РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

2/2011

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.Мигачев

Зам. главного редактора Н.И.Назарова

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СИДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН

УЧРЕДИТЕЛЬ

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

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

Москва ЦНИГРИ 2011

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 10.03.11 г.
Подписано в печать 18.03.11 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 315-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2011

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

Прикладная металлогения

Константинов М.М.
Золотоносные осадочные формации 4

Лихачев А.П., Ручкин Г.В.
К геологической интерпретации глубинных геофизических данных 16

Кузнецова И.В., Моисеенко В.Г.
Поведение золота и свинца в зоне гипергенеза 24

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений 10

Яблокова С.В., Миляев С.А., Позднякова Н.Н.
Новые данные по типохимизму самородного золота в различных типах месторождений 28

Секисов А.Г., Барабашева Е.Е., Манзырев Д.В.
Ядерно-геохимические и палеобиогеохимические предпосылки поисков оруденения с дисперсным золотом на территории Забайкальского края 32

Исакович И.З.
Карбонатная минерализация на золоторудных месторождениях черносланцевых толщ и ее поисковое значение 37

Строение рудных месторождений

Зубова Т.П.
Закономерности изменения вещественного состава в ряду кора выветривания – россыпь на примере Июньского месторождения Северо-Восточного Салаира 46

Рычагов С.Н., Щегольков Ю.В.
Минеральные новообразования на поверхности зерен пирита Нижнекошелевской геотермальной аномалии, Южная Камчатка 52

Поздравляем с юбилеем

Б.И.Беневольского, Л.А.Николаеву 58

Applied metallogeny

Konstantinov M.M.
The gold-bearing sedimentary formation

Likhachev A.P., Ruchkin G.V.
By the geological interpretation of deep geophysical data

Kuznetsova I.V., Moiseenko V.G.
Gold and lead conduct in zone of hypergenesis

Prognosis and exploration techniques and methods

Yablokova S.V., Milyaev S.A., Pozdnyakova N.N.
New Data on Typical Chemical Features of Native Gold of Different Type Deposits

Sekisov A.G., Barabasheva E.E., Manzyrev D.V.
Nuclear-geochemical and paleobiogeochemical preconditions of ore searches with disperse gold in territory of transbaikalian edge

Isakovich I.Z.
Carbonate mineralization at gold deposits in terrigenous black-shale sequences, and its implications for prospecting

Anatomy of ore deposits

Zubova T.P.
Regularities in changes of substantial composition in sequence weathering crust – placer within deposit Iujunskoye (north-west Salair region)

Rychagov S.N., Schegolkov Yu.V.
Nizhne-Koshelevsky geothermal field South Kamchatka: neomorphic minerals on surface of the pyrite grains

Our congratulations

B.I.Benevol′sky L.A.Nikolaeva

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.411.552.5:551.7.022.4

© М.М.Константинов, 2011

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

М.М.Константинов (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Разработана типизация золотоносных осадочных формаций. Выделены группы молассовых, шельфовых, турбидитовых, флишоидных и аспидных золотоносных формаций, формирующихся в определенных палеотектонических обстановках. Рассмотрены примеры золотоносных молассовых (угленосных и конгломератовых), турбидитовых и аспидных формаций, заключающих крупные месторождения золота.

Ключевые слова: золото, осадочные формации, типизация, палеотектонические обстановки, месторождения.

Константинов Михаил Михайлович, blagmet@tsnigri.ru

THE GOLD-BEARING SEDIMENTARY FORMATION

M.M.Konstantinov

The classification of gold-bearing sedimentary formation was created. They include molasse, shelf, turbidite, flishoid and aspide gold-bearing formations, which are forming in the certain paleotectonic areas. Some example of gold-bearing molasse (coal and conglomerate), turbidite and aspides formation, containing the large gold deposits, were characterized.

Key words: gold, sedimentary formation, classification, paleotectonic areas, deposit.

Формационный и, в частности, рудно-формационный анализ составляет основу среднемасштабного прогноза золоторудных месторождений. Под формацией осадочных пород принято понимать «естественный комплекс, сообщество или ассоциацию осадочных пород, парагенетически связанных друг с другом как в возрастном (пересланцевание, последовательность), так и в пространственном (фациальные смены и др.) отношении» (Российский металлогенический словарь, 2003).

Геолого-формационный анализ как фундаментальное и прикладное научное направление, у истоков которого стояли выдающиеся ученые Н.С.Шатский и Н.П.Херасков, получил развитие, в частности, в систематике осадочных формаций, в разное время предлагавшейся В.Е.Хаиным, Н.М.Страховым, В.И.Поповым [16], В.Т.Фроловым [22]. Крупным вкладом в эту проблему явились исследования коллектива геологов ВСЕГЕИ [10, 11, 19].

Золоторудные месторождения и особенно вопросы их генезиса рассмотрены в содержательных и новаторских для своего времени трудах В.А.Буряка [3], В.Г.Гарьковца [5], монографиях В.А.Нарсеева и др. [2], Л.В.Фирсова [20], В.М.Яновского [25], Н.А.Горячева [6], Ю.И.Новожилова, А.М.Гаврилова [13], отдельных публикациях Е.М.Некрасова [12], Н.К.Курбанова [9], Б.Я.Вихтера [4], автора [7] и многих других геологов. Вместе с тем, задачи среднемасштабного и локального прогноза золотоносности в терригенно-сланцевых толщах, слагающих огромные территории Востока России, определяют необходимость адаптации общего системного подхода на основе геолого-формационного анализа к металлогении золота, осуществляемого, насколько нам известно, впервые.

В предлагаемой систематике золотоносных формаций (таблица) учтены специфика каждой из них, а также возможность корреляции различных, в том числе разновозрастных, золотоносных провинций. Ряд исследователей, в том числе А.Д.Щеглов, в пределах представленных в таблице формаций подчеркивали значение рифтов в локализации золоторудных месторождений. Их набор и сочетание терригенных формаций выглядят следующим образом.

Самой главной, как считает С.И.Романовский [17, 18], особенностью, определяющей прежде всего фациальный состав и циклические характеристики образующегося разреза, являются отсутствие колебательных движений и автономное развитие депрессионных структур, испытывающих направленное проседание, скорость которого в разные фазы этого процесса может существенно варьировать. Именно данный фактор становится ключевым для понимания механизма седиментогенеза в подобного рода

Золотоносные терригенные и терригенно-карбонатные формации

Палеотектоническая обстановка	Группы формаций	Примеры месторождений
Область континента Депрессии, котловины, краевые прогибы, авлакогены, рифтовые зоны	*Молассовая* Угленосная молассовая, сероцветная молассовая, пестроцветная молассовая, глинисто-кварц-конгломератовая молассовая	Бакырчик, Витватерсранд, Балейское
Зона шельфа Лагуны, заливы, дельты, мелководные морские бассейны	*Шельфовая* Шлировая морская моласса, мергелисто-доломитовая, песчанисто-известковистая, песчано-глинистая углеродистая, песчано-глинистая пестроцветная	Мурунтау, Воронцовское, Олимпиаднинское, Карлин
Зона континентального склона Рифтогенные структуры, депрессии, купольные, валообразные и блоковые поднятия Океанический желоб	*Турбидитовая* Углеродистая алевроглинистая, алевропесчаная	Нежданинское, Дуэт-Бриндакит, Наталкинское
	Флишоидная Кремнисто-карбонатно-глинистая, глинисто-алевролитовая, вулканомиктовая	Майское
	Аспидная Кремнисто-сланцевая, вулканогенно-углисто-алевропелитовая	Сухой Лог, Советское, Аляска-Джуно, Мазер Лоуд

депрессиях. Помимо этого, тектоноседиментологическая модель предполагает общую тенденцию «погрубения» разреза континентальных рифтовых депрессий от более ранних стратиграфических горизонтов к более молодым. Эта тенденция установлена эмпирически и выражается в том, что на осадках делювиальных, озерных и болотных фаций залегают отложения лагунных и прибрежно-морских обстановок, а на них — отложения континентальной молассы, если появляется связь внутриплитного и рифтогенного бассейна с открытым морем.

Золотоносные молассовые формации континентов включают весьма разнообразные по типам месторождения. Отметим ведущую роль региональных разломов и рифтовых систем, определяющих их региональную позицию. Так, А.Д.Щеглов [24] акцентирует внимание на зонах рифтов в основании впадины Витватерсранд. Месторождения в ее пределах неоднократно характеризовались в зарубежной и отечественной литературе, поэтому отметим только некоторые существенные моменты.

Золотоносная формация Витватерсранд заключена между толщами базальтоидных вулканитов. Поражает длительность формирования свит — около 300 млн. лет, в течение которых отложилось около 7500 м осадков. Собственно золотоносные конгломераты составляют не более 5% всего разреза. В то же время вся толща глинистых сланцев и аргиллитов обогащена золотом. Его содержание в породах 0,1–1,0 г/т, что приближается к современным промышленным значениям. Представления о происхождении этого уникального объекта до сих пор весьма разнообразны. Глубина его отработки опустилась на 3,5 км, золотоносные конгломераты сменились гравелитами, а содержание Au в рудных зонах уменьшилось с 12–15 до 5–4 г/т. Все это больше свидетельствует в пользу эндогенного источника металла.

Свита Витватерсранд сложена терригенными обломочными отложениями — кварцитами, гравелитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами. Нижний ее отдел мощностью 2700–6000 м менее золотоносен. Он состоит преимущественно из сланцев и тонкозернистых кварцитов. Верхний отдел мощностью от 1500 до 4500 м в большей степени насыщен грубообломочными фациями и включает основные горизонты золотоносных конгломератов — Майн, Майн Лидер, Южный и Карбон Лидер.

Слои, включающие пласты конгломератов, образовались в пределах равнины вблизи уровня моря. Остается предметом дискуссии вопрос: была ли эта поверхность дном моря или озера, морским побережьем, низкой дельтой или предгорной равниной. Грубость материала, мощность и постоянство галечниковых слоев указывают на снос больших масс гравия, частично образовавшихся, по-видимо-

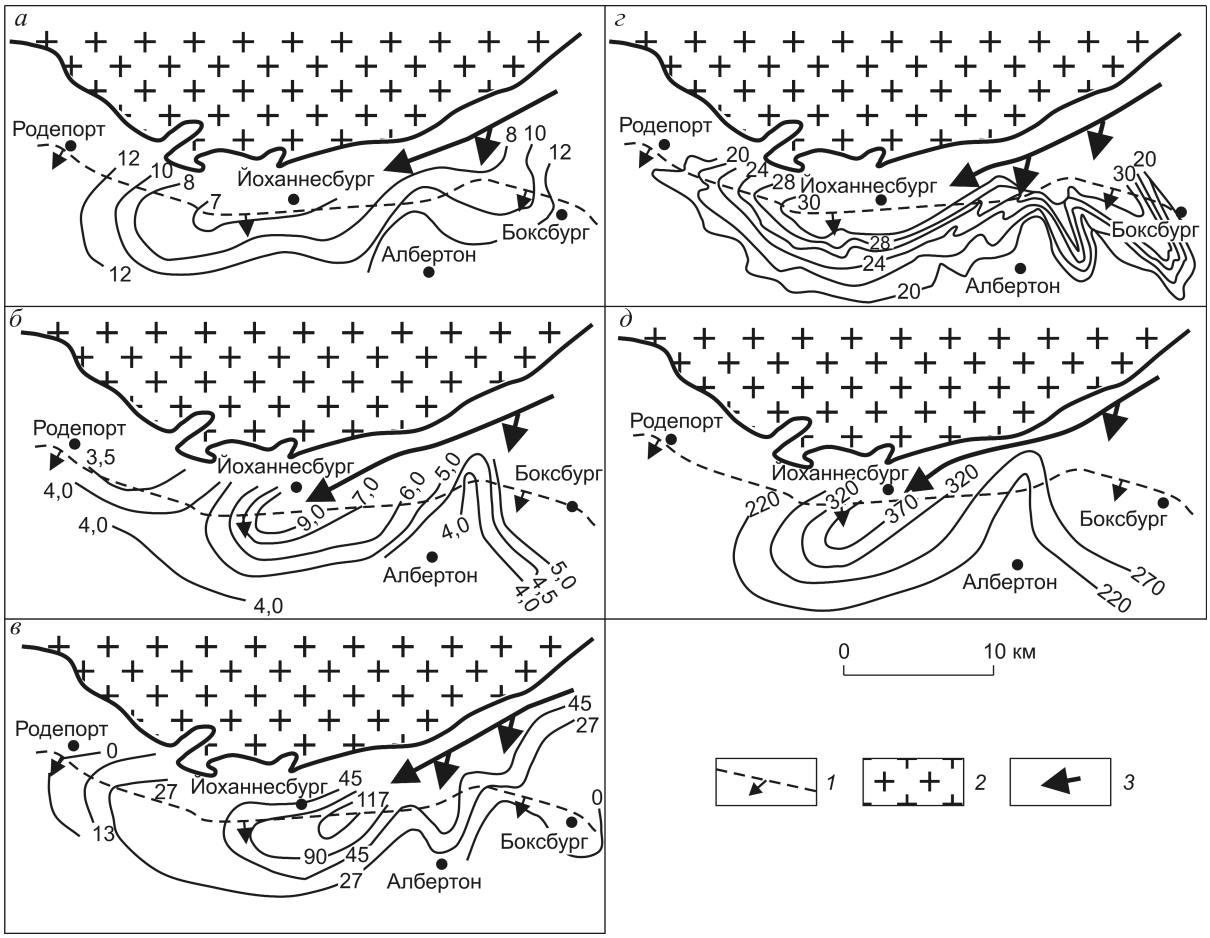


Рис. 1. Минералого-геохимические характеристики золотоносного горизонта конгломератов Майн-Риф-Лидер, *по Г.Преториусу, 1975*:

а — концентрации Ag, г/т; *б* — концентрации Au, г/т; *в* — изопахиты горизонта конгломератов, см; *г* — размер зерен циркона в цементе конгломератов, мм; *д* — количество осмистого иридия, приходящегося на 1 млн г Au, г; *1* — выход пласта на поверхность; *2* — граниты купола Йоханнесбург; *3* — положение осевой части палеорусла и его ответвлений

му, в результате ледниковой деятельности в горах (на что указывают горизонты тиллитов). Например, такой выдержанный слой, как Майн-Риф-Лидер (рис. 1), мог сформироваться путем выноса огромного количества материала целой системой рек и затем его сортировки в результате наступления береговой линии. Естественно, что тяжелые минералы — железо, золото, платина — отлагались вместе с галькой и концентрировались внутри гравийных или конгломератовых слоев. Позже рудоносные слои были пересечены дайками диабазов и многочисленными кварцевыми жилами, заключающими в небольших количествах тальк, турмалин и сульфиды.

Золотоносные горизонты представляют собой пласты конгломерата мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров с кварцевой галькой и плотным кварцевым цементом, содержащим золото. Наряду с кварцем, составляющим 70–80% цемента конгломерата, в нем отмечаются также тонкозернистый серицит, хлорит, мусковит, пирофиллит и небольшое количество акцессорных минералов — рутил, циркон, ксенотим, монацит, турмалин и гранат. Из рудных минералов в основной массе конгломерата содержатся сульфиды — пирит, марказит, пентландит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, кобальтин, линнеит, арсенопирит.

Преобладающим сульфидом является пирит, к которому часто приурочено золото, представленное обычно тонкозернистой вкрапленностью. В цементе отмечаются также детритовые зерна осмистого иридия в срастании с самородной платиной, обросшие новообразованиями самородного золота и пирита. Содержание осмистого иридия колеблется от 3

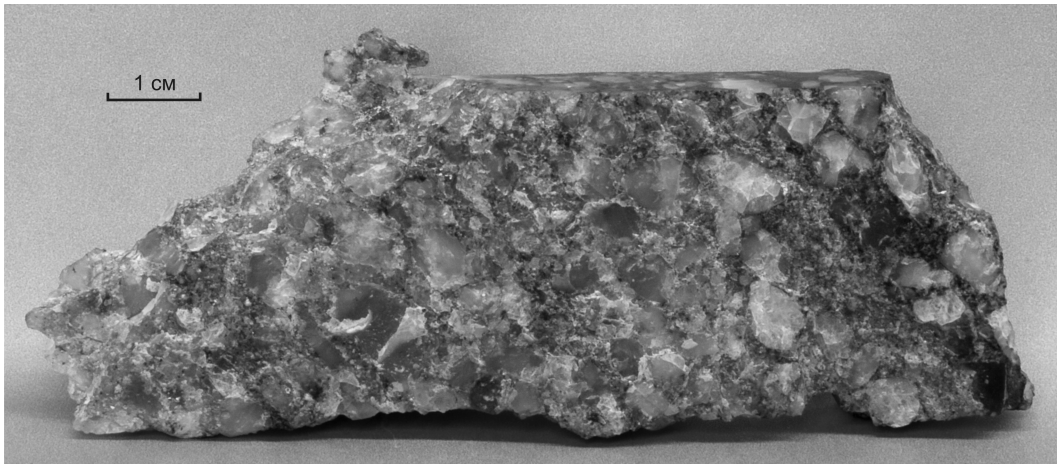


Рис. 2. Руды глубоких горизонтов месторождения Витватерсранд

до 28 г/т, в год добывается около 200 кг этого металла.

Широко распространена урановая минерализация, приуроченная к прослойкам конгломерата и пиритовым кварцитам различных стратиграфических уровней. Главные минералы урана — уранинит, настуран и тухолит — согласно детальным минераграфическим исследованиям имеют детритовый характер. При этом тухолит часто ассоциирует с самородным золотом.

Необходимо отметить, что золотоносные конгломераты на глубинах 3 км и более, где в настоящее время ведется отработка, сменяются мелким галечником (рис. 2). Это обстоятельство не «вписывается» ни в одну из сформулированных ранее рудогенетических гипотез.

Широкое развитие унифицированных древесных остатков характерно для месторождения Бакырчик в Казахстане, локализованного в толще угленосной молассы [21]. Исследование рудного поля позволило: выявить существенные различия в характере разреза и особенностях тектонической переработки разновозрастных каменноугольных толщ, слагающих терригенный этаж Западно-Калбинской складчатой зоны; получить палеонтологические данные, свидетельствующие о позднекаменноугольном возрасте рудовмещающей толщи; выделить в этой толще литологически разнородные пачки, имеющие различное значение в локализации оруденения; реконструировать главный структурный элемент рудного поля — узкую наложенную впадину, выполненную верхнекаменноугольными отложениями, названную Кызыловским грабеном.

В пределах грабена устанавливается последовательная смена в разрезе пяти литологических пачек, слагающих бакырчикскую верхнекаменноугольную толщу.

Нижняя туфогенно-песчаниковая пачка на поверхности обычно граничит с Южным сбросом, ее мощность не определена. В составе пачки преобладают средне-мелкозернистые аркозовые или туфогенные, часто углистые песчаники, обильны также прослои пепловых туфов липарит-дацитов или трахитов с витрокластической структурой и туфогенных песчаников. В подчиненном количестве присутствуют прослои углистых аргиллитов и алевролитов. Пачка вмещает многочисленные слабозолотоносные кварцевые жилы, проявлений же прожилково-вкрапленного оруденения в ней на рудном поле не установлено.

Вторая аргиллит-алевролитовая пачка на поверхности обнажена только в Дополнительной мульде, где она подстилается первой пачкой аркозовых песчаников и перекрыта вышележащими мелкообломочными конгломератами третьей пачки. Сложена переслаиванием углистых аргиллитов, алевролитов и аркозовых песчаников. Имеет важное значение для прогноза скрытого оруденения, поскольку ее породы по механическим свойствам и способности к рассланцеванию близки к наиболее насыщенной прожилково-вкрапленным оруденением верхней (четвертой) аргиллит-алевролитовой пачке.

Третья гравелит-конгломератовая пачка сложена гравелитами с углистым цементом, содержащими многочисленные прослои мелкообломочных конгломератов, осадочных брекчий и своеобразных «мусорных» пород крайне неоднородного гранулометрического состава. Нередки прослои углистых аргиллитов и алевролитов, встречаются пропластки (2–7 см) каменного угля. В обломочных породах наблюдаются своеобразные текстуры синдиагенети-

ческого рассланцевания, выраженные в четкой параллельной ориентировке удлиненных обломков в гравелитах, конгломератах и осадочных брекчиях. Эта ориентировка всегда параллельна плоскости надвига, нередко располагается под косым углом к плоскостям напластования. Представляется несомненным, что подобные текстуры могли сформироваться лишь в том случае, если подвергавшиеся давлению породы были еще не полностью диагенезированы.

Четвертая аргиллит-алевролитовая пачка связана с подстилающей пачкой постепенными переходами, характеризуется таким же обилием углистого материала. В ее составе преобладают углистые аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и гравелитов, количество которых резко увеличивается на западном фланге Кызыловского грабена. При этом на всем протяжении грабена в пачке прослеживаются одни и те же маркирующие горизонты, обогащенные сидеритовыми конкрециями и фосфористыми стяжениями. Постоянно присутствуют маломощные (до 10 см) пропластки каменного угля; в аргиллитах содержатся наиболее обильные отпечатки позднекаменноугольной флоры.

В зоне надвига породы пачки интенсивно рассланцованы, будинированы, превращены в графитистые динамосланцы и вмещают все известные на рудном поле рудные тела прожилково-вкрапленного типа. Таким образом, устанавливается, что определенный стратиграфический горизонт, представленный пачкой существенно углистых пород, претерпевших смятие в зоне надвига, и является рудовмещающей «подзоной динамосланцев» Кызыловской рудной зоны.

Мощность описанной «рудоносной» пачки, по-видимому, не превышала 40–50 м, но в сложных структурных узлах в связи с развитием в ее пластичных породах дисгармонической складчатости нагнетания мощность удваивается и даже утраивается, что положительно сказывается на концентрации прожилково-вкрапленного оруденения.

Пятая (верхняя) конгломератовая пачка сложена конгломератами прибортовой фации, которые спорадически распространены только вдоль северного борта грабена. Конгломераты состоят из округлых или совершенно угловатых глыб нижнекаменноугольных массивных вулканомиктовых песчаников, слагающих прилегающий к грабену приподнятый блок висячего бока. Округлая форма глыб (диаметр до 0,7–1 м) обусловлена первичной шаровой отдельностью размывавшихся песчаников. Песчанистый цемент конгломератов не содержит углистого материала, чем он резко отличается от обломочных пород нижних частей разреза бакырчикской толщи; характерна также и более низкая литификация их цемента.

В связи с приуроченностью промышленного оруденения к верхней аргиллит-алевролитовой пачке бакырчикской толщи эту пачку можно считать главным рудовмещающим горизонтом Кызыловского грабена. На разных участках Кызыловской рудной зоны «продуктивность» горизонта меняется в зависимости от фациальной принадлежности и дислоцированности его пород, эрозионного среза отдельных блоков, определяющих степень сохранности разреза, амплитуды движений по надвигу, которая для различных его фрагментов неодинакова, и, наконец, от наличия диагональных рудоконтролирующих разломов.

В.А.Нарсеев и др. [2] следующим образом определяют особенности рудовмещающей толщи месторождения Бакырчик и однотипных объектов:

специфический состав и строение терригенного комплекса, наиболее отвечающий таковому микститов подводных дельт;

постоянное присутствие (1–10%) углеродистых веществ сапропелевого ряда — от слабометаморфизованного рассеянного органического вещества и антраксолитов до шунгизитов и графитов;

постоянное наличие в разрезе сингенетических дисульфидов железа (мельниковит, марказит, пирит) в виде вкрапленных кристаллов и овоидов, прослоев и тонких пластов (вплоть до сплошных лентовидных залежей);

высокие содержания P (0,5–1,5%), образующего комковидные скопления и прослои глинисто-фосфатного состава, переходящие в зонах тектонического и термального воздействия в зернистые агрегаты и кристаллы апатита;

необычные микроформы нахождения свободного золота в виде спутанно-волокнистых масс, ультрамикрокристаллов и дендритов;

широкое развитие никелистого золота в виде интерметаллидов, ассоциирующих с металлами платиновой группы;

высокий геохимический фон Zn, Ni, Au, МПГ;

своеобразные структуры и текстуры матрикса микститов и аргиллитов, связанные с диагенезом-эпигенезом подводных осадков, обвальными оползневыми и мутьевыми потоками и явлениями апвеллинга;

широкое развитие систем эпигенетических минеральных новообразований вкрапленного и лестнично-прожилкового характера с четкой приуроченностью к толщам определенного состава и строения.

Имеется обширная литература, где охарактеризованы перечисленные особенности и показана их

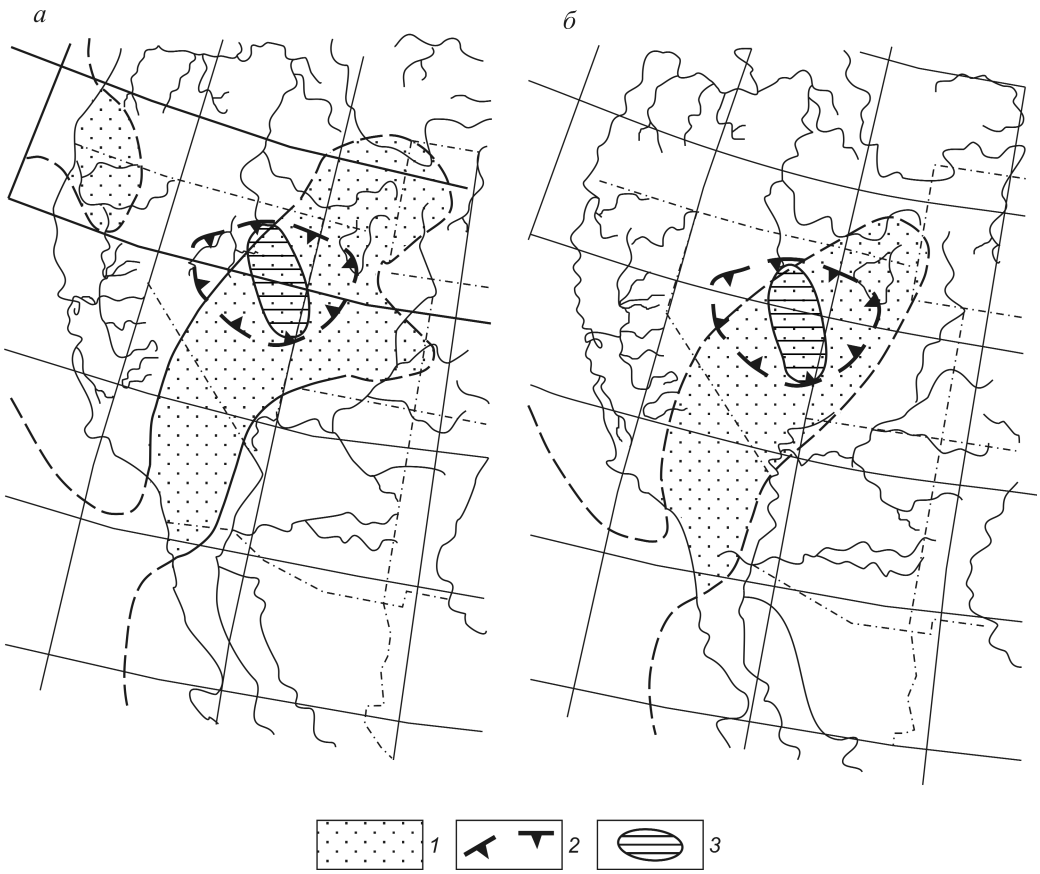


Рис. 3. Положение золоторудного района на палеогеографических схемах Ч.Шухерта *[23]*:

а — ордовик; *б* — силур; *1* — морские осадки; *2* — границы рудного района; *3* — участки концентрации месторождений (тренд Карлин, Кортес, гетчел)

роль при генетических построениях того или иного толка. Согласно сингенетически-эпигенетической гипотезе, формирование оруденения происходило по В.А.Нарсееву в несколько этапов:

1-й — формирование специфических осадков с высоким геохимическим фоном Au (10–15 мг/т), Ni, МПГ, P, Zn, S, As;

2-й — диагенез — ранний эпигенез осадков в условиях положительных температурных градиентов с возникновением новообразований, по составу адекватных осадкам (Au 100–150 мг/т);

3-й — ранний метаморфизм (цеолитовая, серицит-хлоритовая фация) с развитием согласных и секущих жил метаморфогенного кварца, кристаллических форм с двориками давления. Образование систем послойных и секущих (кливажных) прожилков, сингенетичных серицитовых, хлоритовых и других пород (Au 1,0–1,5 г/т);

4-й — термальный метаморфизм в зонах диапир-антиклиналей, надынтрузивных зонах молодых магматитов, поясах даек. Образование систем секущих жил и прожилков с золото-сульфидной минерализацией, стратиформных вкрапленных залежей и штокверков (Au 10–15 г/т).

Золотоносные формации зоны шельфа. К этой группе формаций нами отнесены рудоносные формации месторождений карлинской группы штата Невада, США. По старым, «доплитным», представлениям академика В.Е.Хаина, месторождения расположены на границе эв- и миогеосинклинальных систем, разделенных валообразным поднятием. Последнее является выражением глубинного разлома. Ордовик-силурийские известково-песчанистые и мергелисто-доломитовые толщи на палеогеографической схеме Ч.Шухерта [23] контролируются изолированным морским бассейном, который по типу можно отнести к крупной лагуне (рис. 3). Он и контролирует в целом позицию рудного района. Накопление известняков, мергелей и доломитов, локализовавших золотоносную сульфидную вкрапленность, как правило, определяет промышленную значимость объектов.

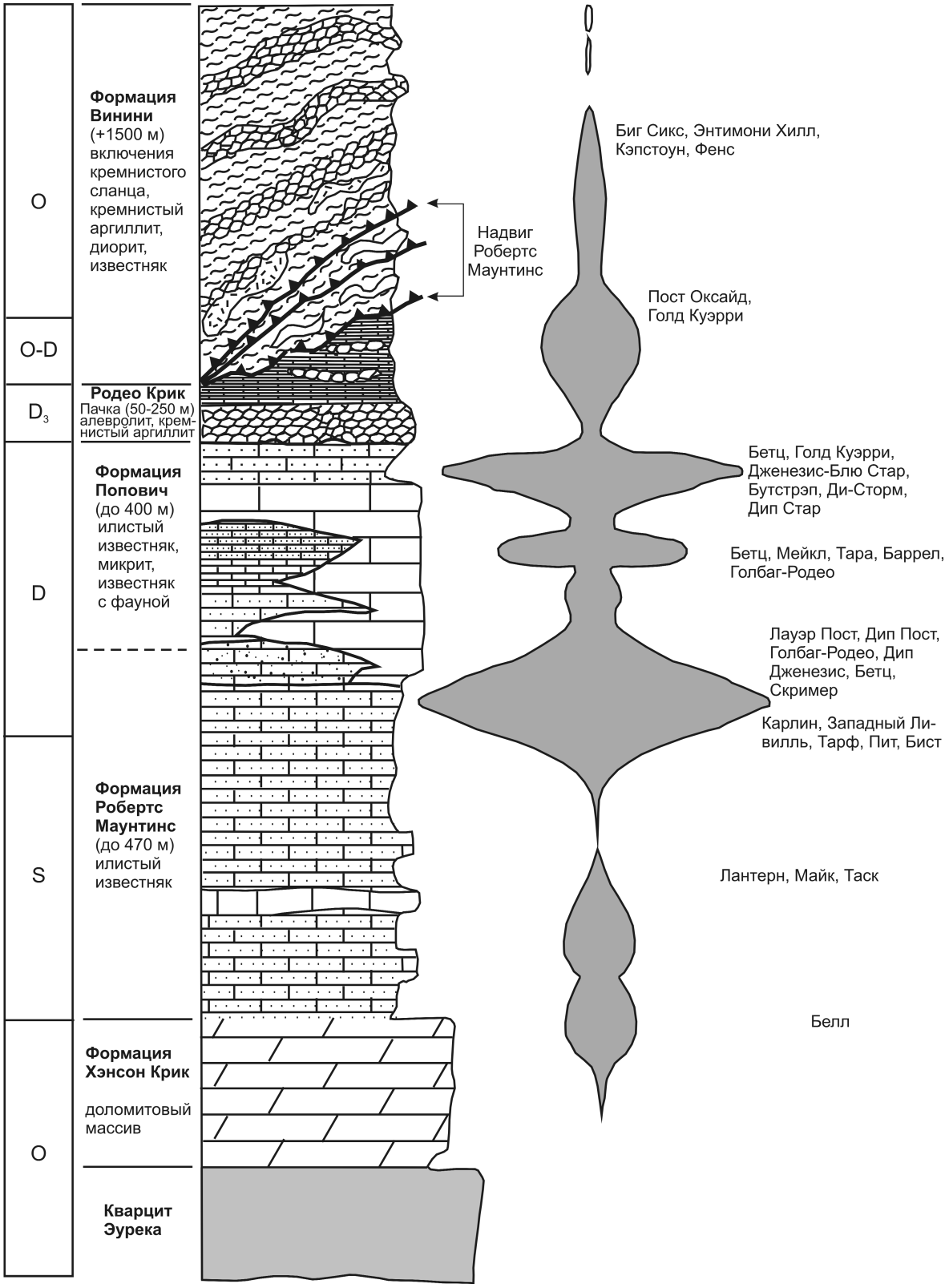


Рис. 4. Упрощенная стратиграфическая колонка и минерализация золота, тренд Карлин, Невада, *Л.Тиль, Мак Джексон, 1997, с добавлениями автора*

На обобщенной схеме распределения месторождений по литологической колонке района (рис. 4) видно, что одна обширная группа месторождений, включая Голд Куэрри, приурочена к фации известковистых песчаников и представлена равномерно рассеянной вкрапленностью золотоносных пирита и арсенопирита со средними содержаниями Au около 1 г/т.

