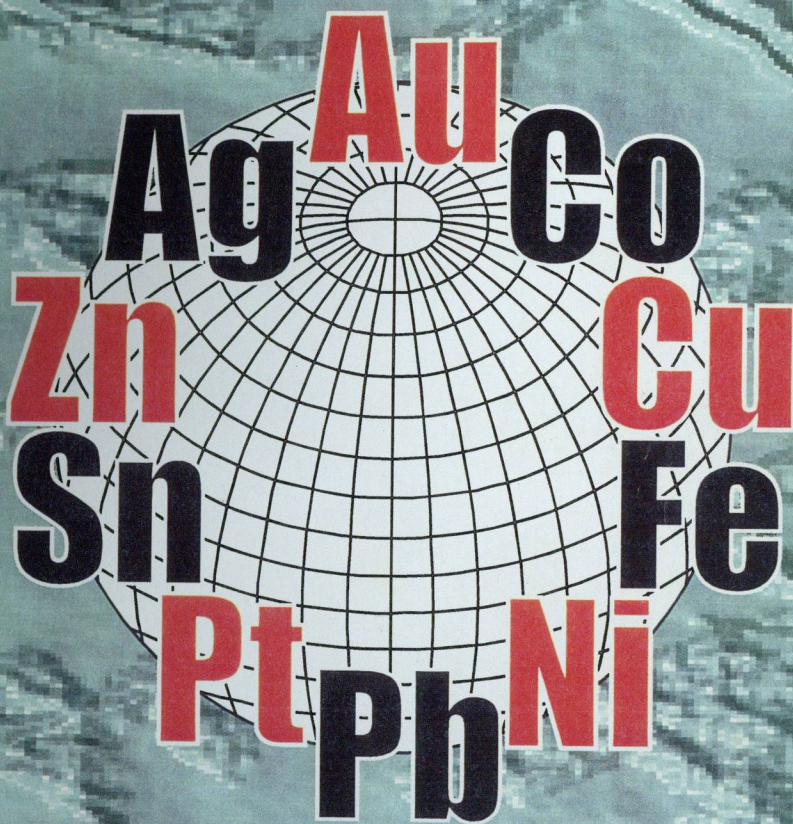


1-й 370.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИИГРИ МНР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв



4/2004

ISSN 0869-5997



МЕТАЛЛЫ

4/2004



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

Сдано в набор 15.07.2004 г.
Подписано в печать 03.08.2004 г.
Тираж 430 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

Прикладная металлогения и недропользование

Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Захарченко О.Д., Голубева Ю.Ю.

Современное состояние проблемы коренных первоисточников алмазных россыпей западного склона Урала

5

Халезов А.Б., Гаврюшов А.В.

Металлоносность отложений байоса Токмовского свода Русской платформы

18

Ганжа Г.Б., Ганжа Л.М.

Золото-битумная минерализация в черносланцевой толще, Центральная Колыма

24

Строение рудных месторождений

Константинов М.М., Лайпанов Х.Х., Варгунина Н.П., Данильченко В.А., Орлов Б.Ю., Битаров В.Т., Давыдов К.В., Кулаев И.Г., Кучиев А.А.
Свинцово-цинковое месторождение Бозанг, Северная Осетия

33

Шмаков И.И., Минорин В.Е.

Геолого-генетическая модель алмазоносной россыпи Илья-Вож, западный склон Урала

48

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Романчук А.И., Кошель Д.Я., Королев А.Б., Ивановская В.П.

Использование глубоководных железомарганцевых конкреций для очистки газов от сернистого ангидрида

58

Крылова Г.С.

Применение магнитно-импульсной обработки для интенсификации цианирования упорного золотосодержащего концентрата

65

Applied metallogeny and subsoil use

Vaganov V.I., Golubev Yu. K., Zakharchenko O.D., Golubeva Yu. Yu.

Modern state of the problem on primary sources of diamond placers located at the Urals western slope

Khalezov A.B., Gavryushov A.V.

Metal content of Bajocian deposits of the Russian platform's Tokmovsky arch

Ganzha G.B., Ganzha L.M.

Gold-bitumen mineralization in black schist strata, Central Kolyma

Ore deposit structure

Konstantinov M.M., Laipanov H.H., Vargunina N.P., Danilchenko V.A., Orlov B.Yu., Bitarov V.T., Davydov K.V., Kulayev I.G., Kuchiyevev A.A.
Bozang Pb-Zn deposit, Northern Osetiya

Shmakov I.I., Minorin V.E.

Geological-genetic model of Ilya-Vozh diamondiferous placer, western slope of the Urals

Instrumentation and technologies of exploration

Romanchuk A.I., Koshel D.Ya., Korolyov A.B., Ivanovskaya V.P.

Use of deepsea ferromanganese nodules to clean gases off sulphurous anhydride

Krylova G.S.

Use of magnetic-pulse processing to intensify cyanidation of refractory gold-bearing concentrate

Поздравляем с юбилеем

Congratulations on anniversary

О.М.Конкину

68 O.M.Konkina

Дискуссии

Discussions

В.С.Зубков

Гипотеза мантийного генезиса битумных и гидротермальных месторождений урана

69

Zubkov V.S.

Hypothesis of mantle genesis of bitumen and hydrothermal uranium deposits

Памяти В.А.Хорева

79

In memory of V.A.Khorev

Памяти А.Т.Бондаренко

80

In memory of A.T.Bondarenko



СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ КОРЕННЫХ ПЕРВОИСТОЧНИКОВ АЛМАЗНЫХ РОССЫПЕЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

**В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, О.Д.Захарченко (ЦНИГРИ МПР России),
Ю.Ю.Голубева (ИГЕМ РАН)**

На основании комплексного изучения эталонных обнажений туффизитов западного склона Урала и обобщения опубликованных данных сделан вывод о включении в эту группу объектов различной генетической природы: ледниковых образований, тектонических брекчий и т. д. Для части туффизитов с признаками ударного метаморфизма, действительно имеющих первично-магматическую природу, перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов Урала связаны, прежде всего, с обнаружением новых россыпных месторождений.

На западном склоне Урала алмазоносные россыпи известны с 1829 г. Россыпи Полудово-Колчимского поднятия с 1959 г. разрабатываются драгами из аллювия притоков р. Вишера, а также карьерным способом из эрозионно-карстовых депрессий и высоких террас. Несмотря на небольшие объемы добычи алмазов (100–200 тыс. карат/год) и невысокое их содержание в россыпях (не более 5 мг/м³), эксплуатация этих месторождений оказывается рентабельной из-за высоких ювелирных качеств алмазов. Однако до сих пор нет четких представлений о генетическом типе коренного первоисточника алмазов в россыпях и механизме образования последних. Фактически эти вопросы являются частью глобальной проблемы коренных первоисточников для слабоалмазоносных комплексных золото-алмазных (нередко с оловом) россыпей, пространственно связанных с краевыми областями складчатых поясов (в России, Австралии, Юго-Восточной Азии, США и ряде других регионов). Ни в одном из этих регионов, несмотря на интенсивные поиски, коренные источники не обнаружены.

Для Урала вопрос коренных первоисточников вызвал в последнее десятилетие вспышку небывалого интереса, отразившегося в сотнях публикаций, что обусловлено двумя основными причинами. Во-первых, резко ухудшилось состояние минерально-сырьевой базы алмазов, и прииск «Уралалмаз» находится в режиме падающей добычи. Во-вторых, появились сообщения об открытии на Урале принципиально нового

генетического типа коренных первоисточников — так называемых «туффизитов». Наличие алмазоносных туффизитов рассматривается многими исследователями как твердо установленный факт и, следовательно, как одно из крупнейших научных открытий последних лет в области алмазной геологии [14, 18 и др.]. Публикуются данные о находках туффизитов практически на всей территории Восточно-Европейской платформы и, как следствие, поиск алмазоносных туффизитов рассматривается как приоритетное направление ГРР на алмазы. В то же время с момента появления первых подобных публикаций многие специалисты высказывали сомнения о правильности генетической интерпретации этих пород и перспективах их алмазоносности (например, [6]).

Подчеркнем, что геолого-минералогические особенности убогалмазоносных россыпей и типоморфные свойства алмазов западного склона Урала аналогичны таковым для россыпей проявлений Среднего Тимана, Челябинской области и Республики Башкортостан, что позволяет говорить о едином алмазоносном Тимано-Уральском регионе с одним генетическим типом коренных первоисточников.

Рассмотрим гипотезы об источниках алмазоносных россыпей Урала, используемые в настоящее время.

1. До сих пор не потеряла актуальность гипотеза, объясняющая формирование алмазоносных россыпей западного склона Урала за счет

дальней транспортировки алмазов из коренных источников в пределах Восточно-Европейской платформы, включая трубки Архангельской области [19, 20]. Для россыпей эрозионно-карстовых депрессий предложена гипотеза о существовании в палеогене на западном склоне Урала прибрежно-морских условий и связанных с ними латеральных древних алмазоносных россыпей, аналогичных современным россыпям Намибии. В качестве коренного источника алмазов рассматриваются мезозойские кимберлиты Восточно-Европейской платформы.

2. В.И.Коптиль и Ю.Н.Биленко предположили связь алмазов Урала с докембрийскими эклогитами, находящимися в относительной близости от алмазоносных россыпей. Действительно, в этих метаморфических комплексах установлены редкие находки микроскопических кристаллов алмаза, которые не могут играть заметную роль при формировании промышленных россыпей (хотя их присутствие является индикатором полигенности алмаза в россыпях и карстово-эрозионных образованиях Урала).

3. Туффизитовая гипотеза, как уже отмечалось, привлекает главное внимание. По мнению ее авторов [14, 18 и др.], коренной источник уральских алмазов, наподобие лампроитовой трубки Аргайл в Австралии, представлен туффизитами и ксенотуффизитами, содержащими обширный спектр высокобарических минералов-индикаторов, включая собственно алмазы. Формирование наиболее крупной в районе Колчимской флюидизатно-эксплозивной структуры предварялась становлением горст-антиклинального поднятия и сопровождалось образованием диатрем и силлоподобных многоэтажных построек, связанных с триас-юрской и особенно неоген-четвертичной эпохами активизации эмбриональных рифтогенных структур. При этом появление алмазов и минералов-индикаторов связывается с явлениями вскипания высокофлюидной щелочно-ультраосновной магмы и ее прорыва к поверхности.

Туффизиты характеризуются крайней степенью аутометасоматической аргиллизации и фактически относятся к высококалийным метасоматитам существенно глинистого состава с содержанием когерентных и некогерентных элементов, типичным для пород кимберлит-лампроитового ряда.

4. И.А.Малахов [10] отмечает, что туффизитовая гипотеза отрицает алмазоносность терригенных толщ колчимской и такатинской свит силурийского и девонского возраста, как это принимается большинством исследователей. По его

мнению, алмазы и минералы-индикаторы в указанных свитах представлены продуктами разрушения кимберлитовых или лампроитовых тел дораннепалеозойского, скорее всего, вендского возраста, когда еще существовала единая Евразийская платформа. В дальнейшем осадочные толщи подвергались интенсивному контактово-термальному метаморфизму и метасоматозу в результате внедрения более молодых магматитов преимущественно трахибазальтового состава (т.е. туффизитов), что привело к метасоматическому преобразованию минералов-индикаторов и окислительному растворению алмазов. Таким образом, по И.А.Малахову, наличие туффизитов — скорее, отрицательный признак алмазоносности.

5. По мнению В.Н.Анфилогова и др. [2], месторождения Красновишерского района образовались путем флюидно-тектонической мобилизации кор выветривания кимберлитов, погребенных под осадочным чехлом. Глинистый алмазоносный материал из погребенных кор под давлением пластины пологого надвига был выдавлен в виде суспензии в породы осадочного чехла. Локализация алмазоносных глин в кварцевых песчаниках обусловлена спецификой взаимодействия последних с глинистыми растворами.

6. По данным В.К.Гаранина и др. [13], на западном склоне Урала отчетливо прослеживается тесная связь в расположении участков концентрации алмазов и гляциальных осадочных пород вендского возраста. Предполагается, что источником уральских алмазов служили кимберлиты Финляндии (450–600 млн. лет) и лампроиты Костамукши (1230 млн. лет). Этот регион мог быть центром (центрами) ледникового покрова вендского возраста, который позднее был приподнят и эродирован.

7. Как отмечается в работе [11], в кварце из некоторых туффизитов установлено широкое развитие признаков ударного метаморфизма в виде четко проявленных планарных элементов; обнаружены также мономиктовые брекчии с цементной структурой типа «грис» (рис. 1). В литературе многократно упоминаются находки высокобарических фаз кремнезема (коэзита и стিশовита) и поликристаллов алмаза с примесью лонсдейлитовой составляющей. Наличие ударных деформаций, по М.С.Мащак и М.В.Наумову [11], однозначно свидетельствует об импактной структуре, вероятно, интенсивно деформированной в эпоху герцинской складчатости.

С позиции импактного генезиса алмазоносность брекчий Вишерского района обусловлена тем, что экскавационная впадина возникшего

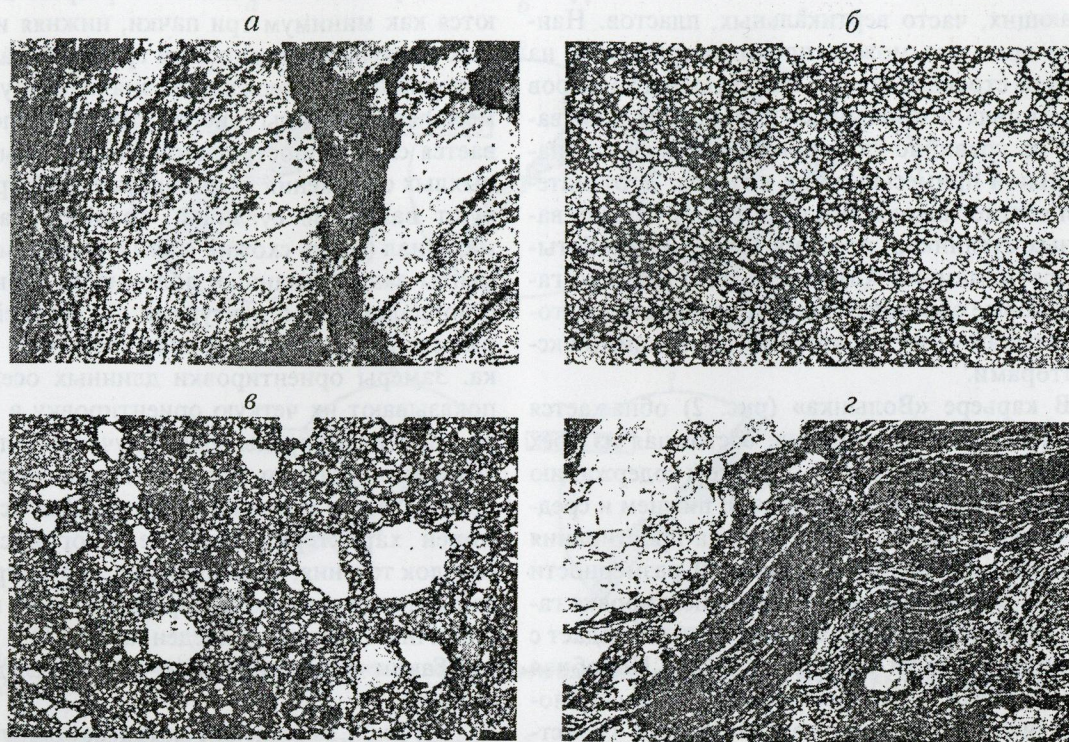


Рис. 1. Признаки ударного метаморфизма в породах Вишерского района, по [11]:

а — планарные деформационные элементы в кварце кварцитопесчаника; *б* — брекчия с текстурой «грис» по кварцевому песчанику; *в* — псаммито-алевритовая брекчия из обломков кварца, кварцевых песчаников, алевритов, аргиллитов, сцементированных слюдисто-глинистой массой, *г* — девитрифицированное флюидальное стекло с включениями кварцевых песчаников и кварца

кратера охватила коренные алмазоносные породы, фрагменты которых (в том числе алмазы) в результате последующего выброса оказались рассеянными в заполняющих кратер брекчиях. Таким образом, кимберлитовые алмазы, как и их минералы-индикаторы, являются ксеногенной составляющей коптогенных образований, а распределение алмазов определяется динамикой выброса материала из впадины импактного кратера.

