора, Б.И.Беневольский, Л.З.Быховский и др. // Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М., 1997. С. 127–165.
4. *Системы* оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей / В.И.Куторгин, В.А.Джобадзе, А.С.Тарасов и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.

Ермакова Юлия Викторовна,
ermakova-tsnigri@mail.ru

Куторгин Владимир Ильич,
кандидат геолого-минералогических наук
kut-tsnigri@mail.ru

LOWER UORGALAN PLATINUM PLACER: ESTIMATING THE EXPLORATION RELIABILITY

Yu.V.Ermakova,
V.I.Kutorgin

The complexity category of a placer is defined using the exploration data. Having comparatively analyzed key parameters of the productive bed and its occurrence features, reliability of drilling data is estimated. Compared to adjoining developed placer, the one under consideration, a high-tonnage Pt object, is demonstrated to be explored reliably.

Key words: estimation, prospecting, content placer platinum, layer, reserves.

ОПЫТ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С.А.Миляев

ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

Основоположники литохимического метода поисков рудных месторождений Н.И.Сафронов и А.П.Соловов в 1931–32 гг. впервые в мире провели металлометрические съемки в различных рудных районах бывшего Советского Союза и показали их высокую геологическую эффективность. Академик С.С.Смирнов первый оценил прогрессивное значение нового метода поисков. В одной из своих последних работ (1946 г.) он писал: «Никто не будет отрицать, что металлометрия в разнообразных своих выражениях является весьма сильным действующим средством для поисков. Ореолы рассеяния, занимающие часто очень значительные площади, разумеется, легче обнаружить, чем весьма ограниченные по размерам рудные тела».

Систематическое проведение наземных литохимических съемок, начатое в Казахстане в конце 40-х годов по инициативе С.Д.Миллера, имело первостепенное значение для повышения эффективности геолого-поисковых и разведочных работ во всех рудных районах страны. Прирост разведанных запасов свинцово-цинковых руд начиная с 50-х годов прошлого века в значительной мере осуществлялся за счет новых промышленных объектов, обнаруженных в результате поисковых литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния.

Первый опыт планомерных площадных литохимических (металлометрических) съемок м-ба 1:50 000 по прямоугольной сети сыграл решающую роль не только в открытии полиметаллического оруденения Центрального Казахстана, но и

Приведены отечественные и зарубежные примеры обнаружения полиметаллических месторождений с помощью литохимических методов.

Ключевые слова: примеры обнаружения, полиметаллические месторождения, литохимические поиски.

в утверждении основных принципов методики геохимических и геофизических поисков рудных месторождений в целом. Геохимические работы тех лет характеризовались высокой эффективностью, доказательством которой, как отмечали С.Д.Миллер, И.П.Беневоленский, В.А.Кличников в 1958 г., служит тот факт, что «экспедицией ежегодно открывается значительное число новых месторождений и перспективных участков, зачастую пропущенных ранее при геологических съемках и поисках».

Пример эффективности литохимических методов – переоценка ранее известного мелкого рудопоявления Алайгыр в Центральном Казахстане. По данным В.А.Кличникова, это рудопоявление, ранее известное как медное, в результате поисковой литохимической съемки м-ба 1:50 000 в 1950 г. выделилось крупным по площади ореолом рассеяния свинца в делювии, не оставляющим никаких сомнений в необходимости его дальнейшего изучения. Детальные литохимические съемки м-ба 1:10 000 (по сети 100×10 м) позволили установить протяженность ореола ~2 км. В пробах делювия максимальные содержания Pb составили 3%. Пространственно ореол соответствовал рудной зоне среди нижнекаменноугольных кварцевых порфиров, дальнейшее изучение которой горно-буровыми работами выдвинуло рудопоявление в число промышленных объектов.

До 50-х годов прошлого века Атасуйский район, известный своими железомарганцевыми рудами, относился к бесперспективным на вы-

явление полиметаллического оруденения, что сдерживало здесь включение литохимических съемок в комплекс поисковых методов. Между тем, именно с литохимическими съемками по вторичным ореолам рассеяния в дальнейшем были связаны обнаружение полиметаллической минерализации и открытие месторождений. В 1951 г. А.В.Строителява, Т.Г.Каймирасова провели в опытным порядке литохимическую поисковую съемку по сети 250×50 м в районе междуречья Атасу – Талды – Манака и выделили четкий ореол рассеяния Pb, последующая детализация которого и проверка горными работами в 1952 г. завершились открытием промышленного свинцового месторождения Кужалы [3]. В августе 1951 г. при проверке двумя скважинами магнитной аномалии на участке Западный Жайрем было вскрыто полиметаллическое оруденение. В связи с этим в 1952–53 гг. на участках железомарганцевого оруденения и рудных магнитных аномалий выполнены крупномасштабные литохимические съемки, позволившие на всех участках, в том числе на Каражале, Ктае, Бестюбе, Кеньтюбе, Керегетасе, Жумарте, Алтын-Шоко, Северном Клыче и др., зафиксировать ореолы рассеяния Pb и Zn, тяготеющие к нижним горизонтам фаменской толщи. На Восточном Каражале, Бестюбе и Ктае в элювио-делювии содержание Pb достигало 0,15–0,8% [3]. На основании этого в 1953–54 гг. впервые сделан вывод о высокой перспективности Атасуйского района на полиметаллическое оруденение. Переоценка ряда рудопроявлений привела к открытию новых промышленных свинцово-цинковых месторождений (Жайрем, Бестюбе, Каражал и др.).

В 1954 г. по данным литохимической съемки м-ба 1:50 000 (В.А.Кличников, М.Ж.Жанаев) выявлено месторождение Узунжал. Его площадь оконтурена ореолами рассеяния Pb при максимальном содержании 0,15%. При этом главное рудное тело месторождения, заключающее все разведанные запасы, проявилось по двум аномальным пробам (0,07% Pb). И лишь детальными литохимическими съемками м-ба 1:10 000 установили небольшой по площади (0,08 км²) ореол рассеяния с максимальным содержанием Pb 1,25%. Даже после получения обнадеживающих результатов съемки визуальное выделение ка-

ких-либо рудных зон не представлялось возможным. И только после изучения ореолов рассеяния горными выработками легкого типа удалось вскрыть свинцовое рудное тело, залегающее согласно с нижнекаменноугольными вмещающими породами (известняки, сланцы, песчаники). Бурение первых скважин подтвердило его северо-восточное падение и указало на развитие минерализованных пород к северо-северо-западу под неогеновыми и палеогеновыми отложениями. В результате ГРП промышленные масштабы оруденения полностью подтвердились.

Позднее (1960 г.) при планомерных литохимических съемках В.А.Кличниковым открыты полиметаллическое месторождение Ушкатын III и по данным гравиметрии – одноименное марганцевое месторождение. В те же годы в Восточном Забайкалье с помощью литохимических поисков установлены промышленные объекты, в том числе на площадях, ранее изученных геологической съемкой крупных масштабов. По данным О.А.Савадского, рудное поле Акатуевского месторождения было закартировано в м-бе 1:10 000 с расшурфовкой по сети 200×50 и 400×50 м. При проведении площадных литохимических поисков на этой площади к северо-востоку от Акатуевского месторождения обнаружено Северо-Акатуевское месторождение свинца. С поверхности объект фиксировался протяженными вторичными ореолами рассеяния шлейфообразного типа. По данным литохимических съемок также выявлены промышленные месторождения в Приаргунье (Курултыкенское, Резановское, Ируновское полиметаллические) и ряд рудных месторождений, в их числе Назаровское колчеданно-полиметаллическое, на территории Бурятии.

Площадь Назаровского месторождения изучалась кондиционными геологическими и магнитометрическими съемками с бурением одиночных скважин. Однако только после литохимических съемок м-ба 1:10 000 с отрисовкой ореолов рассеяния Pb до 0,05%, Zn до 0,3%, Cu до 0,03%, Ba, Ag [2] и детальным электроразведочных работ состоялся прогноз полиметаллического оруденения.

В пределах Озерненского рудного узла первоначально велись поиски железорудных ме-

сторождений. Аномальные содержания Pb и Zn, установленные в породах при бурении, объяснялись широким сингенетичным рассеянием этих элементов во вмещающей толще. Вторичный ореол рассеяния Pb, Zn, Ba, Cu, Mn площадью >20 км² по данным поисковой литохимической съемки, как выяснилось позднее, отвечал Озерному колчеданно-полиметаллическому месторождению [2].

На первые прямые геохимические признаки колчеданно-полиметаллического оруденения в Северном Прибайкалье указывали в 1962 г. поисковые литохимические съемки по потокам рассеяния [2]. Так, протяженные на 1500 м потоки рассеяния Pb и Zn с содержанием 0,01% точно определяли положение открытого позднее Холоднинского рудного поля. Поисковые работы тогда проводились на медно-никелевое оруденение, и появление свинцовой аномалии не привлекло внимания исполнителей. Месторождение было обнаружено в 1968 г. после проведения детальных геолого-геофизических работ.

В Северо-Западном Каратау при литохимической съемке м-ба 1:50 000 зафиксированные вторичные ореолы рассеяния свинца с содержанием 0,01–0,02% имели размер 1500×500 м [3]. С учетом близости геологической и структурной позиции участка работ к месторождению Миргалимсай проведены детальные литохимические поиски м-ба 1:5000 и геофизическая съемка методом ВП. При оценке уточненных вторичных ореолов рассеяния буровыми скважинами в 1963 г. было открыто слепое полиметаллическое месторождение Шалкия.

Начало изучения площади месторождения Чекмарь на Рудном Алтае относится к 1955 г. Поисковые, а затем детальные литохимические съемки показали наличие вторичных ореолов рассеяния размером ~400×400 м с максимальными содержаниями, %: Pb и Zn >1, Cu 0,5, Sb 0,07, As 0,05. Обнаруженные аномалии ЕП высокой интенсивности на этой же площади пространственно совпали с контурами ореолов рассеяния (рисунок). В пробуренных в 1968 г. четырех скважинах в пределах вторичных ореолов и геофизических аномалий А-2 и А-3 встречены убогие прожилково-вкрапленные руды. Через три года скв. 91 в области геофизической

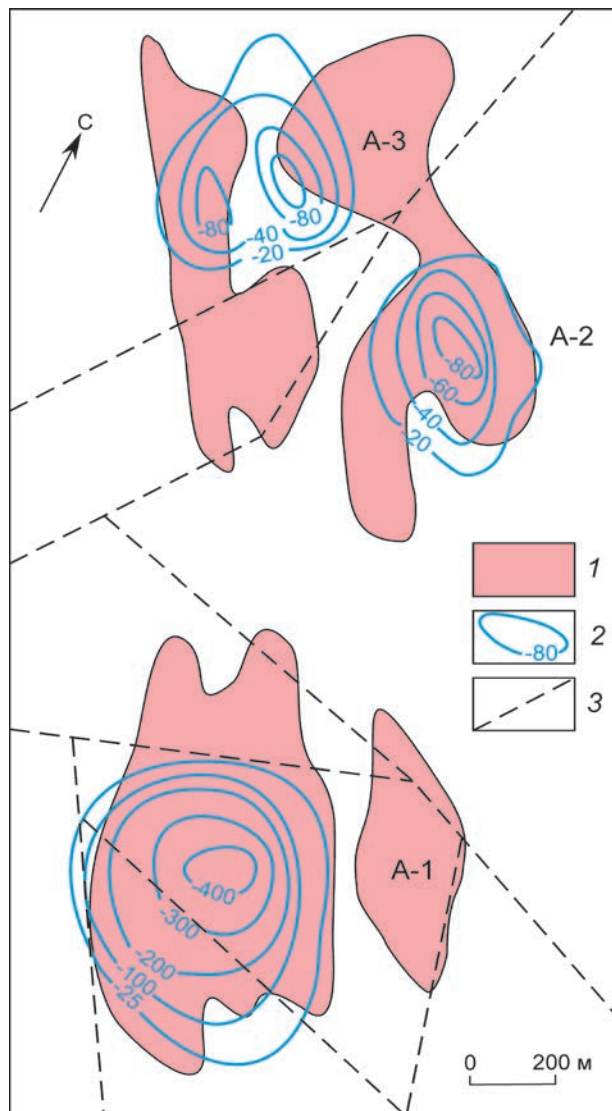


Схема результатов детальных геохимических и геофизических работ м-ба 1:10 000 (по К.П.Ситникову):

1 – вторичные ореолы рассеяния Pb \geq 0,01%; 2 – аномалии естественного поля, мВ; 3 – тектонические нарушения; участки: А-1 – Чекмарь, А-2 и А-3 – Гусялковский

аномалии А-3 вскрыты полиметаллические руды Гусялковского участка. Даже после подтверждения данных геохимических и геофизических работ на аномалиях А-3 и А-2 дальнейшее изучение аномалии А-1 не проводилось вплоть до 1976 г., когда три пробуренные скважины вскрыли массивные и прожилково-вкрапленные руды месторождения Чекмарь.

Открытие Тишинского полиметаллического месторождения на Рудном Алтае вне связи с результатами ранее проведенных литохимических съемок объясняется только невниманием геохимиков к собственным данным и не ставит под сомнение эффективность геохимических поисков. Месторождение выявлено в 1958 г. при картировочном бурении, сопровождавшем геолого-съёмочные работы. В 1954–55 гг. на этой площади проводились литохимическая съемка и геофизические исследования (метод ЕП) в м-бе 1:25 000. Несколько оконтуренных аномалий Pb частично совпали с аномалиями ЕП, некоторые из них оценивались как перспективные (А-8, А-10, А-18). Оценка базировалась в основном на близости к известному рудопроявлению (А-8) и на данных детальных геолого-геофизических работ на аномалиях А-10 и А-8. Другие известные в то время литохимические аномалии считались техногенными, образованными за счет рассеяния рудных элементов при транспортировке руд с Лениногорского рудника. Ореол А-12, связанный, как выяснилось позднее, с Тишинским полиметаллическим месторождением, был признан бесперспективным. Между тем, результаты изучения морфогенетических особенностей вторичного ореола Тишинского полиметаллического месторождения, специфические (неблагоприятные для литохимических съемок) условия залегания рудного тела в борту долины под наносами мощностью 20–40 м должны были привлечь внимание геохимиков к его оценке. Редкость обнаружения аналогичных наложенных ореолов, четко проявленных на дневной поверхности, объясняется возможностью их образования только при крупном масштабе коренного оруденения. Приведенный пример показывает, что выявление аномалий, предположительно относимых к числу наложенных ореолов рассеяния, всегда представляет большой практический интерес.

Примерами открытий, сделанных за рубежом с помощью геохимических методов, служат свинцово-цинковые месторождения Леди-Лоретта, Мак-Артур, Вудлоу, виллемитовые ($Zn_2[SiO_4]$) Белтана и Аруна в Австралии [1]. Участок месторождения Леди-Лоретта [5] расположен в 2 км восточнее медного рудника Леди-

Анна, известного с начала прошлого века. На участке рудного поля продолжались разведочные работы, детальное поверхностное и подземное картирование, электроразведочные работы (метод ВП) и литохимические съемки по вторичным ореолам рассеяния Си. Сопоставление геологического строения месторождения Леди-Анна с известным свинцово-цинковым Маунт-Айза показало их сходство. Для проверки предположения о возможном наличии полиметаллического оруденения в пределах рудного поля месторождения Леди-Анна каждая десятая проба была проанализирована на Pb, Zn и Ag. В результате оконтурилась обширная комплексная свинцово-цинково-серебряная аномалия, не совпадающая с аномалиями ВП. Буровые скважины, пройденные на геофизических аномалиях, вскрыли лишь горизонты карбонатных сланцев с вкрапленностью пирита. Детализация геохимической аномалии по сети 122×30,5 м позволила уточнить контур вторичного ореола рассеяния и определить его линейные размеры ~1000×500 м. Разведочные скважины вскрыли богатые свинцово-цинково-серебряные руды с запасами по состоянию на 1973 г. 8,7 млн т при среднем содержании Pb 6,7%, Zn 18,1%, Ag 110 г/т [5]. Оруденение приурочено к толще карбонатных сланцев и доломитовых алевролитов, смятых в синклинальную структуру северо-восточного направления. Протяженность рудного тела по простиранию 720 м, по вертикали 460 м при средней мощности 25 м.