Другая группа месторождений, начиная с широко известного из литературы месторождения Карлин, связана с верхнем уровнем формации Робертс Маунтинс, представленной мергелями, «илистыми» известняками и доломитами. Нередко концентрация месторождений в верхней части формации объясняется их положением «под экраном» регионального надвига, однако одновременно наблюдается резкий переход от мергелей к известнякам формации Попович. Следует отметить, что смена по латерали фациального состава формации Попович от «чистых» известняков до мергелистых доломитов и известковистых песчаников также сопровождается появлением рудной минерализации (Мейкл и др.).

Общими особенностями золоторудных месторождений карлинского типа являются наличие As, высокое золото-серебряное отношение (1:1–1:10), аномалии As и Ba. Рудные тела представлены залежами пластообразной формы с рассеянной и прожилковой минерализацией. Средние содержания Au 1,6–3,2 г/т, максимальное — 10–20 г/т.

Помимо пирита, реальгара, арсенопирита и золота, рудные залежи содержат небольшое количество антимонита и киновари, а также сульфосоли серебра. Основные жильные минералы — кварц, барит, флюорит, кальцит. Общее количество сульфидов редко превышает 5%. Близость вещественного состава руд месторождений сохраняется, несмотря на большое разнообразие вмещающих пород — сланцев, аляскитов, андезитов, риолитов, известняков и известковистых сланцев.

Золото на месторождениях чрезвычайно мелкое (тысячные доли микрометра на большей части месторождений). Устанавливаются интенсивное замещение карбонатов вмещающих пород кремнеземом, привнос Fe, Ra, As, Hg, Sb, Pb, Zn, Cu, W, Au, Ag и S. На месторождениях Карлин и Кортес карбонатный материал играл большую роль в осаждении золота из кислых гидротермальных растворов при температуре 175–125°C. Окисление золотоорганических комплексов привело к осаждению микроскопических частиц золота. Электронное изучение микропробы позволяет выявить тесную ассоциацию золота и мышьяка с мельчайшими зернами мышьяксодержащего пирита и отсутствие тесной связи золота с карбонатным материалом.

Рудные тела месторождения Карлин находятся в верхней части свиты Робертс Маунтинс раннесилурийского возраста и размещаются в первой сотне метров ниже надвига Робертс Маунтинс. Золото неравномерно рассеяно по пластам карбонатных пород. Минерализация, сопутствующая золотому оруденению, представлена кварцем, баритом, реальгаром, пиритом, антимонитом, киноварью, сфалеритом и галенитом. Золото присутствует как самородный металл, а также, возможно, в виде элементоорганических соединений. Устанавливается такая последовательность минералообразования: рассеянный кварц, пирит, Au, сульфиды As, Sb, Hg, главным образом реальгар, аурипигмент, антимонит и киноварь в ассоциации с поздним баритом; сульфиды Pb, Zn, Cu, Mo. Интересно наличие самородного мышьяка в виде мелких (2–30 мкм) сферических выделений. Отмечается также, что руды с низким содержанием органического углерода характеризуются высокой корреляцией Au-Hg-As-Sb, в высокоуглеродистых рудах высокая корреляция устанавливается только между Au и Hg, что отражает тесную связь обоих элементов с органическим веществом. Содержания Au в рудах 7–10 г/т, границы рудного тела определяются по данным опробования.

Нами [7] предложена трехэтапная модель формирования месторождений карлинского типа: гидротермально-осадочное рудообразование → внедрение гранодиоритовых, монцонитовых штоков и формирование золотоносных скарнов → развитие трещинных структур и зон аргиллизации.

Формации континентального склона. По нашим данным, среди этой группы формаций наибольшее значение в контроле золотоносности имеет формация турбидитов, которая, как и заключенные в ней золоторудные месторождения, парагенетически связана с рифтогенными структурами длительного развития, нередко без всяких признаков магматической деятельности. К ней относятся отложения с наблюдаемыми признаками деятельности мутьевых потоков: перерыв и захоронение еще неуплотненных пород, локальная слоистость и т.п. Разрез отложений детально изучался нами на месторождении Дуэт-Бриндакит в Южном Верхоянье, относимом к стратиформному золото-кварцевому типу [8] (рис. 5).

Рудовмещающая толща имеет ритмично-грубофлишоидное строение. Мощность ритмопачек трансгрессивного типа первые сотни метров. В их низах залегают грубообломочные и грубозернистые отложения — гравелиты, конгломераты, разнообразные песчаники; выше по разрезу они сменяются слоистыми алевролитами и затем массивными алевролитами и аргиллитами. Рудовмещающая толща

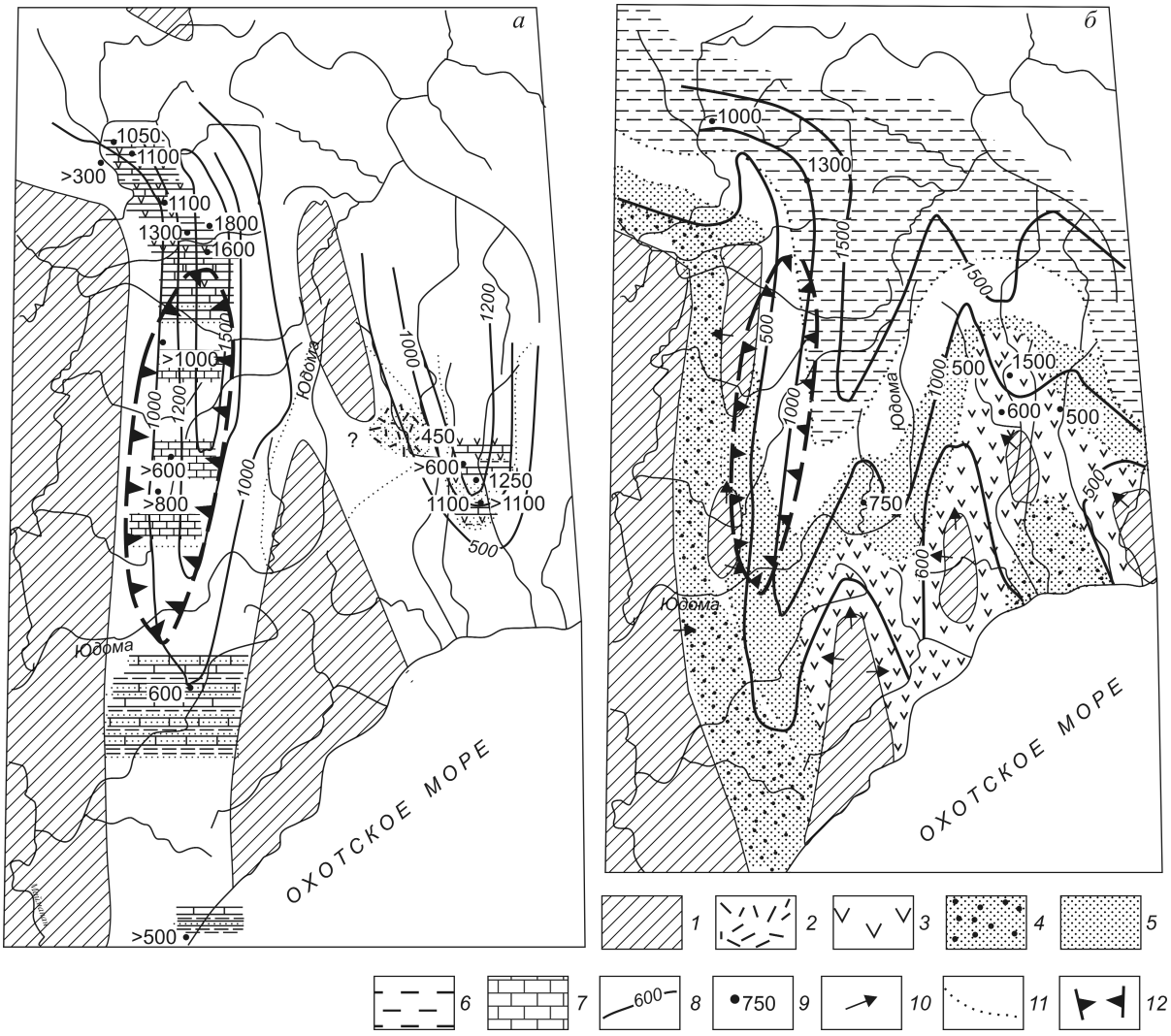


Рис. 5. Положение Дуэт-Бриндакитского рудного района на палеогеографических схемах Южного Верхоянья, *с использованием данных В.А.Амузинского [1]*:

а — поздний девон; *б* — ранняя пермь; *1* — области сноса (суша); *2–3* — участки наземного (*2*) и подводного (*3*) вулканизма; отложения: *4* — лагунно-континентальные, *5* — прибрежно-морские (песчаники, конгломераты), *6* — морские мелководные (алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые сланцы), *7* — известняки, доломиты; *8* — изопахиты, м; *9* — местоположение (точки) основных разрезов и мощность, м; *10* — направление сноса обломочного материала; *11* — границы фациальных зон; *12* — границы рудного района

отличается от подстилающей по некоторым литолого-фациальным и текстурным особенностям. К ним относятся: разнообразие типов слоистости (параллельная и субпараллельная, косая и диагональная, градационная слоистость осадков турбидитных потоков); текстуры седиментационного взламывания, брекчирования, взмучивания, возникающие при отложении осадков из мутьевых потоков и донных течений в условиях расчлененного рельефа морского дна; явления локального размыва и переотложения слаболитифицированного материала в пределах русловых промоин, выполненных гравелитами, конгломератами; наличие в разрезе прослоев с вулканомиктовым материалом (конгломераты с обломками разнообразных эффузивов, вулканического стекла, алевролиты и песчаники с примесью серицитизированного вулканического пепла); гравитационная и конседиментационная складчатость неуплотненных осадков; резкие изменения мощностей отдельных горизонтов и их фациальная изменчивость вкрест простирания структур.

Эти особенности характеризуют рудоносный терригенный комплекс как сформировавшийся в промежуточной зоне бассейна осадконакопления в

условиях смены тектонического режима: относительно спокойные условия накопления подстилающих глубоководных существенно глинистых осадков сменились колебательными движениями при активизации глубинных разломов в период накопления рудоносной толщи. Перечисленные факторы в ряде случаев имеют значение рудолокализующих. Региональный кларк большинства элементов выше литосферного. По сравнению с ним в разрезе отмечаются повышенные содержания Au, Mn, B, P, незначительно повышенные — Pb, Ge, V, Cr. На уровне региональных кларков или близки к ним аномально высокие для терригенного комплекса содержания As, Zn, Sb, Sn, Ni, Co, Ti, ниже региональных кларков концентрации Ag, Zr, Be, Ba, а также Cu, Mo, Ga, Nb.

По отношению к подстилающим и перекрывающим отложениям рудовмещающая толща в алевролитовой составляющей несколько обеднена SiO_2, в ряде ритмопачек — Al_2O_3 и обогащена $Fe_{общ}$, $C_{орг}$, MnO, существенно обогащена CaO и CO_2, избирательно — MnO. Песчаники рудовмещающей толщи по сравнению с песчаниковой составляющей разреза подстилающей и перекрывающей толщ обеднены CaO и MgO и избирательно обогащены $Fe_{общ}$, K_2O, P_2O_5, $S_{общ}$, CO_2.

Частично это отражается в развитии прожилково-вкрапленной минерализации. В качестве отличительных особенностей рудовмещающих отложений все исследователи отмечают площадную карбонатизацию, которая в значительной степени выражена новообразованными выделениями, общую повышенную железистость, обусловленную присутствием по всему разрезу тонких рассеянных и неравномерных сгустково-вкрапленных скоплений сульфидов, в основном пирита, пирротина, более локально арсенопирита, свидетельствующих о застойном сероводородном режиме водообмена в локальных впадинах палеобассейна. Повышенная степень прожилкового окварцевания свойственна пластам песчаников.

Ритмическое строение рудовмещающего разреза обусловливает, вероятно, многоярусное расположение кварцевых рудоносных тел. В пределах рудного поля оруденение известно на трех продуктивных уровнях (ярусах), выходящих на поверхность на площади разных участков и отвечающих различным ритмопачкам рудовмещающей толщи.

Общий облик структур рудного поля определяется линейной складчатостью дисгармонического характера. Оруденение контролируется серией синклиналей близмеридионального простирания, которые по отношению к региональным складчатым структурам являются структурами третьего порядка. Они осложнены складчатостью более высокого порядка, флексурными перегибами, наложенным кливажем, разрывными нарушениями. Этими элементами контролируется размещение отдельных обогащенных участков, имеющих по простиранию прерывисто-линейную форму так называемых рудных лент. Область их развития определяется палеогеографической и фациальной обстановкой, а именно отрицательными формами палеорельефа, фиксируемыми повышенными мощностями пелитовых осадков, появлением в их составе вулканомиктового материала.

Начало формирования рудоносных залежей следует, вероятно, связывать с периодом осадконакопления и одновременно диагенеза (для нижних слоев толщи). Литификация осадков (не говоря о последующем развитии сланцеватости) сопровождается выделением большого количества воды и приводит к перераспределению значительного объема ряда компонентов. Количество влаги, удерживаемой породой, зависит прежде всего от ее дисперсности. Поэтому уже в процессе литификации песчанистые осадки приобретали, возможно, большую способность к хрупким деформациям по сравнению с пластичными глинистыми. Неоднократная активизация разломов в период осадконакопления могла привести как к отложению на палеоповерхности дна бассейна металлоносных прослоев, в дальнейшем подвергшихся литификации и диагенезу, так и к растрескиванию и штокверковому окварцеванию песчанистых прослоев под экраном вышележащих прослоев, глинистых осадков, перекрывающих разломы в период относительного покоя. Конседиментационный характер тектонических движений в процессе чередования этапов сжатия и растяжения обусловливал, вероятно, возможность существования как открытых, так и закрытых гидротермальных систем. Гидротермально-осадочно-метаморфогенный комплекс процессов наиболее удовлетворительно, на наш взгляд, объясняет особенности оруденения и закономерности его распределения на площади.

Резкая фациальная изменчивость пород вкрест простирания, а также характер прогиба и его положения в надрифтовой зоне отражают затухание движений по рифтогенному прогибу.

К аспидной формации относится позднепротерозойская Сухопитская серия Енисейского кряжа. Как удалось установить В.Г.Петрову [15], наблюдается четкая корреляция повышенных концентраций органического углерода и золота. В частности, вмещающие Советское золото-кварцевое месторождение богатые органическим углеродом филлиты нижней части удерейской свиты представляют

собой плотные породы темно-серого, иногда бархатно-черного цвета с тонкой, неясно выраженной слоистостью, обусловленной чередованием более светлых и более темных полос мощностью от 1–2 мм до 3–5 см. Вещество отдельного слоя филлитов однородно, и ни визуально, ни в лупу нельзя рассмотреть слагающие породу минералы. Под микроскопом филлит представляет собой очень слабораскристаллизованную породу, состоящую из кварца, серицита, хлорита, турмалина, рудного минерала, углисто-графитового вещества, мелких зернышек полевых шпатов, а также пелитового материала, количество которого может быть различным. Кварц присутствует в виде мельчайших зерен (до 0,03 мм) без четких границ, слегка вытянутых согласно сланцеватости. Серицит и хлорит образуют сложно запутанный тонкочешуйчатый агрегат, тесно перемежающийся с кварцем. Размеры чешуек до 0,05 мм. Зеленовато-бурый турмалин отмечен в единичных тонких призмочках, рассеянных в массе породы. Призмочки ориентированы несогласно с общей вытянутостью кристаллов породы. Сульфиды — округлые радиально-лучистые овоиды марказита, правильно образованные кристаллы и их скопления пирита — образуют редкую, но весьма равномерно распределенную вкрапленность. Размер вкрапленников сульфидов может достигать 5–6 мм в диаметре.

Углеродистое вещество чрезвычайно широко рассеяно в черных филлитах нижней части удерейской свиты. Наряду с дисперсными выделениями его частичек диаметром в сотые и тысячные доли миллиметра, представляющих обычную форму нахождения углеродистого вещества в породах, иногда наблюдаются плотные скопления в виде прослойков и различной величины линзочек. Породы, обогащенные углеродистым веществом, имеют черный цвет, типичный графитовый блеск и жирны на ощупь. Содержание свободного углерода в сланцах нижней части удерейской свиты колеблется в пределах 0,11–0,49%, что на порядок выше содержания свободного углерода в ниже- и вышележащих породах. Степень битуминизации органического вещества от 1,5 до 12,5%. Элемен-тарный состав хлороформенного битумоида, объе-диненного из трех образцов нижней части разреза свиты, следующий (%): C 74,92, H 11,24, O+N+S 13,84.

В нижней части разреза удерейской свиты мощностью 150–200 м содержится 0,1–0,4 г/т Au, в то же время внутри этой обогащенной части разреза в ряде случаев бывают, по-видимому, один или несколько более мелких горизонтов, в которых содержание золота выше местного кларкового, по крайней мере, на порядок. Эти обогащенные золотом сланцы макроскопически совершенно не отличаются от сланцев, в которых золота мало или совсем нет. Характерно также и отсутствие прямой корреляционной связи уровня золотоносности сланцев с количеством содержащихся в них сульфидов. Вместе с тем, характер проявления удерейского уровня золотоносности и степень золотоносности сланцев в целом вполне отчетливо зависят от палеофациальных условий осадконакопления и распределения в породах органического углерода.

Повышенная золотоносность нижней части удерейской свиты наиболее четко проявляется в восточной окраине Енисейского кряжа, именно в тех разрезах, где четко можно провести границу между удерейской свитой и нижележащей горбилокской, не содержащей органического углерода в заметных концентрациях. В центральной части кряжа, где граница между этими свитами часто теряется, сланцы удерейской свиты утрачивают повышенную золотоносность. Среди них иногда удается выделить один или несколько небольших интервалов повышенной золотоносности на разных «плавающих» уровнях, независимых от стратиграфического положения подошвы свиты.

Уровень золотоносности сланцев снижается и тогда, когда граница между горбилокской и удерейской свитами становится условной вследствие частого переслаивания в разрезе пластов зелено- и темно-серых филлитов мощностью 0,5–50 м. Это свидетельствует в пользу сингенетического, хемогенно-осадочного происхождения золота в сланцах удерейской свиты. Если предполагать связь накопления золота с магматическими и метаморфическими процессами и поступление его с глубины, а сами сланцы рассматривать лишь как осадители золота из гидротермальных растворов, то следовало бы ожидать повышенную концентрацию золота в самых первых слоях черных сланцев, среди зеленых филлитов верхней части горбилокской свиты.

Высокая корреляция $C_{орг}$ и Au установлена в данном случае в толщах, подвергнутых интенсивному дислокационному, а так же региональному и, возможно, глубинно-термальному метаморфизму зеленокаменных и амфиболитовых фаций, что может говорить о сингенетичной, весьма прочной фиксации золота органическим веществом.

В целом можно констатировать, что золоторудные месторождения локализованы в широком спектре осадочных формаций от молассовых до известково-доломитовых, от образований континента до глубинных океанических желобов.

Сознательно оставляя в стороне многообразные и часто взаимоисключающие воззрения на генезис золоторудных месторождений, необходимо

отметить, что в проведенном анализе и конкретных примерах в той или иной степени отчетливо прослеживается повышенная золотоносность осадочных формаций в тех участках, где они выполняли палеодепрессии, испытавшие впоследствии различные формы инверсии. Это интрузивные купола (Майское), блоки со скрытым интрузивом (Мурунтау), депрессии с центральным куполом или приподнятым блоком (впадина Витватерсранд, Балейский грабен), антиклинальная складчатость, взбросо-надвиг (Сухой Лог).

Как следует из приведенных выше построений, турбидитовая формация представляет собой надрифтовое образование или размещается в бортовых частях рифтов, с чем связаны динамика ее формирования и повышенная золотоносность.

Погребенные рифтовые системы характерны и для других золотоносных формаций.

Весьма низкий уровень изученности литологии вмещающих толщ затрудняет локальные палеореконструкции, которые можно определить как наиболее актуальную задачу для прогнозно-металлогенических исследований. Без этого мы будем бесконечно возвращаться к «intrusion-related» даже в амагматичных районах и другим построениям, идеология которых имеет как минимум вековой возраст.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амузинский В.А.* Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. – Якутск: ЯГУ, 2005.

2. *Бакырчик* (геология, геохимия, оруденение) / В.А.Нарсеев, О.В.Гостев, А.В.Захаров и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.

3. *Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. – М.: Недра, 1982.

4. *Вихтер Б.Я.* Особенности золотого оруденения в терригенных толщах // Руды и металлы. 2007. № 1. С. 18–24.

5. *Гарьковец В.Г.* О выделении углеродисто-рудной формации (на примере Южного Тань-Шаня) // Узбекский геологический журнал. 1976. № 5. С. 7–21.

6. *Горячев Н.А.* Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998.

7. *Константинов М.М.* Стратиформное золотое оруденение // Советская геология. 1988. № 7. С. 3–9.

8. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Стратиформное золото-кварцевое оруденение в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 7–21.

9. *Курбанов Н.К.* Полигенно-полихронные месторождения золота // Смирновский сборник-99: Научно-популярный альманах. 1999. С. 144–197.

10. *Литогеодинамика* и металлогения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д.Щеглова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.

11. *Минерагения* осадочных бассейнов континентов и периокеанических областей / Под ред. Н.В.Межеловского. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.

12. *Некрасов Е.М.* Структурные типы золоторудных месторождений, заключающихся в различно деформированных песчано-сланцевых толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 3. С. 37–71.

13. *Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.* Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999.

14. *Основы* прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах / В.А.Нарсеев, А.А.Сидоров, Н.А.Фогельман и др. – М.: ЦНИГРИ, 1986.

15. *Петров В.Г.* Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского кряжа // Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1977. С. 21–34.

16. *Попов В.И.* Геологические формации — естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. – Самарканд: Изд-во Узб. ун-та, 1959.

17. *Романовский С.И.* Литодинамика // Планета Земля. Тектоника и геодинамика. СПб., 2004. С. 529–531.

18. *Романовский С.И.* Физическая седиментология. – Л.: Недра, 1988.

19. *Рудоносность* и геологические формации структур земной коры / Под ред. Д.В.Рундквиста. – Л.: Недра, 1981.

20. *Фирсов Л.В.* Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985.

21. *Фогельман Н.А., Павлова В.Е.* Новые данные по геологии одного месторождения в терригенных толщах и основанные на них критерии прогноза вкрапленного золотосульфидного оруденения // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 173. С. 50–56.

22. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. – М.: Недра, 1984.

23. *Шухерт Ч.* Палеогеографический Атлас Северной Аме-рики. – М.: ИЛ, 1957.

24. *Щеглов А.Д.* О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождении Витватерсранд и проблеме открытия их аналогов в России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994.

25. *Яновский В.М.* Рудоконтролирующие структуры терригенных геосинклиналей. – М.: Недра, 1990.

УДК 553.044:550 © А.П.Лихачев, Г.В.Ручкин, 2011

К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЛУБИННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А.П.Лихачев, Г.В.Ручкин (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Показывается генетическое и поисковое значение соотношений слоев земной коры и мантии, выявляемых глубинными геофизическими исследованиями.

Ключевые слова: земная кора, мантия, геологические процессы, геофизические данные, перспек-тивные площади.

Лихачев Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru, *Ручкин Георгий Владимирович,* metallogeny@tsnigri.ru

BY THE GEOLOGICAL INTERPRETATION OF DEEP GEOPHYSICAL DATA

A.P. Likhachev, G.V. Ruchkin

Showing the genetic relationships and the search value of Earth's crust and mantle, as revealed by deep geophysical surveys.

Key words: crust, mantle, geologic processes, geophysical data, promising area.

Одна из главных практических задач геологической интерпретации глубинных геофизических данных состоит в выявлении возможностей выделения на их основе перспективно рудоносных структур, доступных для проведения поисково-разведочных и эксплуатационных работ. В пределах рассматриваемых континентальных территорий наиболее важными в этом отношении являются геофизические данные, характеризующие размещение и количественное распределение слагающих земную кору слоев и их соотношение с верхней мантией (рис. 1–3). На приведенных геолого-геофизических разрезах видно, что во всех представленных регионах, независимо от их геодинамических различий, фундамент земной коры состоит из трех слоев — нижнего, среднего и верхнего, характеризующихся плотностными свойствами, соответствующими горным породам основного, среднего и кислого составов. Во всех регионах имеются наложенные на фундамент осадочные и осадочно-вулканогенные образования.

Соотношения слоев фундамента в целом сложные. Имеются проникновения нижних слоев в верхние и верхних в нижние. Обычны следующие две ситуации: подъем среднего слоя в верхний без соответствующего изменения положения верхней границы подстилающего слоя (без проникновения нижнего слоя в средний) и с согласованным подъемом (проникновением) границы среднего слоя в верхний и нижнего в средний. При этом не устанавливается четкой зависимости положения границ и мощностей слоев коры от положения гра-ницы мантии (МОХО). Наиболее многочисленны и активны проникновения среднего слоя в верхний. В верхнем слое существуют изолированные («оторванные») фрагменты с физическими характеристиками среднего слоя.

На сейсмическом разрезе (рис. 2, *а*) места подъема слоев нередко отличаются от окружающего пространства более гомогенным видом, без (вероятно, вследствие гидратации веществ) четкости границ слоев. Особенно отчетливо это видно на участке 500–600 км.

Вверху разрезов показаны границы известных и предполагаемых минерагенических зон (см. рис. 1–3). Большинство из них находятся над выступами (проникновениями) среднего слоя коры в верхний. Вполне вероятно, что это совпадение не случайно, а закономерно.

Обычно, независимо от размерности, механическое проникновение одного тела в другое сопровождается возникновением напряжений в обоих телах, приводящих к разрывам, изгибам, перемещениям и изменениям толщины (мощности) тел. Особенно масштабны эти проявления при различной плотности соприкасающихся тел (слоев), что имеет место в рассматриваемых разрезах земной коры (см. рис. 1–3).

Некоторые из возможных соотношений слоев коры и границы мантии изображены на рис. 4. При этом полагается, что проникновение одного слоя в другой непременно вызовет напряжения и нарушения на их контакте и в окружающей среде (возникновение ослабленных зон). В позиции *а* слои находятся в нейтральных соотношениях. В позициях *б–г* отражено последовательное проникновение нижних слоев в верхние, которое сопровождается возникновением разномасштабных напряжений (ослабленных зон), увеличивающихся в размере по мере вовлечения в подъем нижележащих горизонтов. В соответствии с масштабом ослабленных зон на их месте (над ними) впоследствии образуются различные по размеру депрессионные структуры и

свойственные им магматические и рудные проявления (см. рис. 4, *д–з*).

В реальности проникновение одних слоев коры и мантии в другие могло происходить в различное время, при разном (жидком и твердом) состоянии веществ и по многим причинам. Но во всех случаях оно приводило к образованию в земной коре разномасштабных ослабленных (проницаемых) зон, в которых могли происходить последующая интенсивная циркуляция водных растворов и внедрение (поступление) магматических расплавов, формироваться подвижные пояса, депрессионные структуры, металлогенические зоны и месторождения полезных ископаемых. Основные причины и закономерности проявления перечисленных процессов, вероятнее всего, бы-ли связаны с условиями формирования и эволюции земной коры.

Как показано ранее, в образовании земной коры и планеты в целом определяющая роль могла принадлежать воде [3–7]. Наличие на Земле воды объясняется особым положением ее исходного вещества в околосолнечной туманности и аккреционном диске [3, 4]. Оно находилось в области температур, благоприятных для процессов гидратации минеральных фаз (~350–500°С), что предотвратило диссипацию значительной части исходной воды под действием солнечного излучения.

При гравитационном уплотнении и нагреве гидратированного вещества протоземли происходили сначала его дегидратация, а затем плавление, которые в виде двух фронтов (общей дегидратации и общего плавления) один за другим двигались в направлении от центра к поверхности планеты (рис. 5). В конечном итоге эти и сопутствующие им процессы привели к дифференциации исходного вещества Земли с формированием ее ядра, мантии, коры, гидросферы и атмосферы [3, 4].

Образование континентальной коры происходило на протяжении трех стадий эволюции Земли: ее общего разогрева, нахождения в переходном (от нагрева к охлаждению) состоянии и общего охлаждения.