Выше перечислены только основные гипотезы о первоисточниках алмазов в россыпях Урала. С нашей точки зрения, многочисленность предлагаемых моделей обусловлена естественной (вариативность объектов) или искусственной (объединение в единый класс объектов разного генезиса) классификациями.

Очевидно, что для местных первоисточников алмазов ключевое значение имеет туффизитовая гипотеза. В последние несколько лет авторы имели возможность непосредственно изучать эталонные туффизитовые объекты Красновишерского района, а также аналогичные объекты Среднего

Тимана. Параллельно эти же объекты изучались специалистами ряда других организаций. Полученные результаты (собственные и опубликованные) легли в основу настоящей статьи.

Геологическое строение эталонных разрезов. Нами изучено геологическое строение стенок карьеров по добыче алмазов, где геологами ПГГСП «Геокарта» выделены круто (часто вертикально) залегающие пласты глин, алевритов, алевритовых глин, песков, содержащих местами примесь гравия, гальки, иногда валунов. Пласты секут вмещающие их осадки и имеют с ними резкие контакты. Отличительная особенность внутреннего строения данных пластов — наличие флюидальных текстур. Все эти тела рассматриваются геологами «Геокарты» как туффизиты.

Полученные результаты позволяют с большой степенью уверенности утверждать, что в карьерах вскрывается толща ледниковых отложений. Известно [8, 9 и др.], что для моренных толщ типично наличие многочисленных структур выжимания, в том числе флюидальных, отторженцев осадочных и магматических пород

различного генезиса, залегающих в виде крутопадающих, часто вертикальных, пластов. Наиболее ярко это можно проиллюстрировать на примере строения стенок действующих карьеров «178 линия» и «Волынка», где алмазы добываются из гравийно-галечного материала со значительной примесью песка и глины. Этот материал слагает штокообразные тела в толщах валунных суглинков, поэтому карьеры отрабатываются «ямами». Алмазоносные гравийно-галечниковые образования обнаруживаются методом «тыка» — путем копания шагающими экскаваторами.

В карьере «Волынка» (рис. 2) обнажается толща валунных суглинков, состоящая из трех слоев, различающихся по окраске и содержанию грубообломочного материала. В нижнем и среднем слоях замерена ориентировка простирающихся длинных осей обломков галечной размерности (рис. 3). Зафиксирована четкая ориентировка галек с азимутом простирающихся 50° , что совпадает с азимутом падения контактов слоев. Подобная ориентировка галек возникает при послойно-пластическом течении материала, что свойственно процессам формирования основной морены. Гравийно-галечный материал, из которого добываются алмазы, присутствует в нижнем слое в виде отторженцев и протрузионных структур, что характерно для основных морен материковых оледенений [1, 9].

На участке «178 линия» в разрезе вскрываются как минимум три пачки, нижняя из которых сложена алмазоносным гравийно-галечным материалом, содержащим значительную примесь песка и глины (рис. 4). Этот слой перекрывается сложно построенной пачкой «выжатых» рыхлых отложений, в составе которой присутствуют валунные суглинки, гравийно-галечный материал (очень схожий с алмазоносным), фрагменты закарстованных доломитов, алевроиты с флюидальными структурами. В верхней части разреза выделяются два слоя валунного суглинка. Замеры ориентировки длинных осей галек показывают их четкую ориентировку в 50° (см. рис. 3). Как и в предыдущем случае («Волынка»), валунные суглинки могут быть диагностированы в качестве основной морены. Для основных морен характерно наличие многочисленных складок течения, выдавливания, структур нагнетания постороннего материала в тело морены (типичный пример приведен на рис. 5).

Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Толщи, вмещающие алмазные россыпи Красновишерского района Пермской области, представляют собой четвертичную основную морену. Образования, выделяемые в качестве туфизитов, в большинстве случаев располагаются в структурах выжимания, которые сопровождают процесс формирования основной морены.

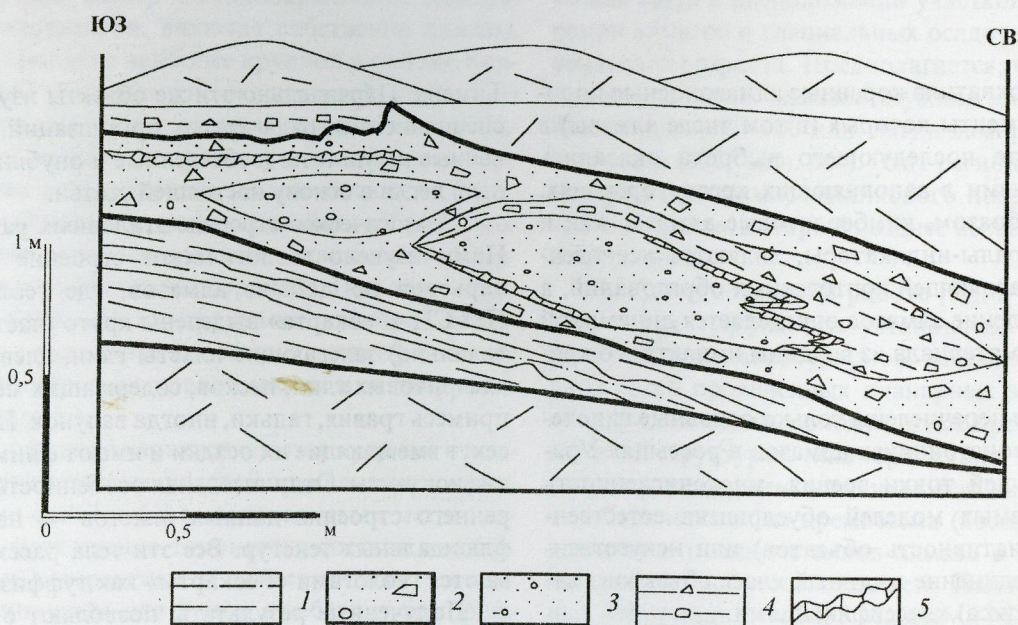


Рис. 2. Разрез контактовой зоны рыхлых отложений карьера «Волынка-южная» с корой выветривания по коренным породам:

1 — шоколадно-коричневые запесоченные глины; 2 — коричневые супеси и суглинки с щебнем и галькой; 3 — линзы гравийно-песчаного материала; 4 — прослои голубого глинисто-галечного материала; 5 — зоны лимонитизации

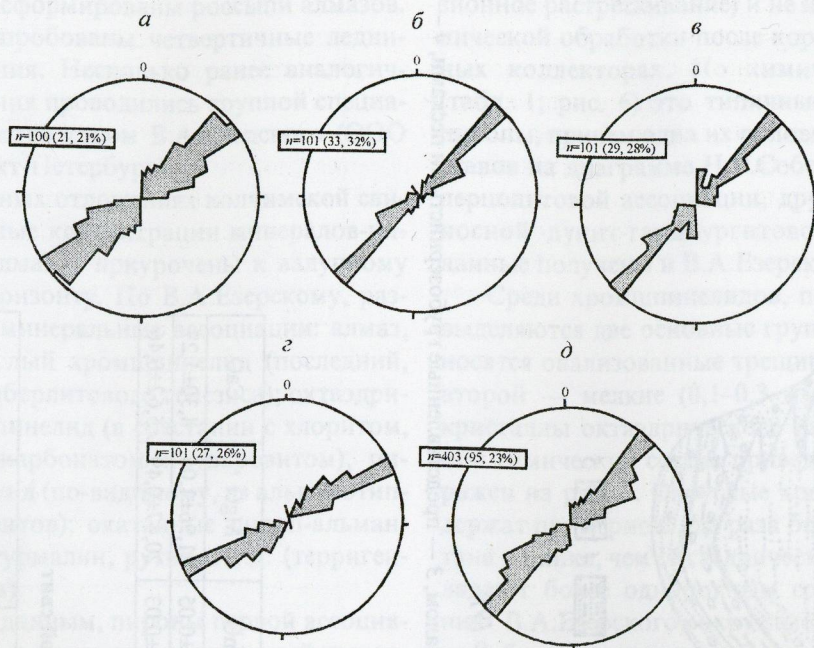


Рис. 3. Розы-диаграммы простираний длинных осей галек в валунных моренных суглинках («туффизитах», по А.Я.Рыбальченко):

интервалы разреза в карьере «178 линия»: а — верхний, б — нижний; то же в карьере «Волынка»: в — верхний, г — нижний; д — суммарная диаграмма; n — число замеров; в скобках указаны параметры максимума (число замеров и их доля в процентах от общего числа); все диаграммы построены для десятиградусных интервалов простираний

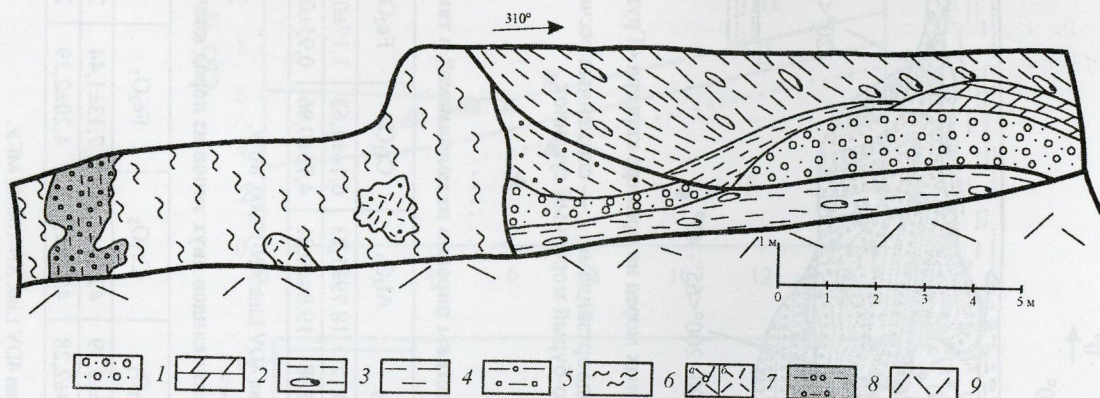


Рис. 4. Пачка «выжатых» осадков, перекрывающая алмазonoсный гравийно-галечный материал, карьер «178 линия»:

1 — гравийно-галечный материал с песчаным заполнением; 2 — выветрелый доломит $R_3 dm$; 3 — валунный суглинок; 4 — супесь с включением гальки; 5 — алевроглинистый материал с примесью гравия и гальки; 6 — алевролиты с прожилками и включениями глин, гальки; 7 — нетекстурированная ожелезненная глина (а — с включениями гальки, б — без гальки); 8 — глина с галькой, с признаками флюидальных текстур; 9 — осыпь

2. Алмазы добываются исключительно из грубообломочных гравийно-галечных отложений, скорее всего, из дочетвертичного аллювия, представленного в настоящее время отторженцами в составе морены.

Минералогия. Основными объектами исследований были карьеры по добыче алмазов и не-

которые новые перспективные участки. Главное внимание уделялось особенностям химического состава и морфологии зерен минералов-индикаторов. Опробованы древние осадочные толщи колчимской и такатинской свит. Многими исследователями они рассматриваются как промежуточные коллекторы алмазов, за счет размыва

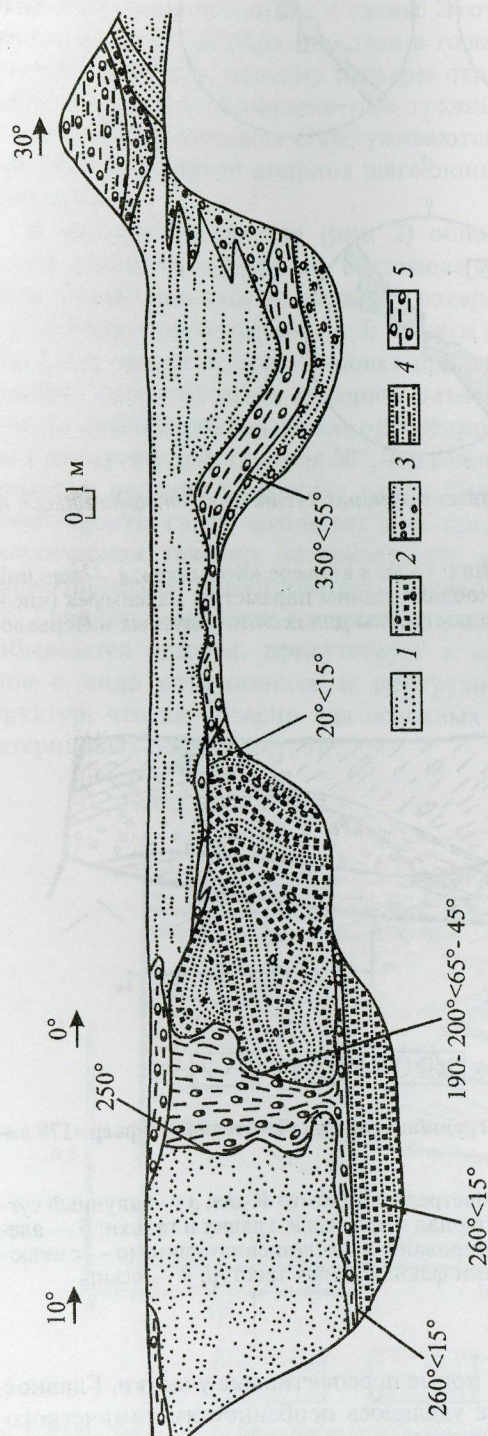


Рис. 5. Строение отторженцев фации конечных морен на примере карьера «Грузово», Белоруссия, по [9]:

отторженцы: 1 — песчаные с развитыми псевдооргандами, 2 — сложенные песчано-галечным материалом, 3 — представленные грубозернистыми песками, 4 — сложенные алевитистым песком; 5 — красно-бурый моренный суглинок

1. Средние составы пиропов из колчимской и такатинской свит

Свита	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Колчимская	9	41,13±0,30	0,14±0,12	18,79±1,23	6,14±1,63	1,17±0,19	5,42±0,54	0,31±0,05	21,96±1,06	4,30±1,27
Такатинская	5	41,12±0,38	0,12±0,08	19,84±0,81	4,76±0,96	0,95±0,15	6,17±0,41	0,39±0,03	20,47±0,49	5,62±0,46

Примечание. Аналитик Н.Н.Коротаева, CamScan 4DV Link AN-10000, МГУ.