Ряд крупных полиметаллических месторождений открыт при литохимических съемках на территории Канады (серебро-свинцово-цинковое месторождение Хуски), Франции, Ирландии. При разбуривании комплексных литохимических ореолов рассеяния в пределах Армориканского массива в 1968 г. выявлено колчеданно-полиметаллическое месторождение Боденек, а в 1975 г. – Порт-о-Муан, относящееся к тому же типу. В Ирландии четыре промышленных месторождения свинца и цинка позволили увеличить продукцию горной промышленности страны в 80 раз [6]. Стратиформное свинцово-цинковое месторождение Наван, перекрытое ледниковым тилем мощностью 2,5 м, обнаружено при литохими-

ческой съемке по сети 150×150 м [6]. Максимальные содержания во вторичном ореоле рассеяния составили: Zn 0,16, Pb 0,024%. Отметим, что эта литохимическая аномалия находится на окраине города вблизи шоссе и железной дорог и промышленного предприятия, что легко позволяло отнести ее к разряду техногенных.

Выдающиеся геологические результаты достигнуты китайскими геохимиками в процессе выполнения государственной программы региональных геохимических исследований на всей территории Китая. Программа предполагала опробование речных осадков в м-бе 1:200 000 (в отдаленных и сложных районах – в м-бе 1:500 000). К концу 1995 г. работы были полностью завершены на площади 5,3 млн км². В итоге составлены геохимические карты по отдельным провинциям, металлогеническим областям (поясам) и всей стране в целом. Анализ данных материалов позволил выявить и оценить 579 месторождений, из которых 54 крупные, 180 средние, 345 мелкие, в их числе 137 месторождений цветных металлов [4].

Геохимические методы поисков рудных месторождений активно используются иностранными геологическими службами и горнорудными компаниями на всех стадиях геологоразведочного процесса. 135 из 150 крупнейших компаний выделяют на геохимические съемки около 12–15% своих бюджетов [1]. Повышенный интерес к геохимическим методам обусловлен

их относительно низкой стоимостью и высокой надежностью получаемых результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Матвеев А.А.* Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых (краткий курс лекций). – М.: МГУ, 2003.
2. *Стратегия* геохимических поисков рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1980.
3. *Теоретические* аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации. Ч. II. Примеры обнаружения рудных тел и месторождений с помощью геохимических методов. – М.: ИМГРЭ, 1974.
4. *У Чуаньби.* Разведочная геохимия в Китае: научные основы и практическое применение // Геологическое изучение и использование недр. Научно-технический информационный сборник. М., 1997. Вып. 2. С. 3–12.
5. *Cox R., Curtis R.* The discovery of the Lady Loretta zinc-lead-silver deposit, Northwest Queensland, Australia. A geochemical exploration case history // *J. Geochem. Explor.* 1977. № 8. P. 189–202.
6. *Morrissey C.J., Romer D.M.* Mineral exploration in glaciated region of Ireland // *Prospecting in areas of glacial terrain.* London, IMM. 1973. P. 45–53.

Миляев Сергей Анатольевич,
кандидат геолого-минералогических наук
sermil52@yandex.ru

PRACTICE OF GEOCHEMICAL EXPLORATION FOR POLYMETALLIC DEPOSITS

S.A.Milyaev

Case histories from Russian and foreign practice of geochemical exploration for polymetallic deposits are presented.
Key words: case history, polymetallic deposits, geochemical exploration.

НОВАЯ НАХОДКА СУЛЬФИДОВ МЕДИ В ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЕ НЕОПРОТЕРОЗОЯ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

В.А.Филиппов

ООО «Геопоиск», г. Екатеринбург

А.К.Кутовой

ООО «Геопоиск», г. Екатеринбург

В.Ф.Рябинин

Институт геологии и геохимии им. А.Н.Заварицкого
УрО РАН

В отложениях зильмердакской свиты, сформировавшихся в условиях некоторого опреснения соленого мелководного бассейна, обнаружены следы размыва залежи медистых песчаников и механического переноса сульфидов меди водным потоком. На этом основании сделан вывод о вероятном нахождении в северной части Башкирского мегантиклинория крупного меднорудного бассейна. Изученные меденосные отложения содержат выделения битумов, что указывает на возможную промышленную нефтеносность неопротерозойских отложений этого района.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, медистые песчаники, перенос сульфидов меди водным потоком, битумы.

С мощными толщами красноцветных терригенных пород аридного типа парагенетически связаны промышленные месторождения медистых песчаников и сланцев [6]. После неудачной попытки обнаружения подобных месторождений в связи с красноцветными толщами пермского возраста в Приуралье [9] внимание одного из авторов привлекли отложения каратауской серии неопротерозоя на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА). От ранее изучавшихся платформенных отложений пермского возраста красноцветные отложения каратауской серии отличаются структурной позицией. По мнению С.Н.Иванова [1] и В.А.Филиппова [8], они относятся к окраинно-плитным рифтогенным отложениям. На первом этапе изучения в 1968–1972 гг. в них установлены два рудопроявления меди в нугушской подсвите [12] на реках Лемеза и Зилим (рис. 1). В штучных пробах из пестроцветных глинистых известняков катавской свиты найдены сульфиды меди с содер-

жанием до 0,1 мас. % Cu [5]. К наиболее рудоперспективным в указанный период причислялись осадочные породы у нижнего контакта водорослевых известняков, залегающих в основании названной свиты. Но закрытость этого горизонта четвертичными наносами при недостаточном объеме горных работ и бурения не способствовала положительным результатам. В дальнейшем был сделан вывод [10] о том, что главным направлением исследований должно быть изучение средней пачки нугушской подсвиты в целях выявления в ней участков фациального замещения доломитов и доломитсодержащих терригенных пород известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами, образовавшимися при более низком pH бассейна седиментации и более благоприятных для седиментационно-диагенетического накопления сульфидов меди. Отдельные упоминания о присутствии таких пород в разрезе пачки имелись в фондовой и опубликованной литературе [2].

Средняя пачка нугушской подсвиты согласно залегает на самой мощной в БМА толще красноцветных терригенных пород, относящихся к бирьянской подсвите и нижней пачке нугушской подсвиты. Оба подразделения принадлежат к зильмердакской свите каратауской серии.

Бирьянская подсвита сложена розовыми аркозовыми песчаниками от мелкозернистых с горизонтальной слоистостью до грубозернистых с включениями кварцевой и кварцитовой гальки и косо́й слоистостью перекрестного типа. Среди песчаников встречаются прослои и пачки красных аргиллитов и глинистых алевролитов мощностью до 2 м. Породы подсвиты образуют, по-видимому, конус выноса древней дельты, поэтому мощность их непостоянна, достигает участками 2000 м [5].

Нижняя пачка нугушской подсвиты залегает с постепенным переходом на бирьянской подсвите, от которой отличается более тонким гранулометрическим составом. Она состоит из глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников красной, коричневой и лиловой окраски суммарной мощностью ~100. Текстурные особенности пород (волнистая слоистость, валики ряби, трещины усыхания) характеризуют их как отложения сезонных потоков и мелких пересыхающих водоемов.

Средняя пачка нугушской подсвиты – серые кварцевые песчаники с валиками волноприбойной ряби и доломиты общей мощностью ~40 м. Последние содержат значительную примесь песчаного и глинистого материала, а также брекчии размыва. В восточных разрезах (на реках Катав и Сатка) песчаники вверху пачки замещены пестроцветными алевролитами.

Верхняя пачка – алевролиты серо-зеленые, тонкополосчатые с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников общей мощностью 150–200 м.

Описанный разрез представляет постепенный переход от грубозернистых пород бирьянской подсвиты, вероятно дельтовых, к пролювиальным отложениям континентальной ранненугушской равнины. На ее поверхности в средненугушское время в условиях засушливого климата сформировался мелководный бассейн повышенной солености типа большо-

го содового озера, в котором накапливались доломитовые илы. Заметим, что образование содовых вод является характерной чертой замкнутых водоемов в ложе из красноцветных терригенных отложений, содержащих богатые щелочами продукты разрушения изверженных и метаморфических пород [4, 6]. К этому типу отложений относятся и красноцветные породы каратауской серии [10]. Средненугушский бассейн занимал всю территорию БМА, т.е. площадь размером не менее 300×150 км. Участками он пересыхал из-за испарения и на поверхности его дна образовывалась твердая корка доломитового осадка, подвергавшаяся разрушению под воздействием волн и течений.

Рудопроявления, встреченные в основании средненугушской пачки на реках Лемеза и Зилим, отнесены к эвапоритовому типу [12], для которого характерно хаотичное, без видимой зональности распределение в доломите халькопирита, борнита, халькозина при общем низком содержании меди. Подобные проявления часто отмечаются среди красноцветных терригенных отложений татарского отдела пермской системы в Поволжье и Приуралье. Их образование связывается с осаждением карбонатов меди в результате полного испарения мелководного содового бассейна и последующего замещения при катагенезе карбонатов меди сульфидами [3]. В таких бассейнах из-за высокого щелочного резерва карбонаты меди могли находиться в растворенном состоянии [4].

В северной части БМА в бассейнах рек Катав и Сатка в нижней части средненугушской пачки появляются известковистые доломиты, что свидетельствует о некотором опреснении бассейна седиментации вследствие подтока пресных вод с суши. Нами детально изучена эта часть разреза пачки на левом берегу р. Катав в 7 км ниже пос. Верхний Катав. В 0,6 и 1,2 м выше подошвы пачки среди доломитов здесь залегают два пласта неравномернозернистого песчаника с базальным карбонатным цементом (рис. 2, 3). Значительная часть его обломочной фракции, не менее 10% по объему, состоит из окатанных зерен битуминозного доломита бурой и черной окраски размером до

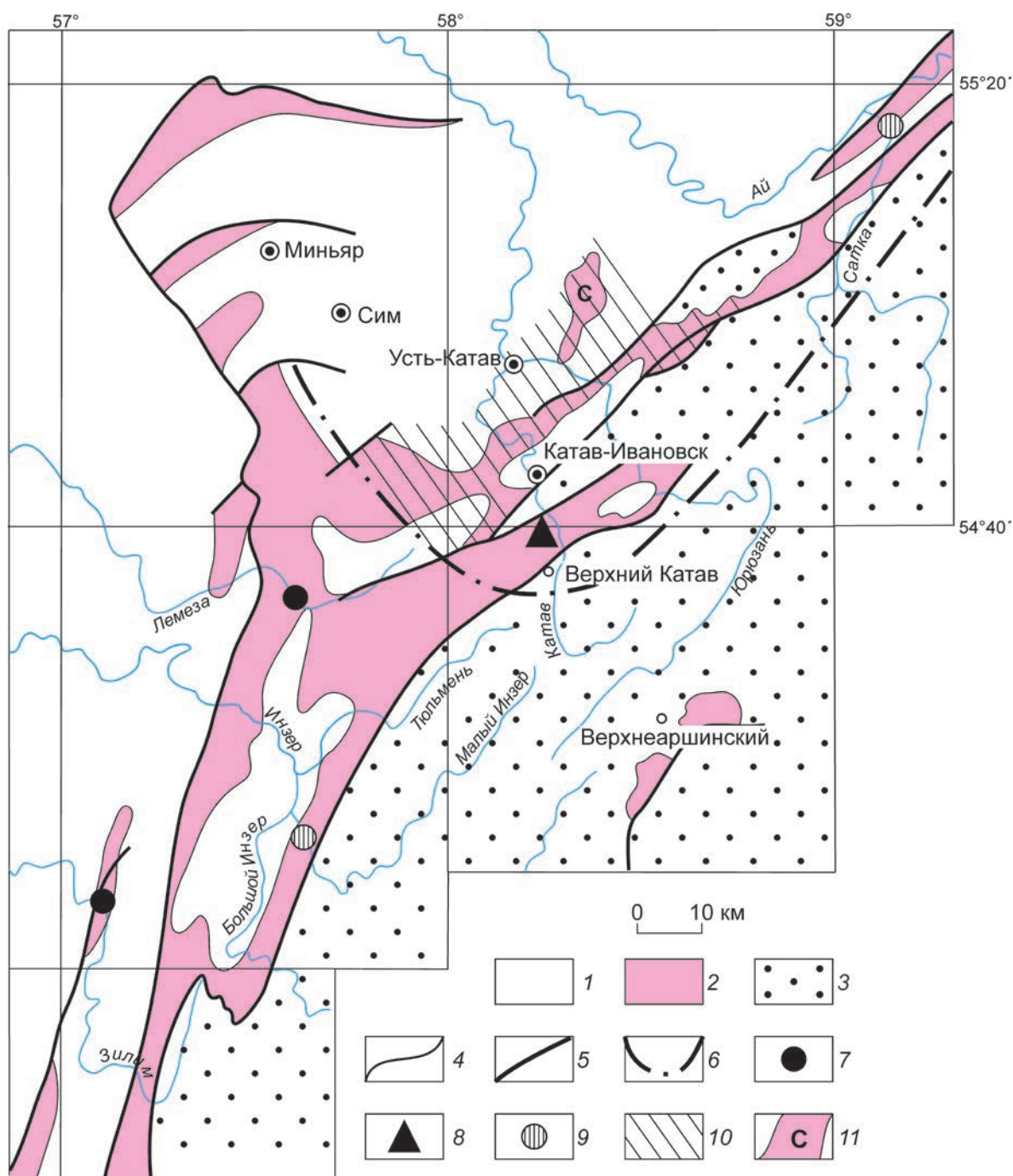


Рис. 1. План выходов зильмердакской свиты:

1 – нерасчлененные палеозойские и неопротерозойские отложения кровли зильмердакской свиты; 2 – выходы зильмердакской свиты; 3 – территория с эродированными отложениями зильмердакской свиты; 4 – стратиграфические границы; 5 – тектонические контакты; 6 – предполагаемая внешняя граница зоны частичного опреснения средненугушского бассейна; 7 – медепроявления эвапоритового типа в доломитах средненугушской пачки; 8 – место обнаружения зерен халькопирита и обломков медной руды в пролювиальном песчанике средненугушской пачки; 9 – изученные выходы средненугушской пачки с содержанием Cu в породах не более 0,01 мас. %; 10 – зона возможного нахождения медных руд в породах средненугушской пачки; 11 – выход зильмердакской свиты в ядре Сулеймановской антиклинали

1 мм. Часть из них содержит мелкие включения халькопирита, пирита, сфалерита. Небольшое количество зерен этих сульфидов находится и в цементе песчаника. Наиболее неравномернозернистым является нижний пласт А мощностью 6 см. В нем найден угловатый обломок амethystоподобного кварца сиреневой окраски размером около 1 см.

Мощность верхнего пласта Б от 10 до 30 см. Песчанику свойственны горизонтальная и мелкая косая однонаправленная слойчатость течения под $\angle 20^\circ$. В средней части пласта – брекчия размыва из обломков пелитоморфного известковистого доломита, в верхней – заметно увеличивается количество халькопирита. В обломках размером до 0,3 мм он рассеян в карбонатном цементе (рис. 4, а). В относительно крупной песчаной фракции присутствуют хорошо окатанные зерна битуминозного доломита, частично замещенного халькопиритом (см. рис. 4, б), а в косых слойках заключены плоские гальки песчаника размером до 15×3 мм, окрашенные медной зеленью. Окисление в них сульфидов меди до карбонатов, очевидно, произошло в современных поверхностных условиях.

Зерна битуминозного доломита с вкрапленностью пирита и халькопирита, а также битум в микротрещинах обнаружены нами и в песчаном известковистом доломите внизу средненугушской пачки на р. Сатка у пос. Пороги. Битуминозность пород в обоих разрезах диагностирована с применением люминоскопа «Филин».