На стадии общего разогрева планеты в ходе продвижения вверх обоих фронтов (общей дегидратации и общего плавления в присутствии воды, см. рис. 5) осуществлялся «сгон» к земной поверхности флюидной (воды и других летучих компонентов) и легкоплавкой (расплавной андезитовой и базальтовой) составляющих. За счет первых образовались

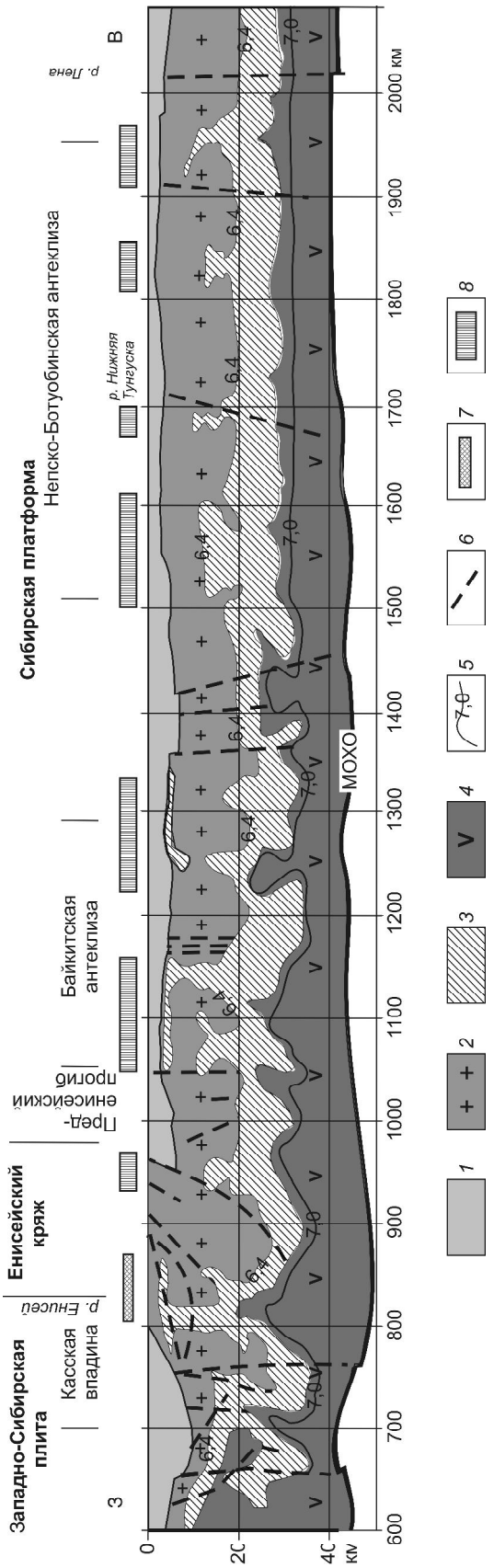


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез земной коры по геотраверсу «Батолит», *по В.С.Суркову и др. 2007 г.*:

1 — вулканогенно-осадочный комплекс; *2* — гранито-гнейсовый (гранитометаморфический) слой; *3* — гранулитовый слой; *4* — базитовый слой; *5* — изолинии скоростей продольных волн, км/с; *6* — разрывные нарушения; *7* — известные минерагенические зоны; *8* — участки возможного проявления минерагенических процессов

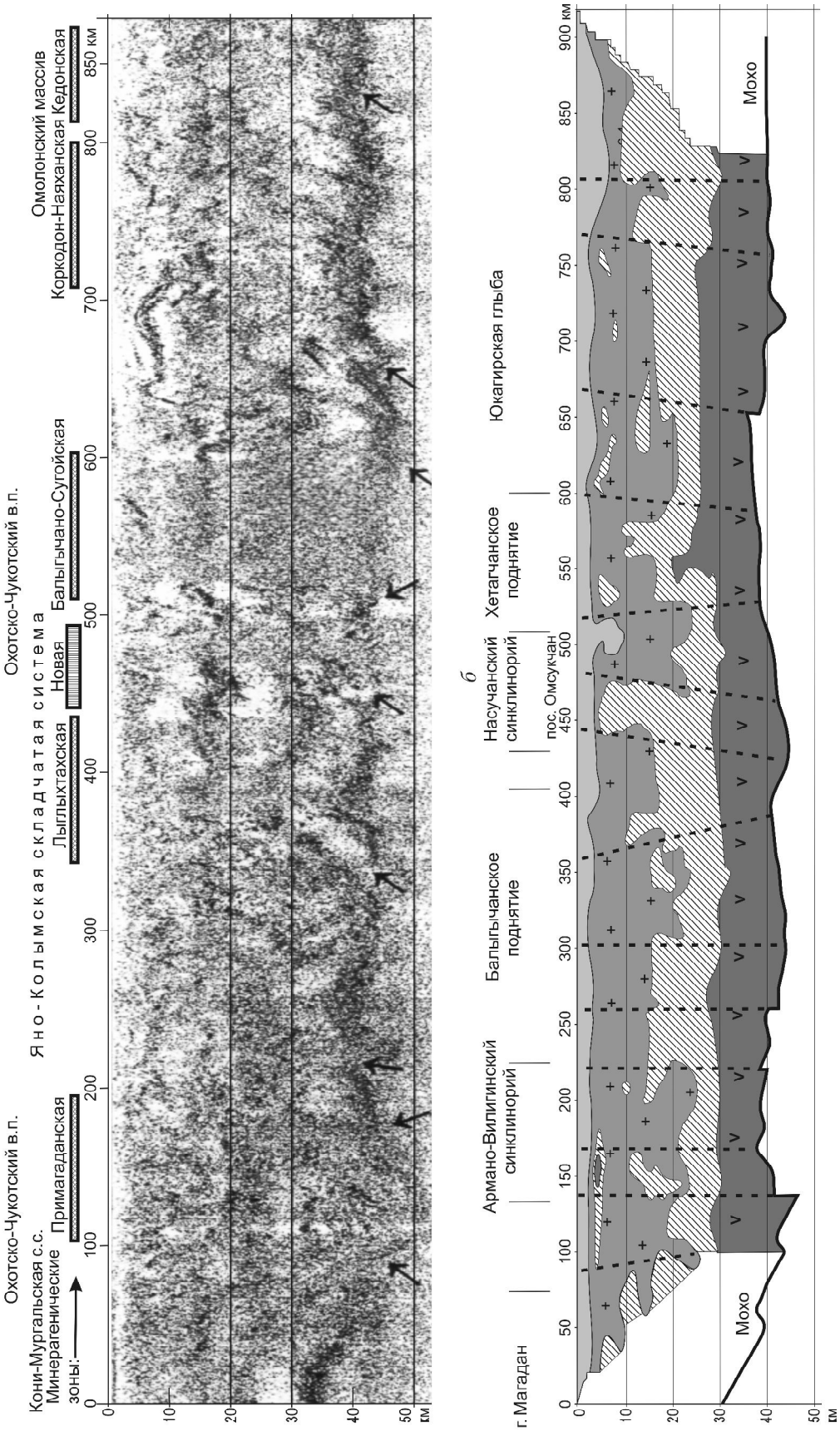


Рис. 2. Сейсмический (*а*) и геолого-гефизический (*б*) разрезы по геотраверсу 2-ДВ:

а — по А.К.Сулейманову и др. [10], б — по В.С.Суркову и др. [9]; с.с. — складчатая система; в.п. — вулканогенный пояс; усл. обозн. см. рис. 1

первичные гидросфера и атмосфера, а вторые сформировали двухслойную расплавную оболочку — андезитовую (~2,2 г/см^3) вверху и базальтовую (~2,5 г/см^3) внизу.

Выход флюидов на земную поверхность и формирование первичной гидросферы сопровождались массовым привносом растворенных рудных компонентов и отложением их на дне первичного океана в виде железо-кремниевых и колчеданных толщ. Сохранившиеся фрагменты этих накоплений впоследствии могли служить источником для образования докембрийских железорудных формаций. При приближении к земной поверхности фронта общего плавления вода первичной гидросферы перешла в газообразное состояние и поднялась в атмосферу.

В переходную стадию происходила массовая глубинная конвекция расплавной оболочки, которая в основном затрагивала базальтовую составляющую, тогда как андезитовый слой оставался менее активным. Он «плавал» на базальтовом слое, подчиняясь его течениям и влияниям инерционных сил, распадался над восходящими потоками конвекционных ячеек и скапливался около нисходящих. В результате единый андезитовый слой был расчленен на отдельные блоки — протоконтиненты.

С наступлением стадии охлаждения нача-лась кристаллизация сначала андезитового, а затем и базальтового слоев. Кристаллизация андезитового слоя сопровождалась его дифференциацией с образованием продукта сравнительно кислого («гранитоидного») состава, занявшего верхнюю часть, и более основного («анортозитового») состава внизу, подобно тому, как показано в экспериментах Т.Х.Грина [2]. При этом верхняя часть затвердевала раньше, чем нижняя. Это давало возможность нижней подвижной части, подпираемой базальтовым слоем, проникать в верхнюю и вызывать в ней напряжения, приводящие к нарушению сплошности, создавать ослабленные зоны. Такие зоны сохранялись на протяжении всей последующей истории эволюции земной коры и могли служить местом для неоднократного проявления эндогенных и в том числе рудообразующих процессов. Подобные зоны могли возникать и в более позднее время вследствие тектонического перемещения твердых фрагментов нижележащих слоев в вышележащие, а также внедрения магматических масс коры и мантии.

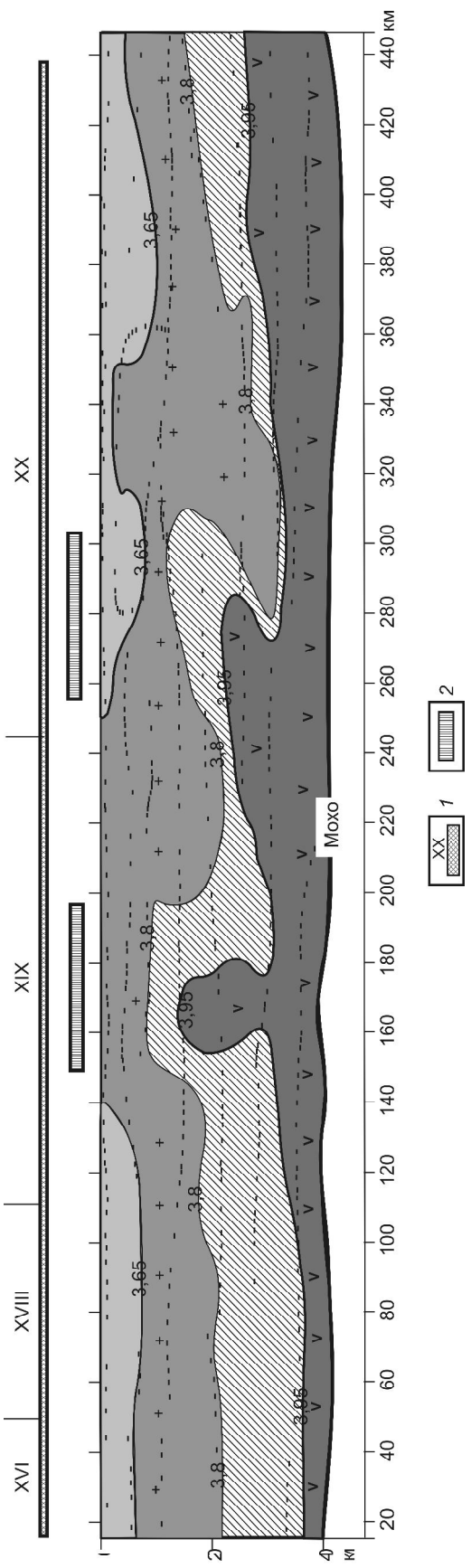


Рис. 3. Западный отрезок профиля ГСЗ-МОВЗ «Рубин» – Костамукша-Плесецк, *по материалам ВСЕГЕИ:*

минерагенические зоны: *1* — известные (XVI — Западно-Карельская, XVIII — Центрально-Карельская, XIX — Восточно-Карельская, XX — Сумозерско-Кенозерская), *2* — предполагаемые; остальные усл. обозн. см. рис. 1

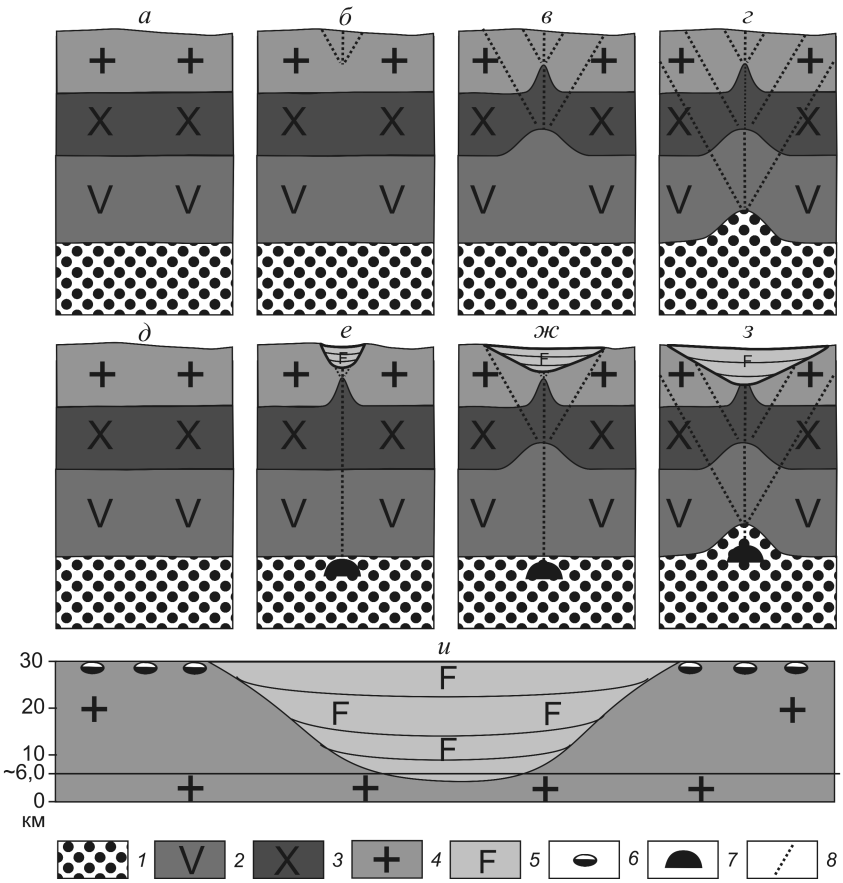


Рис. 4. Схемы вариантов соотношений слоев континентальной коры и мантии (*а–и*):

1 — верхняя мантия; слои фундамента континентальной коры: *2* — нижний, *3* — средний, *4* — верхний; *5* — супракрустальные образования зеленокаменных поясов и других наложенных структур; *6* — железорудные и колчеданные реликты первичной коры; *7* — магматические расплавы; *8* — ослабленные зоны

Утяжеленные при кристаллизации «андезитовые» блоки (~2,7 г/см^3) тонули в окружающем базальтовом расплаве (~2,5 г/см^3), опускаясь на более низкие уровни (возможно, до полного погружения и перекрытия толщей базальтового расплава) и подвергаясь его внедрению. Погрузившись, «андезитовые» блоки претерпевали глубокий метаморфизм вплоть до гранулитовой фации.

С началом затвердевания базальтового слоя «андезитовые» блоки стали вытесняться вверх кристаллизующимся более плотным базальтовым окружением (~2,9 г/см^3). При этом они выводились на земную поверхность, испытывая сжатие и дислокации с возможностью перемещения нижележащих плотных разностей на более высокие уровни по сравнению с мнее плотными образованиями.

В последующем поверхность Земли находилась в «сухом» состоянии и во многом соответствовала наблюдаемой в настоящее время поверхности Луны. Она состояла из возвышенных материков гранитанортозитового состава и опущенных базальтовых «морей».

С понижением температуры земной поверхности до ~100– 200°С на нее из атмосферы стала возвращаться вода. Она заполняла «морские» базальтовые депрессии и пониженные участки континентальных областей, производя эрозию пород и снос эрозионного материала в пониженные участки рельефа и формируя тем самым (в основном на континентах) первые супракрустальные образования. Одновременно вода опускалась в более глубокие еще горячие горизонты коры и мантии, используя для этого преимущественно ослабленные зоны, возникшие при проникновении материала среднего слоя коры в верхний и нижнего в средний.

На Луне этого не происходило по той причине, что при ее нагреве вода подвергалась полной диссипации вследствие сравнительно слабой гравитации лунной массы. Поэтому на стадии общего охлаждения Луны эндогенные процессы в ней практически прекратились. Она осталась в «обнаженном» виде, подвергаясь воздействию падающих космических тел, вызывающему образование ударных кратеров и проявление импактного магматизма.

Именно с момента возвращения жидкой воды на земной поверхности начали проявляться зафиксированные в континентах геологические и в том числе металлогенические процессы. Произошло это около 3800 млн. лет назад, судя по возрасту наиболее древних супракрустальных образований пояса Исуа в Западной Гренландии (3760 млн. лет [1]).

Проникая в горячие породы коры и мантии, вода осуществляла новую гидратацию породообразующих минералов, приводящую к уменьшению их плотности и увеличению объема, вызывающих подъем гидратированных масс и флюидно-декомпрессионное плавление мантийного вещества

с проявлением различных видов магматизма. Происходили геологические процессы, приведшие к формированию самой верхней части континентальной коры (супракрустальных толщ архея и наложенных отложений последующего времени) и образованию в ней месторождений полезных ископаемых, преимущественно в пределах водонасыщенных депрессионных структур [5–7].

Формирование супракрустальных и последующих наложенных толщ и образование месторождений полезных ископаемых осуществлялись в основном в местах массового проникновения воды в кору и мантию. Наиболее подходящими для этого были ослабленные зоны, возникающие над участками подъема материала средней коры в верхнюю, а также верхней мантии в нижнюю кору и последней в среднюю кору. К таким местам, как уже говорилось, приурочены известные минерагенические зоны, что видно на примере приведенных глубинных геолого-геофизических разрезов трех регионов России — Сибирской платформы, территорий Севера Дальнего Востока и Карелии (см. рис. 1–3).

Следовательно, есть основания полагать, что устанавливаемые геофизическими методами места подъема (проникновения) нижних слов коры в верхние могут представлять практический интерес в отношении возможности нахождения над ними перспективно рудоносных структур.

В связи с тем что участки подъема нижних слоев в верхние нередко характеризуются и увеличением мощности поднимающегося слоя, они могут выделяться не только на геолого-геофизических разрезах, но и в площадном варианте — на картах изменения мощности слоев земной коры, построенных по геофизическим данным. В этом случае практический интерес будут представлять участки с увеличенной мощностью слоев фундамента коры и особенно те, где совпадают максимумы мощности двух и трех слоев.

На рис. 6 в качестве примера приведены обобщенные данные по размещению участков с увеличенной мощностью слоев фундамента земной коры Восточно-Европейской платформы. Области, не перекрытые большой мощностью платформенного чехла, во многом совпадают с известными металлогеническими зонами Карело-Кольского региона и Воронежского кристаллического массива.

Месторождения полезных ископаемых в основном начали формироваться с началом образования супракрустальных толщ и в их пределах (~3800 млн.

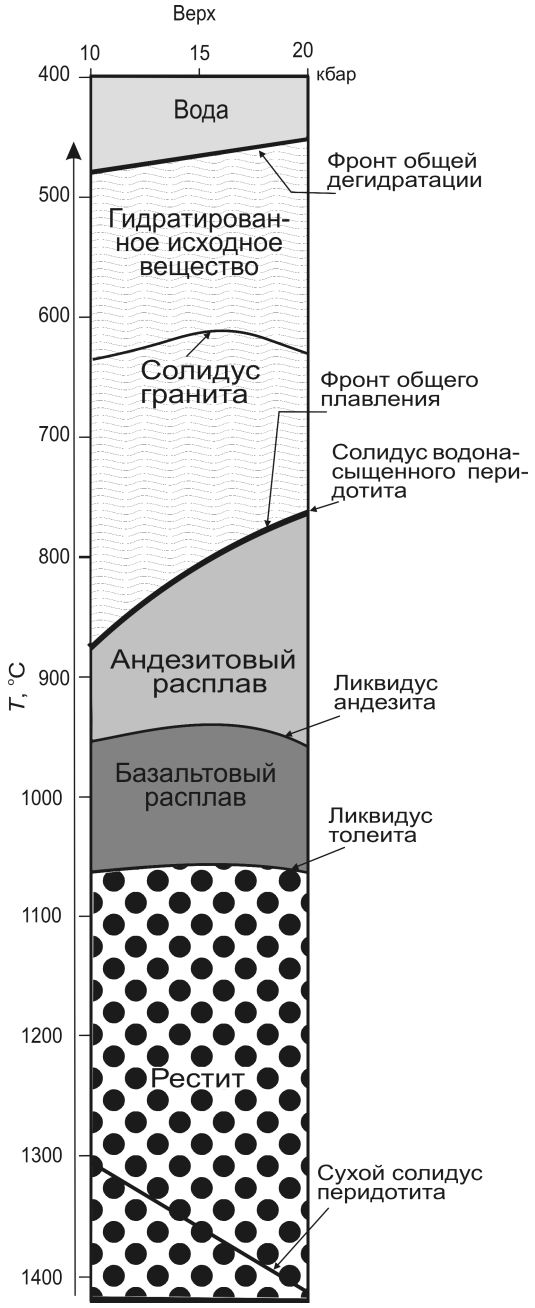
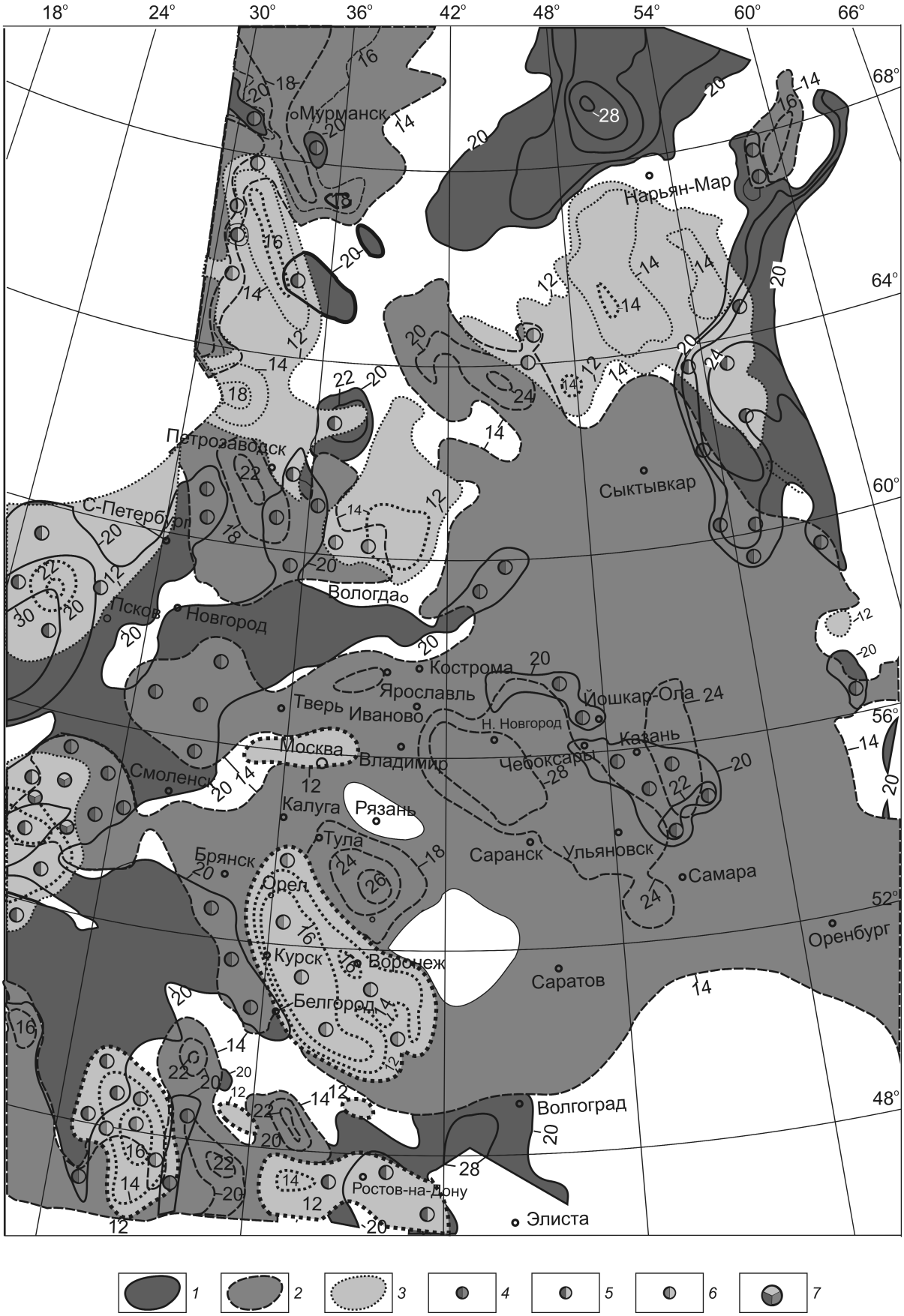


Рис. 5. Схема размещения фронтов дегидратации и плавления исходного вещества Земли, *использовались экспериментальные данные Б.Майсена и А.Беттчера [8]*

Рис. 6. Схема распределения и соотношения участков повышенной мощности слоев фундамента Восточно-Европейской платформы, *использованы материалы ВСЕГЕИ, 2005 г.*:

слои фундамента: *1* — нижний, *2* — средний, *3* — верхний; места совмещения участков повышенной мощности: *4* — нижнего слоя со средним, *5* — нижнего слоя с верхним, *6* — среднего слоя с верхним, *7* — всех трех слоев; цифры на схеме — мощности слоев, км


18°
24°
30°
36°
42°
48°
54°
60°
66°
68°
64°
60°
56°
52°
48°
Мурманск
Нарьян-Мар
Сыктывкар
Петрозаводск
С-Петербург
Псков
Новгород
Вологда
Кострома
Ярославль
Иваново
Тверь
Москва
Владимир
Н. Новгород
Йошкар-Ола
Казань
Чебоксары
Смоленск
Калуга
Рязань
Тула
Брянск
Орел
Саранск
Ульяновск
Самара
Оренбург
Курск
Воронеж
Саратов
Белгород
Волгоград
Ростов-на-Дону
Элиста
1
2
3
4
5
6
7

лет назад, когда на поверх-ность Земли стала возвращаться вода из ее атмосферы [5]). Нахождение большинства из них ограничивается глубиной погружения в подстилающий фундамент супракрустальных и последующих по времени наложенных структур (см. рис. 4, *и*). Поэтому можно полагать, что области континентальных территорий, имеющие сравнительно маломощный (глубоко эродированный) верхний слой фундамента коры, малоперспективны на обнаружение масштабных рудных скоплений.

Таким образом, намечаемая связь нахождения перспективно рудоносных (минерагенических) зон с выступами (проникновениями) одних слоев фундамента континентальной коры в другие может иметь важное практическое значение. Выступы фиксируются геофизическими методами (см. рис. 1–3), которые можно использовать для выявления металлоносных зон и перспективно рудоносных площадей.

Для реализации этих возможностей необходимо провести реконструкцию и анализ имеющихся сейсмических разрезов коры и верхней мантии с представлением их изображений в скоростных характеристиках продольных и поперечных волн и регулярно выполнять сейсмические исследования в целях создания карт перспективных площадей для всех районов России.

Проведение работ данного направления позволит поднять на качественно новый уровень геологическую изученность страны и получить дополнительные сведения о ее потенциальных и реальных минеральных ресурсах с определением конкретных перспективных площадей и оценкой возможностей их освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аллорт Я.* Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть Западной Гренландии // Ранняя история Земли. М.,1980. С. 188–201.

2. *Грин Т.Х.* Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М., 1968. С. 228–255.

3. *Лихачев А.П.* Определяющая роль воды в формировании и эволюции Земли // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 53–63.

4. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006.

5. *Лихачев А.П.* Возможности проявления рудообразующих процессов при формировании и эволюции земной коры // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 22–33.

6. *Лихачев А.П.* О формировании континентальной коры и образовании в ней месторождений полезных ископаемых // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования (Мат-лы Всероссийской конференции, посвященной 80-летию ИГЕМ РАН). М., 2010. С. 110–111.

7. *Лихачев А.П., Ручкин Г.В.* Проявление рудообразующих процессов в ходе формирования и эволюции земной коры // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии (Мат-лы научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Ф.В.Чухрова, 1908–2008). М., 2008. С. 127–131.

8. *Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979.

9. *Строение* земной коры по опорному профилю 2-ДВ (Северо-Восток России) по данным новой технологии глубинных сейсмических зондирований / В.С.Сурков, А.С.Сальников, В.Л.Кузнецов и др. // Модели земной коры и верхней мантии. СПб., 2007. С. 233–236.

10. *Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Яковлев А.Г., Липилин А.В.* Отражение земной коры в сейсмическом и электромагнитных полях на профиле 2-ДВ // Модели земной коры и верхней мантии. СПб., 2007. С. 224–228.

УДК 550.42 © И.В.Кузнецова, В.Г.Моисеенко, 2010

ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА И СВИНЦА В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

И.В.Кузнецова, В.Г.Моисеенко (ИГиП ДВО РАН)

Рассматривается поведение наночастиц золота и свинца в зоне гипергенеза месторождений благородных металлов. Показано, что галенит эндогенных месторождений при определенных условиях разрушается с образованием самородного свинца с высоким содержанием золота, т. е. происходит аккумуляция свинцом наночастиц Au. Приведены экспериментальные данные, подтверждающие, что самородное золото образуется в тесной ассоциации со свинцом.
Ключевые слова: золото, галенит, гипергенез, наночастицы.
Кузнецова Инна Владимировна, kuzia67@mail.ru, *Моисеенко Валентин Григорьевич,* kaunamka@mail.ru

GOLD AND LEAD CONDUCT IN ZONE OF HYPERGENESIS

I.V.Kuznetsova, V.G.Moiseenko

Gold and lead nanoparticles conduct in zone of noble-metals deposits' hypergenesis reviews at this article. It shown, galenite of endogenous deposits has been destroyed by definite conditions with natural lead formatting of high contents of gold, in other words Au-nanoparticles accumulation by lead takes place. Experimental facts produce proofs of natural gold formation at closer association with lead.
Key words: gold, lead, hypergenesis, nanoparticles.

Сульфид свинца — галенит — основной минерал полиметаллических месторождений и свинцовых руд. Кроме того, он входит в число наиболее распространенных минералов продуктивных стадий золоторудных месторождений, в которых парагенетически связаны халцедоновидный кварц, пирит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, галенит и самородное золото. Указанные минералы кристаллизуются на поздних стадиях рудообразования, как правило, при температурах ниже 300°С.

В Приамурье распространены золоторудные месторождения различных генетических типов, и хотя содержание галенита в общей массе руд невелико, в продуктивной минеральной ассоциации он фиксируется всегда. Наблюдается тесная временная и генетическая связь образования галенита и золота — отложение золота в трещинах спайности галенита, обрастание золотом кристаллов этого минерала, а также высокие содержания свинца в самородном золоте, например, на Токурском золоторудном месторождении [1]. Не только галенит, но нередко и самородный свинец фиксируются в продуктивной минеральной ассоциации золоторудных месторождений. Металлический свинец с золотом обнаружен не только в рудах месторождений, но и в кимберлитах трубки Мир [4].

Общеизвестно, что в галенитах сульфидных месторождений повсеместно встречаются высокие содержания Ag, кроме того, они нередко содержат повышенные концентрации других элементов-примесей: Cu, As, Fe, Zn, Cd, Sb, Bi, Sn, Mo. Нами в галенитах месторождений Приамурья атомно-абсорбционным анализом установлено, что на золоторудном месторождении Пионер содержание (г/т) Au 120, Ag 410, на Березитовом в золото-полиметаллических рудах — Au 70, Ag 500, на Чагоянскоем свинцово-цинковом — Au 45, Ag 2100. Таким образом, прослеживается тенденция увеличения содержания золота в галенитах в ряду от собственно полиметаллических месторождений к золото-полиметаллическим и золоторудным [3]. Это позволяет по находкам золото- и серебросодержащего галенита судить о типе коренного источника на ранних стадиях изучения региона.

Для рассмотренных выше месторождений, относящихся к различным формациям, отношение Au/Ag в составе галенита для золото-кварцевой формации (месторождение Пионер) — 0,29, золото-полиметаллической (Березитовое) — 0,13, полиметаллической (Чагоянское) — 0,02. То есть в ряду от золото-кварцевого месторождения к золото-полиметаллическому и полиметаллическому Au/Ag в галените существенно уменьшается (табл. 1). Возможно, это объясняется общим уменьшением содержания золота и увеличением роли свинца в рудах месторождений.