2. Средние составы хромшпиннелидов двух типов из пород колчимской и такатинской свит

Свита	Число анализов	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO
Колчимская	6	2,72±1,71	11,66±5,39	47,02±5,12	7,13±1,44	20,09±2,92	0,36±0,15	10,19±2,55	0,32±0,35
Такатинская	15	0,68±0,29	18,49±2,28	45,28±3,11	4,20±2,39	20,47±2,40	0,23±0,05	9,45±1,66	0,10±0,04

Примечание. Аналитик Н.Н.Коротаева, CamScan 4DV Link AN-10000, МГУ.

которых были сформированы россыпи алмазов. Кроме того, опробованы четвертичные ледниковые отложения. Несколько ранее аналогичные исследования проводились группой специалистов под руководством В.А.Езерского (ООО «Вита», г. Санкт-Петербург).

В терригенных отложениях колчимской свиты максимальные концентрации минералов-индикаторов и алмазов приурочены к валунному базальному горизонту. По В.А.Езерскому, различаются три минеральные ассоциации: алмаз, пироп и округлый хромшпинелид (последний, возможно, кимберлитового генезиса); октаэдрический хромшпинелид (в сростании с хлоритом, серпентином, карбонатом и уваровитом), пироксены и корунд (по-видимому, из альпинотипных ультрабазитов); окатанные пироп-альмандин, циркон, турмалин, рутил и т.д. (терригенная ассоциация).

По нашим данным, пиропы первой ассоциации имеют пирамидально-черепитчатый тип рельефа поверхности, все зерна расколоты (корро-

зионное растрескивание) и не несут следов механической обработки после коррозии во вторичных коллекторах. По химическому составу (табл. 1; рис. 6) это типичные кимберлитовые пиропы, причем одна их половина по точкам составов на диаграмме Н.В.Соболева относится к лерцолитовой ассоциации, другая — к алмазносной дунит-гарцбургитовой. Аналогичные данные получены и В.А.Езерским (см. рис. 6).

Среди хромшпинелидов, по В.А.Езерскому, выделяются две основные группы. К первой относятся овализованные трещиноватые зерна, ко второй — мелкие (0,1–0,3 мм) плоскогранные кристаллы октаэдрического габитуса. Их средний химический состав приведен в табл. 2 и отражен на рис. 7. Округлые хромшпинелиды содержат примерно в два раза больше оксидов титана и цинка, чем октаэдрические; последние обладают более однородным составом. По мнению В.А.Езерского, округлые хромшпинелиды хотя бы частично могут быть связаны с кимберлитами. Анализ трендов химического состава с

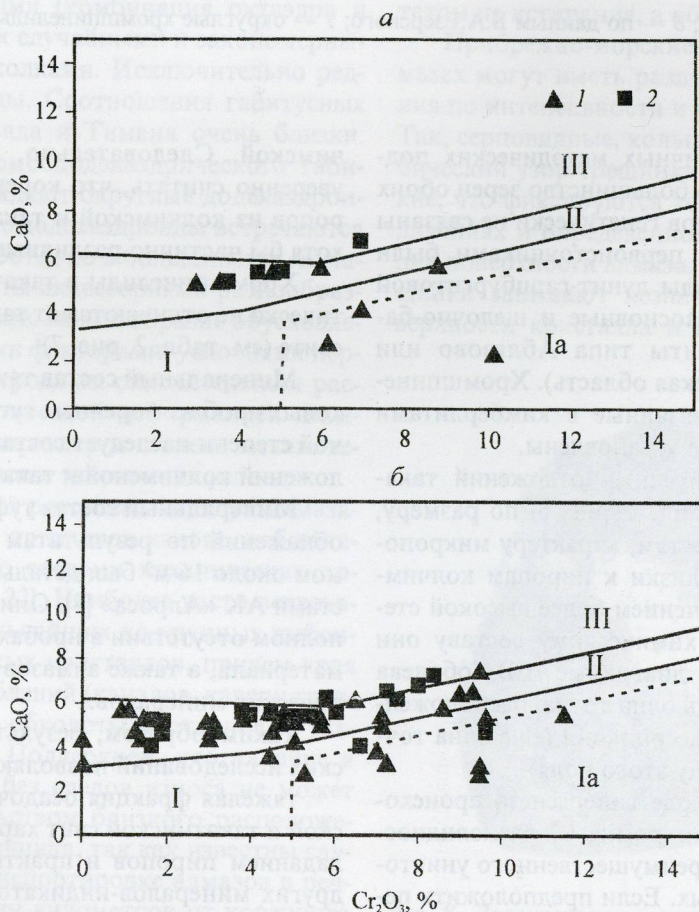


Рис. 6. Составы гранатов в координатах Cr_2O_3 – CaO :

a — по данным авторов; *b* — по данным В.А.Езерского; 1 — пиропы из колчимской свиты, 2 — пиропы из таткинской свиты; поля парагенезисов: I — дунит-гарцбургитового (Ia — алмазной ассоциации), II — лерцолитового, III — верлитового

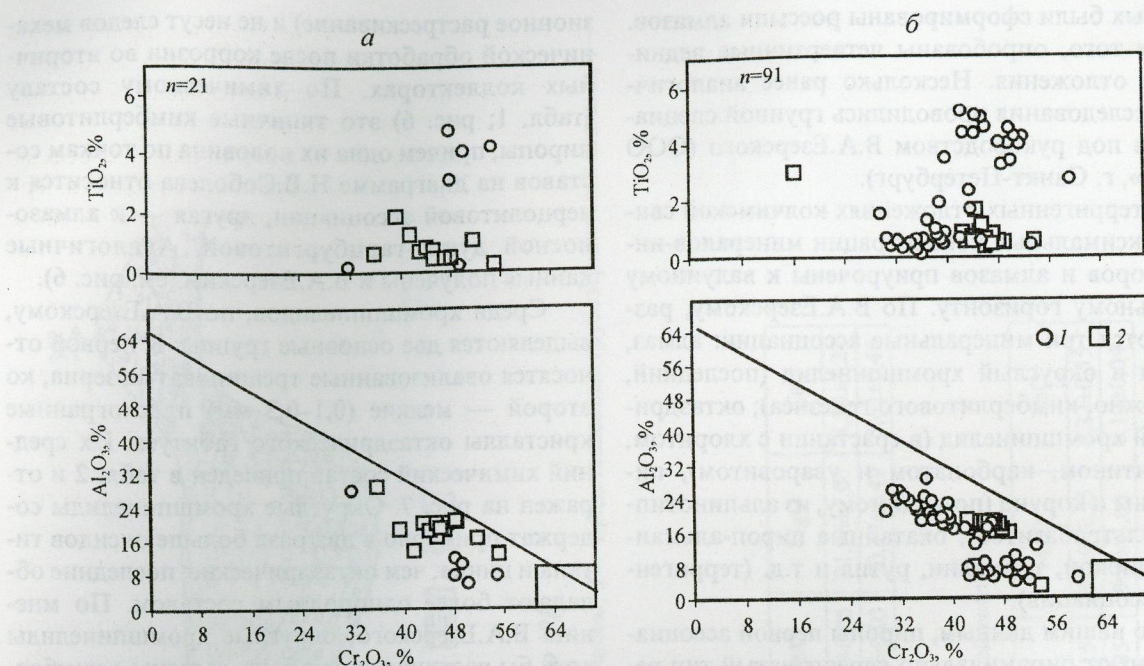


Рис. 7. Составы хромшпинелидов в координатах $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--TiO}_2$:

a — по данным авторов; *б* — по данным В.А.Езерского; 1 — округлые хромшпинелиды, 2 — октаэдрические хромшпинелиды

использованием различных методических подходов [3] показал, что большинство зерен обоих морфологических типов генетически не связаны с кимберлитами. Их первоисточниками были ультраосновные породы дунит-гарцбургитовой формации или ультраосновные и щелочно-базальтоидные вулканы типа Аблязово или М.Куйбаса (Челябинская область). Хромшпинелиды, однозначно связанные с кимберлитами (или лампроитами), не установлены.

Пиропы из терригенных отложений такатинской свиты (см. табл. 1, рис. 6) по размеру, цветовым разновидностям, характеру микроповерхности в целом близки к пиропам колчимской свиты (за исключением более высокой степени коррозии). По химическому составу они менее хромистые. На диаграмме Н.В.Соболева им соответствует лишь одна точка, расположенная в поле алмазной ассоциации (еще одна точка попадает на границу этого поля).

Известно, что в ходе гипергенеза происходит накопление высокохромистых разновидностей пиропов за счет преимущественного уничтожения низкохромистых. Если предположить преотложение пиропов из колчимской свиты в такатинскую, то должна была бы наблюдаться обратная картина: более высокохромистые пиропы в такатинской свите и менее хромистые — в кол-

чимской. Следовательно, можно достаточно уверенно считать, что коренные источники пиропов из колчимской и такатинской свит были хотя бы частично различными.

Хромшпинелиды в такатинской свите практически не отличаются от таковых в колчимской свите (см. табл. 2, рис. 7).

Минеральный состав тяжелой фракции шлиховых проб из моренных суглинков в значительной степени наследует состав подстилающих отложений колчимской и такатинской свит.

Минеральный состав туффизитов эталонных обнажений по результатам опробования объемом около 16 м^3 был детально изучен специалистами АК «Алроса» [8]. Они пришли к выводу о полном отсутствии в пробах пирокластического материала, а также алмазов и других высокобарических минералов.

Таким образом, результаты минералогических исследований позволяют полагать, что:

тяжелая фракция осадочных пород колчимской и такатинской свит характеризуется преобладанием пиропов и практически отсутствием других минералов-индикаторов. Зрелый характер ореолов дает основание предположить, что коренные источники алмазов и минералов-индикаторов находятся на Восточно-Европейской платформе;

установленные пиропы имеют явно кимберлитовое происхождение и являются единственным достоверным минералом-индикатором кимберлитового магматизма;

Хромшпинелиды в основном связаны с породами иного (некимберлитового/лампроитового генезиса) и не могут рассматриваться в качестве минералов-индикаторов.

Алмазы. Нами обобщены опубликованные данные и результаты изучения представительной коллекции алмазов из россыпей Красновишерского (Северный Урал) и Койво-Вижайского (Средний Урал) районов, а также Среднего Тимана (россыпь Ичетью). Среди них преобладают алмазы класса $-4+2$ мм, содержание кристаллов размером менее 1 мм низкое. Средняя масса камней из россыпей Северного Урала варьирует в пределах 107–200 мг, Среднего Урала — 40–70 мг, Ичетью — 53 мг. Тем не менее, уникальные по массе кристаллы не обнаружены (масса самого крупного 24 карата).

Алмазы представлены кристаллами ромбодекаэдрического, октаэдрического габитусов и комбинационными (комбинация октаэдра и додекаэдроиды), их случайными и закономерными сростками, осколками. Исключительно редки кубы и кубоиды. Соотношения габитусных форм алмазов Урала и Тимана очень близки. Среди алмазов ромбодекаэдрического габитуса резко преобладают округлые додекаэдроиды. Гладкогранные додекаэдроиды встречаются довольно часто (~30%), но в большинстве случаев их грани покрыты аксессуарами разнообразных форм и размеров. Многообразие обусловлено тремя основными факторами: условиями первичного роста, природным окислительным растворением и пластической деформацией. Важнейшим является характер и степень механического износа алмазов в экзогенных условиях.

В аллювиальных россыпях, наряду с алмазами без каких-либо признаков износа, наблюдаются кристаллы со следами механических повреждений [17, 21, 22]. Наиболее часто встречаются сколы (от мельчайших до крупных выбоинок) на ребрах целых кристаллов, причем края их, как и края углублений (каналов, каверн травления и др.), тонко обколоты (в отличие от техногенных сколов). Подчеркнем, что наличие в россыпях алмазов без следов износа не может служить доказательством близкого расположения коренного источника, так как известны случаи, когда при транспортировке алмазов в речном потоке на сотни километров от коренного источника они не приобретали никаких признаков износа. Более четким критерием дальности переноса может служить процентное содержание обломков кристаллов.

Алмазы из хорошо изученных прибрежно-морских россыпей характеризуются специфическими признаками износа, которые не наблюдаются в алмазах из коренных источников (кимберлитов и лампроитов) и аллювиальных россыпей [7, 12, 22]. К таким признакам относятся серповидные и кольцевые трещинки, притупление и округление вершин и ребер, механическая матировка, ромбический узор из мельчайших трещинок (рис. 8). Экспериментальными работами подтверждается, что подобные следы износа возникают только в прибрежно-морских условиях. Наиболее изношены алмазы в тех случаях, когда в плотике россыпей вихревыми движениями воды вырабатываются так называемые «исполиньские котлы», вращаясь в которых вместе с песком и галькой, алмазы обкалываются, ребра уничтожаются, и кристалл приобретает вид шаровидного зерна с матовой шершавой поверхностью. На поверхности механически поврежденных участков таких «окатанных» алмазов при большом увеличении отчетливо видны признаки выкрашивания материала, что является результатом не истирания, а обкалывания.

Прибрежно-морские признаки износа на алмазах могут иметь различную степень проявления по интенсивности и развитию на кристалле. Так, серповидные, кольцевые и слагающие ромбический узор трещинки иногда настолько тонкие, что фиксируются только при больших увеличениях и определенном направлении освещения поверхности алмаза. В ряде случаев эти трещинки занимают незначительные участки поверхности кристалла и при беглом просмотре

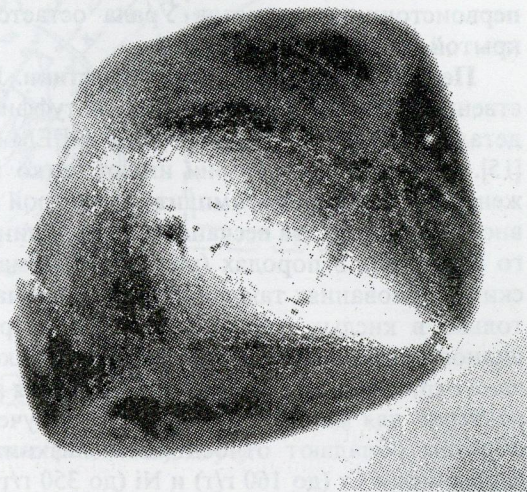


Рис. 8. Додекаэдр с признаками прибрежно-морского износа из россыпей Урала:

многочисленные серповидные трещинки на гранях, притупленные ребра и округлые вершины в результате развития на них мельчайших трещин и выколов

могут остаться незамеченными. Некоторые исследователи к изношенным алмазам относят кристаллы только с отчетливо видимыми признаками износа, однако в силу специфики прибрежно-морской обработки алмазов следует учитывать и слабые их проявления. По нашему мнению, именно этим можно объяснить расхождения данных разных авторов по содержанию изношенных алмазов.

По нашим данным, в различных уральских россыпях алмазы с признаками прибрежно-морского износа составляют от 1% (Рассольнинская депрессия) до 44% (Левобережные террасы).

Н.Н.Зинчуком и В.И.Коптилем [5] проведено покристалльное описание эталонной коллекции кристаллов алмазов, представленных ПГГСП «Геокарта», в основном из Рассольнинской депрессии. Установлено, что по комплексу типоморфных признаков алмазы относятся к кимберлит-лампроитовому типу, а по результатам изучения сингенетических включений резко доминирует эклогитовый тип парагенезиса. Алмазы подвержены сильному травлению (окислению). На значительном количестве кристаллов имеются признаки механического износа типа выкрашивания, что может свидетельствовать об их происхождении из древних промежуточных коллекторов. Характерна «леденцовая» скульптура, отсутствующая на кимберлитовых алмазах. По мнению авторов, изученные алмазы по типоморфным особенностям близки к кристаллам из известных терригенных докембрийских формаций в Бразилии, Южной Африке, Кот'Дивуар и др. Вопрос о коренных источниках подобного рода алмазов до сих пор остро дискусионен. Авторы подчеркивают, что проблема первоисточников алмазов Урала остается открытой.