Песчаник из верхней части пласта Б проанализирован спектрально- и рентгенофлуоресцентными методами в лаборатории ОАО «Уралмеханобр». Содержание Си соответственно 0,2 и 0,188%. Содержания Zn 0,003% и Pb 0,0015% по результатам спектрального анализа низки, а Ag 1,5 г/т, Mo $9 \cdot 10^{-4}\%$, Bi $7 \cdot 10^{-4}\%$ повышены. Молибден в виде металлоорганических соединений может находиться в составе обнаруженных битумов. Сульфидную форму его нахождения также нельзя полностью исключить [11]. Появление же повышенного содержания Bi, как показано на примере бассейна Мансфельд [6], могло быть вызвано наложенным воздействием на осадочные медьсодер-

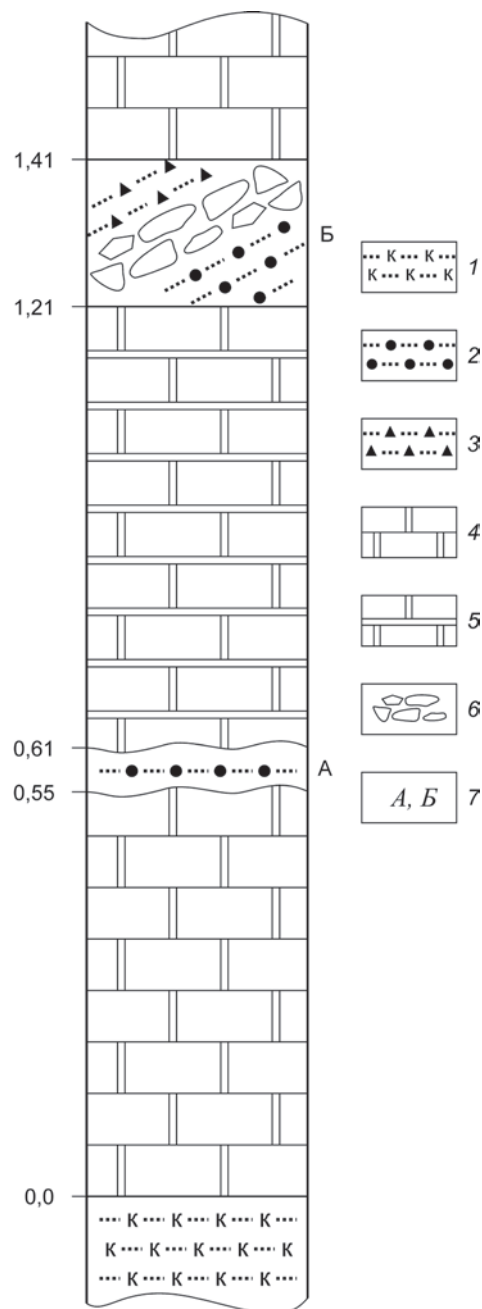


Рис. 2. Литологическая колонка нижней части средненугушской пачки на р. Катав в 7 км ниже пос. Верхний Катав:

1 – красноцветные песчаники нижненугушской пачки; 2 – песчаники с зернами битуминозного доломита; 3 – песчаники с халькопиритом; 4 – доломиты; 5 – доломиты слабоизвестковистые с прослойками глинистого сланца; б – брекчия размыва из обломков пелитоморфного известковистого доломита; А, Б – пласты песчаника; цифры – расстояние пластов от подошвы пачки в метрах

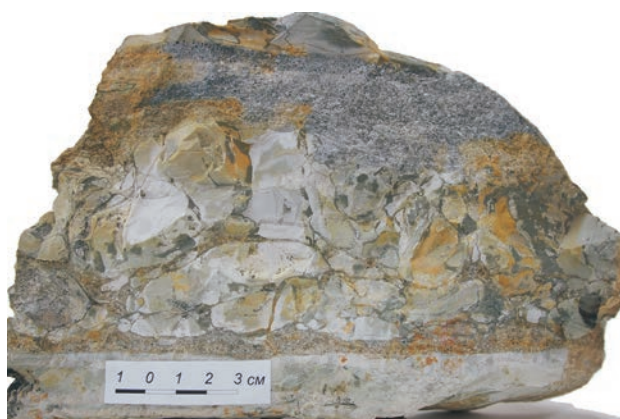


Рис. 3. Песчаник пласта Б с брекчией размыва из обломков пелитоморфного известковистого доломита

жащие породы гидротермальных растворов. Найденный в пласте А обломок аметистоподобного кварца – возможно, один из следов такого воздействия на породы средненугушской пачки.

Форма нахождения сульфидов в пластах А и Б свидетельствует о том, что они оказались в песчанике в результате размыва рудной залежи и транспортировки продуктов размыва водным потоком. В период формирования пласта А размыву подверглась верхняя относительно бедная часть рудной залежи. Затем русло размывающего потока врезалось в насыщенный халькопиритом слой битуминозного доломита. Ниже его, вероятно, залегали медистые песчаники, плитчатые обломки которых с окисленными сульфидами меди выявлены в верхней части пласта Б. Прогнозировать масштабы этого оруденения пока трудно из-за крайне редкой сети точек наблюдения: расстояние между изученными разрезами зоны опреснения средненугушского бассейна на реках Катав и Сатка составляет 90 км, что превышает суммарную протяженность меденосных бассейнов Мансфельд и Зангерхаузен [6]. Однако из-за восстанавливающей роли битумов размеры осадочного медного оруденения на северной окраине БМА могут быть весьма значительными, что положительно повлияет на всю экономику Урала.

Источником меди в зоне опреснения средненугушского бассейна, на наш взгляд, оказа-

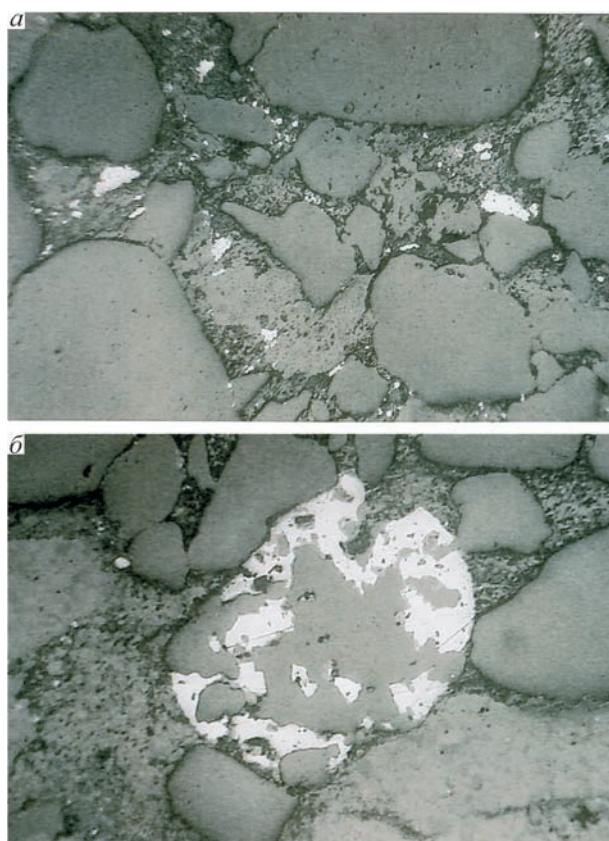


Рис. 4. Форма нахождения халькопирита в пласте Б:

а – рассеянная вкрапленность мелких обломков халькопирита (светлое) в цементе песчаника, ув. 90;
б – в центре окатанное зерно битуминозного доломита, частично замещенного халькопиритом, среди безрудных зерен песчаника, ув. 90

лись не гипотетические рудные районы, а содовые воды обширной неопресненной части бассейна, в которой медь находилась в растворимых соединениях типа $\text{Na}_2[\text{Cu}(\text{CO}_3)_2]$, $\text{NaH}[\text{Cu}(\text{CO}_3)_2]$ и др. [4]. В западной части бассейна, более мелководной и подвергшейся поэтому полному испарению, из этих соединений образовались непромышленные эвапоритовые рудопроявления, обнаруженные на реках Лемеза и Зилим. Отсутствие подобных рудопроявлений в восточной части бассейна (на реках Малый Инзер и Сатка) говорит лишь о том, что полного испарения средненугушского бассейна здесь не происходило. Следовательно, катионы меди отсюда могли диффундировать в опресненную зону рудообразования.

Дальнейшее изучение потребует вскрытия меденосного горизонта в основании средне-нугушской пачки скважинами колонкового бурения и не сопряжено с большими материальными затратами, поскольку данный горизонт часто залегает не глубже 100–200 м от поверхности. Это относится и к обширному по площади выходу нугушской подсвиты в ядре Сулеймановской антиклинали (см. рис. 1) и ряду других участков. Вокруг предполагаемой зоны с медным оруденением находится целый куст уральских моногородов с проблемами занятости населения – Катав-Ивановск, Усть-Катав, Сим, Миньяр и др. Поэтому выявление и разработка меднорудного бассейна в северной части БМА будет иметь и большое социальное значение.

Установленная битуминозность части пород средненугушской пачки подтверждает вывод [7], поддержанный академиком Д.В.Рундквистом, о потенциальной нефтегазоносности неопротерозойских отложений в краевых частях БМА. На р. Катав в 5,5 и 8,5 м выше подошвы пачки среди песчаных и пелитоморфных доломитов залегают два пласта кавернозного песчаника мощностью 2 и 1,7 м. В закрытых структурах эти и другие проницаемые пласты могут быть коллекторами углеводородов.

Авторы выражают глубокую благодарность доценту Уральского горного университета А.В.Кузину за помощь в диагностике битумов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении геосинклиналей. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979.
2. Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Информационные материалы. – Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
3. Миропольский Л.М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис // Уч. зап. Каз. гос. ун-та. 1938. Т. 98. Вып. 10. Кн. 1. С. 131–211.
4. Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Очерк геохимии меди в зоне гипергенеза // Тр. ИГЕМ. 1962. Вып. 70. С. 30–99.

5. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология // Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 377.
6. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. – М.: АН СССР, 1962.
7. Филиппов В.А. Башкирский мегантиклинорий как зона деструкции нефтегазоносного бассейна // Докл. РАН. 2008. Т. 442. № 6. С. 798–801.
8. Филиппов В.А. Кужинская серия в тектонических структурах западного склона Южного Урала // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 24–31.
9. Филиппов В.А. О положении стратифицированного оруденения в седиментационном цикле // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 3. С. 655–657.
10. Филиппов В.А. Перспективы выявления осадочных месторождений меди в верхнерифейских отложениях западного склона Южного Урала // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 23–27.
11. Филиппов В.А., Акбашев Р.М. К геохимии молибдена в пермских отложениях Приуралья // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала и вмещающих их вулканогенных комплексов. Уфа, 1972. С. 111–113.
12. Филиппов В.А., Акбашев Р.М. К находкам стратифицированной медной и баритовой минерализации в каратауской серии западного склона Южного Урала // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975. С. 144–148.

Филиппов Виталий Алексеевич,
tantsyrew@mail.ru

Кутовой Алексей Константинович

Рябинин Виктор Федорович,
кандидат геолого-минералогических наук

NEW FIND OF COPPER SULFIDES IN A NEOPROTEROZOIC ZILMERDAK SUITE, WEST SLOPE OF THE SOUTH URALS

V.A.Philippov, A.K.Kutovoy, V.F.Ryabinin

Indications of eroded cupriferous sandstone occurrence deposited in a shallow marine basin of relatively low salinity and subsequent clastic transport of copper sulfides with water flows are found in Zilmerdak Suite. On this basis a Cu province is predicted to occur in the north of Bashkir Meganticlinorium. Bitumen found in these cupriferous sediments is considered to be the evidence of the possible oil fields location in the Neoproterozoic sequence.

Key words: Bashkir Meganticlinorium, cupriferous sandstone, sulfide, water transport, bitumen.

О НОВЫХ ВОЗМОЖНОСТЯХ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ПАТТЕРНОВ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕТАЕЖНОГО РУДНОГО УЗЛА, ПРИМОРЬЕ

С.Л.Шевырев

Дальневосточный геологический институт
ДВО РАН

Рассматривается проблема создания крупномасштабной прогнозной модели рудных узлов на основе анализа материалов дистанционных съемок. В качестве территории проверки данного метода используется площадь Нижнетаежного рудного узла Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, имеющего благороднометальную специализацию.

Ключевые слова: прогноз оруденения, методы дистанционного зондирования, рудные узлы, оценка перспективности, Дальний Восток России.

Образование месторождений как рудного, так и нерудного минерального сырья связано с миграцией в земной коре рудоносных растворов, транспортирующих вещества и при наличии определенных факторов формирующих промышленно значимые их скопления. Ключевым является представление о продуктивной гидротермальной палеосистеме – участке земной коры со свойствами трещинной перколяционной структуры, которые позволяют рудоносным флюидам мигрировать и формировать те или иные скопления полезных ископаемых.

Задачи прогноза и поисков таких месторождений – установление закономерностей строения и площадного распространения элементов гидротермальной палеосистемы, включающих источники рудного вещества и инфраструктуру, обуславливающую пути его перемещения и места отложения. Для этого в настоящей статье рассматриваются вопросы формирования комплексной системы оценки территорий, направленной на их классификацию по степени прогнозной перспективности обнаружения гидротермальных месторождений.

Руководящей служит гипотеза о том, что существовавшая в прошлом палеогидротермальная система сохранила свидетельства своей инфраструктуры в современном рельефе, контролируемом мощностью эрозионного среза.

Паттерны трещиноватости и возможности их описания. Нарушения земной поверхности, выделяемые по космофотоснимкам (КФС), так называемые паттерны трещиноватости, представлены структурами различной природы и возраста. В практике дистанционных прогнозных исследований обычно выделяют линейные, кольцевые и дугообразные элементы дистанционного изображения. Линейные элементы, прослеживаемые в ландшафтах, маркируют зоны разломов различного порядка [7]. Но для определения перспективности территории на наличие полезных ископаемых, связанных с миграцией гидротермальных растворов, следует учитывать также иные структурные особенности несплошностей породы, образующих перколяционный кластер. Для возникновения инфльтрации гидротермальных растворов нужно, чтобы система трещиноватости достигла

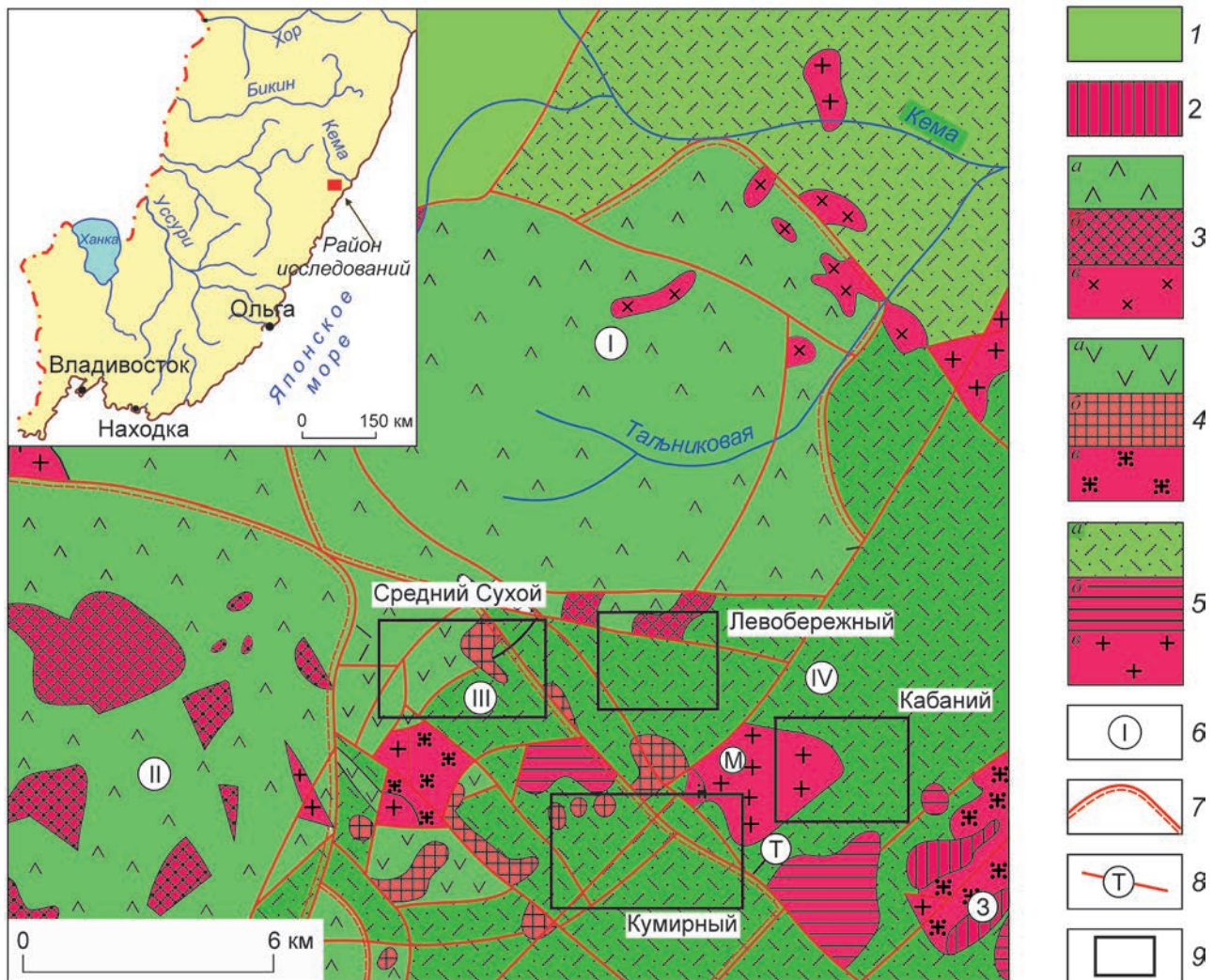


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нижнетаежного рудного узла, по данным [1]:

1 – нижнемеловые терригенные отложения складчатого основания (фундамента) Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса; вулканические и вулканоплутонические комплексы: 2 – кизинский миоценовый вулканический (субвулканические тела дацитов, андезидацитов), 3 – богопольский маастрихт-датский (а – игнимбриты, туфы риолитов, б – экструзии и некки дацитов, в – гранитоиды богопольской серии), 4 – самаргинский раннемаастрихтский (а – туфы дацитов, риодацитов, в – гранитоиды самаргинской серии, в том числе массив Заводской (3)), 5 – приморский турон-кампанский (а – туфы риолитов с прослоями игнимбритов, туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, б – экструзии и некки риолитов, в – гранитоиды приморской серии, в том числе Малиновский массив (М)); 6 – крупные вулканотектонические структуры (I – Тальниковая, II – Шандуйская, III – Носыревская, IV – Монкинское поднятие); разломы: 7 – ограничивающие кальдеры, 8 – прочие, в том числе Таежная зона разрывов (Т); 9 – контуры главных рудоносных площадей

порога протекания – минимально необходимо развития в ней несплошностей, образовавших кластеры. Их формирование обусловлено не только существованием несплошностей в объе-

ме породы, но и их связностью [3]. Отметим, что для формирования палеогидротермальной системы важно наличие источников растворов, одним из которых могло быть магматическое тело.