Интересная особенность выявилась при изучении галенита россыпи руч. Веселый Нижнеселемджинского золоторудного узла (Приамурье). При дражной отработке россыпи золота в 1996 г. был отобран и изучен шлиховой концентрат (Веселый-I). В 2009 г. эта россыпь, теперь уже техногенная, отрабатывалась повторно, и у авторов появилась возможность изучить изменения, которые произошли в россыпи (Веселый-II) в результате экзогенных процессов. Состав тяжелой фракции шлиха

первичной россыпи Веселый-I: галенит 24%, ильменит 30%, монацит 10%, пирит 1,26%, мелкое самородное золото (3 г/т). Наличие в шлихе большого количества неокисленного рудного облика галенита говорит о близком источнике коренной сульфидной минерализации. По данным атомно-абсорбционного анализа в галените (Веселый-I) содержится Au 70 г/т, Ag 200 г/т, соответственно Au/Ag равно 0,35. По этому показателю галенит руч. Веселый ближе к золоторудным и золото-полиметаллическим месторождениям, чем к собственно полиметаллическим.

1. Содержание элементов-примесей в галенитах месторождений Приамурья

Месторождение	PbS	Au	Ag	Zn	Sb	Fe	Hg	Σ
	%	г/т						%
Пионер	99,11	120	410	1000	4500	100	-	99,72
Березитовое	99,87	66,7	500	2000	1900	1700	-	99,49
Чагоянское	91,89	45	2100	5000	100	67 000	-	99,31
Веселый-I*	94,22	70	200	30 000	1500	10 000	-	99.4
Веселый-II**	99,12	10	1,3	5	4500	720	30	99,64

Примечание. Аналитики С.М.Радомский, Н.А.Бородина, ИГиП ДВО РАН; * — первичная россыпь; ** — техногенная россыпь; прочерк — ниже порога обнаружения.

Минералогический состав тяжелой фракции шлиха техногенной россыпи Веселый-II отличается изменением процентного соотношения основных минералов — ильменит 42%, металлический свинец и его оксиды 22%, монацит 9%, галенит 4,5% и высокой концентрацией самородного золота (аналитик Е.Н.Воропаева, ИГиП ДВО РАН). Кристаллы галенита угловато-окатанной формы, сильно окисленные. Содержание Au в галените 10 г/т, Ag 1,3 г/т (Веселый-II, см. табл. 1). Отношение Au/Ag равно 7,7. То есть в зоне гипергенеза галенит больше обогащается золотом, чем серебром.

Под воздействием гипергенеза в россыпи руч. Веселый состав примесей в галените изменился. Уменьшилось содержание Zn с 3 до 0,0005%, Fe с 1 до 0,072%, появилась Hg (30 г/т) и увеличилось содержание Sb с 0,15 до 0,45%. Кроме того, в зоне окисления в галените уменьшилось содержание Ag за счет выноса его растворами в виде карбоната или сульфата серебра. Этот процесс ранее отмечался П.Рамдором [5]. Также в галените изменилось отношение Au/Ag с 0,35 до 7,7 (см. табл. 1). В зоне окисления встречаются англезит и реже самородный свинец (до 0,22 % по рудной массе). Это говорит о том, что в результате гипергенных процессов произошло изменение структуры и состава минералов свинца. В табл. 2 приведено сравнение состава галенита и самородного свинца из техногенной россыпи (Веселый-II).

В зоне гипергенеза галенит разрушается, происходят высвобождение, вынос и переотложение закапсулированного в нем золота. В восстановительных условиях происходит разложение основной части PbS с переходом его в самородный Pb. При этом все металлы, кроме Mn, концентрируются в свинце (см. табл. 2).

Для изучения влияния свинца на процессы укрупнения золота был проведен ряд экспериментов с материалом из первичной россыпи (Веселый-I). По минералогическому анализу содержание в шлихе свободного самородного золота размерностью от 50 до 200 мкм 3 г/т, а по данным атомно-абсорбционного анализа 900–1370 г/т. Сравнение этих результатов позволяет предположить, что золото в пробе в основном тонкое, размерностью <50 мкм с преобладанием наноразмерного.

Для высвобождения закапсулированного в минералах золота пробу подвергли щадящему дроблению, в процессе которого часть галенита и других минералов разрушилась. Это позволило выделить из породной матрицы золото, которое при шлюзовых технологиями полностью теряется [2]. Тем самым содержание свободного Au класса от 50 до 200 мкм в полученном концентрате увеличилось до 0,17%.

Применение простых операций, таких как предварительная обработка исходного материала минеральной кислотой, позволяет еще до основных

2. Содержание элементов-примесей в галените и самородном свинце техногенной россыпи руч. Веселый

Минералы	Pb	S	Au	Ag	Fe	Cu	Ni	Mn	Zn	Co	Cr	Cd
	%		г/т									
Галенит	86,52	13,39	10	1,3	720	50	1,3	60	5	1,3	1,3	1,3
Свинец самородный	99,72	-	140	50	1500	850	87	52	52	10	10	1,3

Примечание. Аналитик Н.А.Бородина, ИГиП ДВО РАН.

3. Состав исходных золотин и новообразованного золота

Стадии опыта	Содержание основных компонентов, вес. %							Содержание элементов-примесей, г/т								Σ
	Au	Ag	Pb	Cu	Sn	Hg	As	Pt	Ni	Ti	Mn	Bi	Mg	Fe	Si	%
До опыта	88,5	7,5	0,01	0,03	0,01	2,5	1,17	-	-	-	-	-	10	50	35	99,73
После опыта	72,14	7,43	19,5	0,4	0,2	-	-	40	35	50	35	25	20	10	7,5	99,70

Примечание. Данные атомно-абсорбционого анализа (аналитик С.М.Радомский, АмурКНИИ ДВО РАН); прочерк — ниже порога обнаружения.

минеральной кислотой, позволяет еще до основных стадий обогащения разрушить часть минералов и удалить из концентрата растворившиеся элементы матрицы. Пробу прокипятили с HNO_3, при этом произошло разрушение минералов-концентраторов золота (пирита и галенита) и перевод сульфида свинца (PbS) в сульфат свинца ($PbSO_4$):

$$PbS+8HNO_{3конц}\rightarrow PbSO_4+8NO_2+4H_2O.$$

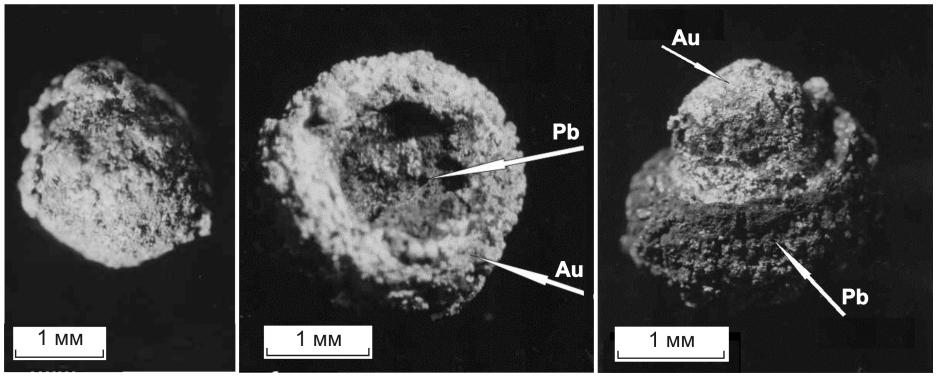
При разложении вышеназванных минералов высвобождается закапсулированное в них химически устойчивое микрометровое и наноразмерное самородное золото, которое не реагирует с HNO_3 и выпадает в осадок.

Осадок после кислотной обработки сплавлялся с едким натром в муфельной печи (T 550°C). Плавень выщелачивали водой. Оставшийся осадок содержал видимое пленочное и ячеистое золото, а также соединения Au_2Pb, $AuPb_2$ и $AuPb_3$. Сплавление концентрата со щелочью характеризуется коалесценцией супертонких и укрупняющихся частиц с формированием реальной самостоятельной металлической фазы с получением дисперсных капель, крупность которых увеличивается с возрастанием расхода NaOH в процессе $Pb^{2+}+2e\rightarrow Pb$.

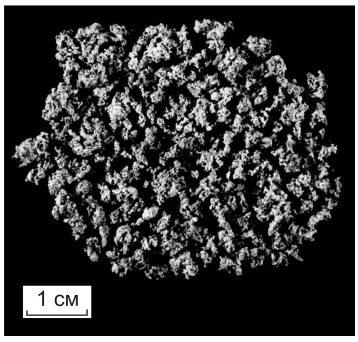
Это подтверждается данными термодинамических исследований восстановления свинца из галенита [6]. Далее полученный осадок подвергли сходной термохимической обработке с добавлением восстановителя. После повторного сплавления и удаления растворимых солей получили очень богатый золотой концентрат, в котором преобладают крупные Au, Au-Pb и Pb-Au сфероиды, характеризующиеся зональным распределением золота и свинца, и ячеисто-сотовые самородки золота (рисунок).

Если до опыта в пробе фиксировалось незначительное количество видимого золота (3 г/т), то в результате эксперимента разрушились минералы-концентраторы с высвобождением нано- и микрочастиц золота, серебра и свинца, в раствор ушло 97% исходного состава матрицы, произошло концентрирование Au в осадке в 36 раз. С притоком тепла и вещества неравновесная среда (расплав) стремится к равновесию путем выделения газовых и жидких соединений.

а



б



Новообразованные интерметаллиды:

а — шаровидной формы Au-Pb сплав, *б* — интерметаллид ячеисто-сотового строения (23,0 г)

Уменьшение свободной энергии системы служит с энергетической точки зрения побудительной причиной агрегации. В результате на заключительной стадии опыта в расплаве образуется фаза, при которой частицы металлов объединяются в тонкие и далее — более крупные образования. Из низкотемпературного расплава выпадает твердый осадок, представляющий собой иногда крупные, вплоть до самородков, интерметаллиды (см. рис. 1). При этом изменяется и состав твердой фазы, содержащей золото. Доля Au, по сравнению с составом самородного золота до опыта, уменьшается за счет увеличения в сплаве Pb 19,5%, Cu и Sn (табл. 3). То есть Pb, Cu и Sn, восстанавливаясь, агрегируют в своем расплаве наночастицы золота и серебра в более крупные образования. В оставшемся осадке после опыта установлено новообразованное, большее по массе по сравнению с данными до опыта, и более крупное по классу размеров (вплоть до самородков) золото, отличающееся по форме и составу. Полученное золото анализировалось различными методами в Амурском комплексном НИИ ДВО РАН, а его сертификацию проводил Красноярский аффинажный завод, который подтвердил состав и количество химически чистого золота.

Видимо, подобным же образом галенит эндогенных месторождений при определенных условиях разрушается с образованием самородного свинца с высоким содержанием Au. Происходит аккумуляция свинцом наночастиц Au, что подтверждается данными исследования состава техногенной россыпи Веселый-II.

Таким образом, и по геологическим, и по экспериментальным данным самородное золото образуется в тесной ассоциации со свинцом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Моисеенко В.Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. – Хабаровск, 1965.

2. *Моисеенко В.Г., Остапенко Н.С., Миронюк А.Ф.* Нетрадиционный подход к отработке техногенных золотосодержащих россыпей // Горный журнал. 2006. № 4. С. 66–68.

3. *Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В.* Роль наночастиц золота, серебра и свинца в образовании месторождений благородных металлов // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 377–381.

4. *Некрасов И.Я.* Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991.

5. *Рамдор П.* Рудные минералы и их срастания. – Москва: ИЛ, 1962.

6. *Чекушин В.С., Бакшеев С.П., Олейникова Н.В.* Восстановление свинца из кислородных и сульфидных соединений // Современные наукоемкие технологии. 2005. № 3. С. 42–43.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 549.283+553.411
© С.В.Яблокова, С.А.Миляев, Н.Н.Позднякова, 2011

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТИПОХИМИЗМУ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С.В.Яблокова, С.А.Миляев, Н.Н.Позднякова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Применение данных по составу элементов-примесей в самородном золоте, полученных при масс-спектрометрическом анализе с индуктивно связанной плазмой (ICP MS), позволило разработать новые геохимические критерии для определения рудно-формационных типов золоторудных месторождений. Впервые с этой целью использованы примеси в золоте с концентрациями ниже кларков литосферы: РЗЭ, редкие щелочные и щелочноземельные элементы.

Ключевые слова: золото, типоморфизм, элементы-примеси, рудно-формационные типы.

Яблокова Светлана Васильевна, Миляев Сергей Анатольевич, Позднякова Наталья Николаевна,
vosp@tsnigri.ru

NEW DATA ON TYPICAL CHEMICAL FEATURES OF NATIVE GOLD OF DIFFERENT TYPE DEPOSITS

S.V.Yablokova, S.A.Milyaev, N.N.Pozdnyakova

New data on chemical composition of native gold were obtained with ICP MS. For the first time REE, rare alkali and alkali earth trace elements in native gold were used equally with the other trace elements as criteria for distinguishing ore-formational types of gold deposits.

Key words: native gold, typomorphic features, trace elements, ore-formational type.

На начальных стадиях геологических исследований представления о типах золоторудных проявлений, распространенных на изучаемой территории, особенно важны для выбора правильного направления геологоразведочных работ. Эти данные можно получить при изучении типоморфизма золота и, в частности, его типохимизма из проявлений экзогенной золотоносности.

Впервые закономерные изменения состава самородного золота в месторождениях, различающихся по глубине формирования и сульфидности руд, были установлены Н.В.Петровской [6].

Изучение состава элементов-примесей в самородном золоте, проводившееся в ЦНИГРИ при систематических исследованиях типоморфизма самородного золота основных золотоносных провинций России и стран СНГ, основывалось на применении количественного спектрального анализа самородного золота с определением 15 элементов с чувствительностью $1\cdot10^{-3}$–$1\cdot10^{-4}$% из навески 5 мг [1]. В месторождениях основных промышленных типов выделены устойчивые примеси с частотой встречаемости 60% и более и варьирующие. Однако математическая обработка базы данных по типоморфизму золота с количественной оценкой информационного веса каждого признака показала малую информативность состава элементов-примесей по данным спектрального анализа [8]. Для получения более информативных геохимических критериев отнесения золота к определенному рудно-формационному типу необходимо было расширить круг изученных объектов и использовать более чувствительные методы анализа.

Применение для изучения элементов-примесей инновационного метода масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой ICP MS позволило создать наиболее полные геохимические модели самородного золота, отображающие особенности золота из месторождений различных рудно-формационных типов. Анализы выполнены на приборе «Элан-610» фирмы Перкин-Элмер в ФГУП «ЦНИГРИ» (аналитик И.В.Григорьева). Для анализа использовалась 5-миллиграммовая навеска чистого золота. Контроль осуществлялся повторным анализом выборочных дубликатов проб и показал хорошую сходимость. Пределы определяемых концентраций составляют $1\cdot10^{-6}$%, что позволило впервые обнаружить в золоте ряд элементов (РЗЭ, редкие щелочи, щелочноземельные и др.) с содержаниями ниже кларков литосферы.

Более 490 образцов самородного золота из месторождений золото-кварцевого малосульфидного (Au-Q), золото-полисульфидно-кварцевого (Au-S-Q) и золото-серебряного (Au-Ag) рудно-форма-

ционных типов и примыкающих к ним россыпей ряда золотоносных провинций РФ проанализированы на 70 химических элементов. По абсолютным содержаниями химических элементов в самородном золоте намечены группы объектов с близкими геохимическими характеристиками. Геохимическое сходство золото-кварцевых месторождений выражается в повышенных содержаниях в золоте Sn, W, Ba, Sr и пониженных Te, Se, Sb. Для группы золото-полисульфидно-кварцевых месторождений геохимическое сходство заключается в заметном повышении содержаний Te, Bi, Cu, а также Pt, Pd, U, Th и Co. Золото из золото-серебряных месторождений характеризуется повышенными содержаниями Sb, Se, Te и редких щелочей [5].

Наиболее наглядно разделение рудно-формационных типов золоторудных месторождений по типоморфным элементам-примесям иллюстрируется на тройных диаграммах с координатами алгебраических сумм элементов Sb+Se+Te, характерных для золото-серебряного типа, Cu+Co+Bi — для золото-полисульфидно-кварцевого, Ba+Sr+W — для золото-кварцевого (рис. 1). При построении произведено нормирование содержания каждого элемента на величину среднего содержания по всем рассмотренным объектам.

Информативными показателями типов месторождений служат также впервые установленные в золоте устойчивые примеси с концентрациями ниже кларков литосферы: РЗЭ (от La до Lu), редкие щелочные (Li, Rb, Cs) и щелочноземельные (Sr, Ba) элементы [3]. Полный спектр РЗЭ представлен в самородном золоте из месторождений золото-полисульфидно-кварцевого и золото-кварцевого типов. В месторождениях золото-серебряного типа примеси в золоте ограничены рядом от La до Gd (рис. 2). Месторождения золото-полисульфидно-кварцевого типа характеризуются самыми высокими содержаниями РЗЭ. Прослеживается четкая тенденция падения суммы РЗЭ от золото-полисульфидно-кварцевых к золото-серебряным объектам. В самородном золоте всех типов отмечается уменьшение содержаний РЗЭ от более легких к более тяжелым, выраженное в наклоне спектров распределения этих элементов относительно оси ординат. Так, отношение La к Gd для золото-полисульфидно-кварцевых объектов в среднем составляет 6, золото-кварцевых — 12, золото-серебряных — 38.

Сходство и различия между рассматриваемыми типами месторождений из различных золотоносных провинций РФ видны при использовании геохимического коэффициента IV порядка, представляющего собой отношение произведений средних содержаний редких щелочных и щелочноземельных элементов к РЗЭ: V=(Rb·Cs·Sr·Ba)/(La·Ce·Pr·Nd). В соответствии с ним золото-полисульфидно-кварцевые объекты располагаются в интервале $n\cdot10^{-4}$–$n\cdot10^{-3}$, золото-кварцевые — $n\cdot10^{-1}$–$n\cdot10$, золото-серебряные — $n\cdot10^{2}$–$n\cdot10^{3}$. Выбранный коэффициент характеризуется большим размахом ($5\cdot10^{6}$ раз), что значительно

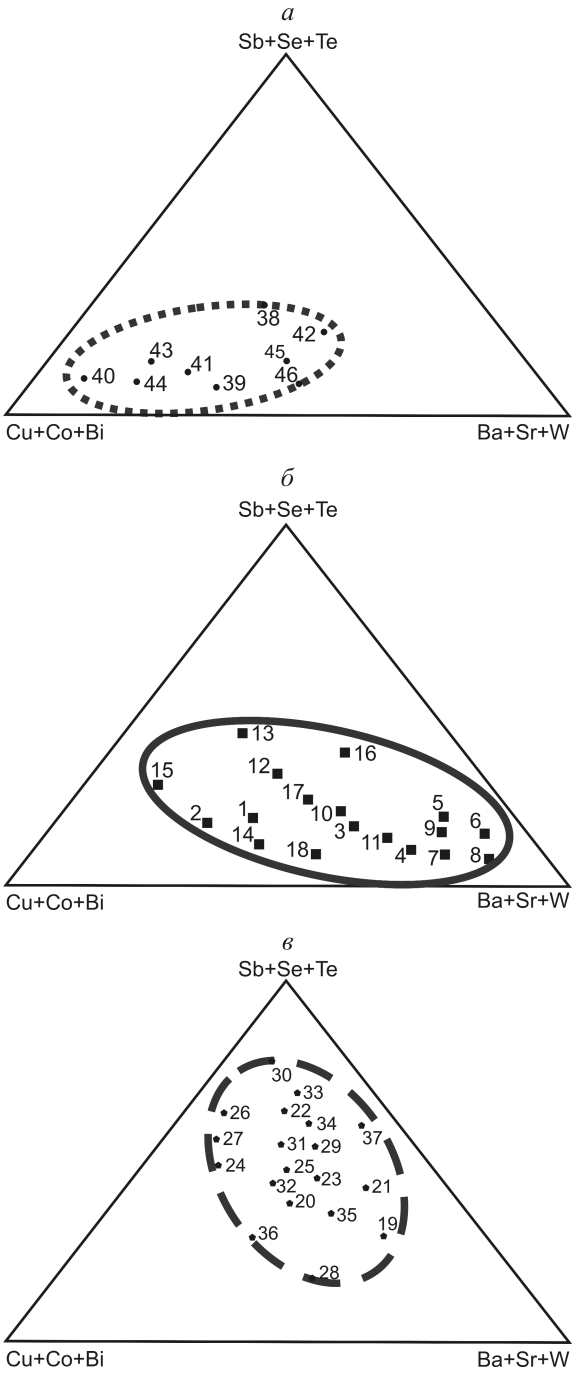


Рис. 1. Тройные диаграммы состава золота золото-полисульфидно-кварцевых (*а*), золото-кварцевых (*б*) и золото-серебряных (*в*) месторождений

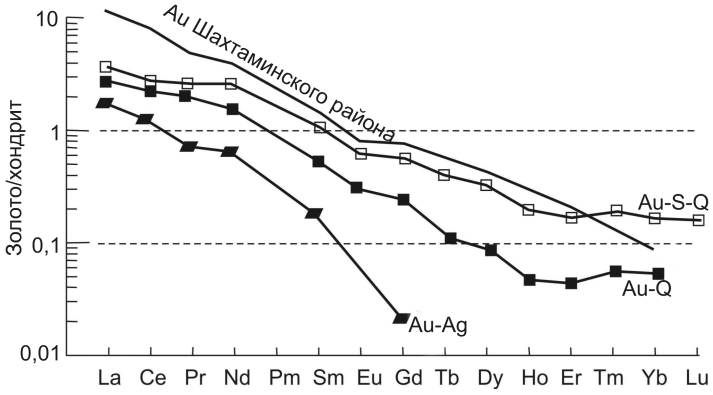


Рис. 2. Геохимические спектры средних содержаний РЗЭ (нормированных по хондриту) в самородном золоте золото-полисульфидно-кварцевых, золото-кварцевых, золото-серебряных месторождений и россыпей Шахтаминского района

превышает любые погрешности анализа. Полученные данные, свидетельствующие о четких различиях в составе самородного золота, позволяют широко использовать его для определения формационной принадлежности коренных источников. Возможности такого анализа показаны на примере россыпного золота Шахтаминского района (Восточное Забайкалье).

В районе широко развиты гипабиссальные и приповерхностные интрузии шахтаминского монцодиорит-гранодиорит-гранитового (J_{2-3}) и нерчинскозаводского гранит-порфир-лампрофирового (J_3) комплексов, к которым приурочены аномалии Mo–W–Pb и Cu–W [7]. Известны Бугдаинское свинец-золото-вольфрам-молибденовое и Шахтаминское золото-медно-молибденовое месторождения. Россыпи района имеют сложное многоярусное строение. Золотоносные пласты сформированы в результате нескольких циклов россыпеобразования (N_1–Q_3). Нижний пласт (N–Q_1) приурочен к плотику россыпи и перекрыт мощными глинисто-песчанистыми отложениями (Q_2), верхний (Q_3) врезан в рыхлую слабозолотоносную толщу (Q_2). Золото разновозрастных пластов обладает контрастными типоморфными признаками.

Для миоцен-раннечетвертичных пластов характерно золото правильных кристаллографических форм, зонального внутреннего строения с гипергенными высокопробными оболочками. Оно содержит включения апатита, циркона, магнетита, молибденита и светлой слюды. Пробность его 900–750‰, среди микропримесей доминируют Ag, Pb, Zn, Sb, Se, Te.

Золото из более молодых верхнечетвертичных отложений отличается преобладанием сложных интерстициальных и трещиннопрожилковидных форм зернистого двойникового строения без признаков гипергенного преобразования. В нем присутствуют включения титано- и хромомагнетита, гематита, фуксита, биотита, пироксена, характерны устойчивая высокая пробность 951–964‰ и постоянная значительная примесь Cu и Pd.

Приуроченность разнотипного золота к разным литолого-стратиграфическим уровням разреза долинных отложений одной россыпи отражает характер вертикальной зональности коренного источника. Подобная зональность, как известно [2], характерна для месторождений медно-порфирового семейства, на верхних уровнях которых располагаются золото-полисульфидные руды с низкопробным золотом, а на нижних сосредоточены собственно медно-порфировые молибденит-халькопиритовые руды с высокопробным золотом.

Наиболее наглядно зональное распределение руд и соответствующие изменения особенностей золота описаны Е.И.Николаевой для молибден-медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района в Узбекистане [4].

В россыпях Шахтаминского района, таким образом, отражается обратная по отношению к рудной зональность коренных источников, в соответствии с которой в нижних наиболее древних пластах присутствует относительно низкопробное золото с примесью Ag, Pb, Zn, Sb, Se, Te, поступившее при денудации верхних уровней медно-порфировой системы. Для молодых позднечетвертичных пластов характерно исключительно высокопробное золото с аномально высокой примесью Cu и Pd, свойственное более глубоко залегающим молибденит-халькопиритовым рудам.

Приведенные данные позволяют рассматривать типохимические особенности золота Шахтаминского района в качестве типоморфных для золото-медно-порфировых месторождений.

Для золота медно-порфирового семейства в отличие от ранее рассмотренных формационных типов характерны аномально высокие содержания РЗЭ, U, Te, Ti, W и повышенные Mo, Cu, Pd.

Сопоставление спектров РЗЭ (см. рис. 2) также показывает иной характер распределения РЗЭ в золоте месторождений. Оно заметно обогащено РЗЭ (2–5 раз) в основном за счет высоких содержаний легких РЗЭ. Особенно сильно отличия в составе самородного золота из проявлений медно-порфирового типа от других типов золотых месторож-

дений проявляются при рассмотрении геохимического коэффициента $V=(Rb\cdot Cs\cdot Sr\cdot Ba)/(La\cdot Ce\cdot Pr\cdot Nd)$. Значения этого коэффициента для медно-порфировых проявлений Шахтаминского района колеблются в интервале $n\cdot10^{-7}$–$n\cdot10^{-8}$, что на четыре порядка ниже, чем для золото-полисульфидно-кварцевых объектов.

Отличительной особенностью медно-порфирового оруденения является распределение в золоте элементов семейства железа, в первую очередь Ti и Co. Для всех проявлений Шахтаминского района отмечается резко повышенное содержание в золоте Ti и пониженное Co, что иллюстрируется двухмерной диаграммой с координатами Ti/Co – La·Ce, на которой отчетливо видно, что поле примесей в золоте района обособлено от полей рассмотренных ранее основных рудно-формационных типов (рис. 3).

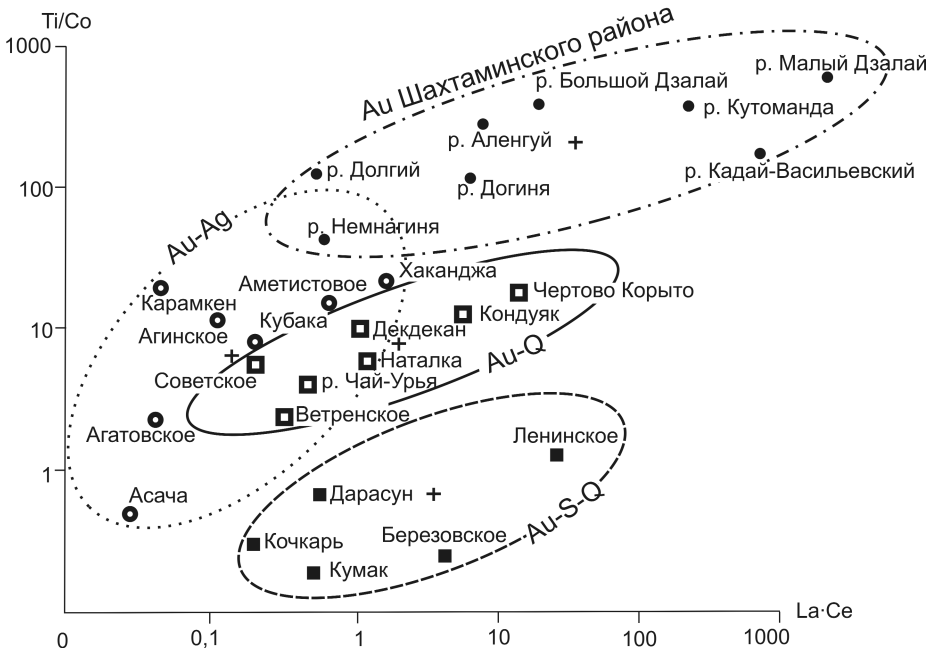


Рис. 3. Двухмерная диаграмма состава золота месторождений золото-полисульфидно-кварцевого, золото-кварцевого, золото-серебряного типов и россыпей Шахтаминского района:

знак плюс — точка, отвечающая среднему составу

Таким образом, полученные новые данные позволяют использовать особенности состава микропримесей в золоте в качестве надежных критериев определения рудно-формационной принадлежности золота из россыпей, кор выветривания и коренных источников, их вертикальной зональности и глубины эрозионного среза на ранних стадиях геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ланцев И.П., Денисова Л.К.* Элементы-примеси в золоте // Инструкция № 141-с. НСАМ. М., 1976.

2. *Меднопорфировые* месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачев, О.В.Минина. – М.: ЦНИГРИ, 2001.

3. *Некрасова А.Н., Николаева Л.А., Миляев С.А., Яблокова С.В.* Первые данные о распределении РЗЭ, Li, Rb, Cs, Sr, Ba в самородном золоте месторождений основных золотоносных провинций России // ДАН. 2010. Т. 432. № 5. С. 1–4.

4. *Николаева Е.И.* Типоморфизм самородного золота в рудах медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района // Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Средней Азии. Ташкент. 1980. Вып. 3.

5. *Николаева Л.А., Миляев С.А., Яблокова С.В.* Новые данные по геохимии самородного золота в месторождениях различных формаций // Мат-лы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.В.Петровской. М., 2010. Т. II. С. 103–105.

6. *Петровская Н.В.* Самородное золото. – М.: Наука, 1973.

7. *Позднякова Н.Н.* Типоморфизм золота россыпей Шахтаминского рудного района (Восточное Забайкалье) // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 20–26.

8. *Самородное* золото рудных и россыпных месторождений России. Атлас / Отв. ред. А.И.Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2003.

УДК 550.84: 553.411 (571.54/55) © А.Г.Секисов, Е.Е.Барабашева, Д.В.Манзырев, 2011

ЯДЕРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОБИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПОИСКОВ ОРУДЕНЕНИЯ С ДИСПЕРСНЫМ ЗОЛОТОМ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

А.Г.Секисов (ЧФ ИГД СО РАН), Е.Е.Барабашева, Д.В.Манзырев (ЧитГУ)

Рассмотрена общая направленность ядерно-геохимических и палеобиогеохимических процессов рудообразования на месторождениях с проявлениями дисперсного золота. На основании полученных результатов выработаны критерии прогноза оруденения с дисперсным золотом на территории Забайкальского края.

Ключевые слова: ядерно-геохимическая ассоциируемость, дисперсное золото, металлоорганические комплексы, рудогенетическая зональность.

Секисов Артур Геннадиевич, Барабашева Елена Евгеньевна, Sekisovag@mail.ru*, Манзырев Дмитрий Владимирович,* Geo21vek @mail.ru

NUCLEAR-GEOCHEMICAL AND PALEOBIOGEOCHEMICAL PRECONDITIONS OF ORE SEARCHES WITH DISPERSE GOLD IN TERRITORY OF TRANSBAIKALIAN EDGE

A.G.Sekisov, E.E.Barabasheva, D.V.Manzyrev

In article the general orientation nuclear-geochemical and paleogeochemical processes ore formation in deposits with disperse gold is considered. On the basis of the received results the forecast of ore searches with disperse gold in territory of Transbaikalian edge is offered.

Key words: nuclear-geochemical association, disperse gold, metalloorganic complexes, ore forming zones.