Петрогеохимические характеристики. Вещественный состав предполагаемых туффизитов детально изучен специалистами ИГЕМ РАН [15]. Установлено, что они имеют четко выраженную Eu аномалию, амплитуда которой не зависит от количества песчанистого или глинистого материала в породах (рис. 9). В магматических образованиях такие аномалии встречаются только в кислых дифференцированных разновидностях. Во многих «туффизитах» зафиксирована отрицательная Ce аномалия, которая не характерна для магматических пород. Изученные образцы обладают относительно низкими содержаниями Sr (до 160 г/т) и Ni (до 350 г/т), которые более типичны для основных, чем для ультраосновных магматитов. Особенности изотопного состава углерода и кислорода свидетельствуют о том, что признаки глубинной (мантийной) компоненты в «туффизитах» отсутствуют, а

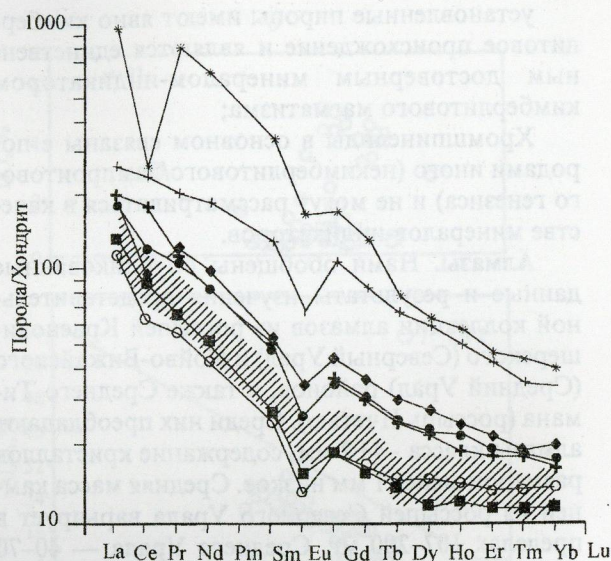


Рис. 9. Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в туффизитах Красновишерского района, по [15]:

заштрихованное поле — средние составы глинистых сланцев Русской плиты

их образование не сопровождалось повышением температуры более 100°C.

В связи с последним выводом были изучены поверхность и внутреннее строение кварцевых зерен из «туффизитов», высокая степень окатанности которых и нередко гладкая («леденцовая») поверхность связывались с их высокотемпературной обработкой (оплавлением). В результате убедительно показано, что овальные и округлые кварцевые зерна с сильным стекляным блеском подвергались только механической обработке и не несут следов оплавления.

В итоге авторы [15] пришли к выводу, что по особенностям вещественного состава пород, получивших название туффизитов, они имеют признаки осадочного или низкотемпературного гидротермального происхождения, а также воздействия процессов выветривания и переотложения. Признаков кимберлитового или лампроитового материала в их составе не обнаружено.

Криптовулканическая модель. Некоторые субвертикальные тела глинистых брекчий, по видимому, действительно имеют первично магматическую природу. К главному диагностическому критерию относится наличие признаков ударного метаморфизма, что накладывает жесткие ограничения на возможный механизм их (брекчий) формирования.

Петрографическое изучение шлифов подтвердило данные М.С.Мащака и М.В.Наумова [11]. Практически все обнаруженные ими при-

знаки ударного метаморфизма диагностируются под микроскопом и нами. Ударный метаморфизм связан с исключительно высокими амплитудами температур и давлений, на несколько порядков превышающими таковые в «стандартных» вулканических процессах, включая формирование кимберлитовых диатрем. По мнению многих исследователей, проявления ударных эффектов могут быть обусловлены только соударением с Землей крупных метеоритов, поэтому структуры, где такие эффекты обнаружены, однозначно относят к классу метеоритных кратеров — астроблем. По нашему мнению [4], такие структуры в большинстве случаев имеют эндогенное происхождение. Слагающие их породы условно названы «криптовулканитами».

С позиции эндогенной гипотезы формирования взрывных кольцевых структур адекватно описывается в рамках механизма флюидизации. Изучение пород Попигайской структуры показало огромную роль ювенильных газов и флюидов при их формировании. Сами породы имеют много общего с интрузивными пирокластами, туффизитами и др., возникшими при флюидной мобилизации. По данным различных исследователей, образование брекчий за счет твердых пород обусловлено возникновением под действием раскаленных газов газовой-твердой взвеси («кипящего слоя»), обладающей высокой абрадирующей и инъекционной способностями. На более поздней стадии этого процесса в составе флюи-

дизированных систем значительная роль принадлежит расплавленному материалу, образующемуся в основном за счет плавления тонкораздробленных и милонитизированных вмещающих пород. Доля ювенильной магматогенной составляющей определяется только путем прецизионных геохимических исследований, она не превышает 15% и по составу отвечает калиевому базальту типа абсарокита [4].

В попигайских породах широко развиты специфические флюидизационные образования — глинистые минералы, пирит, цеолит и карбонаты. Породы Карской взрывной кольцевой структуры (Полярный Урал) аналогично могут рассматриваться как флюидизационно-эксплозивные [4].

Одним из основных элементов разработанной нами ранее принципиальной модели формирования взрывных кольцевых структур [4] является стадия куполообразования (рис. 10). Куполовидное поднятие связывается с формированием в земной коре линзы летучих веществ и флюидизированного материала под воздействием глубинных флюидно-тепловых потоков. Такая линза обладала пониженной плотностью, что придавало структуре гравитационную неустойчивость. Рост купола в данной модели можно сравнить с его образованием над магматическим диапиром, с той разницей, что ядро купола сложено находящимися под огромным давлением летучими веществами и флюидизированным ма-

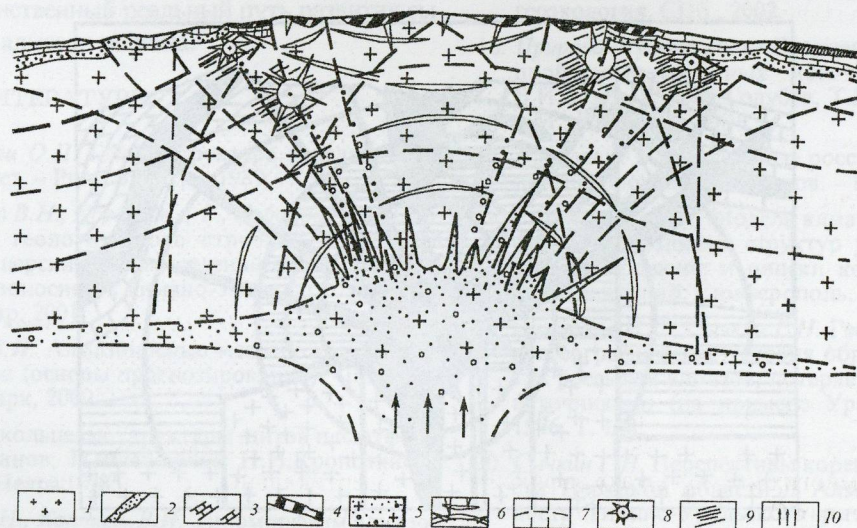


Рис. 10. Схема развития Попигайской структуры (стадия куполообразования), по [4]:

1 — кристаллические образования фундамента; породы платформенного чехла: 2 — рифейские, 3 — кембрийские, 4 — пермские; 5 — места скопления летучих компонентов, частично расплавленного и флюидизированного материала; 6 — разломы, образовавшиеся при глубинных эксплозиях; 7 — кольцевые разломы (конические, наклонные субвертикальные) и трещины растяжения, возникшие при росте и последующем проседании очага летучих компонентов и флюидизированного материала; 8 — гипабиссальные и приповерхностные эксплозии; 9 — ударно-метаморфизированные породы; 10 — глубинные потоки тепла и флюидов

териалом. Формирование и подъем такого «диапира» сопровождалось сверхмощными подземными взрывами, генерировавшими высокоскоростные ударные волны; при этом возникали системы радиальных и кольцевых конических и наклонных трещин.

А.Я.Рыбальченко на основании результатов геокартирования предложен разрез флюидизатно-эксплозивной структуры Колчимского поднятия [18]. В упрощенном виде он приведен на рис. 11. Даже простое визуальное сравнение рис. 10 и 11 показывает их большое сходство, а если учесть, что А.Я.Рыбальченко к туффизитам отнес множество объектов иной генетической природы и «туффизитовый» крап на его рисунке должен быть существенно разрежен, то это сходство будет практически полным. То есть пространственное распределение туффизитов принципиально совпадает с указанной выше моделью.

Таким образом, модель эндогенной взрывной кольцевой структуры с признаками ударного метаморфизма [4] может непротиворечиво объяснить особенности вещественного состава туффизитов и их пространственного размещения. На Колчимском поднятии наблюдается геологическая картина начальной стадии образования такой структуры, которая ранее рисовалась в основном гипотетически. В данном случае процесс не дошел до конца (до формирования крупных впадин, заполненных криптовулканитами), по-видимому, из-за быстрого истощения энергетического потенциала механизма флюидизации.

Особый аспект проблемы — алмазоносность данных образований. Специфика алмазов в аналогичных структурах установлена очень четко: это мелкие поликристаллические полифазные сростки состава «графит-чаоит-кубический алмаз-гексагональный алмаз (лонсдейлит). Монокристаллические крупные алмазы, особенно ювелирного качества, таким образованиям противопоказаны. Следовательно, туффизиты и коренные первоисточники алмазов уральских россыпей — проблемы абсолютно разные.

Туффизитовые объекты на Среднем Тимане. Совместно со специалистами других организаций нами детально изучена так называемая Сидоровская диатрема на Среднем Тимане. Сторонниками туффизитовой гипотезы она рассматривается как туффизит-лампроитовая трубка — эталонный объект данного генетического типа первоисточников. Комплексное исследование вещественного состава пород современными прецизионными аналитическими методами однозначно показало, что это обычные осадочные и магматические (оливиновые базальты) образования, интенсивно тектонически деформированные и метасоматизированные в зоне Синеручейского надвига [16].

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. К классу «туффизитов» в настоящее время относят объекты различной генетической природы: тектонические брекчии, образования, связанные с процессами формирования основных

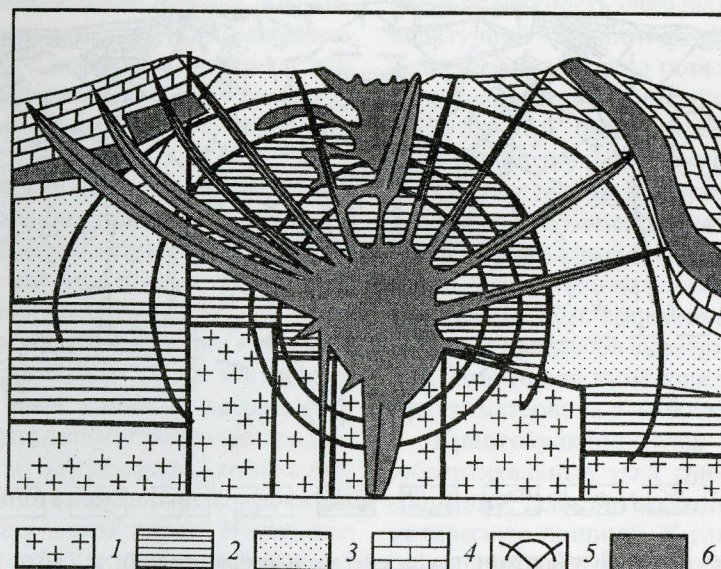


Рис. 11. Модель геологического строения Колчимской кольцевой флюидизатно-эксплозивной структуры, по [18]:

1 — породы кристаллического фундамента; 2 — терригенно-карбонатные отложения среднего рифея; 3 — терригенные отложения венда-кембрия; 4 — отложения раннего-позднего палеозоя; 5 — кольцевые и конические разломы; 6 — тела алмазоносных туффизитов, взрывных и эруптивных брекчий

морен и т.д. Материал, слагающий некоторые субвертикальные тела глинистых брекчий, действительно изначально был связан, скорее всего, с флюидизатно-эксплозивными процессами и несет признаки ударного метаморфизма, что накладывает резкие ограничения на возможный механизм их формирования. Предложена новая петрологическая модель, рассматривающая туффизиты как образования начальных стадий развития громадных гипербарических взрывных кольцевых структур, что исключает их роль в качестве коренных первоисточников крупных ювелирных алмазов.

2. Исходя из общепринятого понятия типоморфизма минералов (в нашем случае алмазов) очевидно, что коренными первоисточниками для россыпей западного склона Урала были мантийные магматиты кимберлит-лампроитового типа. Нет необходимости придумывать какие-то принципиально новые генетические типы первоисточников.

3. В целом очевидно, что в настоящее время проблема коренных первоисточников алмазов в россыпях западного склона Урала (и даже сам факт наличия таких местных первоисточников) остается нерешенной. Неясно, где и как искать эти первоисточники. Твердо установлено, что алмазы извлекаются из линз и с грубозернистого гравийно-галечного материала, поэтому прогнозирование, поиск и оконтуривание таких тел (по россыпной схеме, без привязки к гипотетическим первоисточникам) на данном этапе — единственный реальный путь развития сырьевой базы алмазов региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аболтинш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. – Рига: Зинатне, 1989.
2. Анфилов В.Н., Корблев А.Г., Кабанова Л.Я. Особенности геологического строения и генезиса красновишерских месторождений алмаза // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001.
3. Ваганов В.И. Алмазоносные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: Геоинформмарк, 2000.
4. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ / В.И.Ваганов, П.Ф.Иванкин, П.Н.Кропоткин и др. – М.: Недра, 1985.
5. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов из пород Рассольнинской депрессии (Урал) в связи с проблемой их первоисточников // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001.
6. К вопросу об открытии магматических источников алмазов на Урале / И.Я.Богатых, В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев и др. // Отечественная геология. 2000. № 1.
7. Коробков И.Г., Граханов С.А. Результаты изучения алмазоносных пород, выделяемых как флюидизатно-эксплозивные образования // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001.
8. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.: Наука, 1976.
9. Лаврушин Ю.А., Гентнер А.Р., Голубев Ю.К. Ледовый тип седименто-литогенеза. – М.: Наука, 1986.
10. Малахов И.А. Состав и типоморфизм барофильных минералов в разновозрастных терригенных толщах Красновишерского района на Северном Урале и проблема алмазоносности туффизитов // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург, 2000.
11. Мащак М.С., Наумов М.В. Признаки ударного метаморфизма в породах Вишерского алмазоносного района и проблема коренных источников алмазов // Магматизм, метаморфизм и рудоносность Урала и прилегающих территорий. Сыктывкар, 2000.
12. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М.: Недра, 1976.
13. Новая гипотеза гляциального формирования алмазоносных россыпей Урала / В.К.Гаранин, Г.М.Гонзага, Дж. Е.Г.Камирос и др. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 5.
14. О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я.Рыбальченко, В.Я.Колобянин, Л.И.Лукьянова и др. // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 1.
15. Потенциально-алмазоносный магматизм севера Восточно-Европейской платформы / О.А.Богатилов, В.А.Кононова, В.А.Первов и др. // Российская Арктика: геологическая история. Минералогия, геоэкология. СПб., 2002.
16. Природа «туффизитов» Среднего Тимана в связи с проблемой коренных источников алмазов / В.И.Ваганов, Ю.К.Голубев, Т.Е.Щербакова и др. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
17. Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. – М.: Недра, 1979.
18. Рыбальченко А.Я. Модель алмазоносных флюидизатно-эксплозивных структур уральского типа // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. Симферополь, 1999.
19. Степанов Н.С., Сычкин Г.Н. Геоморфология и палеогеографические условия образования и развития россыпей алмазов, потерявших связь с первоисточниками (на примере Урала) // Изв. РГО. 1996. Т. 128.
20. Сычкин Г.Н. Перспективы коренной алмазоносности Пермской области // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2001.
21. Шешелина Е.И., Богомольная Л.С. Включения в уральские алмазы и вероятный тип их первоисточника // Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 153. С. 89–95.
22. Censier C., Tourenq J. Cristal forms and surface textures of alluvial diamond from the Western Region of the Central African Republic // Mineral. Deposits. 1995. 30. P. 314–332.