Алгоритм, направленный на анализ дистанционного строения территории

Этапы	Стадии
1. Автоматизированное дешифрирование кольцевых структур	1. Подбор исходных изображений дистанционных съемок
	2. Визуальная оценка изображений
	3. Задание параметров предварительной обработки изображений (фильтрация и контрастирование границ)
	4. Выбор параметров обнаружения кольцевых структур
	5. Применение преобразования Хафа к дистанционному изображению для распознавания окружностей
	6. Обработка полученного массива структурных элементов и последующий анализ достоверности выделения путем совмещения с реальными объектами, классификация дешифрованных структур по степени выраженности, формирование их кластеров
	7. Картографирование структур и их экспорт в общепотребительном ГИС-формате (ESRI shape)
2. Автоматизированное дешифрирование проницаемых зон	8. Выбор параметров фильтрации изображения для дешифрирования инфраструктуры палеогидротермальной системы
	9. Выбор площади элементов покрытия (окон осреднения) в зависимости от крупности выделяемых объектов
	10. Анализ рисунка трещиноватости с применением фрактальных размерностей
	11. Классификация элементов покрытия площади по значениям фрактальной размерности
	12. Составление прогнозной схемы (кластеры, соответствующие проницаемым участкам и кольцевым структурам)
3. Оценка результатов анализа и прогноз	13. Оценка качества анализа. Сопоставление кластеров, образуемых окнами покрытия с близкими значениями фрактальной размерности известных и предполагаемых геологических структур, а также рудными объектами
	14. Выделение перспективных участков, рекомендуемых для дальнейшего опоскования

Для выявления продуктивных зон требуется аналитически выделить черты гидротермальной системы в дистанционном изображении и рассчитать параметры, описывающие их характеристики. При этом используются распознавание образов с помощью преобразования Хафа и анализ структур палеогидротермальной системы с применением фрактальной размерности Минковского (D_m).

Геологическое строение Нижнетаежного рудного узла. Для анализа отбирались материалы радарных съемок Тернейского района Приморья (SRTM, разрешение 90 м), включающие территорию Нижнетаежного рудного узла (НТРУ) и прилегающие площади. Дистанционный мониторинг последних затруднен из-за практически повсеместного развития поч-

венно-растительного покрова. Рудный узел площадью до 500 м² расположен в Прибрежной зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (бассейн р. Таежная, примерно в 25 км от побережья Японского моря), характеризуется дифференцированным геологическим строением [1], развитием разрывных нарушений различной выраженности и соподчиненности, а также центров вулканизма (рис. 1).

Стратифицированные образования в пределах узла относятся к двум структурным этапам: нижнему терригенному (K_1), породы которого смяты в крутые складки северо-восточного простирания, и верхнему вулканогенному (K_2), включающему эффузивно-пирокластические накопления богопольской (маастрихт-дат), самаргинской (маастрихт) и приморской (турон-кампан)

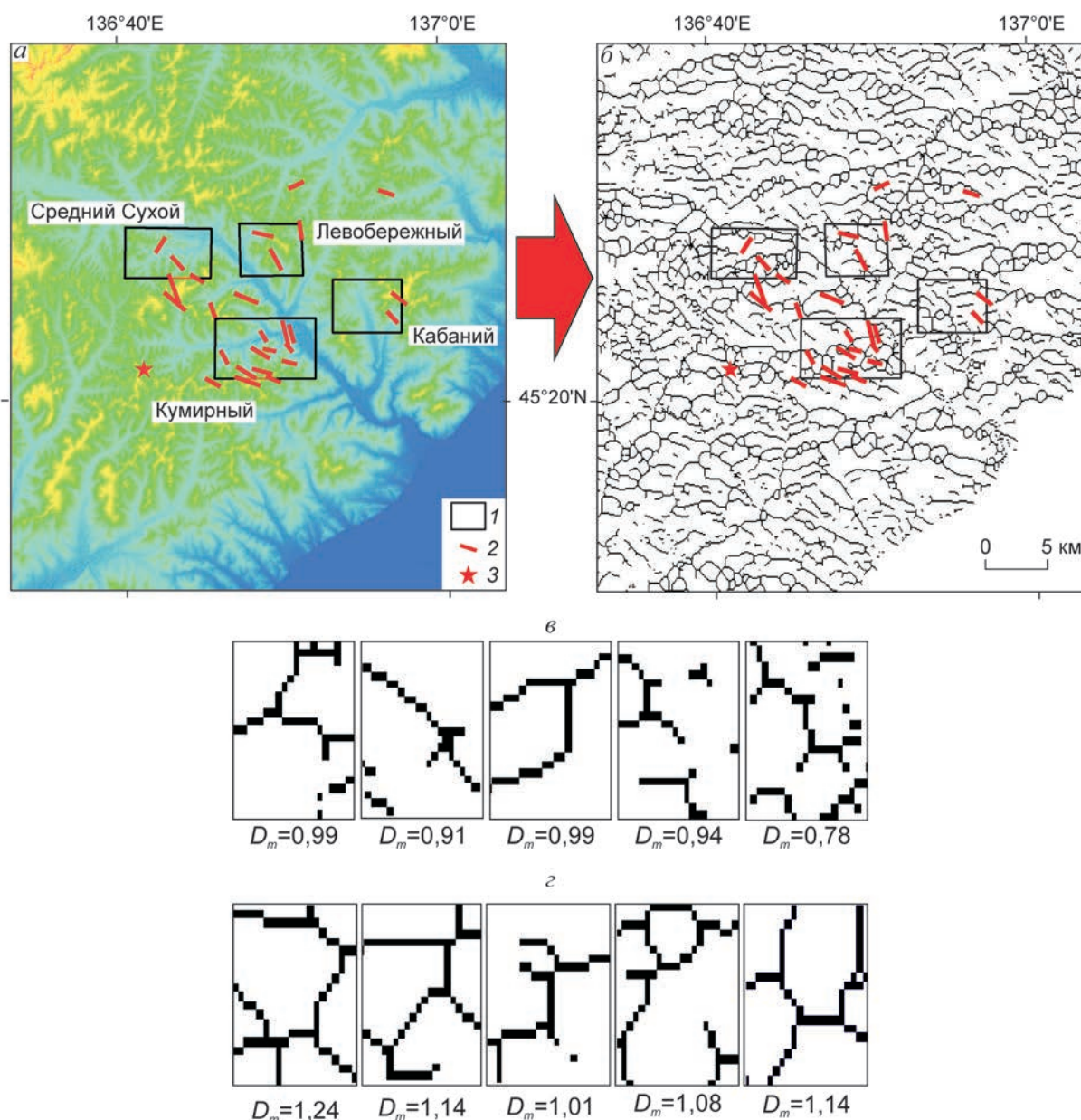


Рис. 2. Анализ паттернов дистанционного изображения Нижнетаежного рудного узла:

a – исходная ЦМР SRTM; *b* – преобразованное изображение; паттерны ($S=4 \text{ км}^2$): *v* – безрудные (в их пределах уменьшена вероятность обнаружения рудных объектов), *z* – наблюдаемые на площадях развития рудоносных зон; 1 – границы участков; 2 – рудные зоны; 3 – рудная зона «Дружба»

толщ, участвующие в строении Носыревской, Тальниковой, Шандуйской кальдер проседания и Монкинского вулканокупольного поднятия.

Наиболее крупные интрузивные и субвулканические тела относятся к самаргинскому и богопольскому вулканоплутоническим комплексам (ВПК). Вместе с более молодыми образо-

ваниями они сосредоточены в локальных очаговых структурах интрузивно-купольного типа. Интрузивы имеют сложное строение, обусловленное стадийностью их формирования. Так, наиболее ранние фазы крупного Малиновского массива сложены преимущественно самаргинскими диоритоидами, в составе кото-

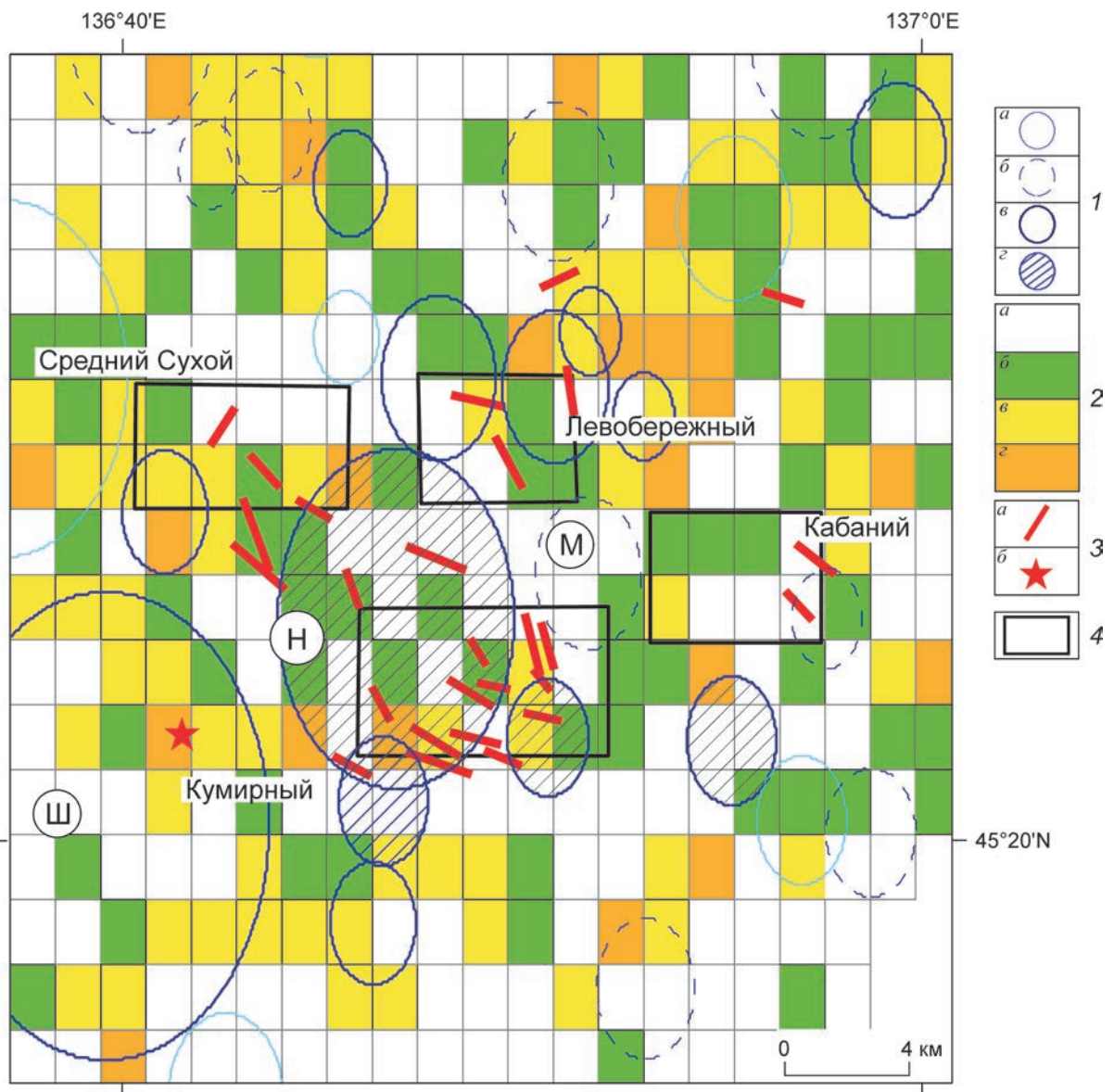


Рис. 3. Прогнозная схема территории Нижнетаежного рудного узла, построена по результатам автоматизированной оценки ЦМР SRTM:

1 – кольцевые структуры от наименее (а) до наиболее (з) выраженных; 2 – паттерны дистанционного изображения (а – «непроницаемые», б – «малопроницаемые», в – «проницаемые», г – «высокопроницаемые»); 3 – рудные зоны (а – известные, б – открытая В.В.Ивиным летом 2014 г. зона «Дружба»); 4 – участки рудного узла; кольцевые структуры: Ш – Шандуйская, Н – Носыревская, М – Малиновская

рых преобладают мелкозернистые биотит-роговообманковые разности. Картируемые в составе этого комплекса биотитовые порфиоровидные граниты, переходящие в краевых частях массива в гранит-порфиры, вероятно, принадлежат к богопольскому ВПК [5]. Субвулканические тела последнего – крупнопорфировые ри-

олиты, их кластолавы, а также гранит-порфиры. Среди пород богопольского ВПК подчиненную роль играют некки дацитов и трахидацитов, иногда переходящих в андезидациты, риодациты и риолиты.