Забайкалье — одна из золоторудных провинций России, где, помимо крупнейших Дарасунского, Балейского, Ключевского, Апрелковского и других месторождений, имеется много средних и мелких объектов. На территории Забайкальского края распространены в основном месторождения золото-сульфидно-кварцевой, реже малосульфидной формаций. К золотосодержащим относятся также месторождения медно-молибден-порфировой и сульфидной полиметаллической формаций. В последнее время в крае начались поиски месторождений золото-углеродисто-кварцевого типа.

Примером крупнейшего месторождения золото-кварцевой формации является уникальное Балейско-Тасеевское, залегающее в меловых отложениях Ундино-Даинской депрессии и гранодиоритах ундинского интрузивного комплекса. На восточном фланге депрессии в зоне развития пострудных вулканических процессов, сформировавших значительный объем эруптивных золотосодержащих брекчий, эксплуатируется золотороссыпное месторождение Каменских конгломератов.

Типичный объект золото-сульфидно-кварцевой формации — Дарасунское месторождение — представлено системой кварц-сульфидных жил в палеозойских габброидах, диоритах, горнблендитах, сиенитах и средне-позднеюрских интрузиях кислого и среднего составов. Генетически оруденение связано с позднеюрским комплексом гипабиссальных и субвулканических интрузий.

Ключевское месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации, расположенное на востоке Забайкальского края, относится к штокверковому типу. Месторождение залегает в кварцевых диоритах, гранитах амананского интрузивного комплекса и генетически связано с дайками и малыми интрузиями кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров амуджиканского интрузивного комплекса.

Месторождения Забайкальского края приурочены к основной рудоконтролирующей структуре района — Монголо-Охотскому глубинному разлому северо-восточного простирания. Рудные месторождения локализуются в основном на участках пересечения северо-восточных и северо-западных структур.

Руды большинства месторождений, особенно крупных — Удоканского, Бугдаинского, Чинейского, Катугинского, Новоширокинского и др., являются комплексными. На территории Забайкальского края по составу руд выделены рудоносные районы, провинции и зоны. Здесь расположены части трех крупных рудных провинций Сибири — Алданской, Яблоново-Становой и Монголо-Забайкальской. Все рудные провинции согласно ориентации контролирующих их структурных швов глубинного заложения имеют северо-восточное простирание.

В распределении рудных месторождений на территории Забайкальского края с севера на юг выделяются пояса северо-восточного простирания:

докембрийский железо-редкометально-меднорудный в пределах Кодаро-Удоканского мегаблока; позднепалеозойско-юрский редкометально-молибденово-вольфрамовый в Привитимье и на севере Витимо-Олекминского междуречья; юрский молибденово-золотой Пришилкинский, переходящий на юго-западном фланге в пределы Хэнтэй-Даурского мегаблока; юрский олово-вольфрамово-редкометальный на юге области; юрский уран-золото-полиметаллический в пределах юго-восточного Забайкалья. Главная особенность выделяемых поясов — присутствие в них рудных зон с флюоритовыми, золото-серебряными, ртутно-сурьмяными и другими рудами.

В последние 10–15 лет на юго-востоке Забайкальского края выявлен новый медно-порфировый Газимурский пояс, включающий Быстринское, Лугоканское, Култуминское и другие месторождения, ресурсный потенциал которых соответствует общим запасам меди Удокана.

Каларский железо-редкометально-меднорудный пояс входит в состав окраинно-платформенного мантийно-корового Саяно-Байкало-Станового металлогенического пояса. На две трети протяженности он прослеживается вдоль Северного Забайкалья. Проявлен в виде зеленокаменных пород основного, ультраосновного, щелочно-ультраосновного и щелочного составов, связанных с подкоровыми ультраосновными, щелочно-ультраосновными, щелочно-габброидными, нефелиносиенитовыми магмами. Геохимическая ассоциируемость рудообразующих элементов для этих комплексов пород определяется протонной кратностью зарядов ядер атомов элементов, сопутствующих железу на внутриминеральном уровне, — $Fe_{26} – Co_{27} – Ni_{28} – Cu_{29} – Zn_{30}$ (+1); $Fe_{26} – Mn_{25} – Cr_{24} – V_{23} – Ti_{22}$ (-1) [1, 2]. Это, вероятно, обусловлено определенным набором в основном черных и цветных элементов (Ni, Co, Fe, Mn, Cr, V, Ti). Дисперсное золото и платиноиды ассоциируют с первой группой элементов, характеризующихся более сложной структурой атомных ядер, промышленные концентрации которых пространственно и генетически связаны с интрузивами диорит-габбро-норитовой формации чинейского комплекса. С этапом позднепалеозойско-мезозойской тектономагматической активизации региона связаны рудопроявления золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, медно-молибденовой, медно-сульфидной жильной рудных формаций, а также внедрение щелочных гранитов с редкометальной минерализацией.

Для остальных минерагенических поясов основными рудовмещающими или рудоконтролирующими породами служат главным образом гранитоиды. С группой интрузивных пород кислого–среднего состава ассоциируют следующие рудные элементы: Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Sn, W, Pb, U, Th, Ag, Au, S, Se, Te, Sb, Hg, Bi, Ba, которые входят в состав руд так называемых плутоногенных гидротермальных месторождений, представленных жилами и штокверками. Для пород характерна «кислородная» кратность зарядов ядер атомов элементов, образующих основные рудные минералы и формирующих ореолы рассеяния вокруг рудных тел: $Fe_{26} – Se_{34} – Mo_{42} – Sn_{50} – 2Cu_{29}$ (58) – $2As_{33}$ (66) – $W_{74} – Pb_{82} – 3Zn_{30}$ (90) (+8) [1–3].

Полиметаллические свинцово-цинковые руды связаны с проявлениями золота и молибдена, образуют комплексные месторождения (Дарасунское, Новоширокинское золото-полиметаллические, Бугдаинское золото-молибден-вольфрам-полиметаллическое и др.), обусловленные мезозойским гранитоидным магматизмом и субвулканическими и вулканическими интрузиями [4]. Важно отметить, что для вышеприведенного ряда элементов характерны локальные геохимические комплексы, характеризующиеся протонной кратностью зарядов атомных ядер: $Pb_{82} – Tl_{81} – Hg_{80} – Au_{79} – Sn_{50} – In_{49} – Cd_{48} – Ag_{47}$.

Для выделенных металлогенических поясов просматривается геохимическое родство золота с другими рудными элементами. Так, для месторождений докембрийскиго железо-редкометально-меднорудного пояса в пределах Кодаро-Удоканского мегаблока это ассоциация Au с Cu и Ag, для позднепалеозойско-юрского редкометально-молибденово-вольфрамового в Привитимье и на севере Витимо-Олекминского междуречья — Au с W и Mo, для Пришилкинско-Хэнтэй-Даурского мегаблока — Au с Mo, для юрского олово-вольфрамово-редкометального на юге области — Au с W, для юрского уран-золото-полиметаллического в пределах Юго-Восточного Забайкалья — Au с U и Ag.

Определенным геохимическим антиподом золота на уровне минералообразующих ассоциаций является лишь олово, поскольку не только в оловосодержащих минералах количество примесного золота очень мало, но не встречены парагенезисы касситерит (станнин) – самородное золото. Даже арсенопирит, халькопирит и пирит, которые обычно концентрируют золото в месторождениях сульфидных формаций, на оловорудных объектах не золотоносны. Олово ассоциирует с золотом только в областях сопряжения металлогенических провинций или россыпных месторождений.

В собственных минералах молибдена и вольфрама золото не накапливается, но могут формироваться минеральные парагенезисы как в комплексных месторождениях (шеелит – самородное золото, молибденит – самородное золото или молибденит – золотосодержащий пирит), так и в совместных рудных полях. Молибден, как и уран, имеет с золотом биогеохимическую связь. Примерами служат провинция Витватерсранд и золото-урановые рудные поля с повышенным содержанием Mo в Кызылкумах. В Забайкалье месторождения урана Стрельцовского рудного поля непосредственно связаны с незначительными проявлениями золота и, кроме того, находятся в непосредственной близости к месторождениям — золото-полиметаллическому Новоширокинскому, молибденовому с сопутствующим дисперсным золотом в сульфидах Шахтаминскому и молибден-золото-вольфрамовому Бугдаинскому.

На месторождении Железный кряж, расположенном в юго-восточном золото-полиметаллическом поясе, золото ассоциирует с железом.

В углях Сибири значительная часть золота связана с органическим веществом. Исследования ранних стадий углеобразовательного процесса показали, что преобладающей органической формой нахождения золота являются комплексные гуматы. В дальнейшем процессы углефикации и угольного метаморфизма приводят к перестройке структуры органического вещества, высвобождению золота и формированию собственных минеральных фаз нанометровой или микронной размерности. Такая форма нахождения золота требует разработки специальных методов его извлечения из углей и углеотходов.

В настоящее время остается неясным вопрос, в какой форме золото сконцентрировано в органической массе угля: в виде металлоорганических комплексов или в тонкодисперсной минеральной форме, не извлекаемой при обогащении угля. Микроминеральные формы самородного золота обнаружены как в углефицированной древесине, так и в угольных пластах в молодых кайнозойских углях Приморья и палеогеновых на Аляске.

В опубликованных материалах о промышленно значимых концентрациях золота в углях и золошлаковых отходах на Дальнем Востоке, отмечено преобладание самородной формы золота субмикронной размерности. Такие же данные получены для углей Иркутского и Минусинского бассейнов

Процессы твердо- и жидкофазной миграции и накопления рассеянных элементов, в частности золота, с нашей точки зрения, осуществляются с участием продуктов диссоциации микротрещинных, капиллярных и связанных вод, а также продуктов трансформации органического вещества в областях медленно растущих тектонических напряжений [3]. Органическое вещество при этом может выполнять функции продуцента лигандов для золотосодержащих комплексов и их сорбента. В зонах повышенных тектонических напряжений сорбция золота продуктами трансформации органического вещества и, в первую очередь, керогеном происходит как в жидкой, так и в твердой фазах.

Подобные процессы, где наряду с пиритом и арсенопиритом концентраторами золота является золотосодержащее углистое вещество, известны в рудах месторождений Карлинской и севера Кызылкумской провинций. При этом большая часть углистого вещества, как правило, менее трансформированная при метаморфизме, не содержит золота, т.е. является «пустой».

Геохимические особенности массивов интрузивных пород правомерно рассматривать в связи со структурными преобразованиями различных масштабных уровней, определяемыми контрастностью структурной организации минерального вещества, начиная от субатомного (ядерного) уровня до уровня минеральных систем, а также с подразделением на их составляющие особенности — петрохимические, петро-органохимические и рудогеохимические.

В большинстве случаев рудные тела окружены вмещающими породами с интенсивной метасоматической проработкой (альбитизацией, серицитизацией, хлоритизацией, серпентинизацией, окварцеванием, сульфидизацией и т.д.), сопровождающейся образованием минералов, содержащих гидроксильные группы и конституционную воду — структуры с повышенным содержанием водорода — элемента с максимально простой ядерной структурой. В то же время, эти породы характеризуются повышенной контрастностью содержаний элементов-примесей с относительно сложной структурой атомного ядра, начиная от Co и Ni и заканчивая Bi.

Петрохимическая контрастность проявляется в том, что на уровне рудных узлов наблюдается повышенная изменчивость минерального состава интрузивных, вулканогенных и метаморфических пород [2]. Например, на сравнительно небольшой площади гранитоиды могут быть представлены как лейкократовыми щелочными разностями, так и плагиогранитами, меланократовыми гранодиоритами, здесь же могут быть встречены габбро, т.е. элементный состав пород достаточно широко варьиру-

ет. При этом пары петрогенных элементов, обычно не ассоциирующих на уровне минеральных парагенезисов (Na_{11} – Mg_{12}, K_{19} – Ca_{20}), присутствуют в переходных разностях пород в сопоставимых концентрациях.

В метаморфических породах и метасоматитах также возрастает минералого-геохимическая контрастность — во входящих в их состав хлоритах существенно меняется соотношение железистых и магнезиальных разностей.

Для прогнозирования месторождений золота, кроме известных его ассоциатов, к числу элементов, выполняющих как роль спутников на уровне ореолов рассеяния, так и альтернативных минералообразующих компонентов в самих рудах, можно отнести Ni, Co, Mo, W и Sn.

Для всех золоторудных месторождений характерно разнообразие форм нахождения золота в минеральном веществе: самородная, собственные минералы, рассеянная дисперсная в тесной связи с сульфидами, сульфоарсенидами, углистым веществом, оксидами и гидроксидами железа, кварцем.

Наиболее распространенными золотоконцентрирующими минералами являются игольчатый арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, висмутин. В большинстве золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд золото в арсенопирите химически связано в его структуре или присутствует в металлическом состоянии с размером частиц в 3–5 мкм.

Основная черта всех крупных месторождений золота — преобладание в рудах микроскопического и тонкодисперсного золота.

Исторически термин «дисперсное золото» стал использоваться при изучении сульфидно-кварцевой формации, когда было установлено, что, кроме видимых в микроскоп выделений самородного золота, оно может находиться в рассеянной форме в пирите, арсенопирите, стибните, сульфосолях, в меньшей степени халькопирите, висмутине, галените, сфалерите и очень редко в пирротине. Причем содержание золота в этих минералах нередко выше, чем в среднем в руде, и составляет десятки–сотни граммов на 1 т.

Главным критерием отличия дисперсного золота от микроскопического и субмикроскопического, в том числе и коллоидного, по нашему мнению, является преобладание его межатомных связей с другими химическими элементами в минерале-носителе над моноэлементными связями типа золото – золото [1]. В минеральном веществе наноразмерные включения благородных металлов могут быть двух принципиально разных типов: условно моноэлементные кластеры, свойства которых определяются металлическими связями, и кластеры с преобладанием связей с атомами кристаллической решетки и (или) атомами других примесных элементов. Можно выделить отдельные формы дисперсного золота по характеру межэлементных связей в содержащей его минеральной матрице: золото – металл, золото – металлоид, золото – неметалл, золото – органическое соединение, в состав которого входят функциональные группы CN, CNS, CONH и др.

Дисперсное золото может встречаться в трех принципиально различных по характеру связей с минералообразующими элементами видах: простые соединения (с металлами, Te, Sb, C); сложные комбинированные соединения (с металлами и Te и (или) Sb, металлами и Se); комплексные соединения с несколькими элементами, образующими своеобразные лиганды (с Fe или Al, As, S и (или) O, например, в арсенопирите, скородите, алуните, с молекулами органических веществ).

Формы дисперсного золота можно систематизировать следующим образом: простые соединения с одним из элементов: — металлами (Cu, Ag, платиноиды, Hg, Pb, Bi), неметаллами (Te, Se), металлоидами (C, Sb); комбинированные соединения с выделенными металлами, неметаллами и металлоидами (селениды Au и Ag, теллуриды Au и Ag, Au и Cu, сурьмяные соединения (стибниты) Au и Ag, сурьмяно-теллуридные).

Наличие в рудах дисперсного золота можно объяснить на основе гипотезы об инициирующих его твердофазную миграцию протонах, формирующихся в результате радиолитической и механохимической диссоциации пленочных вод в зонах тектономагматической активизации [3]. Протоны, появляющиеся в пленочной воде в результате этих процессов, обладают повышенной энергией и могут проникать в кристаллическую решетку минералов, образуя при взаимодействии с электронами возбужденные участки. При этом атомы элементов, изоморфно входящих в кристаллическую решетку или находящихся в междоузлии на границе с возбужденным участком, с большей вероятностью разрывают относительно непрочные связи с атомами основных минералообразующих элементов и мигрируют к участкам с повышенной концентрацией дефектов, формируя наноразмерные скопления.

Дальнейшее укрупнение золота может быть связано с его растворением и жидкофазной миграцией, участием различных комплексообразователей неорганической или органической природы и накоплением на тектонофизическом или биогеохимическом барьере. Биота, синтезируемые ею

органические соединения и продукты их последующей трасформации в этих процессах могут выполнять ряд функций — концентратора элементов в живых клетках, биоокисления, биовыщелачивания, сорбции или биосорбции, компонента органометаллических комплексов. В целом же роль биоты в формировании месторождений сводится к следующему: прижизненное накопление металлов, сорбция их продуктами микробиологического разложения органики, транспортирующая (металлоорганические комплексы) и концентрирующая функция, участие в создании восстановительных барьеров и источников серы для сульфидообразования (сульфат-редукция), маркировка геологических тел в пространстве (в составе цианобактериальных скоплений, растительных остатков, биогермов, битумов и др.).

На основе систематизации ядерно-биогеохимической ассоциируемости рудообразующих элементов предлагается методика прогнозирования эндогенных месторождений черносланцевой формации, в которой основными критериями потенциальной рудоносности территорий является не только тектономагматическая активизация (наличие интрузивных тел соответствующего вещественного состава, разломов, зон складчатости, будинажа и метасоматических изменений пород), но и их палеобиогеохимические особенности.

Наиболее вероятными районами для локализации месторождений такого типа являются Балейский, Дарасунский, Могочинский. Наиболее перспективными площадями для поисков месторождений руд с дисперсным золотом, исходя из комплекса рассмотренных выше критериев, можно считать площадь к юго-юго-западу от Александровского и Ключевского золоторудных месторождений Могочинского района до Новоширокинского месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Секисов А.Г., Зыков Н.В., Королев В.С.* Дисперсное золото. Геологический и технологический аспекты. – Чита: ЧитГУ, 2007.

2. *Секисов А.Г.* Ядерно-физическая концепция эндогенного рудообразования // Горная промышленность. 1997. № 3. С. 32–35.

3. *Секисов А.Г.* Модель образования месторождений с дисперсным золотом // Вест. ЗабГК. Чита, 2009. № 2. С. 30–37.

4. *Фаворская М.А., Томсон И.Н.* Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. – М.: Недра, 1974.

УДК 553.411:549.74 © И.З.Исакович, 2011

КАРБОНАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ И ЕЕ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

И.З.Исакович (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Впервые на золоторудных месторождениях, залегающих в терригенных черносланцевых толщах, систематизирован материал по изменчивости состава железомагнезиальных карбонатов в рудных зонах и околорудном пространстве. В зависимости от степени метаморфизма рудовмещающих пород в распределении железомагнезиальных карбонатов выявлены элементы различных типов зональности (прямой и обратной). Приводятся примеры практического использования изменчивости состава карбонатов в поисковых целях.

Ключевые слова: черносланцевая терригенная толща, железомагнезиальные карбонаты, латеральная зональность, минералогические ореолы, поисковые критерии.

Исакович Ирина Зигмундовна, metallogeny@yandex.ru

CARBONATE MINERALIZATION AT GOLD DEPOSITS IN TERRIGENOUS BLACK-SHALE SEQUENCES, AND ITS IMPLICATIONSFOR PROSPECTING

I.Z.Isakovich

Composition variability data on ferrous-magnesian carbonates in ore zones and near-ore mineralogical aureoles were first systematized for gold deposits localized in terrigenous black-shale sequences. Elements of different zonality types (direct and opposite) were revealed in ferrous-magnesian carbonate compositions. Examples of carbonate composition variability use in prospecting-exploration work are presented.

Key words: black-shale terrigenous sequence, ferrous-magnesian carbonate, lateral zonality, mineralogical aureole, prospecting-exploration criterion.

При поисково-оценочных работах в рудных районах ведущую роль приобретает минералогическое картирование. Наиболее полно его прикладные и научные аспекты изложены в работах А.И.Гинзбурга [3, 4], Н.П.Юшкина [14], Б.В.Чеснокова [12], В.Г.Фекличева [10], А.Г.Жабина [5].

В связи с проблемой выявления скрытого оруденения на различных рудных объектах необходима разработка сравнительно быстрых методов минералогического картирования, которые не требуют большого объема аналитических работ и тонких минералогических исследований [6]. При этом значительную роль играет картирование нерудной прожилковой минерализации [5]. Последняя, участвуя в общем процессе рудообразования на месторождениях, несет огромную информацию о направленности этого процесса во времени и пространстве [6, 11].

Автором впервые систематизирован материал по минералогическому картированию карбонатной минерализации, получившей особенно широкое развитие на золоторудных месторождениях, локализующихся в черносланцевых терригенных толщах.

В течение 1960–1990 гг. большой коллектив исследователей ЦНИГРИ (С.Д.Шер, Д.Дорофеев, Ч.Х.Арифулов, Н.П.Варгунина, В.Г.Дзялошинский, Н.Я.Гурейкин, Н.К.Курбанов) при создании геолого-генетических моделей золоторудных месторождений в черносланцевых терригенных комплексах обращали внимание на разнообразие в составе карбонатной минерализации и на значительную роль их железистых и железомагнезиальных разностей.

Изучение автором карбонатов на ряде эталонных объектов (месторождения Бакырчикское, Наталкинское) с привлечением фондовых материалов и опубликованных работ [9] позволило акцентировать внимание на определенной специфике состава карбонатов различных рудных объектов (табл. 1). Карбонатная минерализация представлена сидеритом, анкеритом, доломитом, железистым кальцитом и кальцитом.

Изменчивость состава карбонатов в значительной степени зависит от особенностей рудообразования на конкретных объектах. Их состав и масштаб проявления зависят от состава вмещающих пород, степени их метаморфических и метасоматических преобразований, а также от интенсивности проявления рудного процесса. Все перечисленные факторы определяют многоступенчатый характер преобразования карбонатов, влияя на их неоднократное переотложение и перекристаллизацию. Этим обусловлено появление в околорудном пространстве зонального ряда карбонатов различной железистости и магнезиальности. Составные части этого ряда закономерно сменяют друг друга по отношению к золотому оруденению, являясь дополнительным поисковым критерием при оценке рудоносности изучаемых участков. Учитывая что состав карбонатов можно определять в полевых условиях методом

1. Особенности карбонатов в минералогических ореолах на золоторудных месторождениях терригенных черносланцевых толщ

Месторождение	Степень метаморфических преобразований рудовмещающих пород	Состав околорудных метасоматитов	Роль в рудовмещающем разрезе известковистых разностей пород*	Состав карбоната в минеральных комплексах			Карбонат/кварц в ореолах		Внешняя зона	Центральная зона
				допродуктивный	продуктивный	постпродуктивный	Околорудное пространство	Рудная зона		
Бакырчик	Не метаморфизованы	Березиты с хлорит-альбитовыми метасоматитами зон осаждения	Существенная	Сидерит, анкерит	Анкерит, доломит, Fe-кальцит	Кальцит	2/1; 1/1 до существенно карбонатных	1/1; 1/3 до существенно кварцевых	Кальцит, Fe-кальцит	Сидерит, анкерит, Fe-кальцит
Даугыз	Зеленосланцевая фация (низкая ступень)	Березиты, аргиллизиты	Подчиненная	Сидерит, сидероплезит, брейнерит	Сидерит, анкерит, доломит	Доломит, кальцит	Существенно кварцевые с вкрапленностью карбонатов		Сидерит, анкерит, доломит	Доломит, кальцит
Нежданинское		Березиты		Сидерит, анкерит	Доломит	Кальцит				
Майское		Березиты, аргиллизиты			Fe-доломит, анкерит, кальцит, Mn-кальцит					
Наталкинское	Зеленосланцевая фация (средняя ступень)	Березиты с альбититами зон осаждения	Существенная	Анкерит	Анкерит, Fe-кальцит		2:1; 1:1 до существенно карбонатных	Существенно кварцевые с вкрапленностью карбоната	Анкерит	Анкерит, Fe-кальцит, кальцит
Сухой Лог		Березиты		Сидерит, анкерит	Анкерит		2:1 до существенно карбонатных	1:2 до существенно кварцевых	Сидерит, анкерит	Анкерит, кальцит
Кумтор		Березиты, полевошпатовые метасоматиты	Значительная	Сидерит, анкерит, доломит	Сидерит, доломит, анкерит, Fe-кальцит, Mn-кальцит	Кальцит, доломит, анкерит, сидерит	От существенно карбонатных до существенно кварцевых	Существенно карбонатные	Сидерит, анкерит, доломит	Сидерит, анкерит, доломит, Fe-кальцит, Mn-кальцит
Олимпиадинское	Эпидот амфиболовая фация (от средней до высокой ступени)	Клиноцоизит-биотитовые метасоматиты, березиты	Существенная	Анкерит, Fe-кальцит, Mn-кальцит	Сидерит, анкерит, доломит	Кальцит	1/1	1:2 до существенно кварцевых с вкраплешостью карбонатов	Fe-кальцит, кальцит	Сидерит, анкерит, доломит, Fe-кальцит

*В % от общего объема вмещающих пород: подчиненная 5–10, существенная >10–<50, значительная >50.

прокрашивания [13], задача, поставленная перед исследователями, значительно упрощается.

Нами изучены состав карбонатной минерализации на различных месторождениях, ее соотношения в ореолах с рудоносным кварцем, вариации состава карбонатов околорудного пространства и рудных зон, а также последовательность их формирования с выделением допродуктивного, продуктивного и постпродуктивного минеральных комплексов (см. табл. 1).

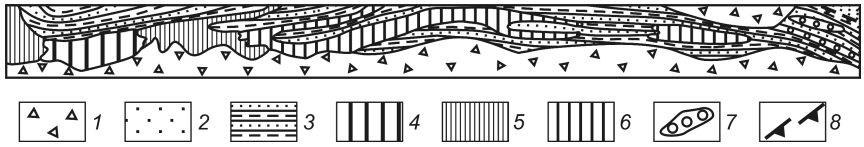


Рис. 1. Соотношение прожилковых ореолов с рудными телами на месторождении Бакырчик (уступ карьера):

1 — свалы пород различного состава; *2* — песчаники; *3* — тонкое переслаивание песчаников и углистых алевролитов; ореолы нерудной минерализации: *4* — штокверк кварцевых прожилков высокой интенсивности, сопровождающих продуктивные скопления пирита и арсенопирита, *5* — анкерит-кварцевые прожилки средней интенсивности, *6* — анкерит-кварцевые прожилки низкой интенсивности, *7* — мономинеральные кварцевые жилы; *8* — надвиг

Для месторождений, локализованных в углеродисто-терригенных толщах, типоморфной является сингенетичная вкрапленность, а также линзовидные обособления железомагнезиальных карбонатов, в составе которых значительная роль принадлежит сидериту. В процессе метаморфических, а также метасоматических преобразований вмещающих пород происходит неоднократное перераспределение ранних сингенетичных разностей карбонатов, участвующих в формировании прожилковых систем. Исходя из этого все рудные объекты, указанные в табл. 1, сгруппированы по степени метаморфизма вмещающих пород. Эталонным при обсуждении приведенных данных по карбонатам принято Бакырчикское месторождение, вмещающие породы которого не метаморфизованы и в них можно проследить процесс преобразования диагенетических разностей карбонатов. Количественное содержание карбоната в ореолах в значительной степени определяется ролью в рудовмещающем разрезе известковистых разностей пород. При значительной роли последних (≥50%, месторождения Бакырчикское, Кумтор) образуются монопрожилки железомагнезиальных карбонатов или кварц-карбонатные при соотношениях кварц/карбонат ≈1/2 или 1/1. При незначительном (5–10%) содержании известковистых разностей пород в прожилковых ореолах преимущественно кварцевого состава карбонаты образуют вкрапленность при сохранении их железомагнезиального состава (месторождения Даугыз, Нежданинское, Майское).

Наибольшее развитие группа железомагнезиальных карбонатов получает в допродуктивных и продуктивных минеральных комплексах, постпродуктивная минерализация резко ими обедняется, и главенствующая роль в ней принадлежит кальциту. Стадиальная изменчивость карбонатов находит отражение в латеральной зональности их распределения на месторождениях. Последняя обусловлена различной степенью обогащения внешней и центральной зон месторождений железомагнезиальными разностями.

Согласно полученным данным, можно говорить о существовании трех групп зонального ряда в распределении карбонатов на месторождениях (см. табл. 1). Для месторождений, залегающих в неметаморфизованных терригенных толщах (Бакырчикское), проявлены элементы «обратной» зональности в размещении карбонатов. Центральные части рудных зон трассируются их железомагнезиальными разностями, становление которых происходило в допродуктивных и продуктивных комплексах. При переходе к внешним зонам околорудного пространства широкое развитие получают постпродуктивные ореолы кальцита и железистого кальцита (рис. 1, 2; см. табл. 1).

Для месторождений, локализующихся в терригенных породах низкой ступени метаморфизма (зеленосланцевая фация, месторождения Даугыз, Нежданинское, Майское), отмечается «прямая контрастная» зональность. Последняя обусловлена преимущественным развитием во внешних зонах железомагнезиальных разностей карбонатов, сменяющихся в центральных зонах безжелезистой разностью и эпизодическим проявлением доломита. Месторождения, вмещающие породы которых относятся к средней ступени метаморфизма зеленосланцевой фации, характеризуются проявлением «прямой слабоконтрастной» латеральной зональности. Железомагнезиальные карбонаты типоморфны как для внешних частей месторождений, так и для их центральных зон. Отличие состоит лишь в резком падении количественной роли железомагнезиальных разностей карбонатов центральных зон сравнительно с их внешним обрамлением, где вкрапленные разности карбонатов сменяются их монопрожилками (месторождения Наталкинское, Сухой Лог, Кумтор, рис. 3, 4; см. табл. 1).

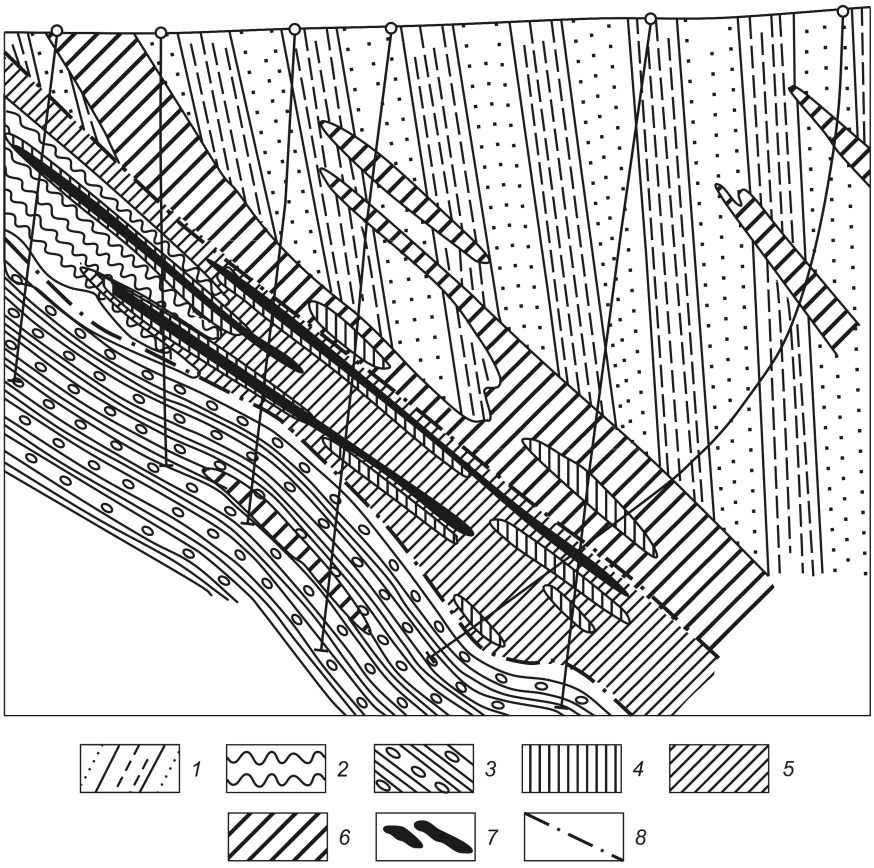


Рис. 2. Изменение состава карбонатов в ореолах карбонат-кварцевых прожилков в поперечном разрезе через мелкое рудопроявление (участок Дальний):

1 — грубое переслаивание песчаников и алевролитов; *2* — тонкое переслаивание песчаников и углистых алевролитов; *3* — переслаивание гравелитов, конгломератов, песчаников и алевролитов; ореолы нерудной минерализации: *4* — анкерит-кварцевые, *5* — сидерит-кальцит-кварцевые, *6* — кальцит-кварцевые; *7* — рудные тела; *8* — тектонические нарушения

Примером месторождений с высокой степенью метаморфизма рудовмещающих пород (эпидот-амфиболовая ступень) может служить Олимпиаднинское. Как видно из табл. 1, центральная его зона характеризуется набором железомагнезиальных карбонатов, а во внешней проявлены их кальцитовые разности. Подобно Бакырчикскому месторождению, залегающему в неметаморфизованных терригенных породах, на Олимпиаднинском проявлены элементы «обратной» зональности. По-видимому, кроме общего процесса интенсивного переотложения и перекристаллизации карбонатов, типичного для терригенных толщ, происходило дополнительное обогащение околорудного пространства железом и магнием. Повышение степени метаморфизма приводило к растворению фемических минералов вмещающих пород (пироксенов, амфиболов), что и обусловило сходство самых крайних членов приведенного ряда месторождений.