УДК 551.782:553 (470.1)

© А.Б.Халезов, А.В.Гаврюшов, 2004

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙОСА ТОКМОВСКОГО СВОДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Б.Халезов, А.В.Гаврюшов (ВИМС МПР России)

Рассматриваемые отложения байосского яруса широко развиты в пределах Токмовского свода, заполняют эрозионные понижения, линейно вытянутые депрессионные зоны, карстовые воронки в карбонатных породах позднего карбона и ранней перми, залегают вблизи поверхности. С ними связаны повышенные концентрации U, Sc, Y, TR, Au и других элементов (рудопроявления Курлейское, Покровское, Алексеевское). Приуроченность их скоплений к отложениям с низкой водной проницаемостью, связь элементов с углеродистым и, возможно, глинистым веществом позволяют предполагать первоначальное накопление элементов в застойных условиях син-диагенеза озерных осадков. Доказано легкое извлечение элементов из оруденелых пород слабой серной кислотой с образованием достаточно высоких содержаний элементов в рабочих растворах.

На северном склоне Токмовского свода в отложениях байосского яруса работами предприятия «Волгагеология» установлены, оценены и частично изучены рудопроявления урана Курлейское, Покровское, Алексеевское и ряд проявлений урановой минерализации. Эти отложения со значительным стратиграфическим перерывом заполняют карстовые понижения, линейно вытянутые депрессионные зоны глубиной 15–20 м, врезанные в подстилающие карбонатные породы позднего карбона и ранней перми, представляющие собой элементы древнего (предбайосского) эрозионного, слабохолмистого рельефа. Отложения представлены главным образом глинами, алевролитами и реже песчаниками. В подошве байосского яруса местами отмечаются более грубые осадочные породы.

Глины и алевролиты серого, темно-серого, черного цвета иногда с зеленоватым или буроватым оттенком, слюдистые, пластичные. В них присутствует большое количество органического вещества растительного происхождения, иногда отмечаются скопления мелких стяжений пирита. Текстура пород массивная. Реже наблюдается волнистая, горизонтальная или косая слоистость. Нередко породы характеризуются плохой сортировкой материала. Встречаются прослои алевролитистых глин, глинистых и песчаных алевролитов.

Песчаники образуют маломощные прослои и гнезда. Они серого, желтовато-серого цвета, мелкозернистые, полимиктовые, часто глинистые, алевролитистые. Глины и алевролиты чередуются

в разрезе, замещают друг друга в плане. Породы практически не содержат карбонатов. Содержание CO_2 0,1–0,4%, железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_4$) около 3%, фосфора (P_2O_5) первые сотые доли процента. Иногда прослеживаются прослои лигнитов и сапропели. В основании разреза байосских отложений имеются участки с обильными обломками карбонатных пород, кремней, доломитовой муки. Общая мощность отложений яруса колеблется от 15 до 30 м. Исходным материалом для отложений байосского яруса, по-видимому, служили древние коры выветривания, развитые по каменноугольным и пермским породам.

Подстилающие карбонатные породы позднего карбона и ранней перми представлены известняками, доломитистыми известняками, доломитами светло-серого, желтоватого цвета, кавернозными, трещиноватыми с налетами красных гидроксидов железа по трещинам.

Верхние части эрозионных врезов и прилегающие склоны водоразделов нередко сложены отложениями батского яруса: алевролитами с прослоями глин и песков общей мощностью 10–25 м. Выше местами залегают сероцветные глины келловейского яруса мощностью до 10–20 м, перекрытые песчано-глинистыми четвертичными отложениями.

Из всех выявленных рудных объектов наиболее изучено рудопоявление Курлейское, расположенное в Лукояновском районе Нижегородской области. Оно приурочено к отложениям

ям байоса, выполняющим погребенную эрозионно-карстовую депрессию субширотного простирания протяженностью более 5 км, врезанную в карбонатные отложения гжелского яруса с доломитовой мукой. Глубина залегания ложа рудонесной структуры 40–60 м. Глубина эрозионного вреза 25–40 м, ширина 500–700 м. Суммарная мощность перекрывающих осадков (J_2bt , J_3k , Q) 10–50 м (рис. 1).

растительного происхождения и пиритом. Помимо урана, в них отмечаются повышенные содержания Sc, Y, TR и Au. Собственные минералы или минералы-носители этих элементов не выявлены. В то же время установлена определенная связь их с органическим веществом.

Органическое вещество в изучаемых породах распределено весьма неравномерно (31 проба). Содержание $C_{орг}$ определялось методом сухого

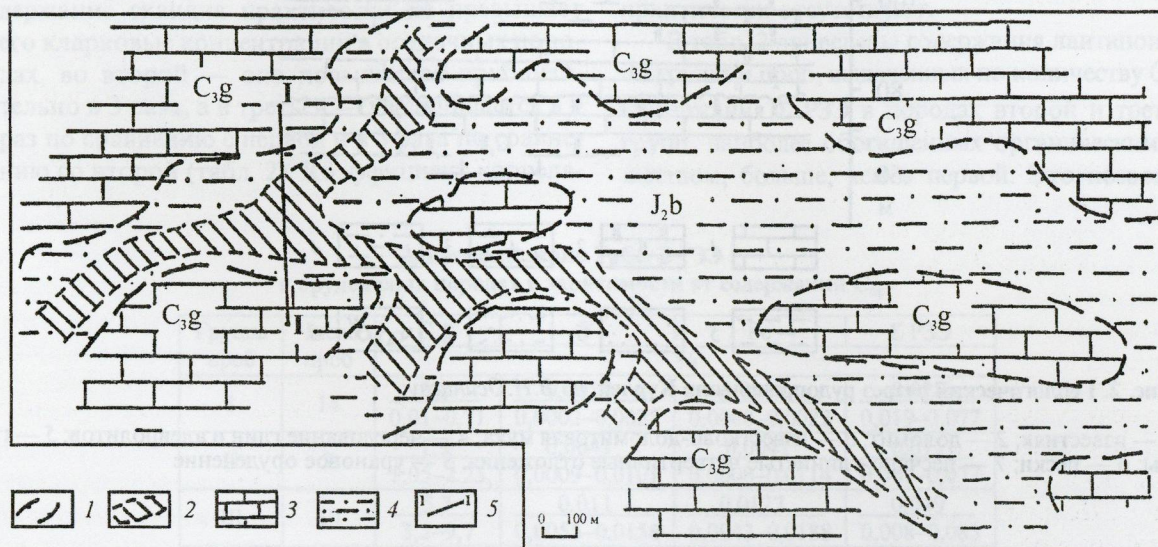


Рис. 1. Схема распространения байосских отложений в пределах эрозионной депрессии на рудопоявлении Курлей (вышележащие отложения сняты), по А.Б.Биляеву, В.Н.Осинцеву:

1 — контуры эрозионной депрессии; 2 — распространение уранового оруденения с содержанием $U \geq 0,01\%$; 3 — известняки и доломиты гжелского яруса, C_3g ; 4 — рудовмещающие глинисто-алевролитовые отложения байосского яруса, J_2b ; 5 — линия геологического разреза

По материалам В.С.Мударисова практически весь разрез байосского яруса в пределах участка характеризуется повышенными содержаниями урана, которые нарастают от верхних частей разреза к нижним. В верхней части они варьируют в пределах первых тысячных долей процента, в средней на отдельных интервалах достигают 0,01%, а в нижней, непосредственно примыкающей к подстилающему карбонатному субстрату, наиболее высокие — 0,01–0,54% (рис. 2).

В пределах участка околонурана рудная залежь с содержаниями U более 0,01%, протяженностью до 1800 м при ширине 100–400 м. Мощность рудных пересечений с содержаниями U более 0,01% достигает первых метров. Максимальные концентрации урана отмечаются в наиболее углубленных частях структуры типа карманов. Уран содержится в глинах и алевролитах от светло-серого до черного цвета с органическим веществом

сжигания, кроме того, для контроля в 25% проб — на хроматографе. Оно колеблется от <0,1 до 9,7%, среднее — 2,2% (табл. 1). По количеству органического вещества, содержащегося в породах, изучаемые пробы разделились на три группы: I группа — породы сравнительно бедные органическим веществом, содержание $C_{орг}$ от <0,1 до 1,0%, среднее — 0,27%; II группа — породы с количеством органического вещества от 1 до 2,5%, среднее — 1,9%; III группа — породы с высоким содержанием органического вещества — от 3,0 до 9,7%, среднее — 5,3%.

Породы указанных групп довольно отчетливо различаются по цвету. Породы первой группы светло-серые, бежевые и реже бурые, второй — обычно серые, третьей — темно-серые и черные.

Восстановительная емкость пород изменяется в очень широких пределах — от 0,2 до

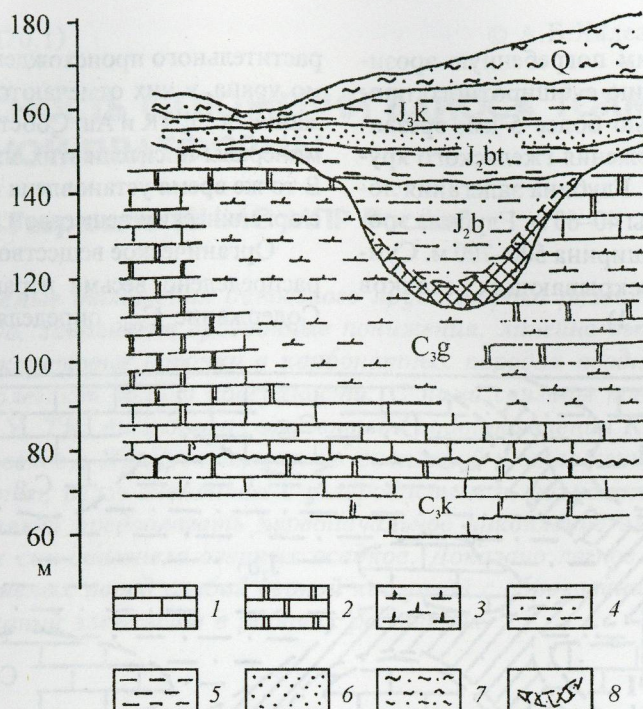


Рис. 2. Геологический разрез рудопоявления Курлей, по В.Н.Осинцеву:

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — известково-доломитовая мука; 4 — чередование глин и алевролитов; 5 — глины; 6 — пески; 7 — песчано-глинистые четвертичные отложения; 8 — урановое оруденение

244 мгО₂/г породы, среднее — 30 мгО₂/г. Количественное выражение этой величины выявляли путем химического определения так называемой перманганатной окисляемости пород [5].

Породы четко ранжируются и по восстановительной емкости (см. табл. 1).

Из табл. 1 видно, что восстановительная емкость (окисляемость) напрямую связана с содержанием органических веществ в пробах. Коэффициент корреляции между этими характеристиками равен 0,96. Следовательно, содержание органических веществ практически целиком оп-

ределяет восстановительные свойства изучаемых оруденелых пород, а остальные факторы, такие как элементы с переменной валентностью (например, железо), в данном случае практического значения не имеют.

По данным проведенных исследований органическое вещество представлено двумя типами: тонко распыленным фюзенизированным углистым детритом часто с фрагментами растительной ткани и органическим веществом, пропитывающим глинистую составляющую породы и образующим микроскопические сгустки бурого цвета. Для изучения состава органического вещества второго типа был проведен специальный анализ 20 проб с наиболее высокими содержаниями $C_{орг}$ и урана. Он показал практически полное отсутствие битумов, растворимых в хлороформе. В то же время, водная и щелочная вытяжки выявили значительные количества органических веществ гумусовой природы.

По данным имеющихся анализов содержания урана прямо не зависят от количества $C_{орг}$. Однако наблюдается отчетливая тенденция в приуроченности наиболее высоких содержаний урана к породам темно-серого, черного цвета, максимально обогащенным органическим ве-

1. Зависимость восстановительной емкости оруденелых пород от содержания $C_{орг}$

Группа проб	Число проб	$C_{орг}$, %	Окисляемость, мгО ₂ /г
I	14	$\frac{0,27}{0,01-0,71}$	$\frac{2,0}{0,2-9,6}$
II	7	$\frac{1,9}{1,05-2,25}$	$\frac{21,1}{8,0-31,2}$
III	10	$\frac{5,3}{3,2-9,7}$	$\frac{82}{38,4-244}$

Примечание. Здесь и в табл. 2 в числителе — среднее значение, в знаменателе — минимальное и максимальное.

ществом. В первой группе пород средние содержания U (%) 0,0015, во второй — 0,0058, в третьей во всех пробах — >0,0065.

Содержания скандия в исследованных пробах изменяются от 0,00075 до 0,0188% и в среднем составляют 0,0056% (31 проба). Распределение скандия в оруделенных породах участка Курлей прямо зависит от содержания в них органического вещества. Так, в первой группе проб содержание скандия практически не превышает его кларковые концентрации в осадочных породах, во второй — оно повышается приблизительно в 3 раза, а в третьей — увеличивается в 9 раз по сравнению с первой и в 3 раза по сравнению со второй (табл. 2). Коэффициент корреля-

там эмиссионного спектрального анализа трех проб содержание отдельных элементов составляет, г/т: La 60, Ce 90, Nd 150, Sm 40, Gd 26. Содержание Nd в 7–10 раз превышает его кларк в осадочных породах. Одновременно установлено, что такие РЗЭ, как Ho, Er, Dy, Tm, Lu, находятся в количествах ниже предела чувствительности анализа (0,001%). Таким образом, среди РЗЭ преобладают легкие и средние, а тяжелые практически отсутствуют.

В табл. 2 приведены содержания лантаноидов по группам проб, выделенных по количеству $C_{орг}$. Содержания Σ РЗЭ в породах второй и третьей групп, наиболее обогащенных органическим веществом, больше, чем в первой. Это позволяет

2. Распределение Y, Sc, Σ РЗЭ
в оруделенных породах в зависимости от содержания $C_{орг}$

Группа проб	Число проб	$C_{орг}$	Y	Sc	Σ РЗЭ
		%			
I	14	0,27	0,0012	0,0014	0,028
		0,01–0,71	0,0002–0,0025	0,0008–0,0022	0,019–0,077
II	7	1,9	0,0041	0,0041	0,071
		1,05–2,23	0,0009–0,0101	0,0008–0,0114	0,067–0,077
III	10	5,3	0,011	0,0127	0,049
		3,2–9,7	0,0055–0,0158	0,0043–0,0188	0,008–0,083

ции между Sc и $C_{орг}$ составляет 0,78. Обычно в осадочных породах значительная часть Sc связана с глинистым веществом. Поэтому его количество в породах часто возрастает с увеличением их глинистости. В рассматриваемом случае глинистая составляющая, по-видимому, также содержит Sc. Однако зависимость содержаний Sc от цвета глин, который определяется количеством органического вещества, свидетельствует в пользу связи значительной части Sc с $C_{орг}$. То же в определенной степени может относиться к Y и РЗЭ, рассмотренным ниже.