Более поздние, кизинские, образования представлены слабо измененными мелко- и

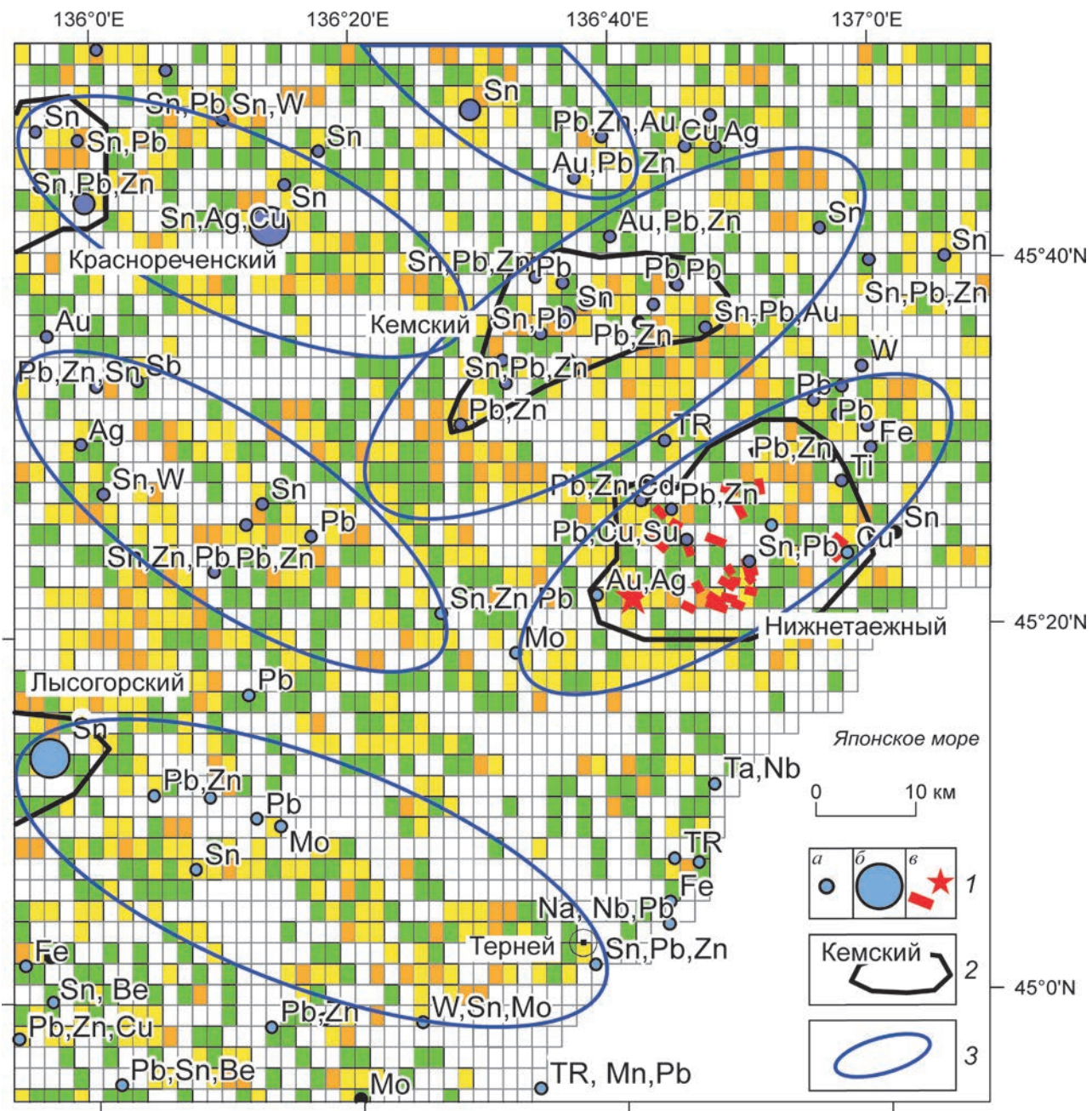


Рис. 4. Схема прогнозной перспективности территорий, прилегающих к Нижнетаежному рудному узлу (проницаемые зоны):

1 – рудные объекты (а, б – немасштабные рудопроявления и месторождения соответственно, в – рудные жилы); 2 – рудные узлы; 3 – кластеры проницаемых паттернов; остальные усл. обозн. см. рис. 3

неяснопорфировыми (часто миндалекаменными) разностями роговообманково-плагиоклазовых андезитов повышенной щелочности, в меньшей степени базальтами и андезибазальтами с шаровой отдельностью.

По данным полевых работ [1] на площади узла широко развиты разрывные нарушения, диагностируемые и при дистанционных космических исследованиях. Нарушения первого порядка имеют преимущественно северо-вос-

точное простирание, согласное с ориентировкой региональных разломов фундамента Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, контролирующих пространственное положение вулканотектонических структур и центров эксплозивного вулканизма (см. рис. 1).

На площади установлены комплексные геохимические аномалии (потoki рассеяния) Ag, Pb, Zn, Sn, Cu, позволившие выделить рудоносные участки (поля) Кумирный, Левобережный, Кабаний и Средний Сухой. В пределах последних локализованы рудные зоны (>30) преимущественно северо-западной ориентировки с редкометальной, полиметаллической (с серебром), олово-полиметалльно-серебряной, полиметалльно-серебряной и собственно серебряной минерализацией.

Жильно-прожилковые зоны с олово-полиметалльно-серебряным, полиметалльно-серебряным оруденением (Белембинская, Бортовая, Русловая и др.) размещены вблизи Малиновской интрузии и штоков самаргинских диоритов среди ороговированных вулканитов нижней пачки приморской толщи (K_2pr_1). Мощность зон достигает 10–20 м, протяженность 1,5 км и более. Они состоят из сложноветвящихся крутопадающих серебряноносных кварц-сульфидных жил, сопровождаемых прожилково-вкрапленной минерализацией.

Убогосульфидные серебряноносные зоны (Кумирная, Водораздельная, Заманчивая, Ближняя, Неясная, Крайняя, Перевальная, Сентябрьская, Сюрприз и др.) пространственно разобщены с олово-полиметалльно-серебряным оруденением, имеют значительно меньшую мощность (до 3–4 м) и преимущественно приурочены к вулканитам верхней пачки приморской толщи (K_2pr_3), превращенным в кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты [1].

Методика исследований. Проведенные исследования основаны на следующих работах: автоматизированном выделении кольцевых (изометрических) структур – ключе определения положения и автоматизированного учета тектономагматических поднятий, центров эксплозивного магматизма, являющихся вероятными источниками гидротермального вещества;

анализе препарированного денудацией рисунка трещиноватости и распознавании его

паттернов с учетом фрактальной размерности, поскольку диссипация эндогенного вещества могла осуществляться посредством инфраструктуры палеогидротермальной системы;

применении автоматизированных методик дешифрирования, основанных на использовании преобразования Хафа [6], наделяющим исследователя методологическим аппаратом распознавания структурных элементов изображения. Для распознавания кольцевых элементов космическое изображение предварительно отфильтровывалось с получением градиентного изображения, вычислением степени контрастности градиента и обнаружением его локальных максимумов, соответствующих контрастным границам [8]. Данные действия полностью автоматизированы.

При подобном подходе субъективная роль исследователя сводится к подбору параметров анализа, а также классификации автоматически выделенных структурных элементов по степени их достоверности.

Для автоматизированной экспертной оценки территории было реализовано несколько этапов анализа, включающих от двух до семи стадий (таблица).

На первом этапе анализировались структуры цифровой модели рельефа и автоматически распознавались кольцевые структуры. Выделенные кольцевые структуры рассматривались в зависимости от степени их выраженности и диаметра и исследовались как наиболее значимые элементы структуры НТРУ: тектономагматические поднятия, кальдеры проседания, вскрытые денудацией интрузии, жерловые субвулканические ассоциации. На втором этапе выявлялась возможная транспортная инфраструктура палеогидротермальных растворов. Выбор параметров фильтрации обусловлен наиболее полным выделением «скелетных» элементов (сопоставимые с реальной ситуацией результаты достигнуты с помощью алгоритма поиска границ на изображении [8]). Затем с помощью покрытия прямоугольными окнами на территории исследования рассчитывались значения фрактальной размерности Минковского (применялся модуль `boxcount` программы Matlab, автор Ф.Мойси [9]).

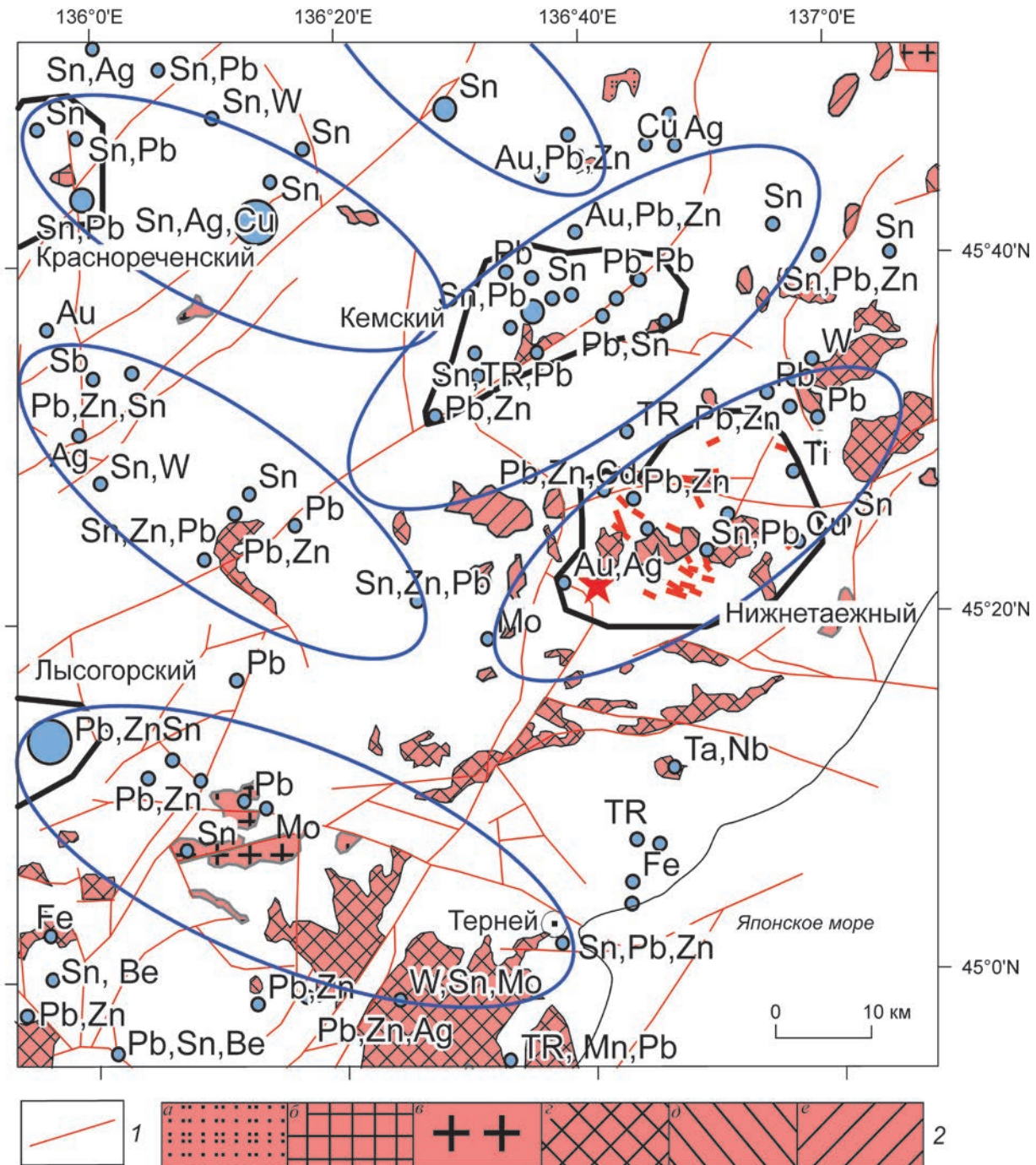


Рис. 5. Положение проницаемых зон по материалам автоматизированного дешифрирования КФС в тектонической структуре территории, по материалам [2]:

1 – разрывные нарушения достоверные; 2 – интрузивные и субвулканические тела (а – гранодиориты и б – граниты бачелазского комплекса, в – гранодиориты и г – граниты приморского комплекса, д – граниты позднемеловые (K₂), е – граниты палеогеновые); остальные усл. обозн. см. рис. 4

Окна покрытия, в пределах которых рассчитывалась фрактальная размерность Минковского, классифицировались с применением алгоритма естественных границ Дженкса. Эта классификация достаточно эффективна, поскольку в каждом классе минимизируется стандартное отклонение членов класса и его среднего значения, а отклонение между различными классами максимизируется. Число классов подбиралось экспериментально. При этом была выявлена естественная латеральная группировка окон покрытия в кластеры, характеризующиеся повышенными и пониженными значениями фрактальной размерности Минковского. Несколько классов с пониженными значениями фрактальной размерности Минковского (эмпирически, $D_m < 1,01$) рассматривались как неперспективные (рис. 2). Из рисунка видно, что паттерны преобразованного изображения с оруденением (см. рис. 2, б) отличаются большим количеством «скелетных» элементов (черный цвет) и лучшей их «связностью».

Выделенные кластеры сравнивались с известными разломными структурами и рудными объектами гидротермального генезиса различного масштаба. Анализировалась выраженность известных объектов в поле значений фрактальной размерности Минковского и осуществлялся прогноз новых перспективных площадей.

Дистанционная оценка гидротермальной палеосистемы Нижнетаежного рудного узла и прилегающих территорий – прогнозные возможности. Прогнозные модели паттернов трещиноватости НТРУ (рис. 3) и прилегающих территорий (рис. 4) составлены с применением методик автоматизированного дешифрирования дистанционной цифровой топографической модели (SRTM). Их сопоставление с геологическими данными (материалы ОАО «Приморгеология») позволило воссоздать по результатам дистанционных исследований закономерности минерализации территории.

Установлено соответствие автоматизированно дешифрированных по КФС кольцевых структур известным вулканическим постройкам (кальдерам проседания, вскрытым денудацией магматическим камерам) и экструзивным массивам. Хорошо выражены как кальдеры просе-

дания (Носыревская, Шандуйская), так и массивы гранитоидов (Малиновский). Для приведенных кольцевых структур кластеры окон покрытия, охарактеризованные значениями фрактальной размерности Минковского, позволяют проследить пути миграции вещества. При наличии геохимических барьеров образовывались зоны его аккумуляции. Эта закономерность прослеживается для участков рудного узла Левобережный, Кумирный, Средний Сухой, причем северо-западное простирание рудных зон совпадает с ориентировкой осевых линий «проницаемых» кластеров покрытия (см. рис. 3). Тенденция приуроченности рудных зон к ослабленным структурам северо-западной ориентировки считается общей для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и отражена в работах В.П.Уткина [4]. Однако выявление таких перспективных зон масштаба отдельных рудных узлов представляет собой нетривиальную для исследуемых территорий задачу.

Анализ площадного распределения кластеров показал, что простирание их осевых зон подчиняется закономерностям в целом типичным для тектонического рисунка вулканоплутонического пояса – длинные оси крупных кластеров имеют северо-восточное простирание, оси меньших кластеров – северо-западное. Также выяснено, что возможности линеamentного анализа на сегодняшний день существенно преувеличены. Линеamentы северо-восточного простирания обязательно соответствуют рудным зонам, а рудоносные кластеры паттернов, выявляемые нами, имеют преимущественно северо-западную, ортогональную, ориентировку.

Для прилегающей к рудному узлу территории прослеживается приуроченность рудных полей и отдельных скоплений полезных ископаемых к диссипативным проницаемым зонам (см. рис. 4). Даже при беглом визуальном осмотре схемы дешифрирования наблюдается приуроченность рудных объектов в осевым линиям кластеров «проницаемых» паттернов (см. рис. 4), тогда как непроницаемые зоны практически лишены рудных объектов. В то же время, не по всем «проницаемым» участкам равномерно распределены рудные объекты, что позволяет рекомендовать площади для доизучения.

Выделенные на снимке кластеры (рис. 5), которые, по нашему мнению, соответствуют наиболее проницаемым зонам земной коры, вскрытым в эрозионном срезе, при дистанционном исследовании должны анализироваться совместно с кольцевыми структурами. Направления поисков корректируются по результатам геофизических и геохимических исследований с учетом историко-минерагенических сведений об этапах тектонической активности и магматизма территории.

Как видно из рис. 4 и 5, простирающиеся длинные оси проницаемых зон, соответствующих кластерам, конформны известным разломам, к которым, в свою очередь, приурочены интрузии, парагенетически связанные с образованием месторождений полезных ископаемых. Таким образом, можно заключить, что аналитическое исследование одной лишь ЦМР SRTM района с выделением «проницаемых зон» позволило дополнить известные выводы о его геологическом строении и минерагенических особенностях.

В полевом сезоне 2014 г. на территории Нижнетаежного рудного узла в пределах «проницаемой» площади (см. рис. 5) сотрудниками ДВГИ проводились дополнительные маршруты. В.В.Ивиным была обнаружена рудная зона «Дружба» – штокверковое тело с кварц-сульфидными прожилками (см. рис. 3). На местности зона представлена обохренными высыпками в выемке грунтовой дороги. Факт такой находки говорит о необходимости возобновления геологоразведочных работ в пределах выделенных по КФС проницаемых зон в целях наращивания запасов и усиления внимания к этому объекту.

В результате выполненного исследования получена информация, которая может использоваться для создания крупномасштабной региональной прогнозной модели гидротермальных месторождений. Узор трещинной сети по космическим снимкам и расчет фрактальной размерности Минковского для оценки прогнозной перспективности можно применять при выделении проницаемых зон существовавшей в геологическом прошлом палеогидротермальной системы.

Автоматизированное выявление кольцевых структур позволяет сузить круг участков опосредования, выделять проницаемые зоны, относящиеся к примыкающим к ним кольцевым объектам дистанционного изображения, как наиболее перспективные для обнаружения скоплений полезных ископаемых гидротермального генезиса. Следует также отметить, что самостоятельное выделение кольцевых структур без учета окружающей их трещинной инфраструктуры малоперспективно.