Данные по распределению железомагнезиальных карбонатов в пределах месторождений могут успешно использоваться при проведении поисковых работ на золоторудных объектах, залегающих в черносланцевых терригенных толщах. В качестве примера могут служить месторождения Бакырчикское, Наталкинское, Сухой Лог.

Бакырчикское месторождение, относящееся к золото-сульфидному формационному типу, расположено в пределах Западно-Калбинской золоторудной провинции, в лежачем боку Кызыловского надвига, являющегося в рудном поле главной рудоконтролирующей структурой. Вмещающие породы представлены песчано-алевролит-аргиллитовыми углеродсодержащими осадками ранне-средне- и позднекаменноугольного возраста [1]. Промышленная минерализация наблюдается в виде лентовидных золотосодержащих залежей пирит-арсенопиритового состава с рудами прожилково-вкрапленной текстуры. Ореолы нерудной прожилковой минерализации развиты преимущественно в центральной части рудных зон и в их висячем боку в наднадвиговой пачке осадочных пород. Основные минералы прожилков — кварц и карбонаты (от кальцита до сидерита). Породы, вмещающие гидротермальные прожилковые ореолы, в значительной степени карбонатизированы, что выражается в развитии серии волосовидных карбонатных макро- и микропрожилков. Предполагается диагенетический характер проявления этой карбонатизации. Согласно рентгеновским определениям, «диагенетические» новообразования представлены преимущественно сидеритом. Малоинтенсивные ореолы диагенетических карбонатных прожилков постоянно сопро-

вождаются рассеянной глобулярной вкрапленностью пирита.

Как показало массовое прокрашивание шлифов (около 200 определений), а также использование данных рентгеновской дифрактометрии, состав карбоната не постоянный. В лежачем и висячем боках рудных зон развит кальцит, в рудных телах — сидерит, сидероплезит, доломит, анкерит.

Проведенное нами минералогическое картирование ореолов карбонатной минерализации на различных участках месторождения позволило уточнить и детализировать схему зональности. По мере приближения к рудной зоне наблюдается закономерное изменение состава карбоната по вертикали: кальцит→железистый кальцит→анкерит.

В рудных зонах фиксируются два типа ореолов с анкеритовой минерализацией. Отмечаются прожилки и вкрапленность анкерита в кварцевых прожилках, а также вкрапленность и пятнистые обособления анкерита в рудовмещающих породах. Морфологически ореолы пятнистой анкеритизации подчиняются напластованию рудовмещающих пород, имеют характер объемного замещения, довольно выдержаны в пределах рудной зоны, распространяясь в ее лежачий бок на расстояние до 100 м. Интересно отметить, что в ореолах анкерит-кварцевых прожилков в рудных зонах постоянно присутствуют прослои и линзы сингенетичного сидерита. Вблизи рудных тел сидерит замещается смешанными агрегатами доломита и магнезита. Железо, освобождающееся при разложении сидерита, по-видимому, частично использовано для образования анкерита. В ореолах пятнистой анкеритизации также постоянно присутствует сидерит в виде микроконкреций, которые, по данным рентгеновской дифрактометрии, находятся в различных количественных соотношениях с анкеритом. Последний замещает сидерит с образованием псевдоморфных скоплений. Изложенные факты косвенно указывают на процессы перераспределения железа вмещающих пород при образовании прожилковой и пятнистой анкеритизации. В пределах рудной зоны (по ее склонению) в ореолах кварцевых прожилков встречается только анкерит; интенсивность прожилковой анкеритовой минерализации возрастает во фронтальной части рудной зоны.

Картирование анкерит-кварцевой минерализации, сопровождающей отдельные рудные тела, показывает постепенное уменьшение интенсивности ее развития на флангах рудных тел с появлением мономинеральных кварцевых жил мощностью 1–2 м (см. рис. 1). При этом ореолы анкерит-кварцевых прожилков, субсогласные с рудовмещающими породами, могут переходить в ореолы, занимающие секущее положение в участках крутопадающих тектонических нарушений, без изменения в составе прожилковой минерализации.

На объектах с относительно мелкими рудными телами характер пространственного размещения прожилковой минерализации различного состава, а также интенсивность ее развития существенно изменяются. При тенденции возрастания железистости карбоната по мере приближения к рудной зоне (со сменой кальцита железистым кальцитом и далее анкеритом) отмечается резкое снижение интенсивности развития процессов анкеритизации в ее пределах (см. рис. 2). Ореолы анкерит-кварцевых прожилков локализуются только вблизи рудных тел, имеют форму мелких быстро выклинивающихся линз мощностью не более 10 м. В висячем и лежачем боках рудных зон широко развиты ореолы штокверковой кальцитизации (железистая разность). При удалении от рудной зоны в ореолах кварцевых прожилков возрастает количественная роль кальцита (соотношение кальцит/сидерит 1/1). Наибольшее развитие ореолы кальцитовой минерализации получают в висячем боку рудной зоны, в лежачем наблюдаются лишь локальные быстро выклинивающиеся скопления кальцитовых прожилков.

Малоинтенсивная анкеритизация, не выходящая за пределы отдельных рудных тел, интенсивное развитие кальцитовой минерализации, а также отсутствие в рудовмещающем разрезе линз микроконкреций осадочного сидерита могут служить признаками отсутствия масштабного оруденения. Сидерит — постоянный спутник крупных промышленных скоплений золотосодержащих сульфидов на различных участках месторождения. Благоприятные признаки на наличие крупных рудных скоплений — отсутствие контрастности в составе карбонатов (преимущественно представленных анкеритом в ореоле прожилковой минерализации) и интенсивное развитие кварцевых жил в обрамлении рудных линз. Соответственно, признаки оруденения мелкого масштаба — значительная изменчивость состава карбоната (анкерит, Fe-кальцит, кальцит и т.д.) в прожилках и слабое развитие рудосопровождающих кварцевых жил.

Наталкинское месторождение, относящееся к золото-кварцевому формационному типу, расположено на юго-востоке Яно-Колымского складчатого пояса в пределах Аян-Юряхского антиклинория и приурочено к верхнепермским отложениям [8]. В пределах месторождения широко проявлена разновозрастная прожилково-вкрапленная минерализация. Ее ореолы трассируют рудолокализующие структуры и являются составной частью отдельных

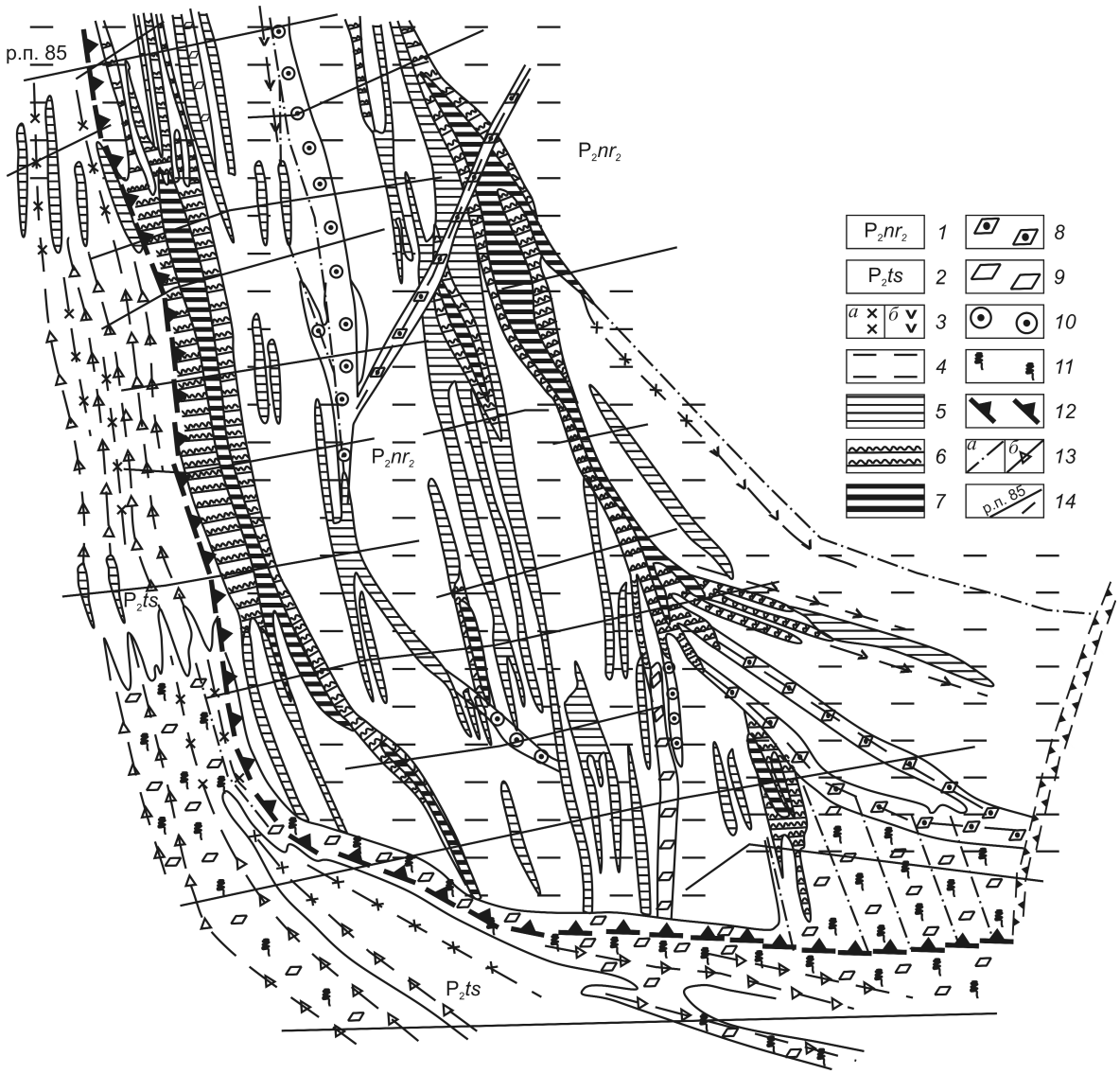


Рис. 3. Минералогические ореолы Наталкинского месторождения:

1 — P_2nr_2 — нерючинская свита (песчано-глинистные сланцы); *2* — P_2ts — тасская свита (глинистые углисто-глинистые сланцы); *3* — дайки (*а* — кислого, *б* — основного составов); минералогические ореолы: *4* — нитевидные прожилки анкеритовые, пирит-марказитовые с реликтами пирротина, *5* — субпараллельные прожилки: анкерит (Fe-кальцит)-кварц, пирит метакристаллический зональный, игольчатый арсенопирит, *6* — сетчатые и субпараллельные прожилки: анкерит (Fe-кальцит, кальцит)-альбит-кварц, метакристаллический зональный пирит, разнообразие структурных модификаций арсенопирита, сфалерит, халькопирит, *7* — штокверки и жилы: анкерит (Fe-кальцит, кальцит)-калишпат-альбит-кварц, срастание различных модификаций арсенопирита со сфалеритом, халькопиритом, галенитом, *8* — кальцит, *9* — кальцитизация в зонах интенсивного рассланцевания, *10* — молочно-белый кварц, *11* — гидроксиды железа; *12* — региональные разломы; *13* — тектонические нарушения (*а*), зоны дробления и рассланцевания (*б*); *14* — опорные разрезы

рудных зон, распространяясь за пределы последних на десятки и сотни метров.

Ореольная минерализация формировалась в течение дорудного и собственно рудного этапов минерализации. В дорудный (метаморфогенный) этап образовались ореолы просечково-пятнистых обособлений анкерита, пирротина (свежего и частично дисульфидизированного) и рутила, локализующихся согласно слоистости вмещающих их алевролитов, аргиллитов и песчаников. Рудный этап минерализации характеризуется широким проявлением ореолов сульфидных прожилков и сопровождающих их нерудных прожилково-вкрапленных образований. Типичны прожилки калиш-

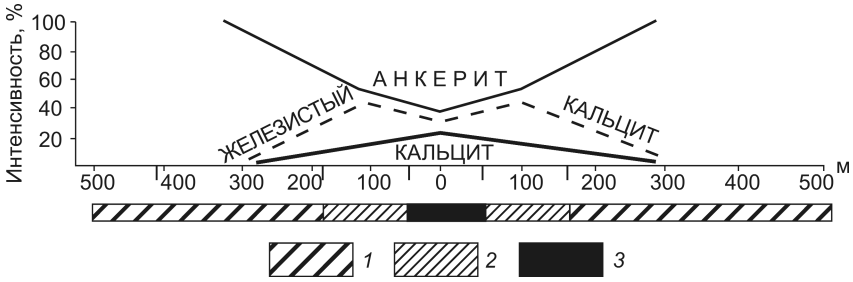


Рис. 4. Изменчивость состава карбонатов в пределах рудной зоны:

подзоны: *1* — внешняя, *2* — промежуточная, *3* — центральная

пат-альбит-кварцевого, существенно кварцевого, анкерит-кварцевого, существенно анкеритового, Fe-кальцитового и кальцитового составов.

Состав, интенсивность и морфологические особенности разновозрастной ореольной минерализации закономерно изменяются в околорудном пространстве (см. рис. 3).

Центральная часть рудных зон представлена штокверком прожилков и отдельными жилами кварца (калиевый полевой шпат+альбит), анкерита, Fe-кальцита, кальцита с варьирующим соотношением перечисленных минералов (кварц с калиевым полевым шпатом и альбитом/карбонат 5/1—2/1). Интенсивность развития прожилков 20–50%, мощность ореолов 50–100 м.

Намечается зависимость между перечисленными параметрами минералогических ореолов и степенью золотоносности руд. Рудные зоны высокой золотоносности характеризуются наибольшей интенсивностью штокверкового кварцевого прожилкования при незначительной роли анкерита. Падение золотоносности руд фиксируется по появлению наряду со штокверком систем субпараллельных прожилков невыдержанной мощности, уменьшению интенсивности прожилкования, возрастанию содержания железистых карбонатов (появление наряду с анкеритом железистого кальцита).

Промежуточная часть рудной зоны характеризуется развитием системы субпараллельных прожилков выдержанной мощности кварц-карбонатного (анкерит-Fe-кальцит, кальцит) состава при соотношении кварц/карбонат 1/1–1/3, при существенной роли в составе карбонатов анкерита, Fe-кальцита и кальцита (анкерит/Fe-кальцит/кальцит 1/1/1). Мощность ореолов не превышает 50 м, а интенсивность развития прожилковой минерализации в ореолах составляет не более 10%.

Внешняя часть рудных зон представлена ореолами рассеянных нитевидных прожилков существенно анкеритового состава с локальным проявлением прожилков кальцита и Fe-кальцита, ориентированных согласно слоистости вмещающих их аргиллитов и алевролитов. Интенсивность развития прожилков в ореолах 1%. Внешний контур данной минерализации в пределах месторождения выделяется условно. Мощность ореолов внешних частей рудных зон достигает 200 м. Количественная роль карбонатов различного состава в пределах рудной зоны с выделением центральной, промежуточной и внешней подзон отражена на рис. 4.

Месторождение Сухой Лог расположено в центральной части Ленского золотоносного района в Бодайбинском прогибе. Верхнепротерозойские осадочные рудовмещающие породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации (средняя ступень). Наиболее полная информация о минеральном составе руд и околорудных ореолах содержится в работе В.А.Буряка [2].

На объекте проявлен длительный и многоэтапный процесс рудообразования, включающий как явления диагенеза и катагенеза осадочных пород, так и их региональный метаморфизм, а также более поздние гидротермально-метасоматические преобразования. Для минералогических ореолов различной степени золотоносности типоморфна триада минералов карбонат – кварц – пирит, последовательно сменяющих друг друга в пространстве и образующих значительное количество модификаций. На месторождении главную роль играют железистые разности карбоната (сидерит, анкерит), претерпевшие существенные преобразования в процессе рудоотложения.

Просмотр аншлифов и шлифов из рудной зоны месторождения Сухой Лог, предоставленных автору А.М.Гавриловым и С.Г.Кряжевым, позволил в упрощенном виде представить картину последовательного преобразования карбонатов.

В пределах месторождения преобладают железистые разности карбонатов (сидерит, анкерит). К самым ранним дорудным образованиям можно отнести реликты мелкозернистых образований сидерита с характерной оолитовой и желваковой текстурами и мелкозернистой аллотриоморфной структурой агрегатов. Обычно данные образования насыщены включениями углистого материала. В процессе замещения сидерита анкеритом последний очищается от углистых частиц с образованием каемчатых текстур замещения вокруг раннего сиде-

2. Минералогические критерии приближения к рудной зоне месторождения Сухой Лог по латерали

Зона	Параметры	
	минералогические	метасоматические (морфология)
Внешняя	Рассеянные реликтовые обособления оолитов сидерита (по сланцеватости). Овоидные и порфиробластовые выделения Fe-карбонатов (моноскопления); количественная роль ≥20% от объема пород. Локальная тонкая вкрапленность пирита, ассоциирующая с Fe-Mn-карбонатами. Объемная густая вкрапленность, прожилки углистого материала.	Практически отсутствует
Промежуточная	Линзовидные и прожилковидные выделения (по сланцеватости) аг-регатов Fe-карбонат-кварц, при соотношении карбонат/кварц 3/1, 1/1; «грязный кварц», переполненный углистым материалом, тонко-зернистый, аллотриоморфный; количественная роль Fe-карбонатов ≤50%. Прожилки и вкрапленность пирита, аллотриоморфнозернистой структуры в парагенезисе с кварцем; соотношение (карбонат +кварц)/пирит ~2/1. Пятнистое распределение углистого материала, неравномерное осветление пород.	Пятнистая текстура метасоматических изменений с концентрацией около овоидных карбонат-кварцевых скоплений. Количественная роль ≤5%
Центральная	Реликты линзовидных выделений Fe-карбонатов. Прожилки кварц-кальцитового состава, при соотношении кварц/карбонат ~2/1; количественная роль карбоната ≤10%; разнообразие структурных модификаций кварца (стебельчатый, гребенчатый, аллотриоморфный). Густая вкрапленность метакристаллов пирита, неравномерно-зернистого (доли мм до 1,5 см), соотношение пирит/(кварц+карбонат) ~2/1, 1/1. Интенсивное осветление пород.	Прожилковая текстура метасоматитов, тяготеющая к зальбандам рудных прожилков. Количественная роль ≤30%

рита. Предполагается диагенетический характер образования сидерита («реликтовые тени»).

На стадии регрессивного метаморфизма, предшествующей процессу рудоотложения, развивается анкерит с характерной порфиробластовой структурой (таблитчатой, ромбовидной). Порфиробласты образуют в массе терригенных пород рассеянную вкрапленность (<10%). По-видимому, это псевдоморфозы по амфиболам. При удалении от рудной зоны количественная роль данных порфиробласт несколько увеличивается.

Процесс метасоматического преобразования пород сопряжен с интенсивной карбонатизацией, сопровождающейся неоднократным переотложением и перекристаллизацией железистых карбонатов. Рудовмещающие углистые филлитовидные сланцы насыщены овоидными, пятнистыми и прожилковидными выделениями мелкозернистого аллотриоморфного и ромбовидного анкерита, ориентированными согласно слоистости пород. При этом углистые сланцы осветляются, а карбонаты насыщаются углистым материалом. Интенсивность карбонатизации составляет до 40% при локальности развития процесса березитизации (<5%).

Начальная стадия рудоотложения сопровождается отложением пирита в тесном парагенезисе с кварцем на фоне интенсивного переотложения раннего «овоидного» карбоната. Интенсивность данного процесса зависит от первоначальной насыщенности карбонатами вмещающих пород, интенсивности процессов березитизации и рудной минерализации на различных участках месторождения. Овоидные образования карбоната замещаются мелкозернистым агрегатом кварца, неравномерно насыщенного реликтовым углистым материалом и тонкой сыпью пирита («грязный кварц»). Реликты овоидного железистого карбоната сохраняются в периферических частях новообразованного «грязного кварца», окаймляя их, а в интерстициях его зерен появляются прожилковидные выделения переотложенного карбоната, характеризующегося меньшей железистостью (Fe-кальцит, кальцит).

На участках с проявлением деформаций и микроскладчатости отлагаются крупные агрегаты пирита, обрастающего стебельчатым кварцем. При этом резко падает роль карбоната, представленного в основном кальцитом.

Минералогические критерии приближения к рудной зоне месторождения Сухой Лог по латериали с выделением ее внешней, промежуточной и центральной подзон приведены в табл. 2. При этом главный акцент сделан на типоморфные особенности триады минералов карбонат – кварц – пирит.

Приведенные данные основаны на анализе наиболее простых типоморфных особенностей карбонатов и не претендуют на всеобъемлющую полноту. Подобный анализ с применением массового прокрашивания карбонатов можно проводить даже в полевых условиях. Карбонаты, представляющие важную и распространенную группу нерудных минералов месторождений, залегающих в терригенных толщах, претерпевают длительный процесс преобразования, начиная с этапа диагенеза и катагенеза [7]. Последовательный цикл их дальнейшей изменчивости, обусловленной явлениями метаморфизма, а затем и рудосопровождающими гидротермально-метасоматическими процессами, существенно влияет на типоморфные особенности карбонатов. Последнее позволяет исследователям в пределах изучаемых месторождений и в их обрамлении конкретизировать направление поисковых работ. Различие в составе карбонатов в совокупности с другими поисковыми признаками можно использовать при разработке критериев приближения к скрытым рудным телам по латерали и вертикали в целях идентификации ранга рудных объектов, а также для оценки уровня эрозионного среза [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бакырчик* — геология, геохимия, оруденение / В.А.Нарсеев, Ю.В.Гостев, А.Захаров и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.

2. *Буряк В.А., Хмелевская Н.М.* Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. – Владивосток: Дальнаука, 1997.

3. *Гинзбург А.И.* Основные проблемы современной минералогии, связанные с практикой геологоразведочных работ // Зап. ВМО. 1978. Ч. 105. Вып. 5. С. 513–528.

4. *Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А.* Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. – М.: Недра, 1981.

5. *Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З.* Минералогические исследования околорудных ореолов. – М.: Недра, 1987.

6. *Исакович И.З.* Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. – М.: Издательский дом «Бородино-Е», 2009.

7. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетическое изменение осадочных пород. – Л.: Наука, 1968.

8. *Многофакторная* модель золоторудного месторождения Наталка / С.Ф.Стружков, М.В.Наталенко, Б.В.Чекваидзе и др. // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 34–44.

9. *Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.* Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 1999.

10. *Фекличев В.Г.* О минералогическом картировании и других пространственно-минералогических исследованиях // Новые методы изучения условий формирования и закономерностей распределения горных пород, минералов и руд. Элиста, 1978. С. 193–217.

11. *Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З.* Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Издательский дом «Бородино-Е», 2004.

12. *Чесноков Б.В.* Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1975. С. 27–37. (Тр. Свердловского горного института. Вып. 106.).

13. *Штернберг Л.Е., Гречин В.И., Соловьев А.А., Щурина Г.Н.* К методике окрашивания карбонатных пород // Литология и полезные ископаемые. 1972. Вып. 5. С. 127–132.

14. *Юшкин Н.П.* Топоминералогия. – М.: Недра, 1982.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.435.36 (571.17)

© Т.П.Зубова, 2011

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА В РЯДУ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ – РОССЫПЬ НА ПРИМЕРЕ ИЮНЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЛАИРА

Т.П.Зубова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

На примере Июньского месторождения золотоносных кор выветривания изучены трансформация морфологии рудных тел, вещественного состава, типоморфизма золота и геохимических элементов в ряду кора выветривания – россыпь.

Ключевые слова: кора выветривания, морфология, типоморфизм, золото, Салаир.

Зубова Татьяна Петровна, tanzu3011@mail.ru

REGULARITIES IN CHANGES OF SUBSTANTIAL COMPOSITION IN SEQUENCE WEATHERING CRUST – PLACER WITHIN DEPOSIT IUJUNSKOYE (NORTH-WEST SALAIR REGION)

T.P.Zubova

Changes in forms of ore bodies, their substantial composition and typomorphic features of native gold in sequence weathering crusts – placers were studied within deposit Iujunskoye (North-West Salair region). The most significant changes are typical for the upper parts of ore bodies.

Key words: weathering crust, morphology, typomorphic features, native gold, Salair.

Месторождение золотоносных кор выветривания Июньское расположено в пределах Урского рудного поля на северном фланге Июньско-Баритовой зоны Северо-Восточного Салаира. Рудное поле сложено главным образом вулканогенно-осадочными породами печеркинской свиты (риолит-дацитовые порфиры и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты и др.), залегающими среди нижнекембрийских известняков анчешевской свиты. В пределах рудного поля развиты малые интрузии габбро-диабазов, габбро-диоритов, диабазовых порфиритов и дайки диабазов, габбро-диабазов и диабазовых порфиритов кембрийского возраста. Широко проявлены гидротермально-метасоматические изменения — серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, сопровождаемые рудной минерализацией [3].

В пределах рудного поля, по данным ряда исследователей (И.В.Дербиков, А.Я.Булынников, Э.Г.Дистанов, Н.А.Росляков, Н.Ф.Агеенко, Н.И.Овсянников, Д.И.Портянников и др.), установлено несколько типов рудной минерализации — барит-полиметаллическая, медно-цинковая, золото-кварцевая. Золото, связанное с колчеданно-полиметаллической минерализацией, преимущественно тонкодисперсное, содержания его по результатам опробования составляют 0,3–0,5 г/т, редко более 1 г/т. Главные рудные минералы — пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит. Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая минерализации образуют жилы и штокверковые зоны, в которых, кроме золота, встречаются теллуриды (Н.А.Росляков, Г.В.Нестеренко, Ю.В.Калинин и др., 1995). Содержания золота в кварцево-жильных зонах колеблются от десятых долей до сотен граммов на 1 т. Пробность самородного золота 800–880 и 960–970‰. Часто золото-кварцевая минерализация совмещена с золото-барит-полиметаллической и медно-цинковой.

Коры выветривания, широко развитые в пределах Северо-Восточного Салаира, по данным Н.А.Росляковой [1], имеют латеритный профиль. Сохранность профиля выветривания во многом определяется геоморфологическими особенностями площади. Июньское месторождение расположено в пределах эрозионно-карстовой долины длительного и унаследованного режима развития на контакте кембрийских карбонатных и эффузивных пород, к которому часто приурочена рудная минерализация. На изученной территории развиты преимущественно остаточные глинистые коры выветривания линейно-трещинного и контактово-карстового типов неполного профиля.

Рудоносные коры выветривания формируются в результате окисления золотосодержащей барит-полиметаллической, медно-цинковой и золото-кварцевой минерализаций, которые, наряду с корами выветривания, служили источниками питания россыпей.

По данным А.В.Алямкина (2005 г.), в зоне окисления выделены четыре рудных тела (рис. 1, *а*). Первое рудное тело приурочено к карбонатному плотику, второе и третье находятся гипсометрически выше первого, четвертое, представляющее субгоризонтальную залежь в приповерхностном горизонте, оторвано от остальных рудных тел.

При переходе первых трех тел из коренного субстрата в зону окисления сохраняются их элементы залегания, но очень быстро оно сменяется на субгоризонтальное положение (см. рис. 1, *а*), что связано с просадками за счет карстовых процессов. Особенно значительно изменилась морфология второго рудного тела. Оно приобрело форму мульдообразной наклонной залежи, мощность которой за счет растяжения при просадочных процессах увеличилась в три раза (см. рис. 1, *а*).

Наиболее деформировано четвертое рудное тело. В нем интенсивно проявились процессы проседания и частично переотложилось вещество третьего и второго рудных тел. В результате образовалась субгоризонтальная залежь, которую по генезису можно отнести к делювиально-пролювиальной россыпи. Выделенные рудные тела сопровождаются ореолами самородного золота с содержанием гравитационного Au >100 мг/м^3.

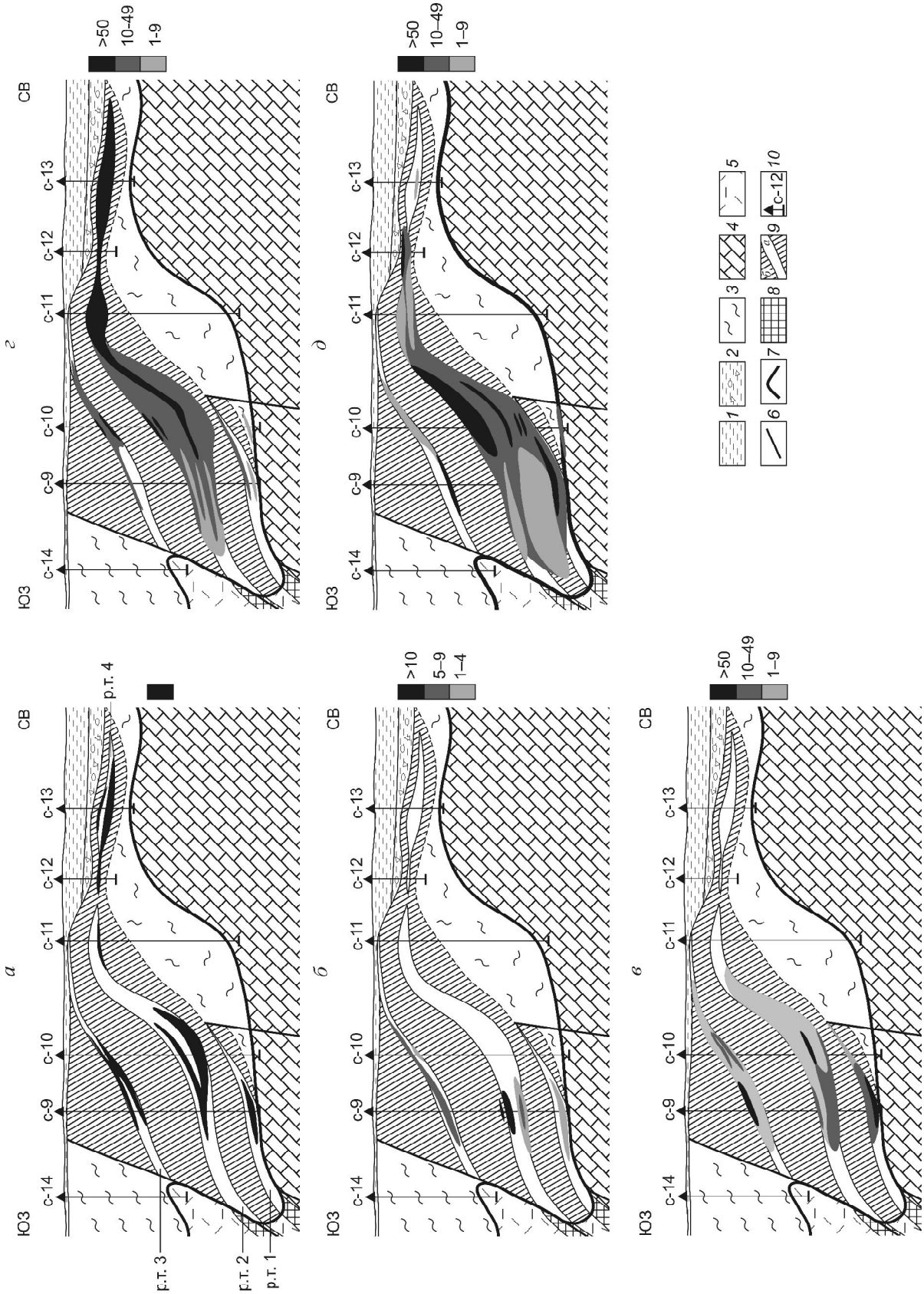
Золотоносная остаточная кора выветривания, образованная по рудным телам, обладает высокой глинистостью. Количество алеврито-пелитовой составляющей по разрезу >50%. Максимально высокая глинистость характерна для рудного тела 2 (скв. 10), что, возможно, связано с образованием здесь коры выветривания по зоне повышенной тектонической трещиноватости в породах печеркинской свиты, способствующей более глубокому выветриванию.