Содержания иттрия колеблются от 0,0002 до 0,0158%, среднее 0,005%. Наблюдается увеличение содержаний иттрия от первой группы к третьей (см. табл. 2). Коэффициент корреляции между Y и $C_{орг}$ равен 0,9.

Содержания лантаноидов в пробах меняются от 0,019 до 0,083% при среднем значении 0,044%. Содержание суммы лантаноидов (Σ РЗЭ) определялось по данным двух видов анализов. Химическим способом определялось содержание суммы Y и лантаноидов, а потом из этого результата вычиталось содержание Y в этих же пробах, определенное химическим методом. По результа-

предполагать определенную связь РЗЭ с $C_{орг}$. Однако прямой корреляции между содержаниями РЗЭ и органического вещества, как отмечалось для Sc и Y, выявить не удалось. Более того, отдельные пробы из третьей группы характеризуются минимальными (0,008%) содержаниями Σ РЗЭ.

Содержание золота в четырех пробах по данным атомно-абсорбционного анализа составляет, г/т: 0,79; 0,21; 0,13; 0,1. В тех же пробах содержания $C_{орг}$ соответственно равны, %: 9,69; 5,47; 5,59; 4,72. Нетрудно заметить, что максимальному содержанию золота сопутствуют наиболее высокие концентрации $C_{орг}$, а с минимальным количеством золота связаны самые низкие его содержания. Эти данные позволяют предположить возможность прямой зависимости между содержаниями золота и органического вещества в изучаемых отложениях.

С целью изучения выщелачиваемости элементов из оруделенных пород рудопроявления Курлей были проведены соответствующие лабораторные исследования. При этом использовалась методика, разработанная для определения технологических параметров подземного выщелачивания урана [1, 6].

Опыты проводились в статических условиях. В качестве выщелачивающего реагента использовалась серная кислота концентрацией 20 г/л ($\approx 2\%$) при отношении Ж:Т=10:1. Каждый опыт продолжался трое суток. Реагент с рудой периодически перемешивался: 3 раза по 5 мин каждый день. В конце каждого опыта остатки пробы отфильтровывались через бумажные фильтры вышей плотности и затем просушивались. В исходных породах и кеках определялись U, Y, Sc, Y+ Σ РЗЭ, Au. В рабочих растворах определялись U, Y, Sc, Y+ Σ РЗЭ. Y и Sc определялись спектрографическим методом, Σ РЗЭ — фотометрическим, Au — атомно-абсорбционным, U — рентгеновским флюоресцентным [4].

Контроль аналитических работ осуществлялся тремя способами.

Первый способ — использование шифрованных проб. Расхождение контрольных химических анализов по этому способу составило: 4% по растворам, 15% по исходной руде, 11% по кекам.

Второй способ контроля заключался в сопоставлении концентраций, замеренных в растворах непосредственным анализом, и концентраций, полученных расчетным путем: по разности содержания компонентов в породе до и после вы-

щелачивания. В этом случае расхождения в результатах колебались от 4 до 33%, в среднем 19%.

Третий способ основывался на сопоставлении степеней извлечения полезного компонента, полученных по анализам рабочих растворов и анализам твердых фаз. В этом случае разница в результатах колеблется в пределах от 1 до 35%.

Таким образом, несмотря на значительный разброс данных, контроль опытов свидетельствует о принципиальной достоверности результатов проведенных экспериментов.

Опыты по выщелачиванию показали, что все перечисленные выше элементы легко выщелачиваются. Для урана степень извлечения составила в среднем 85–90%. Сходная степень извлечения для Sc — 89–93% и Y — 81–89%. Степень извлечения Σ РЗЭ 56–76% и может считаться довольно высокой (табл. 3). Вторым положительным результатом опытов явились высокие концентрации выщелачиваемых компонентов в рабочих растворах. Концентрации (мг/л) Sc колебались от 9,8 до 15,7, Y — от 8,1 до 9,5, Σ РЗЭ — 21,3–41,4.

Опыты по извлечению золота проводились по четырем пробам с исходными содержаниями, указанными выше. Содержания золота в кеках

3. Результаты выщелачивания Sc, Y, Σ РЗЭ

Номера проб	Содержание элемента			Степень извлечения, %
	исходное в пробе, %	после выщелачивания в кеках, %	в продуктивном растворе, мг/л	
Выщелачивание Sc				
33-4	0,0185	0,0014	15,4	92
33-5 (1)	0,0160	0,0014	13,1	91
33-5 (2)	0,0160	0,0015	13,0	90
33-6	0,0188	0,0014	15,7	93
20д-17	0,0121	0,0013	9,8	89
Выщелачивание Y+ Σ PЗЭ				
33-4	0,069	0,020	49	71
33-5 (1)	0,071	0,016	55	78
33-5 (2)	0,061	0,018	43	71
33-6	0,049	0,016	33	67
20д-17	0,055	0,021	34	62
Выщелачивание Y				
33-4	0,0106	0,0013	8,4	85
33-5 (1)	0,0105	0,0015	8,1	86
33-5 (2)	0,0105	0,0014	8,2	87
33-6	0,0118	0,0013	9,5	89
20д-17	0,0128	0,0025	9,3	81
Выщелачивание Σ PЗЭ				
33-4	0,0584	0,0187	35,8	66
33-5 (1)	0,0605	0,0145	41,4	76
33-5 (2)	0,0505	0,0166	30,6	67
33-6	0,0372	0,0147	22,3	60
20д-17	0,0423	0,0185	21,3	56

по этим пробам равны (г/т) 0,008, 0,004, 0,005, 0,004, что соответствует извлечению золота в количестве 96–99% от исходных содержаний в пробах.

Высокую степень извлечения указанных элементов можно объяснить только предположительно. Возможно, значительная часть их находится в виде металлоорганических соединений, а также в сорбционном состоянии на органическом и глинистом веществе. Связь элементов с углеродистым веществом в какой-то мере обосновывается прямой зависимостью содержаний элементов от количества $C_{орг}$.

Приведенные материалы позволяют констатировать, что алевроглинистые озерно-аллювиальные байосские отложения в эрозионно-карстовых структурах Токмовского свода, развитых на поверхности несогласия между образованиями позднего карбона и юры, обогащены многими ценными элементами — U, Sc, Y, PЗЭ, Au. С учетом установленных фактов можно предположить, что накопление указанных элементов в слабопроницаемых породах первоначально происходило в илах с сероводородным заражением в условиях син-диагенеза осадков. Привнос элементов в осадок мог осуществляться подземными и поверхностными водами, питающими водоемы. В накоплении элементов, возможно, принимали участие и гипергенные эпигенетические процессы. В частности, последние, по-видимому, обусловили приуроченность максимальных скоплений урана к подошве байосских отложений, непосредственно залегающих на эрозионной поверхности позднекаменноугольного карбонатного субстрата. Главными аккумуляторами всех элементов, очевидно, были органическое и глинистое вещества в ус-

ловиях совмещения восстановительного (U) и сорбционного (Sc, Y, PЗЭ, Au) геохимических барьеров [2, 3]. Источником рассмотренных элементов могли служить древние коры выветривания предбайосского возраста, материал которых неоднократно переоткладывался во время длительного перерыва в накоплении осадков.

Легкое извлечение металлов из оруденелых пород слабой серной кислотой (2%) с образованием в рабочих растворах высоких концентраций полезных компонентов указывает на целесообразность дальнейшего изучения в научных и практических целях металлогении юрских отложений, развитых вблизи поверхности несогласия между палеозоем и мезозоем в пределах как Токмовского свода, так и других районов Русской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грабовников В.А. Геотехнологические исследования при разведке металлов. – М.: Недра, 1983.
2. Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. – М.: Недра, 1973.
3. Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1989.
4. Перечень научно-методических и нормативно-технических документов научного совета по аналитическим методам (НСАМ). – М.: ВИМС, 1982.
5. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. – М.: Недра, 1970.
6. Самсонов Б.Г. Оптимальная схема геотехнологических исследований (Методические рекомендации). – М.: ВИМС, 1991.

УДК 553.411:552.578.3 (571.65)

© Г.Б.Ганжа, Л.М.Ганжа, 2004

ЗОЛОТО-БИТУМНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ТОЛЩЕ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОЛЫМА

Г.Б.Ганжа, Л.М.Ганжа (ЦНИГРИ МПР России)

В терригенно-сланцевой толще Центральной Колымы выделен новый тип золотой минерализации, представленный стратиформной залежью субмикроскопического золота в битуминизированных сланцах. Формирование золото-битумной минерализации связывается с дислокационным метаморфизмом осадочной толщи.

Ведущее место в золотодобывающей промышленности занимают крупнообъемные золоторудные месторождения, устойчиво ассоциирующие с углеродсодержащими терригенно-сланцевыми породами. Независимо от генетической интерпретации этой связи большинство исследователей не отрицает влияния рудовмещающей среды на формирование месторождений золота, что позволило объединить их в золото-углеродистую формацию [5]. Эта формация охватывает обширную группу месторождений, характеризующихся переменной ролью золото-кварцевой и золото-сульфидной ассоциаций, локализованных в углеродсодержащих осадочных толщах разновозрастных складчатых областей.

В результате литогеохимической съемки, проведенной авторами на Дегдеканском рудном поле (Центральная Колыма), в позднепермских черных сланцах оконтурена значительная по площади высококонтрастная аномалия золота, не связанная ни с золотоносными кварцевыми, ни с сульфидными рудопроявлениями [1]. Было установлено, что повышенные концентрации золота обусловлены перераспределением битумов в связи с динамометаморфизмом углеродсодержащей осадочной толщи. Это дает основание для выделения нового золото-битумного типа оруденения в составе золото-углеродистой формации (его представителем является рудопроявление Пионерское).

Пионерское рудопроявление расположено в Тенькинском золоторудном районе Яно-Колымской складчатой системы, в строении которой участвуют терригенные толщи Верхоянского комплекса (рис. 1). Главная структура района — Тенькинская антиклиналь прослежена в северо-западном направлении на 270 км при ширине 40 км. Северо-восточное крыло антиклинали падает под углами от 20 до 45°, а юго-западное — под углами 45–65°. Основные магмо- и рудокон-

тролирующие разломы района имеют северо-западное простирание. Так, Тенькинская зона разломов в приосевой части антиклинали, определяет размещение всех известных месторождений и рудопроявлений золото-кварцевого типа. Золото-битумное рудопроявление локализовано в северо-западной части Тенькинского рудного района в иной структурной обстановке: в области пересечения Тенькинской антиклинали Дегдеканской зоной складчатых дислокаций.

Изученная площадь северо-западного участка Тенькинского района сложена полосой пермских слабометаморфизованных осадочных пород шириной 25–30 км (рис. 2, а). Наиболее древние породы закартированы в юго-восточной части участка и отнесены к родионовской свите нижней перми мощностью более 950 м. Это преимущественно глинистые сланцы с высоким содержанием сингенетичного пирита. Выше по разрезу согласно залегают верхнепермские отложения пионерской свиты. По данным Ю.П.Карелина и др. (1990), она представлена преимущественно глинистыми сланцами и алевролитами, в разной степени обогащенными песчаным материалом, с редкими и невыдержанными по простиранию прослоями песчаников, реже гравелитов и имеет мощность до 2000 м. В целом пионерская свита является наиболее монотонно-глинистой частью пермского разреза, особенно в пределах Дегдеканского рудного поля. Необычным литологическим составом выделяется атканская свита верхней перми мощностью от 270 до 1300 м. В ней преобладают диамиктиты — породы смешанного состава, представляющие собой глинистые сланцы с беспорядочно рассеянным песчаным и гравийно-галечным материалом. Выше залегают глинисто-алевролитовые породы омчакской свиты мощностью 370–1900 м, содержащие в верхней части разреза отдельные слои диамиктитов.

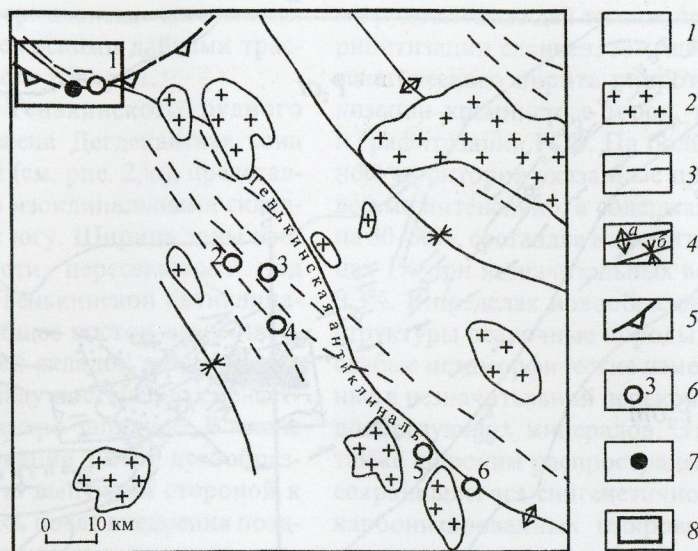


Рис. 1. Геологическая схема Тенькинского рудного района, по Н.Г.Маннафову, 1999, с добавлениями:

1 — терригенные породы Верхоянского комплекса; 2 — раннемеловые гранитоиды; 3 — разломы; 4 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 5 — Дегдеканская зона складчатых дислокаций; 6 — золото-кварцевые месторождения: 1 — Дегдеканское, 2 — Наталкинское, 3 — Омчакское, 4 — Павликовское, 5 — Игуменовское, 6 — Родионовское; 7 — золото-битумное рудопоявление Пионерское; 8 — контуры площади проведения литогеохимической съемки м-ба 1:25 000

Более половины рассматриваемой площади занимают верхнепермские отложения пионерской свиты, служащие рудовмещающими как для золото-кварцевого, так и для золото-битумного оруденения. Микроскопическое изучение визуально однообразных осадочных пород позволяет выделить несколько разновидностей углеродсодержащих сланцев — глинистые, известковисто-глинистые, кремнисто-глинистые и пиритсодержащие глинистые, которые образуют пачки ритмичного переслаивания мощностью от 200 до 700 м. Всего в рудовмещающей свите выделено три ритмопачки, характеризующиеся преимущественно глинистым составом и закономерным обогащением отдельных горизонтов снизу вверх сульфидами, карбонатами и кремнеземом. Среди выделенных литотипов пород макроскопически картируются только пиритсодержащие сланцы, образующие в осадочных породах пионерской свиты горизонты мощностью от первых метров до 15–20 м. Содержание в них сульфидов варьирует от десятых долей до 10–15%. В остальной части разреза осадочно-диagenетический пирит развит крайне слабо.

Для осадочных пород пионерской свиты характерна относительно высокая углеродистость. Среднее содержание $C_{орг}$ в сланцах составляет 1,5%, что более чем в 3 раза превышает фоновое содержание углерода в осадках Верхоянского

комплекса [4]. Подавляющая масса рассеянного органического вещества (РОВ) находится в тонкодисперсном состоянии, равномерно пигментируя сланцы. Роль органических микровключений, представленных гнездами и линзами керита и антраксолита, линзочками углистого вещества, незначительна. Более высокие содержания углерода (до 2%) отмечаются в горизонтах пиритсодержащих сланцев.