Ниже предложены два способа реализации предлагаемой методики дистанционного исследования:

самостоятельная методика, использующая исключительно данные дистанционного исследования для выявления кольцевых структур и проницаемых кластеров. Повышение достоверности в данном случае требует заверки природы выделяемых объектов;

вспомогательная методика, дополняющая региональные геологические работы. В этом случае работы комплексуются с прогнозными геологическими данными и служат обоснованием постановки дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) / В.В.Ивин, А.Н.Родионов, В.Г.Хомич и др. // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 3. С. 81–87.*
2. *Государственная геологическая карта. М-6 1:1 000 000 (новая серия). Лист L-(53), (54) – Кавалерово. Объяснительная записка / Под ред. Т.В.Брежнева. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1994.*
3. *Тарасевич Ю.Ю. Перколяция: теория, приложения, алгоритмы. – М.: Едиториал УРСС, 2002.*
4. *Уткин В.П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса // ДАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 659–663.*
5. *Хомич В.Г., Ивин В.В., Борискина Н.Г. Новые определения возраста (К-Аг метод) интрузивных образований Нижнетаежного рудного узла (Северное Приморье) // Вестн. ТГУ. 2010. № 331. С. 214–218.*
6. *Шевырев С.Л. Автоматизированный морфометрический анализ юго-восточной окраины Сибирь-*

- ского кратона по космическим изображениям в Matlab // Вестн. ВГУ. 2014. № 3. С. 35–41.
7. Шевырев С.Л., Хомич В.Г. Выявление инфраструктурных элементов рудно-магматических систем Приморья по материалам космического зондирования // Вестн. ВГУ. 2013. № 2. С. 118–128.
8. Jianbo Shi. Computer vision // [Электронный ресурс]: Penn Engineering. School of engineering and applied science. URL: <http://www.seas.upenn.edu/~cse399b/Lectures/CSE399b-04-edge.pdf> (От 23.03.2014).
9. Moisy F. Computing a fractal dimension with Matlab: 1D, 2D and 3D Box-counting // Laboratory FAST, University Paris Sud. URL: <http://www.fast.u-psud.fr/~moisy/ml/boxcount/html/demo.html> (Дата обращения: 11.08.2014).

Шевырев Сергей Леонидович,
кандидат геолого-минералогических наук
shevirev@mail.ru

ON THE NEW POSSIBILITIES FOR LARGE-SCALE PROSPECTIVE ANALYSIS OF REMOTE SENSING PATTERNS OF MINERALIZED OBJECTS (AS EXEMPLIFIED BY NIZHNETAJEZHNY ORE CLUSTER, PRIMORSKY KRAY)

S.L.Shevirev

The problem of developing of the large-scale predictive models presenting the ore clusters based on the analysis of remote sensing data is considered. Relevant case histories from the Nizhnetaezhny precious metal ore cluster, the East Sikhote-Alin volcanic-plutonic belt, are presented.

Key words: forecast of mineralization, remote sensing method, ore cluster, evaluation of prospects, Russian Far East.

ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ РУД И АЛМАЗОВ В ОТВАЛЬНЫХ ХВОСТАХ ОБОГАЩЕНИЯ

В.А.Чантурия

ФГБУ Институт проблем комплексного освоения
недр РАН

Г.П.Двойченкова

ФГБУ Институт проблем комплексного освоения
недр РАН

О.Е.Ковальчук

НИГП АК «АЛРОСА»

А.С.Тимофеев

ФГБУ Институт проблем комплексного освоения
недр РАН

Отвальные хвосты алмазоизвлекающих фабрик представляют собой техногенные алмазосодержащие месторождения, из которых в полном объеме не извлечены мелкие кристаллы крупностью -2 мм, что делает актуальной проблему технологической оценки целесообразности вовлечения их в повторную переработку для получения дополнительного количества алмазов и снижения экологической нагрузки на окружающую среду.

Основной метод обогащения алмазосодержащего сырья в действующих технологических схемах – тяжелосредная сепарация, позволяющая сформировать для последующего обогащения продуктивную тяжелую фракцию, содержащую алмазы и тяжелые минералы, а также вывести из процесса легкие минералы.

Изучение обогатимости отвальных хвостов алмазоизвлекающих фабрик [6] показало, что основным фактором, обуславливающим целе-

Проанализированы закономерности и установлена равномерность распределения в гранулометрических классах крупности минералов тяжелой фракции по глубине залегания хвостовых отвалов. По результатам изучения свойств алмазов отвальных хвостов обогащения алмазосодержащих руд обоснована необходимость применения методов предварительной подготовки кристаллов для последующего их извлечения процессами рентгенолюминесцентной, липкостной и пенной сепараций.

Ключевые слова: минералогия, алмаз, кимберлит, фракция, месторождение, отвальные хвосты.

сообразность их повторной переработки, является высокое содержание тяжелой минеральной фракции, максимально сконцентрированной в интервале 0,5–8 м по глубине залегания хвостовых отвалов.

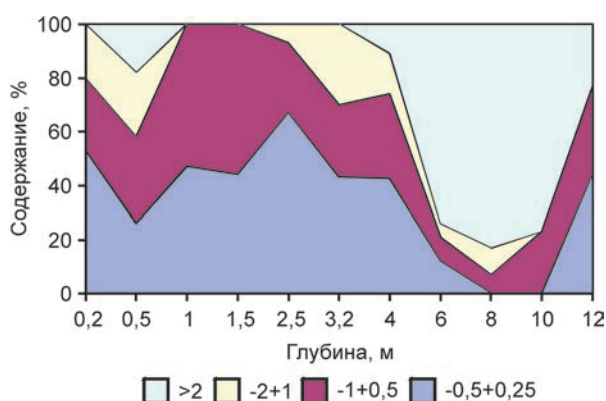


Рис. 1. Среднее распределение гранулометрических классов крупности тяжелой фракции по глубине разреза скважин

1. Результаты минералогического анализа продуктивных пластов, г/т

Минералы	Глубина залегания исследуемых проб, м						
	0,2	0,5	4,5	5,0	6,5	8,0	12,0
Выход тяжелой фракции	42,3	699,2	914,8	7085,0	21 186,1	5666,0	508,0
Выход магнитной фракции	0,7	37,8	36,6	92,1	720,3	147,3	30,8
Магнетит	Сл.	19,6	19,2	28,3	105,9	73,7	12,8
Ильменит	0,6	18,2	17,4	63,8	614,4	73,7	18,1
Гранат (альмандин)	33,8	558,6	769,3	4860,3	7245,6	2447,7	180,7
Клинопироксен	Ед. зн.	-	-	-	Ед. зн.	-	11,7
Слюда	0,1	2,8	1,8	70,9	21,2	56,7	Ед. зн.
Амфибол	0,2	1,4	6,4	205,5	360,2	158,6	330,6
Эпидот	-	Сл.	Ед. зн.	-	Ед. зн.	-	313,6
Апатит	0,2	63,6	50,3	99,2	550,8	73,7	2,1
Циркон	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Ед. зн.
Рутил	0,1	5,6	8,2	49,6	63,6	28,3	3,2
Лейкоксен	Сл.	Сл.	0,9	Сл.	21,2	Сл.	1,1
Сфен	Сл.	0,7	Сл.	7,1	Ед. зн.	5,7	3,2
Пирит, марказит	1,1	8,4	12,8	148,8	169,5	124	1,1
Сульфаты (барит)	-	-	-	7,1	-	5,7	-
Сидерит	-	-	-	-	8877,0	1456,2	45,7
Карбонаты (кальцит)	Сл.	4,2	5,5	Сл.	21,2	Сл.	7,4
Обломки пород	6,2	-	13,7	1069,8	2182,2	7479	120,1
Пироп	20	14,7	8,2	347,2	847,4	238,0	7,4
Пироп-альмандин	-	Ед. зн.	Ед. зн.	28,3	21,2	28,3	Ед. зн.
Хромдиопсид	-	6	8	22	15	14	-
Хромшпинелид	Ед. зн.	1,4	0,9	92,1	84,7	96,3	Ед. зн.

С учетом вышеизложенного проведен цикл исследований технологических свойств тяжелой минеральной фракции отвалных хвостов обогащения алмазосодержащего сырья как основного материала для извлечения алмазных кристаллов. Эксперименты осуществлены в лабораториях НИГП АК «АЛРОСА» и ИПКОН РАН. Изучены основные свойства тяжелой фракции:

ее гранулометрический, минеральный и химический составы;

закономерности распределения гранулометрических классов и минеральных компонентов в них по глубине залегания тяжелой фракции;

технологические свойства алмазных кристаллов хвостовых продуктов обогащения.

Гранулометрический состав тяжелой минеральной фракции исследован по глубине ее залегания с применением методики изучения узких классов крупности [6]. Из представленных на рис. 1 данных видно, что средний гранулометрический состав минералов тяжелой фракции характеризуется относительным постоянством их распределения. На глубине залегания от 0,1 до 4,0 м доминируют мелкие классы -0,5+0,25 и -1+0,5 мм при содержании 54 и 51% соответственно. В интервале залегания ниже 4,0 м увеличивается количество минералов крупнее 2,0 мм, содержание которых на глубине 8,0 м составляет 86%. Гранулометрическая характеристика минералов с глу-

бин ниже 12 м аналогична таковой верхних слоев разреза.

Минеральный и химический составы тяжелой фракции отвальных хвостов изучены методами рентгенографического анализа и термографии с использованием дифрактометра DMAX 2400 японской фирмы «Rigaku» и дериватографа Derivatograph-C венгерской фирмы MOM. Минералогическими исследованиями определен минеральный состав тяжелой фракции хвостовых отвалов алмазоизвлекающей фабрики по глубине их разрезов (табл. 1). Из представленных данных следует, что выход тяжелой фракции колеблется от 0,5 до 56 кг/т, при среднем значении 5,2 кг/т.

В соответствии с ранее полученными результатами [6] тяжелая фракция преимущественно сконцентрирована в глинисто-алевритовых среднезернистых пластах, залегающих на глубине от 0,5 до 8 м и выделяемых в качестве продуктивных для повторной переработки хвостовых отвалов алмазоизвлекающей фабрики. Среднее содержание минералов тяжелой фракции на этой глубине 6,0 кг/т.

В составе тяжелой фракции диагностирован ряд минералов, обладающих магнитными свойствами, что необходимо учитывать при создании схемы повторной переработки. Выход магнитной фракции варьирует от 0,7 г/т в верхних продуктивных слоях до 700 г/т на глубине 7 м при среднем содержании 150 г/т.

Установлено среднее распределение основных минералов в продуктивных пластах (табл. 2). В тяжелой фракции исследуемых проб преобладают флогопит и гранаты, при этом максимальное количество последних зафиксировано в нижней части разреза. Кроме того, в состав фракции входят сидерит, магнетит, пирит и родохрозит, содержание которых увеличивается в подошвенной части отвальных хвостов. В нижней части разреза появляются хромшпинелид и хромит.

Впервые изучены закономерности распределения диагностированных минералов по granulометрическим классам крупности тяжелой фракции хвостовых отвалов обогащения алмазосодержащего сырья (рис. 2). Тяжелая фракция представлена тремя granulометрическими

2. Среднее распределение основных минералов в продуктивных пластах, вес. %

Минералы	Глубина, м						
	0,2	0,5	1	2	3,5	5	8
Гранат	28	16	30	8	38	31	41
Пирит	5	3	2	2	1	3	13
Сидерит	3	2	3	3	3	8	1
Ильменит	0	0	0	0	0	0	2
Пироксен	15	5	31	46	9	9	0
Флогопит	30	51	21	33	26	17	3
Лимонит	0	10	0	0	0	0	0
Родохрозит	2	0	2	2	15	24	28
Хромит	0	0	0	0	1	3	0
Магнетит	17	13	11	6	7	5	8
Хромшпинелид	0	0	0	0	0	0	4

классами крупности: -0,5+0,25 мм, -1+0,5 мм, -2+1 мм. Основное количество флогопита и граната присутствует во фракциях -1+0,5 и -0,5+0,25 мм. В более крупном классе -2+1,0 мм сосредоточены ильменит и хромит при небольших концентрациях граната и лимонита.

Содержание в образцах тяжелой минеральной фракции макрокомпонентов по данным химического анализа приведено в табл. 3. Экспериментальными и аналитическими исследованиями установлено соответствие химического состава пород отвальных продуктов основному кимберлитовому. Колебания содержаний компонентов по глубине залегания тяжелой фракции отвальных хвостов обусловлены разной степенью карбонатизации и хлоритизации пород. Пробы, отобранные на глубине 0,2 м, представлены алевритистой глиной [6] и характеризуются повышением содержания SiO₂ до 62 и Al₂O₃ до 17% при понижении CaO до 1,7, MgO до 3,5 и CO₂ до 1,7% по сравнению с пробами из более глубоких разрезов – алеврито-глинистыми песками.

Таким образом, проведенными исследованиями выявлено равномерное распределение тяжелой фракции хвостовых отложений как по granulометрическому составу классов крупности, так и по содержанию в них минеральных компонентов по глубине разреза.

3. Средний химический состав проб тяжелой фракции отвальных хвостов по глубине залегания разреза, вес. %

Компоненты	Глубина, м						
	0,2	0,5	4,5	5	6,5	8	12
SiO ₂	61,79	33,64	27,61	38,5	35,37	31,55	33,57
TiO ₂	1,08	0,55	0,48	0,62	0,55	0,5	0,55
Al ₂ O ₃	16,29	6,4	5,16	7,49	6,22	5,18	6,4
Fe ₂ O ₃	3,21	2,27	2,57	2,55	3,2	2,44	3,74
FeO	1,39	2,7	2,47	2,51	3,34	3	3,59
MnO	0,02	0,09	0,11	0,08	0,1	0,11	0,13
MgO	3,46	20,77	22,11	16,69	18,86	20,4	23,5
CaO	1,75	10,95	14,19	10,58	10,45	12,91	7,82
Na ₂ O	0,14	0,1	0,08	0,12	0,09	0,08	0,09
K ₂ O	1,49	0,9	0,73	0,71	0,65	0,56	0,58
P ₂ O ₅	0,1	0,25	0,39	0,24	0,25	0,33	0,89
H ₂ O ⁻	1,32	1,18	1,16	1,35	1,52	1,1	1,92
H ₂ O ⁺	5,82	5,32	5,78	5,19	5,85	4,85	7,64
CO ₂	1,66	14,39	16,62	12,87	12,91	16,23	8,95
SO ₃	0,37	0,25	3	0,29	0,32	0,41	0,35
Сумма	99,89	99,76	99,76	99,79	99,68	99,65	99,72
ППП	9,06	2125	22,87	19,61	20,67	22,15	18,53

Как известно [2, 8], выбор обогатительных процессов и оборудования для переработки алмазосодержащего сырья обусловлен высокой плотностью алмазов (по сравнению с основной массой вмещающих пород и минералов), их естественной гидрофобностью, способностью люминесцировать при рентгеновском облучении, а также необходимостью обеспечения максимальной степени сохранности кристаллов при дезинтеграции руд.

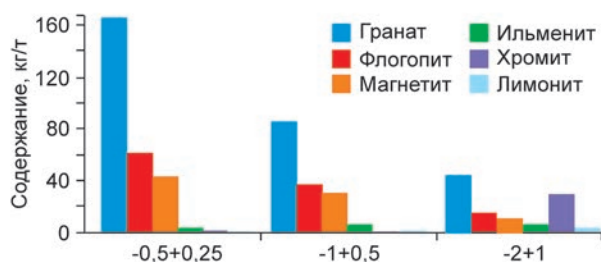


Рис. 2. Среднее распределение основных минералов по классам крупности тяжелой фракции

Для изучения технологических свойств алмазных кристаллов рассмотрены интенсивность их люминесценции и степень гидрофобности поверхности, которые лежат в основе рентгенолюминесцентной (РЛС), липкостной (ЛС) и пенной (ПС) сепараций. Названные методы наиболее широко применяются при извлечения алмазов класса -2 мм, составляющих основные потери с отвальными хвостами обогащения [3].

В лабораториях НИГП АК «АЛРОСА», ИПКОН РАН, ИГЕМ РАН изучена коллекция алмазов, выделенных из алмазосодержащих хвостов, в целях оценки возможности их извлечения методами РЛС, ЛС и ПС. Внешний вид алмазов и интенсивность их люминесценции по сравнению с кристаллами из концентратов основных операций РЛС представлены на рис. 3, 4.