По данным рентгенофазового анализа, выполненного на приборе ДРОН-2, состав коры выветривания слюдисто-каолинит-кварцевый. В верхних горизонтах профиля выветривания преобладают слюда и кварц. Слюда слабо гидратирована. Сохраняются реликты эндогенной минерализации — диккит, парагонит, плагиоклаз, кварц, единичные зерна полуокисленного и неокисленного пирита (в тонких классах), в то же время присутствуют типичные для зоны окисления плюмбогуммит, каолинит, гидроксиды Fe, Mn. По вещественному составу верхних горизонтов коры выветривания ее следует отнести к неполному профилю, соответствующему стадии гидратации и начального выщелачивания.

В нижней части разреза преобладают каолинит, гидроксиды Fe, Mn, отмечается плюмбогуммит. Образование каолиновых глин в основании гипергенного профиля коры выветривания на карбонатном плотике обусловлено глубокими геохимическими процессами на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. Литолого-минералогический состав глинистых и глинисто-щебнистых руд изменяется не только по вертикали, но и по восстанию рудного тела. Изучение минералов тяжелой фракции шлихов из керна скважин по восстанию рудных тел и сверху вниз показало следующее.

В первом сечении (скв. 9) сохраняются остаточные минералы, отражающие особенности рудной минерализации. В рудном теле 3 (см. рис. 1, *в*) преобладает остаточный барит (до 80–90%), он слабо лимонитизирован, по трещинам наблюдаются налеты самородной серы. В заметных количествах присутствуют осветленные слабо ожелезненные обломки серицитовых сланцев, в виде незначительной примеси встречаются магнетит, ильменит, гематит, гранат, эпидот. Минералы и обломки пород имеют угловатую форму. В рудном теле 2, расположенном гипсометрически ниже третьего и оказавшегося в центральной части зоны окисления, сохранился окисленный пирит (от 7–12 до 86% в отдельных пробах), количество барита уменьшается до 9–30%, увеличивается содержание гидроксидов Fe и Mn 4–10%, в отдельных гнездах до 40%, часто оолитоподобного строения. В виде примеси отмечаются магнетит, брукит, сколки неокисленного халькопирита. В рудном теле 1 (нижний уровень), находящемся на карбонатном плотике, содержание гидроксидов Fe достигает 55–65%, что значительно затушевывает первичный минеральный состав (см. рис. 1, *г*). Количество полуокисленного пирита составляет 1–4%. В незначительном количестве присутствуют мелкие обломки выветрелых карбонатных пород с поверхностью выщелачивания и растворения.

Во втором и третьем сечениях (скв. 10, 11) по мере удаления от первичного оруденения по восстанию окисленных рудных тел происходит изменение спектра минералов, разнообразие которых резко уменьшается до 2–4 (таблица; см. рис. 1, *г*, *д*). Преобладают гидроксиды Fe и Mn в виде ноздреватых обломков с гнездами желтых охр лимонита, иногда в виде агрегатов колломорфного строения и отдельных бобовин. Появляется новообразованный


а
б
в
г
д
ЮЗ
СВ
с-14
с-9
с-10
с-11
с-12
с-13
р.т. 1
р.т. 2
р.т. 3
р.т. 4
>10
5–9
1–4
>50
10–49
1–9
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
с-12

Результаты приближенно-количественного минералогического анализа шлиховых проб по р.л. X (участок Июньский), %

Номера рудных тел	Скв. 9	Скв. 10	Скв. 11	Скв. 12, 13
4				Гидроксиды Fe 90, гидроксиды Mn 10, ильменит, окисленный пирит, циркон, рутил по 1; золото размером от 0,3 до 1,8 мм, округлое, с примазками глинистых минералов, пробность 950‰
3	Барит 90, окисленный пирит 3, гидроксиды Mn 5, гидроксиды Fe 1; золото мелкое, рудного облика, пробность 580–650‰, коррозия локальная	Барит 10, окисленный пирит 1, гидроксиды Mn 1, гидроксиды Fe 88, ильменит в одной пробе 24; золото мелкое, корродированное, пробность в центральной части 650‰, в оболочке до 990‰, с примазками гидроксидов Fe		
2	Барит 30, окисленный пирит 35, гидроксиды Fe 17, гидроксиды Mn 17; золото мелкое, рудного облика, пробность 600–780‰, коррозия локальная, с примазками гидроксидов Fe	Гидроксиды Fe 45, гидроксиды Mn 55; золото мелкое, корродированное, пробность в центральной части 580‰, в оболочке 950–1000‰, с примазками гидроксидов Fe	Окисленный пирит 1, гидроксиды Mn 15, гидроксиды Fe 85; золото, с примазками гидроксидов Fe, следами перемещения, пробность в центральной части 680‰, в оболочке 950‰	
1	Барит 17, окисленный пирит 3, гидроксиды Fe 10, гидроксиды Mn70; золото рудного облика, пробность 625–700‰, с примазками гидроксидов Fe	Барит 5, гидроксиды Fe 25, гидроксиды Mn 38, карбонат 31; золото мелкое, пробность 570–620‰, с примазками гидроксидов Fe		

гематит. Количество барита, полуокисленного пирита и других минералов снижается, в верхних частях рудных тел они практически исчезают, барит приобретает кремовую окраску, преобразуется в рыхлый комковидный агрегат. Полуокисленный пирит становится темным, почти черным, его трудно отличить от псевдоморфоз гидроксидов Fe темно-коричневого цвета, развитых не

Рис. 1. Геологический разрез с результатами полуколичественного минералогического анализа шлиховых проб по участку Июньский:

а — Au, в том числе самородное, мг; *б* — окисленный пирит, %; *в* — барит, %; *г* — гидроксиды Fe, %; *д* — гидроксиды Mn, %; *1* — средне-верхнеплейстоценовые субаэральные сероцветные и бурые глины и суглинки; *2* — нерасчлененные красноцветные неоген-нижнеплейстоценовые щебнисто-песчано-глинистые отложения с галькой, представленные продуктами разрушения и ближнего переотложения кор выветривания; *3* — позднемеловые–палеогеновые нерасчлененные глинистые, охристо-глинистые и щебнисто-глинистые пестроцветные коры выветривания; *4* — кембрийская система, верхний отдел, анчешевская свита (известняки, известковые песчаники); *5* — кембрийская система, нижний отдел, печеркинская свита (риолит-дацитовые, дацитовые, андезито-дацитовые, андезитовые порфириты, их туфы, туффиты, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты); 6 — зоны тектонических нарушений; 7 — граница подошвы коры выветривания; 8 — тела прожилково-вкрапленных до сливных золотосодержащих сульфидных руд; 9 — рудные тела, выделенные (по пробирному анализу) при бортовом содержании Au 0,5 г/т (*а*) и рудные зоны с содержанием Au >0,1 г/т (*б*); 10 — поисковые скважины и их номера

только по сульфидам, но и по обломкам пород. Обломки серицитовых сланцев подвергаются интенсивному ожелезнению. При лимонитизации они приобретают желто-коричневую окраску или становятся вишневыми в результате гипергенной гематитизации. Обломки пород имеют округлую форму за счет растворения. В сохранившихся реликтах серицитовых сланцев видны пустоты выщелачивания пирита. Кварц трещиноватый, в разной степени ожелезненный, как и обломки сланцев со сглаженными торцевыми выступами. Реже наблюдаются другие следы гипергенного изменения рудных минералов: налеты серы на барите, появляются примазки борнита, хризоколлы, плюмбогуммита.

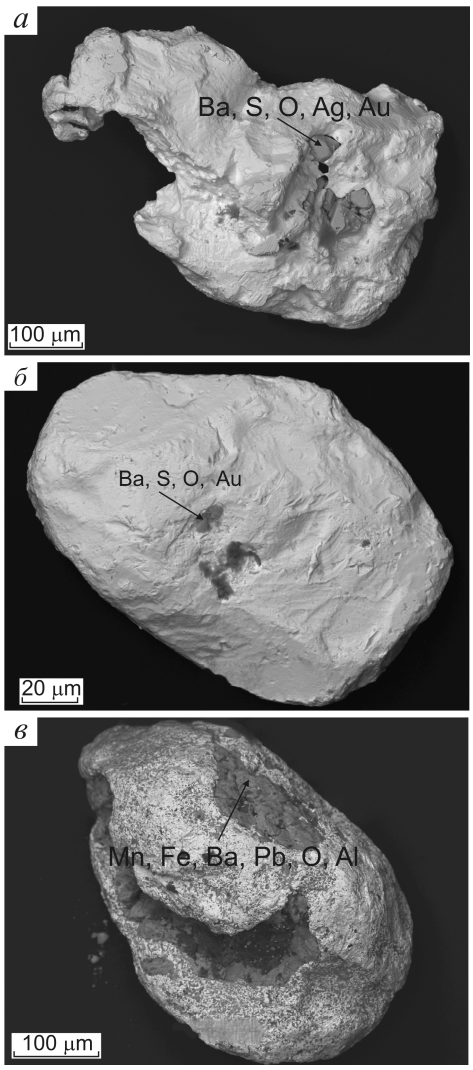


Рис. 2. Морфология золота и качественный состав в точке наблюдения по данным энергодисперсионного микроанализа (элементы приведены в порядке убывания):

а — зерно рудного облика в срастании с баритом из рудного тела 3, скв. 9; *б* — зерно с оглаженными выступающими торцами с включениями барита из рудного тела 2, скв. 10; *в* — окатанное зерно из рудного тела 4, скв. 13

Снизу вверх по восстанию рудных тел нарастает также степень гипергенного изменения самородного золота (по данным Л.А.Николаевой, 2006 г.). В нижних горизонтах зоны окисления во всех рудных телах (1–3) золото преимущественно мелкое 0,05–0,25 мм, с отдельными золотинами размером 0,4–0,5 мм, редко 2,5 мм. Морфологически золото имеет ветвистую, дентритовидную, пластинчатую, проволоковидную форму. Поверхность его мелкобугорчатая, выступающие торцы сглажены. Коррозия проявлена локально. На поверхности в виде отдельных пятен отмечаются налеты гидроксидов Fe. Иногда золото заполняет трещины в колломорфных агрегатах гидроксидов Mn, что, вероятно, свидетельствует о его переотложении. Наблюдаются срастания золота с кварцем, баритом, пиритом (рис. 2, *а*). На поверхности минералов видны отпечатки квадратного сечения от выщелоченного пирита. Пробность золота низкая 580–780‰.

Вверх по восстанию рудных тел сохраняются морфометрические особенности самородного золота, но значительно интенсивней проявлены гипергенные изменения — повсеместная коррозия поверхности зерен, хорошо выраженная поверхность растворения, бугорчатость на ряде зерен за счет наростов новообразованного золота. Пробность золотин в центральной части зерен 650–680‰, на периферии — 980–1000‰. Часть мелких уплощенных зерен полностью корродированы, их пробность составляет 960–1000‰. Часто на поверхности золота присутствуют примазки гидроксидов Fe, Mn, глинистых минералов. По данным количественного энергодисперсионного микроанализа в составе примазок, кроме Fe, Mn, O, Al, Si, K (ряд петрогенных элементов), отмечаются в повышенном количестве Ba, Pb, S (рудогенные элементы, отражающие проявление барит-полиметаллической минерализации, см. рис. 2, *б*).

Рудное тело 4 (см. рис. 1, *а*), как нам представляется, образовалось в результате разрушения, переотложения и частичного перемыва верхних частей рудных тел и вмещающих пород. На это указывает шлихоминералогический состав — спектр минералов значительно расширился. Встречаются магнетит, рутил, циркон, корунд, брукит, касситерит, мартитизированный ильменит, хромит, полуокисленный пирит, амфибол, барит. Основное количество составляют гидроксиды Fe до 90%.

Зерна минералов сглажены, частично окатаны, характерны ноздреватая поверхность, трещиноватость, в углублениях присутствуют охристые образования гидроксидов Fe. Находящиеся в подчиненном количестве гидроксиды Mn имеют почковидную форму, отдельные бобовины расколоты.

В четвертом рудном теле происходит укрупнение золота. Оно окатано (см. рис. 2, *в*) и несет следы переноса в виде разноориентированных борозд перемещения. Пробность золота выше, чем в окисленных рудах, за счет высокопробных оболочек (см. таблицу) и более глубокого преобразования внутренней структуры.

По результатам геохимических работ золоторудная минерализация в коре выветривания сопровождается ореолами As, Sb, Ba, Cu, Pb, Mo, Be, Y. В перекрывающих осадочных толщах наиболее тесно с аномалиями золота коррелируют ореолы Zn, Mn, Be, Y, которые отражают проявления золоторудной минерализации в коре выветривания. Ореолы Pb, Cu, Ba в покровных четвертичных отложениях располагаются по периферии относительно аномалий золота.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют, с одной стороны, о сохранении в остаточных корах выветривания информации об эндогенной минерализации с нарастанием степени гипергенных изменений не только вверх по разрезу, но и по простиранию рудных тел, с другой — об усложнении этих изменений в связи с проявлением карстовых процессов, меняющих морфологию рудных тел и усиливающих степень гипергенных изменений на геохимических барьерах. В нижних частях профиля выветривания может оказаться более глубоко измененный материал коры выветривания (повышенная глинистость, интенсивное ожелезнение и омарганцевание, преобладание каолинита в составе глинистых минералов вплоть до образования гиббсита, характерного для верхних горизонтов прямого профиля выветривания) [2].

При поисковых работах на золото в условиях развития кор выветривания контактно-карстового типа с наклонным положением рудных тел необходимо учитывать, при интерпретации результатов, существование не только вертикальной зональности гипергенного профиля, но и латеральной. Карстовые процессы еще более усложняют профиль кор выветривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золотоносность* кор выветривания Салаира / Н.А.Рос-ляков, Г.В.Нестеренко, Ю.В.Калинин и др. – Новосибирск: СО РАН, 1995.

2. *Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. – Москва: Наука, 1971.

3. *Условия* золотоносности колчеданно-полиметаллических месторождений / Н.В.Рослякова, Ю.Г.Щербаков, Н.Ф.Агеенко и др. // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск, 1983. С. 31–65.

УДК 549.324.31 (571.66) © С.Н.Рычагов, Ю.В.Щегольков, 2011

МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕРЕН ПИРИТА НИЖНЕ-КОШЕЛЕВСКОЙ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ, ЮЖНАЯ КАМЧАТКА

С.Н.Рычагов (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН), Ю.В.Щегольков (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

На примере изучения химического состава поверхности зерен пирита, выделенного из гидротермальных глин одного из геотермальных месторождений Камчатки, методами рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (РФЭС) и электронной оже-спектроскопии (ЭОС) показано образование минеральной пленки. Пленка имеет толщину от нескольких до сотен нанометров и двухслойное строение. Нижний слой представлен тиосульфатными комплексами железа с восстановленным азотом, верхний — титансодержащей оксидно-силикатной фазой. Образование такого минерального вещества на поверхности зерен сульфидов, вероятно, отражает влияние глубинного металлоносного восстановленного флюида на физико-химические процессы в зоне гипергенеза геотермального месторождения.

Ключевые слова: геотермальная аномалия, пирит, электронная спектроскопия, минеральные фазы, восстановительные условия, металлоносный флюид.

Рычагов Сергей Николаевич, rychsn@kscnet.ru, *Щегольков Юрий Васильевич,* schegolkov@inbox.ru

NIZHNE-KOSHELEVSKY GEOTHERMAL FIELD SOUTH KAMCHATKA: NEOMORPHIC MINERALS ON SURFACE OF THE PYRITE GRAINS

S.N. Rychagov, Yu.V. Schegolkov

XPS and AES studies of the pyrite grains extracted from hydrothermal clays underlying Nizhne-Koshelevsky geothermal field in the Kamchatka Peninsula demonstrated that mineral films coat surfaces of these grains. Such films are several nm through several hundred nm thick and consist of two layers. The lower one consists of thiosulfate complexes of iron containing reduced nitrogen, whereas the upper one is a Ti-bearing oxide-silicate phase. Presumably, formation of such mineral substance coating the pyrite grain surfaces displays influence of a deep metal-bearing reducing fluid on the physicochemical processes in the near-surface part of the geothermal field.

Key words: geothermal field, pyrite, AES, XPS, reducing environment, metal-bearing fluid.

Строение зерен пирита изучалось в пределах Нижне-Кошелевской геотермальной аномалии, приуроченной к Кошелевскому вулканическому массиву. Этот массив — долгоживущая (от олигоцен-миоцена по голоцен) вулканотектоническая структура в составе Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района Камчатки (рис. 1). Термоаномалия отвечает зоне мощной (>25 Гкал/с [1]) разгрузки парогидротерм в овально-изометричной эрозионной котловине размером 300×500 м. Здесь формируются гидротермальные растворы от кислых до слабощелочных, сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные с температурами от 20–25 до 98°С. Катионный состав вод смешанный, преобладают аммоний, Ca, Na, K, Fe, присутствуют Al, H, редкие щелочи и др. Парогазовые струи состоят из CO_2, N, углеводородов (от метана до тяжелых), реже H_2S, сернистого газа, H и др. [5]. Температуры фумарол достигают 120–125°С, преобладают 90–103°С. Вблизи и на дневной поверхности залегают гидротермальные глины. Они широко распространены на площади (выходят за пределы видимой границы тепловой аномалии) и образуют практически непрерывный чехол средней мощностью 1,7–1,8 м. Одним из основных минералов, входящих в состав гидротермальных глин, является пирит. Химический и минеральный составы глин и детальная характеристика пирита ранее изучены в работах [7, 8]. Отмечено, что пирит, образующийся в гидротермальных глинах, служит одним из основных минералов-концентраторов рудных элементов и, по-видимому, обладает высокой сорбционной емкостью за счет особых свойств поверхности зерен [9]. Это обстоятельство и предопределило актуальность и постановку исследований, первые результаты которых приводятся ниже.

Методами РФЭС и ЭОС изучен состав поверхности пиритов, образовавшихся в толще гидротермальных глин Нижне-Кошелевской геотермальной аномалии (термоаномалии). Спектры снимали на приборе Las-3000 фирмы «Riber», оснащенном полусферическим анализатором фотоэлектронов с задерживающим потенциалом ОРХ-150 и оже-электронным спектрометром типа «цилиндрическое зеркало» ОРС-200. Вакуум в аналитической камере составил $5\cdot10^{-9}$ Тор. Для возбуждения фотоэлектронов использовали рентгеновское

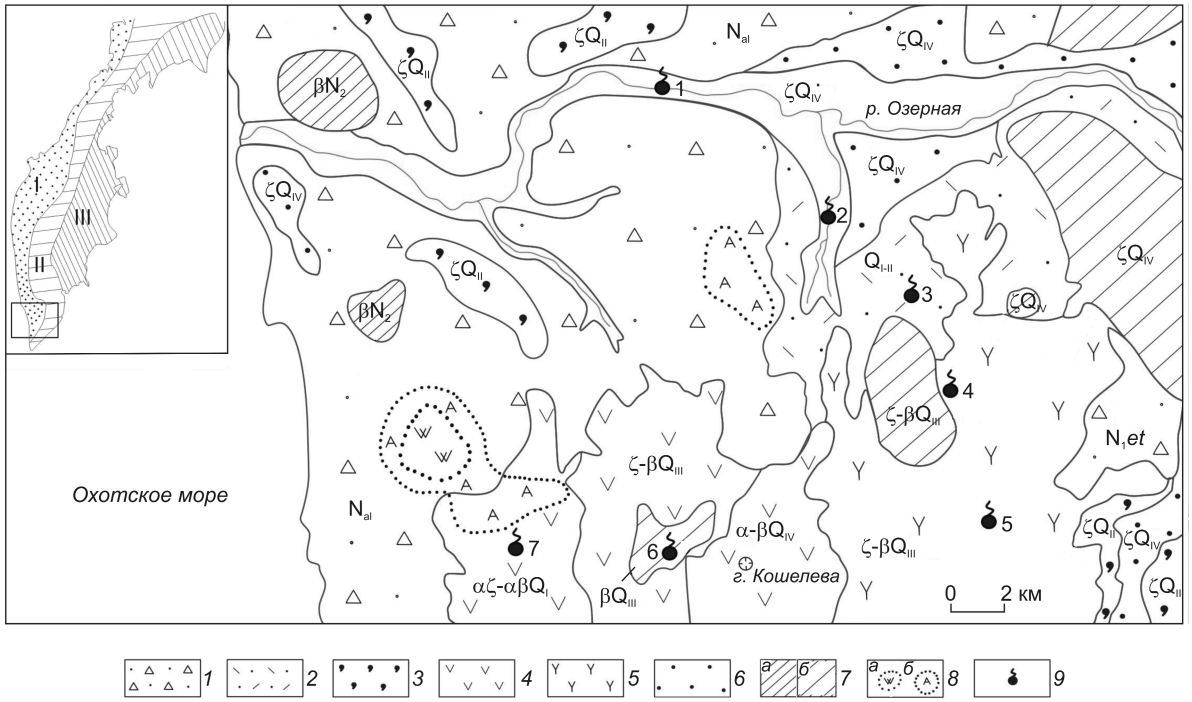


Рис. 1. Геологическая карта-схема Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального (рудного) района, *по материалам научных исследований и государственных геологических съемок м-ба 1:200 000*:

1 — вулканиты фундамента (лавопирокластические отложения); *2* — вулканогенно-осадочные отложения (туффиты) паужетской свиты; *3* — игнимбриты; *4* — андезидациты — андезибазальты Кошелевского вулканического массива; *5* — вулканиты (лавы, пирокластические потоки, экструзии) Камбального хребта; *6* — пирокластические отложения (пемзы); *7* — субвулканические и экструзивные тела неогенового (*а*) и четвертичного (*б*) возраста; *8* — поля гидротермально измененных пород — вторичных кварцитов (*а*), аргиллизитов (*б*); *9* — основные современные термоаномалии района: 1 — Первые Горячие Ключи (Пионерлагерь), 2 — Вторые Горячие Ключи (Паужетское месторождение), 3 — Северо-Камбальная, 4 — Центрально-Камбальная, 5 — Южно-Камбальная, 6 — Верхне-Кошелевская, 7 — Нижне-Кошелевская; на врезке показаны основные вулканические пояса Камчатки: I — Западно-Камчатский, II — Центрально-Камчатский, III — Восточно-Камчатский

излучение алюминиевого анода Al K_α=1486,6 эВ при напряжении на трубке 12 кВ и токе эмиссии 20 мА. Калибровку фотоэлектронных спектров проводили по C 1s пику с энергией связи ($E_{св}$) 285 эВ. Оже-спектры регистрировались в дифференциальной форме dN(E)/dE при энергии первичного электронного пучка 2,5 кэВ и напряжении модуляции 2,3 В.

РФЭС и ЭОС обладают высокой локальностью по глубине (0,5–5 нм в зависимости от условий съемки спектров) и позволяют анализировать химический состав тонких слоев и пленок на поверхности образцов. Для анализов были отобраны монофракции кристаллов пирита размером 0,1–0,63 мм, которые монтировали на углеродистую электропроводящую двустороннюю клейкую ленту и затем вводили в аналитическую камеру.

РФЭ-спектрами охарактеризованы выборки зерен (от 500 до 700 шт.) монофракций пирита, выделенных из различных частей разреза толщи гидротермальных глин. Оже-спектры сняты с поверхности единичных кристаллов пирита, в отдельных случаях с использованием травления образцов аргоновой плазмой при энергии ионного пучка 2 кэВ и токе эмиссии 20 мА.

Результаты исследований показали, что характерной особенностью пиритов всех проанализированных проб Нижне-Кошелевской термоаномалии является присутствие в их поверхностных слоях N,

Состав поверхности пиритовых монофракций по данным РФЭС

Номера проб	Атомные концентрации, %					
	Fe	S	Ti	N	O	Si
НК 8/07-8	2,1	2,2	2,9	5,1	79,7	8
НК 8/07-2	2,3	3,6	0,7	2,6	86,2	4,6
НК 8/07-5	1,8	5,6	1,1	5,9	81	4,6
НК 8/07-3	2,9	3,4	2,8	4	83,4	3,5
НК 6/07-7	1,4	2,5	1,4	4,4	84,6	5,7

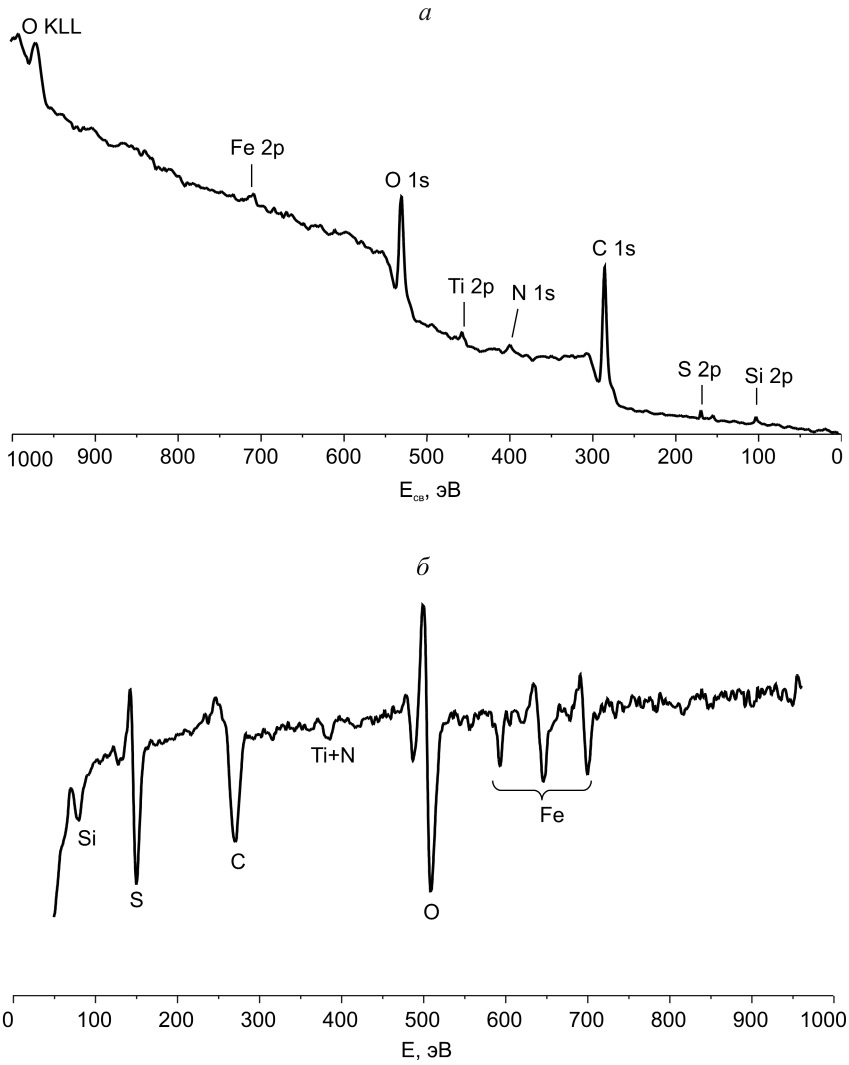


Рис. 2. Обзорные фотоэлектронный (*а*) и оже-электронный (*б*) спектры поверхности пиритов Нижне-Кошелевской термоаномалии:

пик при 387 эВ в оже-спектре — область наложений линий Ti и N

Ti и Si (рис. 2). По данным РФЭС содержания N, Ti и Si на поверхности образцов сопоставимы с количеством S и Fe, что говорит о достаточно высоких концентрациях этих элементов (таблица).

Из расчетов атомных концентраций исключен углерод. Анализ состава растворенных и свободных газов в районе термоаномалии и всего Кошелевского вулканического массива показывает, что соединения углерода играют значительную роль в формировании термальных вод и, вероятно, влияют на минеральный и химический составы аргиллизированных пород [5, 8]. В то же время, углерод всегда присутствует в составе примесей, адсорбированных из атмосферы на поверхности образцов. Кроме того, влияние углерода в наших исследованиях могло усиливаться тем, что кристаллы пирита не всегда полностью закрывали монтажную ленту подложки, содержание углерода в которой достигает 90 ат. %. Поэтому на настоящем этапе исследований углерод исключен из расчетов.

Анализ химического состояния Ti, N и Si проведен по Ti 2p, N 1s и Si 2p фотоэлектронным линиям. Для интерпретации полученных результатов, помимо литературных источников [3, 12], использована электронная база данных в Интернете «NIST Standard Reference Database 20, Version 3.5». Измеренные значения $E_{св}$ всех $2p_{3/2}$ компонентов Ti $2p_{1/2\text{-}3/2}$ дублетов находятся в интервале 458–459 эВ, что говорит о высокой степени окисления металла и соответствует диоксиду титана TiO_2. Энергетическое положение главных максимумов в N 1s спектрах (400–401 эВ) указывает на восстановленную форму азота (N – H и C – N связи). Эти данные свидетельствуют о том, что Ti и N химически не связаны между собой, а представляют различные соединения в поверхностном слое зерен пирита. Судя по $E_{св}$ Si 2p фотоэлектронных линий (101,5–102,5 эВ), Si может находиться либо в силикатной форме, либо в виде аморфного кремнезема.

Оже-спектры показывают резкое снижение интенсивности пика Si (практически до фоновых значений) и уменьшение пика при 387 эВ в области наложения линий Ti и N в процессе ионного травления поверхности зерен пирита в течение 40 мин (рис. 3). Это возможно в случае одновременного (согласованного) уменьшения концентраций Si и одного из двух вышеуказанных элементов. Таким элементом, на наш взгляд, является Ti. В пользу этого вывода свидетельствует следующее. Во-первых, Si и Ti являются родственными эле-

ментами по геохимической спецификации — литофильными. Во-вторых, окисленное состояние Ti больше соответствует оксидно-силикатному слою, чем восстановленный N. Исходя из времени травления и средней скорости распыления силикатов и кремнезема 1,5 Å/с, рассчитанной по формуле из работы [2], мощность оксидно-силикатного слоя не превышает первые сотни нанометров.

Результаты спектроскопических исследований не позволяют однозначно определить минеральную форму нахождения Ti и Si, но очевидно, что оба элемента входят в одну минеральную фазу пленочного типа, выделившуюся на поверхности зерен пирита при их образовании в толще гидротермальных глин. По данным рентгенофлуоресцентной спектроскопии содержание TiO_2 в гидротермальных глинах достигает 1,6% [7].