Магматические образования представлены позднеюрскими дайками кислого и среднего составов (кварцевые порфиры, альбитофиры, андезиты), подвергшимися интенсивным метасоматическим изменениям и будинажу. Они концентрируются в северо-восточной приосевой части Тенькинской антиклинали в виде S-образного прерывистого пояса северо-западного простирания. Простирание даек и самого пояса изменяется согласно с изменением ориентировки оси складки. Дайки тесно ассоциируют с золото-кварцевой минерализацией Дегдеканского месторождения и ряда рудопоявлений района. Позднемеловой интрузивный комплекс имеет локальное распространение и представлен двумя небольшими штоками кварцевых диоритов, сопровождающимися дайками гранодиоритов. К малым интрузиям этого комплекса отнесены разнообразные по составу дайки (риолиты, риодациты, микроаббро, вогезиты), не подвергши-

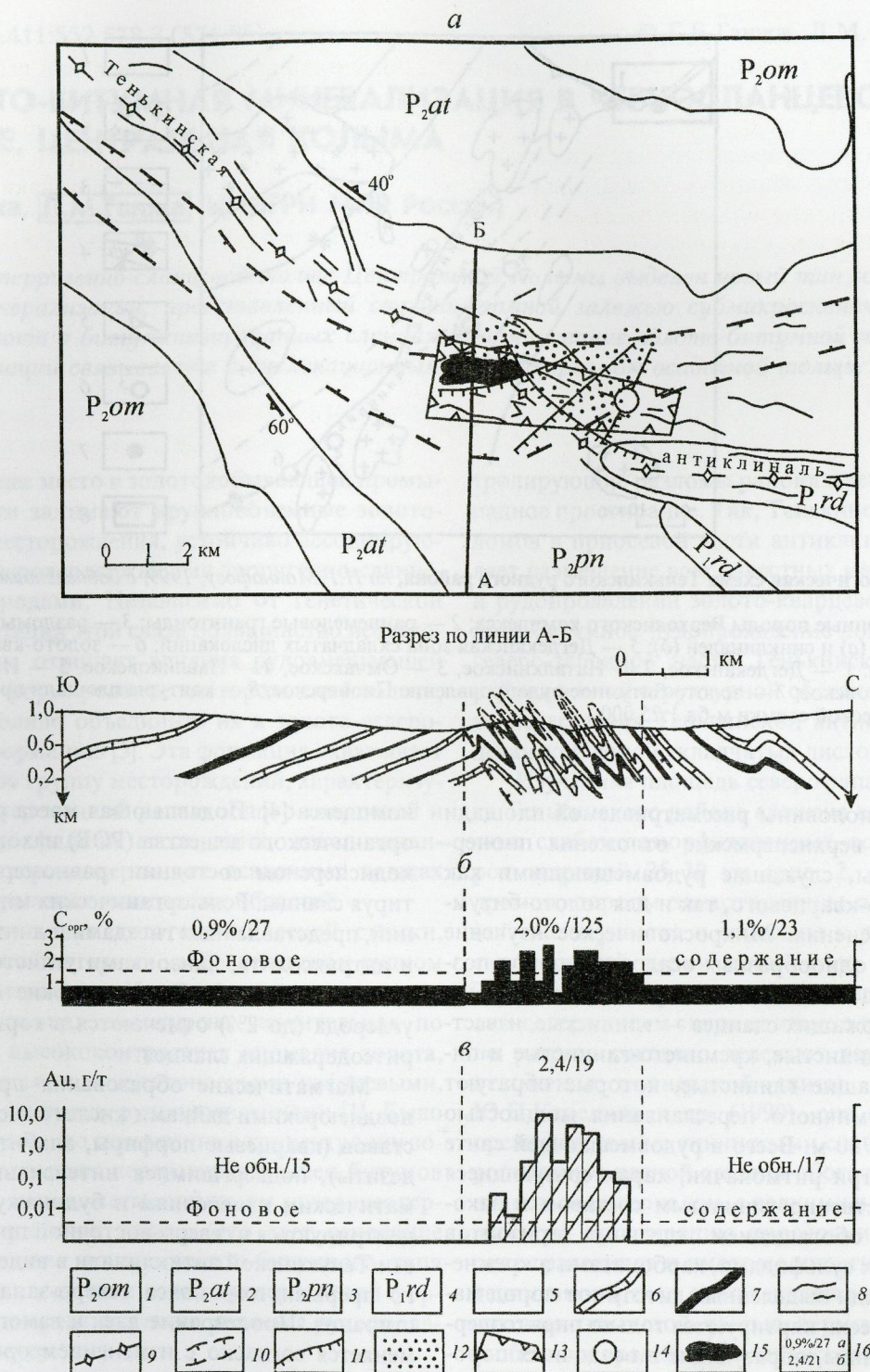


Рис. 2. Геолого-структурная схема северо-западного участка Тенькинского рудного района (а), распределение содержаний $C_{орг}$ (б) и золота (в) в сланцах пионерской свиты, по Ю.П.Карелину и др., 1990, с добавлениями:

пермские свиты: 1 — омчакская, 2 — атканская, 3 — пионерская, 4 — родионовская; сланцы пионерской свиты: 5 — глинистые с сульфидсодержащими горизонтами, 6 — известкисто-глинистые, 7 — кремнисто-глинистые; 8 — позднемерловые и позднеюрские дайки; 9 — ось Тенькинской антиклинали; 10 — контуры Дегдеканской зоны складчатых дислокаций; 11 — тектонические нарушения с вертикальным смещением блоков по геофизическим данным (штрихи в сторону опущенных блоков); 12 — область повышенного уровня магнитного поля (приподнятые блоки); 13 — контуры Дегдеканского рудного поля; 14 — Дегдеканское золото-кварцевое месторождение; 15 — площадь распространения золото-битумной минерализации; 16 — содержание $C_{орг}$ в %/количество проб (а), содержание Au в г/т/количество проб (б)

еся будинажу и гидротермальным изменениям. Они совместно с позднеюрскими дайками трасируют зону Тенькинского разлома.

На северо-западе Тенькинского рудного района авторами выделена Дегдеканская зона складчатых дислокаций (см. рис. 2, а), представленная сильно сжатыми изоклинальными складками, запрокинутыми к югу. Ширина зоны изоклиальной складчатости, пересекающей под острым углом шарнир Тенькинской антиклинали, достигает 2,5 км. Общее восток–северо-восточное простирание осей складок на Дегдеканском рудном поле к западу постепенно сменяется на субширотное и северо-западное. В плане зона складчатых дислокаций имеет дугообразную форму, обращенную выпуклой стороной к югу. Она сформировалась после внедрения позднеюрских даек и синхронных с ними золото-кварцевых руд Дегдеканского месторождения. Дайки, золотоносные кварцевые жилы и прожилки в зоне интенсивной складчатости испытали будинаж и птитимитизацию. Изоклиальные складки на Дегдеканском рудном поле отмечались многими исследователями и ранее. Но они считались по времени заложения дорудными, не имеющими рудоконтролирующего значения для золото-кварцевой минерализации.

Формирование зоны складчатых дислокаций, по представлениям авторов, связано с тектоническими движениями по системе взбросов или надвигов, фиксирующихся повышенным уровнем магнитного поля над относительно приподнятыми блоками. Система таких субширотных и диагональных взбросо-надвиговых структур образует в пришарнирной части северо-восточного крыла Тенькинской антиклинали ступенчатое понижение в южном направлении и, вероятно, является фрагментом структур, развитых в этом крыле складки (см. рис. 2, а). Образование зоны складчатых дислокаций вызвано, по-видимому, компенсационным течением пластичных осадочных пород в сторону относительно опущенных блоков. Горизонтальная составляющая этого движения, учитывая величину смещения шарнира Тенькинской антиклинали, составляет не менее 30 км. Выделенная складчатая структура по механизму формирования отвечает зоне «пластичного» надвига крупной тектонической чешуи в южном направлении. Надвиговые движения пластичных осадочных пород обусловили деформацию северо-восточного крыла Тенькинской антиклинали и локальный изгиб ее в районе Дегдеканского рудного поля.

Формирование Дегдеканской зоны складчатых дислокаций сопровождалось неравномерными динамометаморфическими преобразования-

ми рудовмещающей толщи, проявившимися в серицитизации сланцев, замещении осадочно-диagenетического пирита пирротинном, раскристаллизации кремнистых пород, перераспределении и графитизации РОВ. На большей части изученной территории указанные признаки проявлены весьма интенсивно, а содержание $S_{орг}$ снижается на 30–50%, составляя в графитизированных сланцах 1% при незначительных вариациях от 0,1 до 0,3%. В пределах новообразованной складчатой структуры осадочные породы испытали в целом слабые метаморфические изменения, выраженные в незначительной перекристаллизации пороодообразующих минералов. Это подтверждается также широким распространением в ее пределах сохранившегося сингенетического пирита и менее карбонизированных микровключений РОВ — керита, антраксолита, фрагментов углистого вещества. Дегдеканская зона складчатых дислокаций выделяется повышенным содержанием органического углерода (в среднем 1,7%) и широким разбросом частных количественных определений $S_{орг}$. Установленная закономерность в распределении выделенных типов органического вещества и их концентраций в пределах изученного участка свидетельствует в пользу связи процессов карбонизации РОВ с формированием складчатых структур в углеродсодержащей сланцевой толще (см. рис. 2, б).

При деформации осадочных пород (в поле переменных тектонических напряжений) происходит чередование областей пластического выжимания и нагнетания. Эти области, выделенные с учетом литологического состава толщи и по структурным признакам, отличаются интенсивностью метаморфических преобразований. Так, в пределах области выжимания сланцы пинонерской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой стадии, а в зоне нагнетания (Дегдеканская зона складчатых дислокаций) — позднего метагенеза. Наиболее чувствительным индикатором термодинамического режима динамометаморфизма является рассеянное органическое вещество.

Геологическая структура зоны изоклиальной складчатости указывает на чередование в ней областей выжимания и нагнетания разного порядка, что стало причиной перераспределения первичных концентраций рассеянной органики. В местах нагнетания содержание углерода может увеличиться до 3–4%, а выжимания — уменьшиться до 0,5–0,6%. В результате формируются углеродистые и кварц-углеродистые сегрегации линзовидной и линзовидно-прожилковидной формы. Наиболее интенсивно перераспределение и нагнетание углеродистого веществ-

ва, имеющего более низкую вязкость по сравнению с вмещающей средой, проявились на участке пересечения Тенькинской антиклинали Дегдеканской зоной складчатых дислокаций, где, кроме высокотемпературных микровключений РОВ и продуктов перераспределения сингенетичной органики, широко проявлена наложенная битуминизация сланцев в виде прожилков шунгита и рассеянной тонкой вкрапленности низкотемпературных битумов типа микронепти.

Распределение фонового золота в сланцах пионерской свиты свидетельствует о направленной миграции металла из зоны выжимания в зону нагнетания и концентрации в битуминизированных сланцах (см. рис. 2, в; рис. 3). Золотоносность рудовмещающей толщи определялась пробирно-спектральным анализом с исходными навесками 50–100 г/т (чувствительность определения 1 мг/т). На западном фланге Дегдеканского рудного поля были околонтурены высококонтрастные аномалии золота, развитые на фоне мощных ореолов его выноса, где происходила графитизация РОВ. Как показали расчеты авторов, при фоновом содержании золота в сланцах пионерской свиты 6,2 мг/т [4], из 1 км³ графитизированных пород выносилось до 13–15 т металла. Учитывая масштабы этого процесса, при наличии благоприятных рудолокализирующих структур могли формироваться не только высококонтрастные аномалии, но и промышленные концентрации золота. Наиболее значительная аномалия приурочена к приосевой части Тенькинской антиклинали, к участку пересечения ее зо-

ной складчатых деформаций, характеризующемуся наиболее высокими содержаниями углерода (2%). Выделенная аномалия золотом отчетливо контролирует площадь развития золото-битумной ассоциации.

Строение участка определяется положением его в области пересечения под острым углом двух складчатых структур (рис. 4, а). В его пределах выделяется серия изоклинальных складок с размахом крыльев 100–500 м и протяженностью до первых километров, опрокинутых на юг и юго-восток с падением крыльев на север-северо-запад под углами 60–80°. Наиболее широко распространены антиклинали брахиформного типа с соотношением ширины к длине (1:5)–(1:7). Складчатости была подвергнута также значительная часть площади Дегдеканского рудного поля, что привело к птитиматитизации, будинажу и метаморфизму кварцевых жил и прожилков. Доскладчатые позднеюрские дайки представлены многочисленными будинами мощностью до 1–2 м и протяженностью до нескольких десятков метров.

Площадь развития золото-битумной минерализации сложена преимущественно сланцами нижней и средней ритмопачек пионерской свиты. Нижняя ритмопачка распространена в приосевой части Тенькинской антиклинали и в пределах антиклинальных структур более высокого порядка, средняя — на крыльях и на северо-западном фланге площади, на участке погружения шарнира складки. Для осадочных пород этой части зоны складчатых дислокаций характерно высокое содержание $C_{орг}$ (1,8–2,0%). Изменение его концентрации в сланцах, в которых сосредоточена золото-битумная ассоциация, подтверждает связь перераспределения РОВ с пликативными деформациями: распределение органического углерода в осадочной толще строго подчинено рисунку складчатости (см. рис. 4, б). В соответствии с этим высокоаномальные зоны с содержанием $C_{орг} > 2,0\%$ приурочены к ядерным частям антиклинальных складок.

Учитывая относительно высокие концентрации $C_{орг}$ в сланцах пионерской свиты и преобладание сапропелевой органики в составе РОВ морских отложений, можно полагать, что основным источником миграционных битумов служат рудовмещающие осадочные породы. Известно, что в условиях повышения температуры и давления сапропелевый материал генерирует гамму газообразных гомологов метана, низкокипящих жидких, а также более тяжелых углеводородов. В совокупности этот комплекс углеводородных компонентов РОВ формирует основу состава микронепти. Процессы новообразования угле-

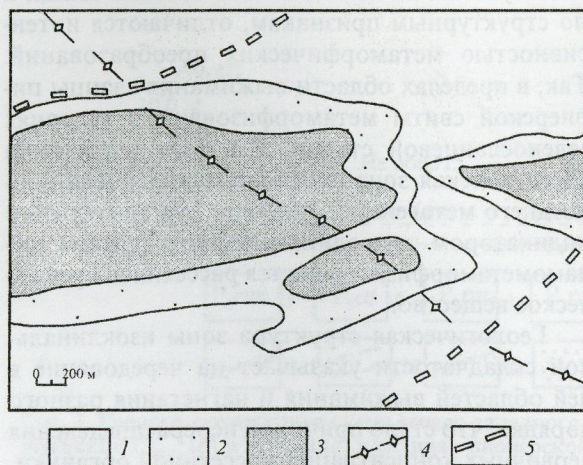


Рис. 3. Распределение содержаний золота в сланцах пионерской свиты на участке распространения золото-битумной минерализации:

содержания Аз, мг/т: 1 — не обнаружено, 2 — 0,01–0,1, 3 — >0,1; 4 — ось Тенькинской антиклинали; 5 — границы Дегдеканской зоны складчатых дислокаций

водородов и формирование подвижных форм битумов, их миграция и битуминизация сланцев пионерской свиты в рассматриваемом районе обусловлены дислокационным метаморфизмом толщи и чередованием в ней областей выжимания и нагнетания.