Экспериментальными исследованиями выявлены основные типы алмазов хвостовых отложений, физико-химические свойства которых не позволяют эффективно их извлекать указанными методами:

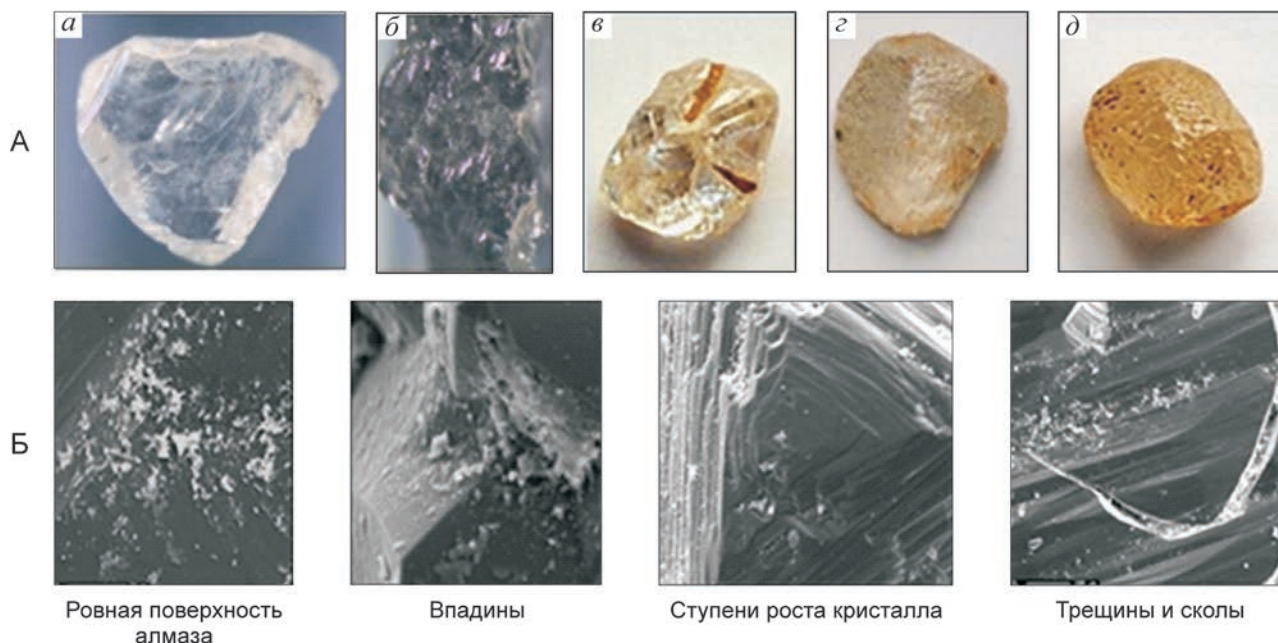


Рис. 3. Внешний вид (А) и распределение примесей на поверхности алмазов (Б)

алмазы с чистой поверхностью (см. рис. 3, А, а, б), но пониженной природной интенсивностью люминесценции (см. рис. 4, спектры 3, 4);

алмазы, покрытые минеральными образованиями в виде тонкого слоя тонкодисперсных глинистых минералов (см. рис. 3, А, в–д), снижающих интенсивность люминесценции кристаллов (см. рис. 4, спектр 2) и степень гидрофобности их поверхности [2, 3, 8].

Методами оптической и электронной микроскопии установлено, что состав минеральных фаз на поверхности кристаллов, извлеченных из отвальных хвостов обогащения, аналогичен образованиям, диагностированным на гидрофильных алмазах [1, 5]. Анализ снимков поверхности алмазных зерен показывает, что минеральные образования концентрируются вблизи нарушений геометрически неоднородной поверхности и представлены макрообразованиями толщиной до десятков микрон, микрообразованиями толщиной не более десятков и сотен нанометров, а также пленками с линейным размером до нескольких миллиметров и толщиной до 150 нм (см. рис. 3, Б).

С учетом ранее выполненных исследований фазового состава природных алмазов [1–5, 7, 8]

и новых экспериментальных данных, полученных при изучении свойств кристаллов, извлеченных из отвальных хвостов обогащения кимберлитовых руд, определены основные различия структурно-химических свойств и фазового состава поверхности гидрофобных и гидрофильных алмазов.

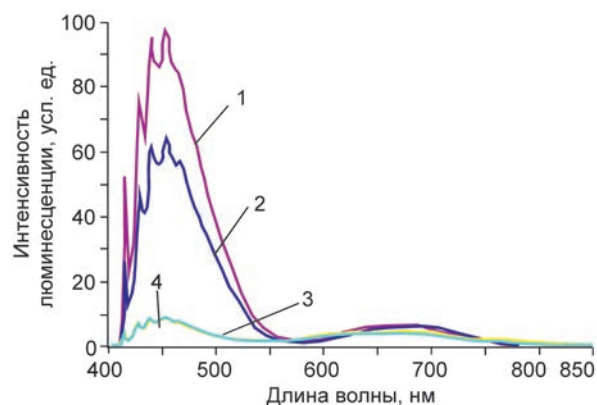


Рис. 4. Интенсивность люминесценции алмазов:

1 – алмазы из концентратов РЛС (эталон сравнения); алмазы хвостовых отложений: 2 – с минеральными примесями на поверхности, 3, 4 – чистые кристаллы с пониженной природной интенсивностью люминесценции

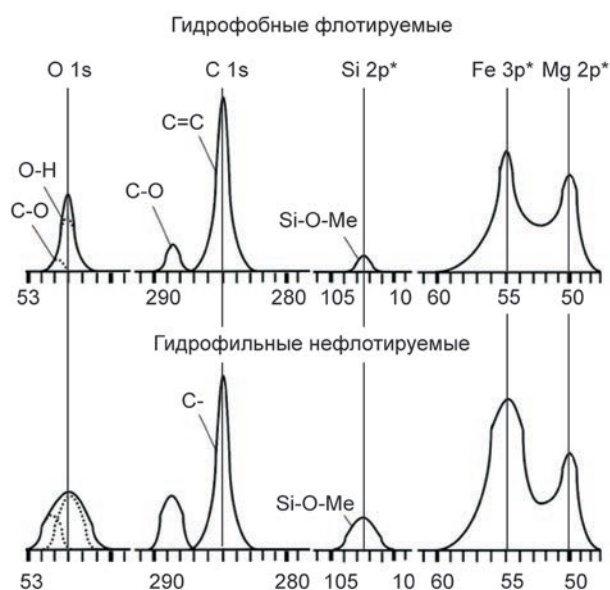


Рис. 5. Спектры РФС поверхности алмазов

Результаты исследований поверхности алмазов с применением методов ОЖЕ- и рентгенофотоэлектронной спектроскопии (РФС) приведены на рис. 5 и в табл. 4, 5. На алмазах с гидрофильной поверхностью кислород в основном связан с гидроксидами Fe, Mg и Ni, а на алмазах с гидрофобной поверхностью O, Mg и Si образуют серпентин. Минеральные образования на гидрофильных алмазах представлены пленкой гидросиликатов Mg глубиной $>50\text{\AA}$, занимающей до 60% площади алмаза. На гидрофобных алмазах сигнал от углерода расположен в области $290,5\pm 0,3$ эВ, что соответствует нейтральным образованиям типа молекул CO_2 . На гидрофильных алмазах указанный сигнал не выходит за пределы $289,5\pm 0,3$ эВ, что характерно для анионных группировок типа CO_2^- . Кроме того, гидрофобные алмазы покрыты слоем газа CO_2 и радикалами HCO_3^- , а гидрофильные – слоем карбонатов. Площадь пленок на поверхности гидрофобных алмазов в

три раза меньше, чем на гидрофильных. Поверхность гидрофильных алмазов дополнительно исследована методом ИК-спектроскопии. В спектрах основной массы кристаллов зафиксированы резкие дополнительные полосы в областях 670 , 1010 и 3675 см^{-1} (рис. 6).

На основании результатов идентификации полученных спектров сделан вывод о преимущественно силикатной природе минеральных образований на поверхности исследуемых алмазов. По характеру расположения линий в спектрах определено присутствие силикатных минералов аналогичных тальку, которым, как правило, соответствуют две резкие полосы в областях 1000 и 600 см^{-1} . Спектр талька имеет характеристическую полосу в области 1010 см^{-1} , ответственную за колебания Si-O связи.

Итак, состав и свойства тяжелой фракции отвальных хвостов алмазоизвлекающих фабрик позволяют отнести их к разряду техногенных месторождений, в которых основной массе алмазных кристаллов свойственны высокая степень гидрофилизации и, соответственно, снижение гидрофобных свойств их поверхности.

Для обеспечения эффективного извлечения алмазных кристаллов в технологических процессах повторной переработки хвостовых продуктов обогащения алмазосодержащего сырья рекомендуются:

проведение контрольных операций обогащения с использованием в качестве разделительного признака дополнительных контрастных свойств алмазных кристаллов и породообразующих минералов для извлечения алмазов с пониженной природной интенсивностью люминесценции;

предварительная очистка поверхности алмазов от вторичных минеральных образований для восстановления нормальной интенсивности люминесценции кристаллов перед процессами рентгенолюминесцентной сепарации;

4. Характеристика минеральных образований на поверхности алмазов

Элементы, % атомн.					C/O	Площадь распространения пленки, %	Глубина проникновения пленки, нм
Si	Fe	Mg	C	O			
1,1–6,4	2,7–5,8	0,9–8,1	44,5–82,5	12,9–36,2	1,3–2,6	70–75	180

5. Структурно-химические особенности интегральной поверхности гидрофильных и гидрофобных алмазов на глубине 50Å

Поверхность, элемент	Аналитическая линия	Энергия связи, эВ	Интенсивность, имп/сек	Концентрация, ат. %	Соединение
<i>Гидрофильные алмазы</i>					
C ₁	1s	282,1	1,1·10 ⁴	4,0	SiC
C ₂	1s	284,7	1,3·10 ⁵	70,8	C ₀
O ₁	1s	530,3	2,7·10 ⁴	5,8	Oxides
O ₂	1s	532,8	4,8·10 ³	1,0	Сорбированный
F	1s	685,5	4,5·10 ⁴	3,6	CaF ₂ +NiF ₂ +MgF ₂
Mg	2s	89,5	9,6·10 ³	4,5	Mg(OH) ₂ +MgF ₂
Si ₁	2p	100,1	7,1·10 ³	3,8	SiC
Si ₂	2p	103,6	2,1·10 ³	1,1	SiO ₂
Ca	2p3/2	347,9	4,6·10 ³	0,6	CaF ₂
Fe	2p3/2	711,2	4,0·10 ⁴	3,0	FeOOH
Ni ₁	2p3/2	856,0	2,9·10 ⁴	1,4	Ni(OH) ₂
Ni ₂	2p3/2	858,2	9,1·10 ³	0,4	NiF ₂
<i>Гидрофобные алмазы</i>					
C ₁	1s	284,6	1,6·10 ⁵	68,0	C ₀
C ₂	1s	287,8	2,7·10 ³	1,2	(CH ₂ C(CH ₃)C(O)CH ₃) _n
O ₁	1s	529,8	3,2·10 ⁴	5,2	Силикаты, гидраты
O ₂	1s	532,1	2,8·10 ⁴	4,6	
F	1s	684,7	2,6·10 ⁴	2,8	CaF ₂
Mg	2p	89,6	1,1·10 ⁴	5,9	Mg ₅ [SiO ₄] ₃ (OH) ₄
Si	2p	102,8	9,3·10 ³	3,7	Mg ₅ [SiO ₄] ₃ (OH) ₄
Ca	2p3/2	347,8	6,8·10 ³	1,4	CaF ₂
Fe	2p3/2	711,6	8,3·10 ⁴	5,1	FeOOH
Ni	2p3/2	856,4	5,8·10 ⁴	2,1	Ni(OH) ₂

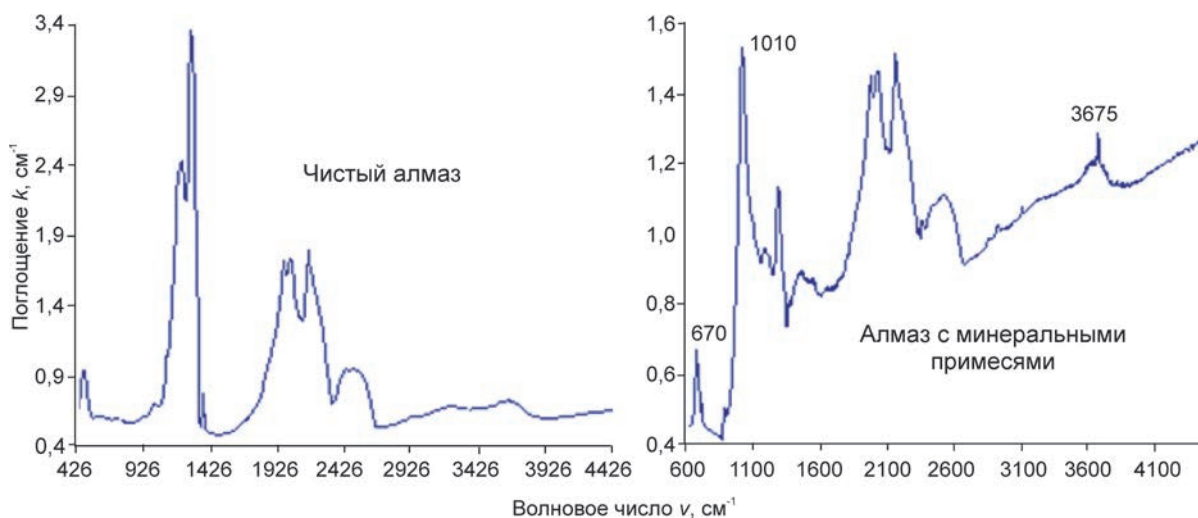


Рис. 6. ИК-спектры поглощения поверхности алмазов

предварительная активация (очистка от гидрофильных примесей) поверхности алмазных кристаллов для восстановления ее гидрофобных свойств перед процессами липкостной и пенной сепараций.

Работа выполнена при поддержке научной школы НШ 74820145 под руководством академика РАН В.А.Чантурия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Двойченкова Г.П. Формирование минеральных образований на поверхности природных алмазов и метод их деструкции на основе электрохимически модифицированных минерализованных вод // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 4. С.159–171.
2. Механизм пассивации и активации поверхности алмазов при переработке алмазосодержащих руд / В.А.Чантурия, Э.А.Трофимова, Ю.П.Диков и др. // Обогащение руд. 1999. № 3. С. 36–39.
3. Связь поверхностных и технологических свойств алмазов при обогащении кимберлитов / В.А.Чантурия, Э.А.Трофимова, Ю.П.Диков и др. // Горный журнал. 1998. № 11–12. С. 52–56.
4. Чантурия В.А., Горячев Б.Е. Обогащение алмазосодержащих кимберлитов // Прогрессивные технологии комплексной переработки минерального сырья. – М.: Руда и металлы, 2008.
5. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е. Структурно-химическая характеристика тонкодисперсных минеральных примесей на поверхности алмазов и эффективность их деструкции про-

дуктами электролиза воды // Горный журнал. 2014. № 1. С. 19–23.

6. Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Тимофеев А.С. Особенности минералогического состава и распределения минеральных компонентов в отвальных хвостах обогащения алмазосодержащего сырья // Руды и металлы. 2014. № 4. С. 67–73.
7. Экспериментальная оценка эффективности использования продуктов электролиза воды для направленного изменения заряда поверхности природных алмазов / В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, И.Ж.Бунин и др. // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 6. С.151–160.
8. Surface properties of diamonds in kimberlites processing / V.Chanturiya, V.Zuev, E.Trofimova et al. // XXI International Mineral Processing Congress. Rome. 2000.Vol. V. P. 9–16.

Чантурия Валентин Алексеевич,
академик РАН, доктор технических наук
vchan@mail.ru

Двойченкова Галина Петровна,
кандидат технических наук
dvoigp@mail.ru

Ковальчук Олег Евгеньевич,
kovalchukoe@alrosa.ru

Тимофеев Александр Сергеевич,
timofeev_ac@mail.ru

INDICATOR MINERALS OF DIAMONDIFEROUS KIMBERLITE IN CONCENTRATOR TAILINGS: TECHNOLOGICAL PROPERTIES

V.A.Chanturiya
G.P.Dvoychenkova
O.E.Kovalchuk
A.S.Timofeeva

The regularity were investigated and the equitability of the minerals of heavy residue in the granulometric classes was determined through the depth of the stocker tails. The necessity of the preliminary preparation methods application was proved for the further recovery of diamonds by means of X-ray luminescent separation, grease table processing, and froth separation.