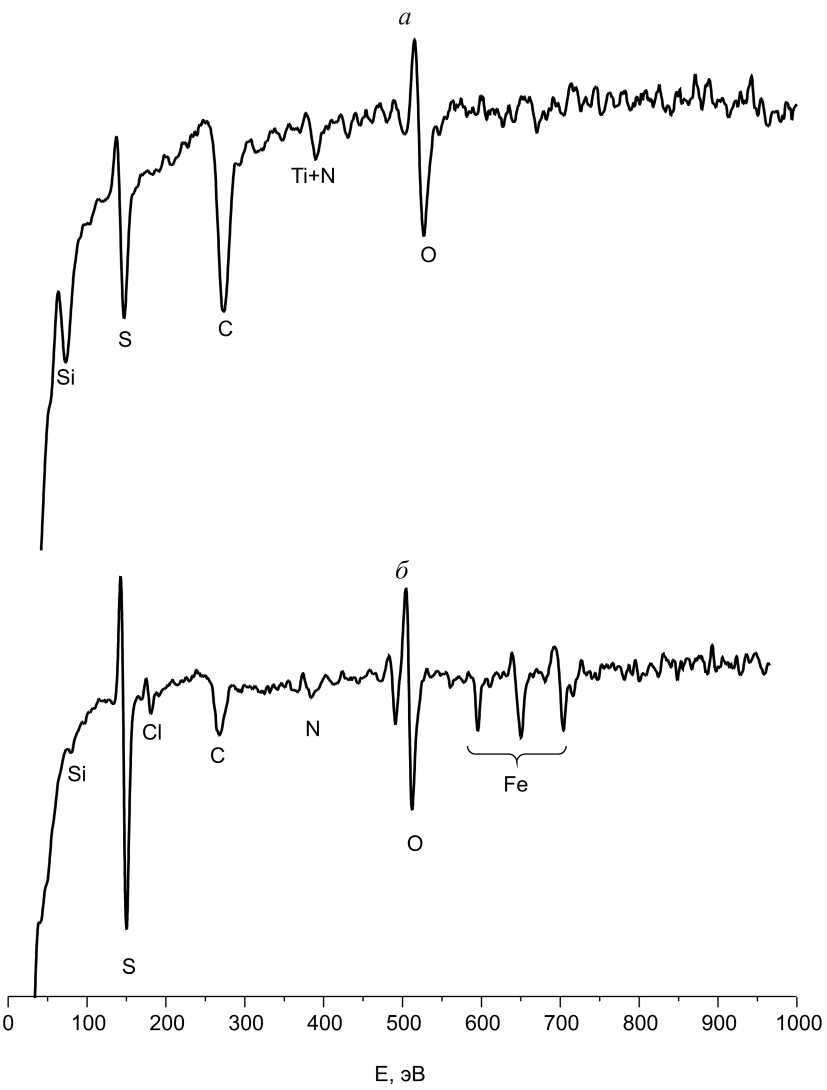


Рис. 3. Изменение состава поверхности пирита в процессе ионного травления по данным ЭОС:

а — до травления; *б* — после травления в течение 40 мин

S 2p фотоэлектронные спектры всех проанализированных проб монофракций пирита характеризуются двумя пиками в интервалах $E_{св}$ 167–168 и 160,5–161,5 эВ. Первый отвечает промежуточному состоянию серы между сульфатом и сульфитом, второй — сульфиду (рис. 4). В Fe 2p спектрах также отмечаются два пика при $E_{св}$ 707,5–709 и 711–712,5 эВ. Нами это интерпретируется как результат присутствия тиосульфата железа на поверхности пиритов. Наш опыт исследования сульфидов железа методом РФЭС показывает, что такая ситуация является неординарной. Как правило, на окисленной поверхности пиритов преобладают оксисульфатные ($E_{св}$ S 2p=168–170 эВ) соединения железа, а количество сульфид-ионов ($E_{св}$ S 2p=160–162 эВ) незначительное. А.Бакли и Р.Вудс, исследовавшие с помощью метода РФЭС окисление свежих сколов кристаллов пирита в атмосферных условиях, зафиксировали образование сульфата железа на поверхности сколов уже через несколько минут после начала экспозиции [11].

Стабильность тиосульфат-ионов может быть обеспечена за счет восстановительного потенциала среды. Например, тиосульфат железа обнаружен на зернах пирита месторождения Сухой Лог с восстановительными условиями рудообразования [4, 6]. О восстановительных свойствах рудоносных флюидов Нижне-Кошелевской термоаномалии может свидетельствовать также неокисленная форма азота, зафиксированная нами на поверхности зерен пирита под титансодержащим оксидно-силикатным слоем. Ранее неоднократно

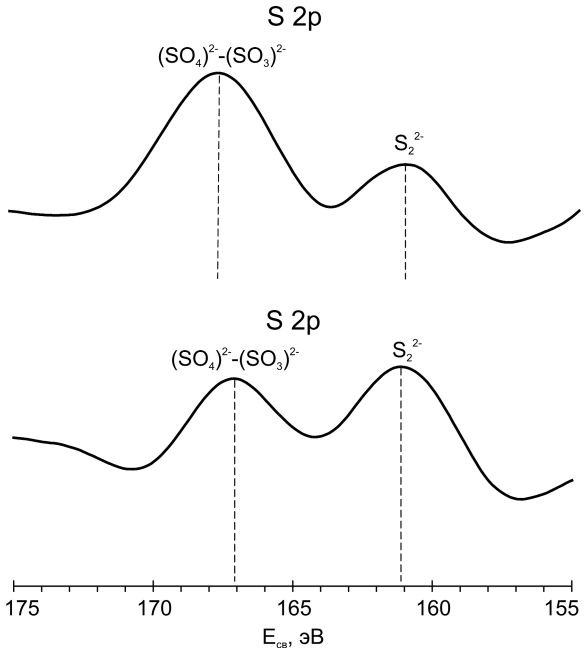


Рис. 4. S 2p фотоэлектронные спектры, демонстрирующие химическое состояние серы на поверхности пиритов Нижне-Кошелевской термоаномалии

отмечалось, что Кошелевский вулканический массив, образованный на сочленении крупных тектонических блоков Южно-Камчатского и Курильского сегментов островной дуги, характеризуется восстановительным восходящим потоком глубинных, верхнемантийных или нижнекоровых, флюидов [1, 5, 8].

В настоящей статье приведены результаты первых исследований химического состава поверхности зерен пирита, образующегося в гидротермальных глинах Нижне-Кошелевской геотермальной аномалии в условиях низкотемпературного гидротермального процесса (до 120–125°С) и при контрастных физико-химических параметрах растворов. Эти процессы протекают в зоне гипергенеза геотермальных месторождений. Установлено, что поверхность пиритов имеет двухслойную структуру: верхний слой представлен титансодержащей оксидно-силикатной фазой, нижний — тиосульфатными комплексами железа с восстановленным азотом. Таким образом, на поверхности зерен пирита образуется минеральная пленка толщиной от нескольких или меньше сотен нанометров, имеющая слоистую структуру и разный химический состав на разных глубинах. Пленка служит своеобразным буфером в системе минерал – раствор – газ. Вероятно, ее формирование отражает влияние глубинных металлоносных восстановленных флюидов на приповерхностные горизонты гидротермальной системы. Оксидно-силикатные титансодержащие пленки, несомненно, являются типоморфным признаком образования пиритов в толще гидротермальных глин Нижне-Кошелев-ской термоаномалии.

Другим немаловажным аспектом данной статьи является вопрос о форме нахождения «невидимого» золота в пирите. Мономинеральные пробы пирита Нижне-Кошелевской термоаномалии характеризуются повышенным содержанием золота относительно его средних концентраций в горных породах, пропилитах, других гидротермально-метасоматических новообразованиях [8]. В связи с этим необходимо отметить, что в последнее время В.Л.Таусоном с коллегами развивается представление о неавтономных фазах, возникающих на поверхности кристаллов пирита и пирротина и отличающихся по химическому составу и структуре от основного кристалла. Эти неавтономные фазы накапливают микроэлементы (Au, Ag, As, Cd) с коэффициентом обогащения по сравнению с объемом кристаллов сульфидов до ~10^4 [10]. Однако данные работы выполнены на искусственных кристаллах сульфидов и при заданных *PT* и физико-химических параметрах гидротермальной среды. Тем более актуальным, на наш взгляд, является изучение таких новых естественных минеральных фаз, характерных для современных минерало- и рудообразующих процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 10-05-00009а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В.* Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976. С. 58–84.

2. *Нефедов В.И., Черепин В.Т.* Физические методы исследования поверхности твердых тел. – М.: Наука, 1983.

3. *Нефедов В.И.* Рентгеноэлектронная спектроскопия химических соединений. Справочник. – М.: Химия, 1984.

4. *Околорудный* метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе / В.Л.Русинов, О.В.Русинова, С.Г.Кряжев и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.

5. *Поздеев А.И., Нажалова И.Н.* Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм, Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.

6. *Парагенетические* отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухой Лог и типоморфизм поверхности пирита / В.Л.Таусон, В.К.Немеров, Э.А.Развозжаева и др. // ДАН. 2009. Т. 26. № 4. С. 528–532.

7. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В., Королева Г.П.* Характеристика приповерхностного горизонта гидротермальных глин Нижне-Кошелевского и Паужетского геотермальных месторождений // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 2. Вып. 12. С. 116–134.

8. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39–55.

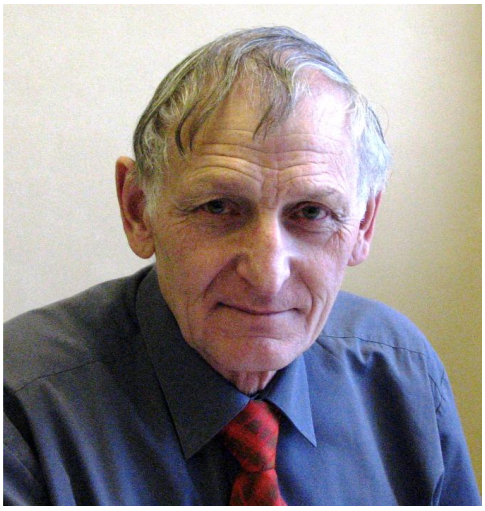
9. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // ДАН. 2010. Т. 435. С. 806–809.

10. *Таусон В.Л., Логинов Б.А., Акимов В.В., Липко С.В.* Неавтономные фазы как потенциальные источники некогерентных элементов // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 1–4.

11. *Buckley A.N., Woods R.* The surface oxidation of pyrite // Applied Surface Science. 1987. N 27. P. 437–452.

12. *Maulder J.E., Stickle W.F., Sobol P.E., Bomben K.D.* Handbook of X-ray spectroscopy (A reference book of standard spectra for identification and interpretation of XPS data). – Norwalk: Perkin-Elmer Corp., 1990.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



13 марта 2011 г. исполнилось 75 лет **Борису Игоревичу Беневольскому** — заведующему отделом конъюнктуры минерального сырья, доктору геолого-минералогических наук, действительному члену Академии горных наук и Международной академии информатизации.

Глубокая эрудиция и опыт освоения минерально-сырьевой базы благородных металлов приобретены Б.И.Беневольским в процессе многолетней работы в геологических экспедициях на Северо-Востоке страны, затем в Управлении алмазов, золота и других благородных металлов аппарата Мингео СССР. Под его руководством были открыты и разведаны россыпные месторождения в бассейне р. Колымы и на Чукотке, успешно разведаны золоторудные месторождения Карамкенское, Майское, Нявленга.

В ЦНИГРИ под руководством и при непосредственном участии Б.И.Беневольского осуществлены крупные исследования по составлению Долгосрочной Государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы золота России до 2005–2020 гг. Разработаны проекты координационных планов опережающих целевых рекогносцировочных поисков, поисково-оценочных, разведочных работ и НИОКР на алмазы, благородные и цветные металлы. Проведена апробация прогнозных ресурсов алмазов благородных и цветных металлов, разработаны методические основы геологоразведочных работ по этапам и стадиям на твердые полезные ископаемые, оценке ресурсов и запасов твердых полезных ископаемых, проводятся многолетний мониторинг зарубежной минерально-сырьевой базы и другие исследования. За цикл работ по золотоносности территории Российской Федерации (2002 г.) и научное обоснование системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов (2007 г.) удостоен премии Правительства Российской Федерации.

Б.И.Беневольский — автор ряда крупных монографических работ по золоту России — «Национальная минерально-сырьевая безопасность» (2000 г.), «Золото России» (1995, 2002 гг.), а также методических основ поисков и разведки золоторудных месторождений.

За многолетнюю добросовестную и плодотворную работу ему присуждены звания «Заслуженный деятель науки РФ», «Почетный разведчик недр». Он награжден знаками «Отличник разведки недр», «300 лет горно-геологической службе России», премией им. А.Н.Косыгина Российского Союза товаропроизводителей.

Поздравляем Бориса Игоревича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, творческих успехов, личного счастья.

Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

24 февраля 2011 г. исполнилось 85 лет **Лидии Александровне Николаевой**, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки, лауреату премии Правительства Российской Федерации, одному из лидеров отечественной научной школы исследований самородного золота, участнику обороны блокадного Ленинграда.

Л.А.Николаева проработала в НИГРИзолото – ЦНИГРИ 60 лет. За это время ею исследовано золото не только России, но и ближнего и дальнего зарубежья.

Богатый опыт полевых исследований, научной и практической работы позволил Л.А.Николаевой создать новое научное направление — использование типоморфизма самородного золота для прогнозирования поисков и оценки месторождений золота. Она подготовила целую плеяду минералогов-специалистов в области типоморфизма самородного золота. Ее ученики работают в Якутии, Иркутской области, на Северо-Востоке РФ, в Узбекистане, Австралии, Канаде.

Л.А.Николаева руководила созданием уникального банка данных по типоморфизму самородного золота 1500 россыпей. Эта информация частично отражена на карте «Экзогенная золотоносность и платиноносность РФ», удостоенной премии Правительства Российской Федерации за 2000 г. Вместе с последователями и учениками ею составлен атлас «Самородное золото рудных и россыпных месторождений России» (2003 г.), в котором обобщен огромный материал по минералогии золота основных месторождений, подготовлены и изданы методические рекомендации «Типоморфизм самородного золота» (2003 г.) и «Изучение самородного золота при экспертно-криминалистических исследованиях» (2003 г.).

Л.А.Николаева — достойный представитель поколения отечественных геологов, создавших крупнейшую минерально-сырьевую базу золота.

Она удостоена званий «Почетный разведчик недр» и «Отличник разведки недр», награждена медалью «За доблестный труд», знаком «300 лет горно-геологической службе России», дипломами ВДНХ и отраслевыми грамотами. Ею опубликовано более 180 работ, в том числе шесть монографий. Хорошо известна литературная одаренность Л.А.Николаевой, она — талантливый популяризатор научных знаний. Ею создана своеобразная поэтическая летопись ЦНИГРИ и многих его сотрудников — учителей, коллег и друзей. В сборниках «ЦНИГРИада – 1996», «ЦНИГРИада – 2000», «Юбилей… юбиляры… 2010» тонко, ярко, с любовью отражены будни и праздники института.

Поздравляем Лидию Александровну с юбилеем, желаем доброго здоровья, творческого долголетия.

Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

ИЗДАНИЯ ЦНИГРИ, ПРЕДЛАГАЕМЫЕ К ПРОДАЖЕ

Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / Коллектив авторов. Ред. коллегия: А.И.Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2010. 96 с.

Изложены рекомендации по принципам и методам прогнозирования месторождений твердых полезных ископаемых и оценке их прогнозных ресурсов в современных условиях нед-ропользования Российской Федерации. Охарактеризованы общие положения оценки, базовые понятия и термины, рекомендации по укрупненной геолого-экономической оценке объектов с прогнозными ресурсами, а также порядок оценки, содержание и формы представления материалов. Рекомендации составляют основу создания выпусков методических руководств по группам твердых полезных ископаемых для переоценки прогнозных ресурсов по состоянию на 01 января 2010 г.

Рекомендации рассчитаны на организации и специалистов геологического профиля.

Термины и понятия отечественного недропользования (словарь-справочник) / А.И.Кривцов, Б.И.Беневольский, И.В.Морозов; под ред. А.И.Кривцова /2-е изд., испр. и доп. – М.: ЦНИГРИ, 2008. 275 с.

Представлены основные термины и понятия геологических наук и горного дела, которые сочетаются с широким спектром терминов и понятий из других сфер социально-общественной и хозяйственной деятельности, связанных с использованием недр России и воспроизводством минерально-сырьевой базы. В зависимости от содержания и назначения термины и понятия сопровождаются либо определениями, либо описаниями (пояснениями). Приводится перечень наиболее распространенных английских терминов сферы недропользования, смысл которых раскрывается через отсылки к русским эквивалентам. В словарной форме дано описание свойств, областей применения и природных форм нахождения основных видов полезных ископаемых. В приложение включена классификация прогнозных ресурсов и запасов, введенная в действие с 01.01.2008 г.

Словарь-справочник ориентирован на широкий круг специалистов, чьи профессиональные и деловые интересы так или иначе связаны со сферой отечественного недропользования.

МГК-33. Металлогения, генезис и поиски рудных месторождений: Информационно-аналитический обзор / Коллектив авторов. Ред. коллегия: А.И.Кривцов (отв. ред.), И.Ф.Мигачев, С.С.Вартанян, А.Н.Щендригин. – М.: ЦНИГРИ, 2008. 234 с.

Изложено содержание основных докладов на XXXIII сессии Международного геологического конгресса в области геологии, металлогении, генезиса и поисков месторождений ведущих полезных ископаемых, проанализированы направления и результаты зарубежных и отечественных исследований. Рассмотрены минерально-сырьевое обеспечение сбалансированного развития, оценки минеральных ресурсов в глобальном и континентальном масштабах, данные по рудоносности Мирового океана и субмаринному рудоге-

незу. Проанализированы результаты металлогенических и прогнозно-металлогенических работ, оценено состояние изученности рудообразующих процессов и систем. Рассмотрены физико-химические характеристики гидротермальных процессов и приведены новые данные по континентальным и субмаринным геотермальным полям и их роли в рудообразовании. Охарактеризованы достижения в области методов и методик изучения рудного вещества и околорудного пространства.

Обзор ориентирован на широкий круг читателей, позволяет оценить состояние и уровень зарубежных и отечественных разработок, включая конкурентоспособность отечественной научно-технической продукции, и выделить наиболее приоритетные направления соответствующих исследований на перспективу.

Геология, металлогения, генезис и поиски рудных месторождений на XXXII сессии Междуна-родного геологического конгресса / Коллектив авторов. Под ред. А.И.Кривцова. – М.: Геоинформмарк, 2005. 281 с.

Изложено содержание основных докладов на XXXII сессии Международного геологического конгресса в области геологии, металлогении, генезиса и поисков месторождений ведущих полезных ископаемых, проанализированы и оценены представленные разработки и достижения. Приведены сведения по океаническому и континентальному бурению, изучению ледового панциря Антарктиды, оценке роли геологических наук в достижении сбалансированного развития, а также материалы по оценке минеральных ресурсов в глобальном и континентальном масштабах, данные по рудоносности Мирового океана и субмаринному рудогенезу. Рассмотрены физико-химические характеристики гидротермальных процессов и приведены новые данные по современным геотермальным полям и гидротермальным системам. Охарактеризованы достижения в геоинформатике и результаты применения георадара.

Обзор ориентирован на широкий круг читателей, позволяет оценить состояние и уровень зарубежных и отечественных разработок, конкурентоспособность отечественной научно-технической продукции и определить наиболее приоритетные направления соответствующих исследований на перспективу.

Многоцелевые электромагнитные многочастотные геофизические технологии / Коллек-тив авторов. Под ред.В.И. Пятницкого, А.А.Грачева. – М.: ЦНИГРИ, 2003. 239 с. 109 ил. 21 табл.

Описаны физико-геологические основы электромагнитных и радиоволновых геофизических технологий, разработанных в разное время в Центральном научно-исследовательском геолого-разведочном институте цветных и благородных металлов. В технологиях используются гармонические электромагнитные поля в широком диапазоне частот от первых герц до сотен мегагерц. На основе созданных в ЦНИГРИ и других организациях геологических моделей месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ) сформированы геолого-геофизические модели и схемы месторождений

этих видов минерального сырья и оценены применимость и эффективность электромагнитных и радиоволновых методов и их комплексов, разработанных в ЦНИГРИ. Рассмотрены способы, методики и техники полевых работ, обработки и интерпретации результатов наблюдений, получаемых этими технологиями при некоторых региональных геофизических съемках, прогнозно-поисковых, поисково-оценочных работах, на этапе предварительной разведки месторождений АБЦМ.

Приведены примеры использования наземных, скважинных, шахтно-скважинных электро-магнитных и радиоволновых технологий при решении различных геологических задач на месторождениях алмазов, коренного и россыпного золота, золотоносных кор выветривания, медно-колчеданных, медно-никелевых, полиметаллических месторождениях в разных регионах России и стран СНГ.

Описано применение электромагнитных и радиоволновых технологий в геоинженерных и инженерных изысканиях, при поисках и картировании археоло-гических объектов, изучении распространения электромагнитного поля 50 Гц как экологически вредного фактора в пределах обитания человека, особенно в городских условиях.

Для геологов и геофизиков с использованием в практической, научной и учебной работе.

Прогнозно-поисковые модели алмазоносных россыпей России. **Серия «Модели месторождений благородных и цветных металлов»** / В.Е.Минорин. Под ред. А.И.Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2001. 117 с. 35 ил.

Рассмотрены основные геолого-промышленные типы россыпных месторождений алмазов Якутии, Урала и ряда зарубежных стран. Приведены классификации россыпей, их группировка для целей прогноза, поисков и оценки.

На основании изучения россыпей по 40 признакам, влияющим на россыпеобразование, созданы обобщенные модели по группам факторов: питающие источники, геолого-структурная и морфоструктурная обстановки, морфология и размеры россыпей, палеогеографические, гидродинамические и литофациальные условия, петрографические и минералогические особенности россыпей, концентрационные, математико-статистические геофизические и геохимические модели.

Разработанные прогнозно-поисковые модели, количественные и качественные прогнозные критерии россыпей алмазов способствуют их прогнозу, поискам, выбору известных аналогов, определению плотности поисковой сети, а также объема шлиховых и разведочных проб.

Для специалистов в области прогноза, поисков и оценки россыпных месторождений алмазов.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. **Серия «Модели месторождений благородных и цветных металлов»** / Г.В.Ручкин, А.И.Донец. Ред. А.И.Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 123 с. 45 ил.

Описаны модели стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах — геолого-промышленные количественные (статистические), прогнозно-поисковые, параметрические, морфометрические, концентрационные и градиентно-векторные, основанные на систематизации обширной информации по отечественным и зарубежным объектам. Проведена типизация этих месторождений, рассмотрены закономерности их размещения и пространственно-временные связи с терригенно-карбонатными структурно-вещественными комплексами осадочных бассейнов: внутриплитных и пассивных континентальных окраин. Проанализирована природа рудообразующих рассолов и формы мобилизации и транспортировки металлов.

Разработана элизионно-гидротермальная гидродинамическая модель рудообразующей системы, включающая гидродинамические обстановки и основные механизмы действия системы и количественные расчеты масштабов и скорости фильтрации металлоносных рассолов. Построены гидрогенные геолого-генетические модели эпигенетических эксфильтрационных и осадочно-эксфильтрационных стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, базирующиеся на результатах компьютерного моделирования физико-химических обстановок формирования рудоносных рассолов и накопления руд. Показаны особенности преобразования месторождений и рудных тел под воздействием комплексных и длительных процессов метаморфизма.

Для широкого круга специалистов в области металлогении, геологии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также преподавателей и студентов высших учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

Месторождения колчеданного семейства. **Серия «Модели месторождений благородных и цветных металлов»** / Коллектив авторов. Под ред. А.И.Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 282 с. 126 ил.

Описаны модели месторождений колчеданного семейства — прогнозно-поисковые, геолого-промышленные (статистические), параметрические, морфометрические, концентрационные и градиентно-векторные, основанные на систематизации обширной информации по отечественным и зарубежным объектам. Рассмотрены закономерности размещения месторождений колчеданного семейства, их классификации и пространственно-временные связи с месторождениями, входящими с ними в единые ряды рудных формаций. Проанализирована история создания геолого-генетических моделей колчеданообразующих систем, природа и условия формирования рудоносных растворов и рудно-метасоматической зональности, физико-химические и термодинамические параметры рудообразования. Разработаны количественные термо- и гидродинамические модели гидротермальных конвективно-рециклинговых рудообразующих

систем, базирующиеся на градиентно-векторном анализе их геометрии и структуры, гидродинамических характеристиках и расчетах тепломассопереноса с применением компьютерного моделирования.

Для широкого круга специалистов в области металлогении, геологии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также преподавателей и студентов высших учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото» / Коллектив авторов. Под ред. Б.И.Беневольского. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 182 с. 54 ил. 28 табл.

Охарактеризованы принципы оценки прогнозных ресурсов, дан анализ существующей системы их выявления, учета и геолого-экономической оценки. Рассмотрены методические основы и приемы выявления перспективных площадей и оценки прогнозных ресурсов золота, приведены классификации основных типов месторождений меди и показана их роль в мировой минерально-сырьевой базе (МСБ). Приведен комплекс характеристик мировой МСБ золота, а также основные показатели ряда зарубежных горнорудных проектов, что может быть использовано для оценки значимости объектов прогноза и определения их геолого-экономических значений. Описаны геолого-промышленные количественные модели месторождений, характеристики которых могут служить для разбраковки объектов.

Дано описание прогнозно-поисковых моделей объектов оценки прогнозных ресурсов (металлогенические провинции и зоны, рудные районы, поля и перспективные участки) и их ведущих признаков, позволяющих выделять и оконтуривать перспективные площади; предложены оптимизированные комплексы методов для решения прогнозно-поисковых задач, на основе которых возможно выделение металлогенических таксонов и оценка прогнозных ресурсов.

Для специалистов в области прогноза и оценки золоторудных месторождений.

Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Экзогенная золотоносность» / Коллектив авторов. Под ред. С.С.Вартаняна, Н.М.Риндзюнской. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 130 с. 6 табл. 33 ил.

Охарактеризованы принципы оценки прогнозных ресурсов, дан анализ системы их выявления, учета и оценки. Рассмотрены методические основы и приемы выявления перспективных площадей и оценки прогнозных ресурсов россыпей золота, золотоносных кор выветривания, золотосодержащих месторождений песчано-гравийного сырья; приведена классификация основных типов месторождений. Описаны геолого-промышленные типы, характеристики которых могут быть использованы для разбраковки объектов.

Дано описание прогнозно-поисковых моделей объектов оценки прогнозных ресурсов и их ведущих признаков, позволяющих выделять и оконтуривать перспективные

площади; предложены оптимизированные комплексы методов для решения прогнозно-поисковых задач, на основе применения которых возможно выделить металлогенические таксоны и дать оценку их прогнозных ресурсов.

Для специалистов в области прогноза и оценки золотоносности экзогенных месторождений.

Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Свинец и цинк» / Коллектив авторов. Под ред. Г.В.Ручкина. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 169 с. 44 ил.

Охарактеризованы принципы оценки прогнозных ресурсов, дан анализ системы их выявления, учета и геолого-экономической оценки. Рассмотрены методические основы и приемы выявления перспективных площадей и оценки прогнозных ресурсов свинца и цинка, классификации основных типов полиметаллических месторождений, показана их роль в мировой МСБ. Приведен комплекс характеристик мировой МСБ свинца и цинка, а также основные показатели ряда зарубежных горнорудных проектов, что может быть использовано для оценки значимости объектов прогноза и определения их геолого-экономического значения.

Описаны геолого-промышленные количественные модели месторождений, характеристики которых могут быть использованы для разбраковки объектов. Характеристики прогнозно-поисковых моделей объектов оценки прогнозных ресурсов (металлогенические провинции и зоны, рудные районы, поля и перспективные участки) и их ведущих признаков позволят выделять и оконтуривать перспективные площади; предложены оптимизированные комплексы методов для решения прогнозно-поисковых задач, на основе которых возможно выделение металлогенических таксонов и оценка прогнозных ресурсов.

Для специалистов в области прогноза и оценки свинцово-цинковых месторождений.

Для приобретения изданий обращаться по адресу:

117 545 Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, отдел маркетинга
Тел. /факс 315 43 47
E-mail: market@tsnigri.ru

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.

2. К статье прилагается справка об авторе (авторах), в которой указываются фамилия, имя, отчество, ученая степень, звание, должность, место работы, адрес для переписки (почтовый), телефон, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи — 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Поля страницы — сверху и снизу по 2 см, справа 1 см, слева 3 см. Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два варианта — распечатка с принтера и электронный вариант в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). Текст, таблицы, рисунки помещаются в отдельные файлы. Таблицы должны иметь названия, набираются без сокращения слов (размер 10, один межстрочный интервал). Возможна передача статей по электронной почте: *tsnigri@tsnigri.ru* с пометкой для журнала «Руды и металлы».

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 3.0.

5. Список литературы приводится в конце статьи с нумерацией источников по алфавиту. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице после списка литературы.

6. Рисунки и другие графические материалы (черно-белые, не более 5) прилагаются в печатном и электронном вариантах. На обратной стороне распечатки каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16). Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере (шрифт 8), толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (*.tif), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Exsel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

8. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

9. В целях облегчения редактирования статей редколлегия просит авторов использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Пер. с англ. / Под ред. Н.В.Межеловского. – М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. – СПб: ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.М.Терентьева – СПб.: ВСЕГЕИ, 1991.

Главный редактор,
доктор геол.-минер. наук,
профессор И.Ф.Мигачев

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Руды и металлы»

Настоящий порядок вводится с 2010 г. в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи

УДК…… © А.С.Барышев, К.Н.Егоров, 2009

О совершенствовании методики поисков перекрытых коренных источников алмазов

А.С.Барышев, К.Н.Егоров (Институт земной коры СО РАН)

Аннотация (на русском языке, не более 5–7 строк)……..
..……..
……
……
……
……
……

Ключевые слова (на русском языке, не более 5–7 слов)……...
……

Название статьи (на английском языке, полужирным шрифтом)

Фамилии авторов (на английском языке, полужирным шрифтом)

Аннотация (на английском языке, не более 5–7 строк)……..…….
……
……
……
……
……
……

Key words (не более 5–7 слов)……
……

Контактная информация: почтовый адрес, *e-mail* для переписки, телефон……..

ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....

Журнал «Руды и металлы»

Публикует материалы по прогнозу, поискам, оценке и разведке месторождений. Прогрессивным технологиям геологоразведочных работ, переработке и анализу руд алмазов, золота, серебра, платиноидов, меди, свинца, цинка, никеля, кобальта и других полезных ископаемых. Мониторингу минерально-сырьевых ресурсов; геолого-экономической оценке месторождений, конъюнктуре минерального сырья. Инвестиционной привлекательности геологических объектов. Юридическим вопросам в сфере недропользования.

Размещает рекламу по вышеуказанным проблемам.
Расценки в дол. США с учетом НДС и оплатой в рублях по курсу ЦБ РФ на да-ту платежа:

Объем (полоса формата А-4)	Цветная	Черно-белая
1/1	200	50
1/2	100	25
1/4	50	10
Разворот на четыре полосы формата А-4	600	150

При повторных публикациях — скидки от 5 до 20%. На рекламу по заказам геологических организаций и высших учебных заведений устанавливаются ***льготные расценки***.

Может оперативно издать целевой номер, посвященный вашему предприятию, фирме или ее продукции и услугам, а также малым тиражом брошюры, книги, программы семинаров, конференций, совещаний.

По всем вопросам обращаться по адресу: 117545, Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон (495) 315 28 47
Факс (495) 315 43 47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru для журнала «Руды и металлы»

Подписка принимается во всех почтовых отделениях связи по каталогу агентства «Роспечать». Периодичность — шесть номеров в год. Цена подписки на год 600 руб. без НДС (индекс 47 218).