Key words: mineralogy, diamond, kimberlite, granulometric class, concentrator tailing.

ЕЖЕГОДНОЕ СОБРАНИЕ ГЕРМАНСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА «DEUTSCHE MINERALOGISCHE GESELLSCHAFT», 21–24 СЕНТЯБРЯ 2014 г., г. ЙЕНА, ГЕРМАНИЯ

И.А.Августинчик

ФГУП Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов

Осенью прошлого года автор настоящей заметки по приглашению Германского минералогического общества (Deutsche Mineralogische Gesellschaft, DMG) участвовал в работе его ежегодного собрания. Конференция проходила на базе Университета Ф.Шиллера в г. Йена, Тюрингия. Кроме Университета Ф.Шиллера с 450-летней историей (рис. 1–3) и Университета прикладных наук, учрежденного в 1991 г., в городе имеются более 30 других исследовательских институтов, в которых наука играет существенную роль в повседневной жизни. По этой причине г. Йена был назван «Городом науки 2008 года».

Научная программа конференции была подготовлена Германским минералогическим обществом и Институтом наук о Земле Университета Ф.Шиллера и составлена под девизом «Минералы в фокусе». Это связано, с одной стороны, с объектами минералогии как научной дисциплины, с другой – с долговременными традициями г. Йена как общегерманского научно-го центра по развитию оптической микроскопии с известными во всем мире предприятия, созданными в 1846 г. Карлом Цейсом (рис. 4). В 1889 г. фабрика К.Цейса, руководимая физиком-оптиком Э.К.Аббе, объединилась с предприятием химика Ф.Шотта по производству стекла и превратилась в фирму Карл Цейс Йена.

Задача конференции состояла в обсуждении исследований в области минералогии как многогранной дисциплины. Научная программа предусматривала ключевые лекции, секционные доклады и постеры по широкому ряду тем на стыках кристаллографии, теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии, геохимии и космохимии.

На открытии конференции с приветственными словами и пожеланиями успеха в работе выступили ректор Университета Ф.Шиллера проф. К.Дике, мэр г. Йена г-н Ф.Шенкер, президент Германского минералогического общества проф. А.Хольцхайд и руководитель конференции проф. Ф.Лангенхорст.

В конференции участвовали около 780 представителей различных минералогических школ, в том числе немецкой (68,4% участников) и зарубежных (31,6%) из стран Европы, Северной и Южной Америки, Африки, Азии, Австралии. Проведенная встреча стала высокопредставительной и отразила все основные направления и достижения немецкой минералогической школы. В работе Ежегодного собрания преобладали представители европейских школ (91,4% участников), как это имело место и на Европейской минералогической конференции (ЕМС) в 2012 г. во Франкфурте-на-Майне [1]. К началу работы конференции был



Рис. 1. Центр г. Йена и комплекс зданий Университета Ф.Шиллера с высоты птичьего полета

издан сборник материалов с программой, тезисами докладов и постеров [2].

Как показывают результаты DMG-2014 и предшествующей EMC-2012 [1, 5], основные направления минералогических исследований в Германии определяются современным сырьевым статусом страны, значительная часть стратегических и остродефицитных сырьевых ресурсов которой уже отработана [4], а также высокими техническими достижениями и возможностями в исследовании вещества, в первую очередь, обеспеченностью микроскопической и аналитической аппаратурой европейского и мирового уровней. Поэтому основные усилия немецких минералогов сосредоточены в настоящее время на исследованиях в сфере понимания тонких механизмов процессов минералообразования и строения минералов в различных средах и обстановках и возможностях их практического использования. Широко были представлены работы в области минералогии, геохимии и космохимии ранних этапов формирования Земли и других планет Солнечной системы (исследования метеоритов) и далее по всему спектру минералообразующих процессов в ядре, мантии, коре и ее различных обстановках, поверхностных природных процессов и технологических схем переработки минерального сырья, а также важной в практическом

отношении технической минералогии (строительные материалы, стекла и др.).

Научная программа конференции включала почти 300 докладов, объединенных в 17 сессий, в том числе по следующим темам:

- промышленное минеральное сырье – образование, характеристики и применение;
- магматическая петрология – от расплава к породе;
- магматические структуры, текстуры и взаимоотношения минералов;
- физика минералов в глубинных недрах Земли;
- минералогическая кристаллография;
- минералогические музеи и коллекции;
- современные методы минералогического исследования;
- стабильные и радиогенные изотопы – часы и трассеры пород;
- техническая минералогия – цементы, керамика и стекла;
- археометрия и сохранение памятников;
- кристаллические структуры и свойства материалов;
- функциональные минералы;
- метаморфические породы – петрология, геохимия, геохронология;
- метеориты и ранняя Солнечная система;
- минералы – флюиды – породы;



Рис. 2. Старое здание Университета Ф.Шиллера



Рис. 3. Современное здание Университета Ф.Шиллера. Площадь им. Эрнста Аббе

минералы в окружающей среде – от гео- до биосферы;

минералогическая регистрация импактных событий.

По актуальной, но почти не затронутой в материалах конференции черносланцевой тематике В.Спитом (США), М.Тринклером, Й.Коппом и др. (Германия) получены интересные результаты по геохимическому телескопированию в рудах нестехиометрических медных минералов переменного состава («дезинтегрированный дигенит» с изменчивым содержанием Cu между 35 и 73%) и совмещению медистого, свинцового, цинкового и смешанного типов оруденения на комплексном Cu-Ag-Au-ЭПГ (+Pb+Zn) с участием углеводородов месторождении медистых сланцев Спремберг (Лаузитц, Германия). Эти факты отражают сложный и непостоянный характер среды рудоотложения в разных частях седиментогенной рудообразующей системы в одно и то же время. По этой же тематике интересны данные о формах и уровнях концентраций As в пиритах месторождений различных типов, основанные на соотношениях As и S, As и металлов в рудах (С.Кифер, Й.Майзлан, Р.Боланц и др.), возможно, несущие полезную поисковую информацию. Применительно к седиментогенным системам примером миграции As геогенного (естественного) источника и связывания его с глинистыми минералами в соста-

ве осадочных пород озерного происхождения могут служить результаты изучения состава питьевой воды в Северо-Западной Тюрингии (М.Абратис, Л.Верек, Й.Майзлан). Для нее характерны повышенные концентрации As (>50 мг/г), особенно в нижнетриасовых и пермских формациях углеродсодержащих осадочных разрезов и серо-зеленых сланцах, при явном отсутствии возможных источников As в составе осадочных разрезов. Вопрос о процессах, условиях мобилизации и переноса As в подземных водах остается открытым.

Российская минералогия была представлена небольшим количеством преимущественно коллективных докладов и постерных материалов. В собрании участвовали: В.Коваленкер, Н.Акинфиев, Г.Киселев, С.Абрамов, Ю.Языкова и др. (ИГЕМ РАН) с материалами по геологии и поисковым критериям молибден-порфириковых (Бугдаинское) и порфириковых медно-скарновых (Быстринское) месторождений; Н.Еремин, В.Урусов и др. (МГУ, кафедра кристаллографии и кристаллохимии) и А.Гречановский (г. Киев, Украина) с результатами исследования методами молекулярной динамики высокоплотных высокобарических фаз алюминатов и моделирования разрушений при облучении циркона, монацита, лакардита и соединений со структурой пирохлора; Т.Сеткова, В.Балицкий (Институт экспериментальной ми-

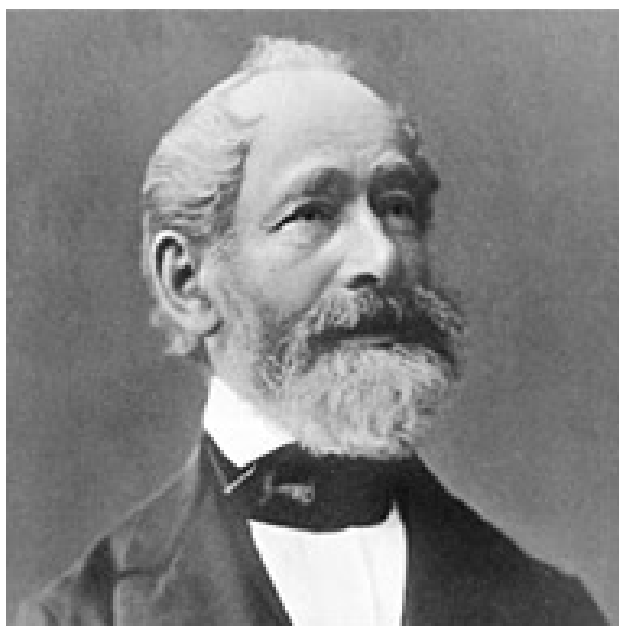


Рис. 4. К.Ф.Цейс (1816–1888)

нералогии, г. Черноголовка) – выращивание в гидротермальной среде синтетического турмалина, обогащенного Ga; И.Августинчик (ФГУП ЦНИГРИ), рассмотревший системные и прикладные поисковые аспекты оруденения ЭПГ-Ni-Cu месторождений; И.Таловина (Санкт-Петербургский Горный университет) и немецкие коллеги (Фрайбургская Горная Академия) – о налаживании взаимодействия между геологами и сотрудниками музеев ФРГ и России; И.Леонидов, Л.Сурат, В.Петров и др. (г. Екатеринбург) с материалами о колебательных свойствах германатов; О.Липина, Л.Сурат, А.Тютюнник и др. (г. Екатеринбург) – о синтезе и структурных исследованиях тригерманатов; В.Сухоруков (г. Новосибирск) с результатами исследования гнейсов и чарнокитов Ангаро-Канского блока Сибирской платформы; Е.Васюков (г. Новосибирск) с данными по соотношениям кислых и базитовых магм в дайковом комплексе Сангилен (Тыва); Т.Шумилова, В.Кис, В.Масайтис и др. (Сыктывкарский Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) с результатами исследования наноструктуры попигайских импактных алмазов; А.Ширяев, О.Сафонов, В.Мурзин и др. (г. Москва) в составе международного коллектива экспериментаторов с участием

немецких (Й.Поленц, М.Вильке) и французских (О.Матон, С.Паскарелли, С.Белин и др.) исследователей с новыми данными по рентгено-спектроскопическому изучению структурных свойств карбонатно-силикатных расплавов.

Собственно прикладным геологическим вопросам минералогии были посвящены лишь несколько докладов на секции промышленного минерального сырья, в том числе В.Коваленкера и др., И.Августинчика. Автор заметки выступил с докладом «Минералогия и геохимия ЭПГ-Ni-Cu рудообразующих процессов в базит-гипербазитовых комплексах: системный и прикладной подходы». В нем проанализированы последовательность и закономерности формирования минеральных и геохимических ассоциаций руд с накоплением в них в конце процесса магматического рудообразования ряда несовместимых рудообразующих элементов (ЭПГ, Au, Ag, Se и др.). Результаты этих фундаментальных процессов сепарации и накопления элементов во всех гидротермальных и седиментационных рудообразующих системах рассматриваются как одна из немногих возможностей прогнозирования по частным рудным подсечениям типа и масштаба как рудообразующей системы в целом, так и отдельных ее частей (запасы и ресурсы) на примерах разномасштабных ЭПГ-Ni-Cu месторождений мира.

Кроме научных сессий, программа конференции предусматривала факультативные полдневные экскурсии в бывшие районы добычи урана (Ронненбург и Зеелингштадт), знакомство с программой реабилитации их территорий, тур по г. Йена и посещение музея Университета Ф.Шиллера, в котором, помимо обычных минералогических коллекций, довольно широко представлены образцы различных природных соединений углерода некарбонатного состава (рис. 5).

Проведение DMG-2014 совпало со 100-летием журнала «Chemie der Erde» («Геохимия»), основанного в г. Йена одним из организаторов Германского минералогического общества профессором минералогии и геологии в 1894–1930 гг., в отдельные годы – ректором Университета Ф.Шиллера Г.Э.Линком (1858–1947). К юбилею редколлегия подготовила спецвыпуск



Рис. 5. Минералы соединений углерода из минералогических коллекций Университета Ф.Шиллера

журнала [3]. В состав его Редакционного совета более двух лет назад был введен представитель России – заведующая кафедрой исторической и динамической геологии Санкт-Петербургского Горного университета, доктор геолого-минералогических наук Ирина Владимировна Таловина.

Характерными чертами конференции в целом стали хорошая, продуманная организация, широкий тематический охват и фактурная насыщенность представленных материалов. Ее руководитель – напористый, неутомимый и вездесущий профессор Фалько Лангенхорст заслуживает благодарности и самых высоких похвал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Августинчик И.А., Яблокова С.В., Кузнецова Т.П. По следам Европейской минералогической конференции (EMC2012): Прикладные аспекты // Руды и металлы. 2013. № 1. С. 63–71.

2. 92nd Annual Meeting. Deutsche Mineralogische Gesellschaft. Minerals at Focal Point. Programme and Abstracts, Jena, 21–24 September 2014, www.dmg-2014.de.

3. *Chemie der Erde* (Geochemistry). Special issue: 100 years. 2014. Vol. 74. No. 3. www.elsevier.com/locate/chemer.

4. Steinbach V. Developments and trends in the availability of high-tech metals with special focus on the German minerals resources situation // Proceedings of the 34th International Geological Congress 2012: 5–10 August 2012. Brisbane, Australia. Australian Geosciences Council, 2012.

5. *The First European Mineralogical Conference (EMC2012)*, Frankfurt/Main, 2–6 September 2012. Programme and Abstracts. – Frankfurt-am-Main, Germany, 2012.

Августинчик Игорь Александрович
iavgust39@mail.ru

ANNUAL MEETING OF GERMAN MINERALOGICAL SOCIETY «DEUTSCHE MINERALOGISCHE GESELLSCHAFT», 21–24 SEPTEMBER 2014, JENA, GERMANY

I.A.Avgustinczik



2 мая 2015 г. исполнилось 80 лет старшему научному сотруднику отдела благородных металлов ЦНИГРИ, кандидату геолого-минералогических наук **Гаврилову Алексею Михайловичу**.

После окончания в 1959 г. Московского геологоразведочного института А.М.Гаврилов работал на территории Тувы, а затем, начиная с 1961 г. и по сей день, в ЦНИГРИ. Все это время занимался минералогией золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, Центральных Кызылкумов, Восточного Казахстана, Республики Саха (Якутия), Магаданской области, Камчатки, Енисейского края, Полярного Урала и Ленского района. Многие годы изучал перспективное вкрапленное оруденение рудных полей Кокпатас, Бакырчик, Нежданинское, Олимпиадинское.

Большое внимание уделял разработке минералогических поисково-оценочных критериев для месторождений вкрапленных золото-мышьяковистых руд с субмикроскопическим золотом. Результаты его исследований использовались в виде рекомендаций при поисках, оценке и разведке оруденения этого типа. Полученные им данные о распределении и формах нахождения золота в сульфидах легли в основу разработки рациональных технологических схем обогащения и переработки упорных мышьяковистых руд, а также монографии «Золото-сульфидные месторождения в углеродистых терригенных толщах».

В 1974 г. защитил диссертацию на тему о генезисе и распределении тонкодисперсного золота в сульфидах золоторудных месторождений Кокпатас и Бакырчик. Им опубликовано более 40 научных работ. Он – один из авторов атласа «Самородное золото России» и ряда методических рекомендаций по проведению минералогических исследований при геологоразведочных работах.

В 1976–1978 гг. как минералог А.М.Гаврилов работал в Афганистане, позднее экспертом в Чехословакии и на Кубе.

Последние двадцать лет в качестве основного исполнителя участвовал в выполнении государственных контрактов и договорных работ, проводя изучение вещественного состава руд при поисках разнотипных золоторудных месторождений в Центрально-Колымском районе Магаданской области и месторождения Сухой Лог. В настоящее время его деятельность связана с золоторудными объектами Ленского района.

В 1995 г. А.М.Гаврилову присвоено звание «Отличник разведки недр», в 2015 г. – звание «Почетный разведчик недр».

В ЦНИГРИ знают и уважают Алексея Михайловича не только как ученого, но и как прекрасного, отзывчивого человека, всегда готового прийти на помощь.

Поздравляем Алексея Михайловича Гаврилова с юбилеем, желаем крепкого здоровья, счастья, благополучия, творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*