Таким образом, при развитии зоны изоклинальной складчатости углеродсодержащие сланцы испытали неравномерный динамометаморфизм, сопровождавшийся карбонизацией РОВ в зоне выжимания. Продукты метаморфизма органического вещества в виде флюидов, состоящих

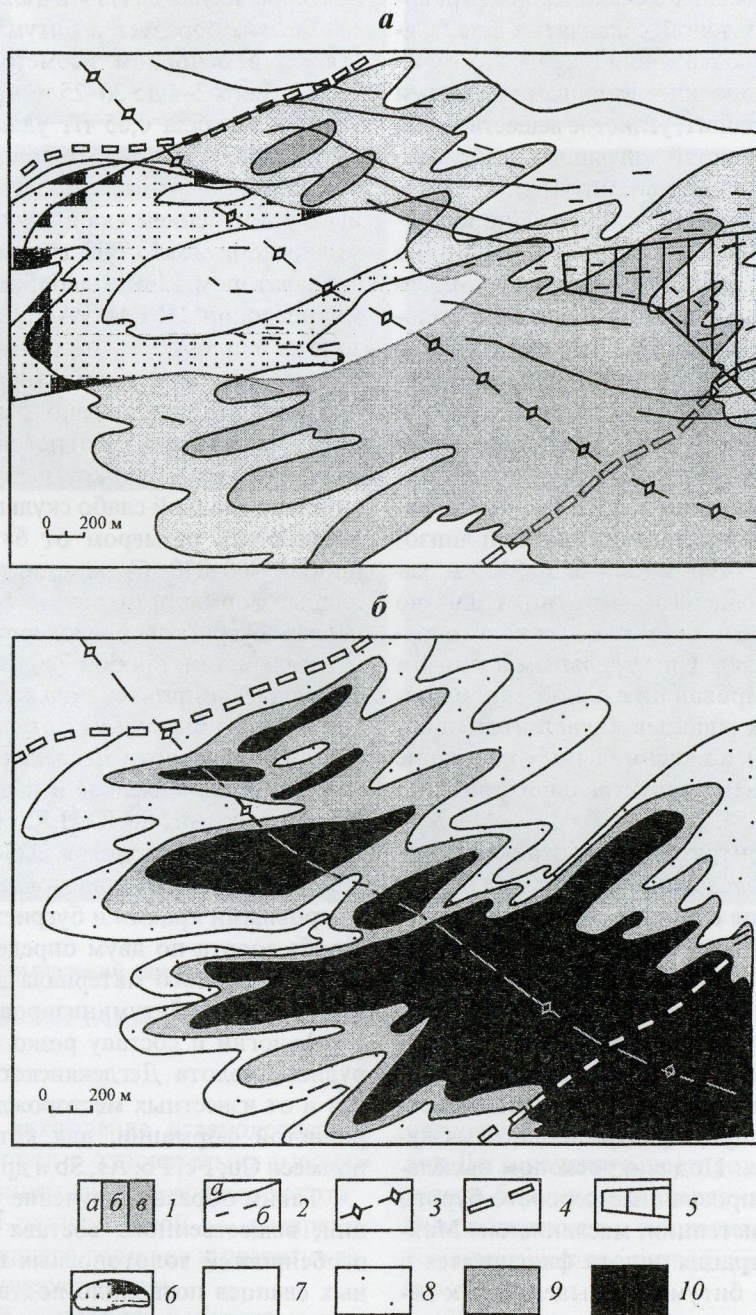


Рис. 4. Литолого-структурная схема участка распространения золото-битумной минерализации (а) и распределение содержаний C_{org} в сланцах пионерской свиты (б):

1 — ритмопачки пионерской свиты (а — верхняя, б — средняя, в — нижняя); 2 — дайки (а — позднемереловые, б — позднеюрские); 3 — ось Тенькинской антиклинали; 4 — границы Дегдеканской зоны складчатых дислокаций; 5 — контуры Дегдеканского золото-кварцевого месторождения; 6 — площадь распространения золото-битумной минерализации; содержания C_{org} , %: 7 — <1, 8 — 1,0–1,5, 9 — 1,5–2,0, 10 — >2,0

из H_2O , CO_2 , SO_2 , газообразных и жидких углеводородов [3], с крыльев и из ядерной части Тенькинской антиклинали, оказавшихся в условиях сжатия, мигрировали в зону изоклинальной складчатости, представлявшую собой мощную зону нагнетания. Наиболее благоприятной структурной ловушкой подвижных форм битумов явилась область пересечения Тенькинской антиклинали Дегдеканской зоной складчатых дислокаций. Повышенные содержания $C_{орг}$ на этом участке обусловлены как сингенетичными формами РОВ (керит, антракосолит, углистое вещество, графитит), так и наложенной миграционной их разновидностью (нефтеподобные битумы).

В зоне битуминизации осадочных пород отмечается увеличение концентрации золота на порядок и более по сравнению с кларковыми содержаниями. Установлено, что к наиболее золотоносным относятся сланцы со сравнительно высоким содержанием $C_{орг}$ ($>1,8\%$). В результате анализа распределения содержаний золота и органического углерода в битуминизированных сланцах пионерской свиты были определены контуры распространения золото-битумной минерализации. Она представлена крупной линзовидной залежью размером $(500-800) \times 2500$ м, характеризующейся содержаниями Au от 0,04 до 14 г/т (226 проб) при незначительных концентрациях серы и мышьяка. Спектральным анализом мышьяк не зафиксирован ни в одной из проб битуминизированных сланцев (чувствительность определения 0,04%), а максимальное содержание его по данным рентгеноспектрального анализа составило 0,09%.

Главным концентратором золота, как показали детальные исследования сланцев на сканирующем микроскопе с лазерным микроанализатором, являются низкотемпературные битумы, в которых содержания металла составили 244–629 г/т (в среднем 520 г/т). Эта разновидность битумов образует в осадочной породе тончайшую вкрапленность линзо- и гнездовидной формы размером тысячные–сотые доли миллиметра, люминесцирующую в ультрафиолетовых лучах в желтых тонах. Под микроскопом выделения битумов полупрозрачные серовато-бурого цвета, вязкой консистенции, маслянистые. Максимальная концентрация золота фиксируется в центральной части битумного выделения, к периферии она постепенно снижается и появляются значимые содержания серебра (исследования проводились в ИГФМ Украинской национальной академии наук). Парагенетическая связь золота с органическим веществом битуминизированных сланцев подтверждается также высоким коэффициентом корреляции $Au-C_{орг}$, равным

0,76 при $K_{крит}=0,28$. Следует отметить, что такая зависимость содержаний металла от концентрации органического углерода не фиксировалась еще ни на одном известном месторождении золото-углеродистой формации [6]. Так, для золотоносной жильной и жильно-прожилковой минерализации Наталкинского рудного поля характерна тесная связь Au только с Ag, As и Pb.

Золото образует в битумах субмикроскопические, в основном изометричные, выделения размером от 2–4 до 20–25 мкм. Из пробы с содержанием металла 0,65 г/т удалось извлечь большое количество тонкого золота. Некоторые относительно крупные его выделения были изучены с применением сканирующего электронного микроскопа JSM 5300 с энергодисперсионным анализатором Link в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ РАН. Элементный состав золота и пробность рассчитаны по программе SEM-Qant аналитиком М.И.Лапиной. Изученное золото представлено двумя морфологическими типами (рис. 5): а) преобладают комковидные изометрически-округлые выделения с относительно гладкой слабо скульптурированной поверхностью, размером от 6×10 до 22×25 мкм, пробой 800–890; б) реже встречаются палочковидные формы размером до 10×80 мкм с ровной и слабобугристой поверхностью с отдельными ответвлениями, пробой 730. В изученном золоте установлены примеси только Ag, Al и C, а в отдельных его выделениях отмечается Fe до 1,5%. Самородное золото Дегдеканского месторождения в основном мелкое и пылевидное. Средний размер золотинок, по Ю.П.Карелину и др. (1990), — 1,67 мм. Морфология выделений изометричная, пластинчатая, крючковатая, реже губчатая, с неровными краями и бугристой поверхностью. Проба золота по двум определениям 796 и 800. Из приведенного материала видно, что золото, выделенное из битуминизированных сланцев, по морфологии и составу резко отличается как от рудного золота Дегдеканского месторождения, так и от известных месторождений золото-углеродистой формации, для которых характерны примеси Cu, Fe, Pb, As, Sb и других элементов [2].

Таким образом, изучение условий локализации, вещественного состава и геохимических особенностей золотоносных битуминизированных сланцев позволило подтвердить правомерность выделения в золото-углеродистой формации нового золото-битумного типа оруденения и определить его место в истории развития рассматриваемого региона. Так, в становлении золоторудных месторождений и рудопроявлений Тенькинского района можно выделить три основных этапа:

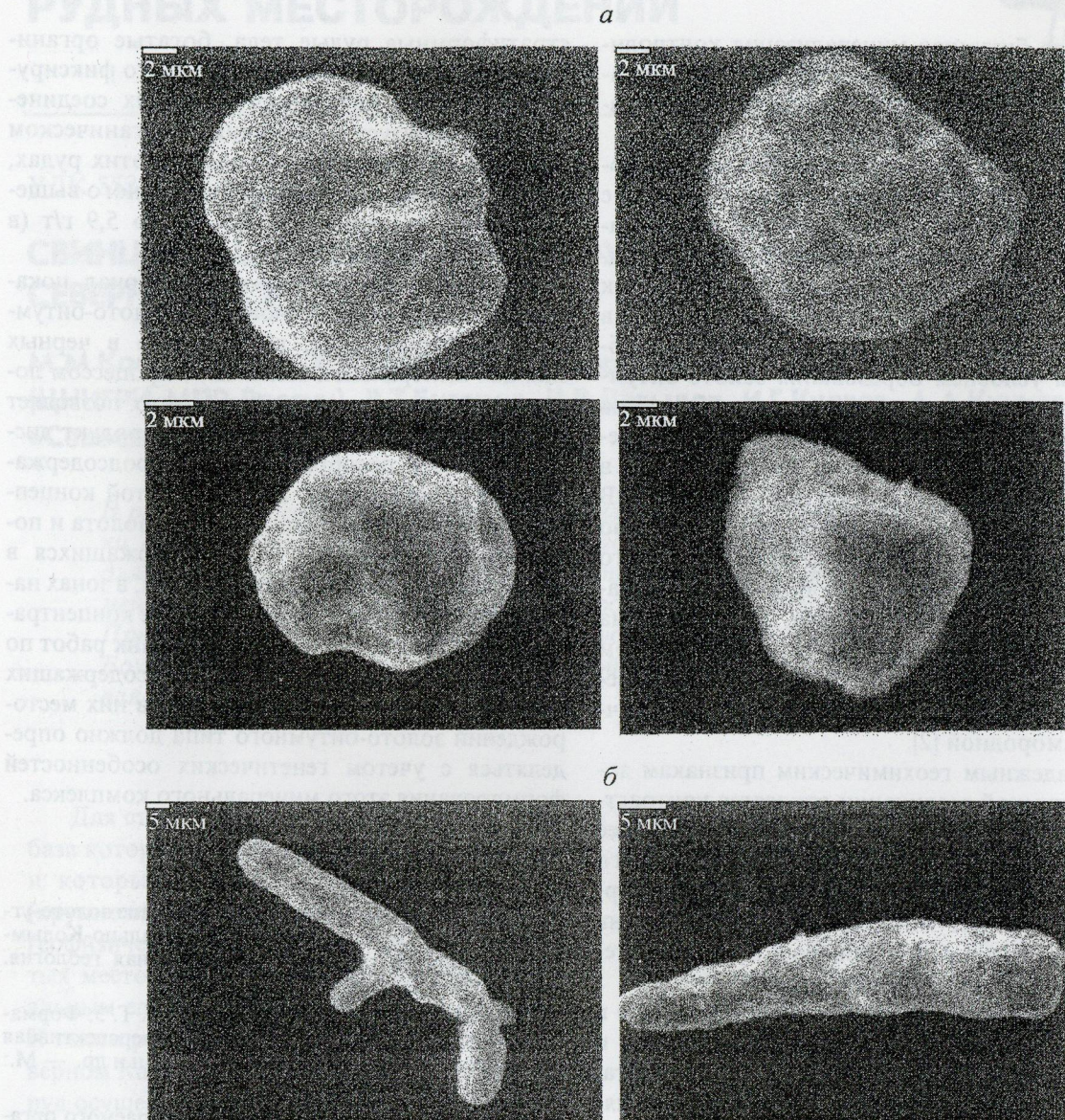


Рис. 5. Морфология выделений самородного золота в битуминизированных сланцах:

a — комковидные; *b* — палочковидные

пермский — накопление углеродсодержащих осадочных пород с относительно высоким фоновым содержанием сингенетического золота;

позднеюрский–раннемеловой — внедрение даек кислого и среднего составов и развитие золото-кварцевой минерализации;

позднемеловой — взбросо-надвиговые движения по разломам и компенсационное течение осадочных пород, с которыми связано формирование Дегдеканской зоны складчатых дислокаций, сопровождающееся деформацией северо-восточного крыла и шарнира Тенькинской антиклинали, будинажем позднеюрских даек,

кварцевых жил и прожилков, метаморфизмом руд Дегдеканского месторождения и развитием золото-битумной минерализации с последующим внедрением в заключительную фазу тектономагматического развития района позднемеловых даек.

Установленная связь золото-битумной ассоциации с продуктами локального динамометаморфизма осадочной толщи позволила определить ряд признаков, отражающих специфические условия ее развития и имеющих большое прогнозно-поисковое значение для этого типа оруденения.

Золото-битумная минерализация контролируется мощной зоной пликативных деформаций, локализуясь в узлах пересечения разновозрастных складчатых структур.

Важнейший литологический фактор, влияющий на размещение оруденения, — наличие мощной рудоносной черносланцевой толщи, насыщенной органическим веществом и легко поддающейся пластическим деформациям. Так как важная роль в накоплении и миграции золота в осадочных породах принадлежит РОВ, то необходимым условием образования золото-битумной минерализации является невысокая степень региональных преобразований пород — на дозеленосланцевой стадии метаморфизма. Только в зонах катагенеза и метагенеза сапропелевое РОВ может продуцировать достаточное количество подвижных битумов, транспортирующих золото к месту разгрузки. Нефтеподобные битумы, участвующие в переносе металла, мигрируют на многие километры, меняя форму связи с золотом от сорбционно-сингенетичной, возможно, металлорганической, до сорбционно-эпигенетичной и самородной [2].

К надежным геохимическим признакам золото-битумной ассоциации относятся контрастная положительная аномалия золота (более 0,1 г/т), развитая на фоне мощного ореола его выноса из вмещающих пород, повышение содержания $C_{орг}$ в битуминизированных сланцах на 30–50% по сравнению с фоновым и высокая степень корреляции золота и углерода.

Минералогические признаки заключаются в простом составе продуктивной ассоциации и особенностях морфологии и состава золота, единственным концентратором которого являются миграционные формы битумов, образующие в породе тончайшую гнездовидную вкрапленность в количестве от десятых долей до 1–2% объема пород.

Значительные параметры площадного развития золотоносных битуминизированных сланцев и большая роль углеродсодержащих отложений в разрезах осадочного чехла многих регионов России увеличивают перспективы поисков крупнообъемных нетрадиционных месторождений золота в черносланцевых толщах. А выявление в последние годы в некоторых зарубежных странах месторождений с близким минеральным составом руд подтверждает практическую значимость рассмотренного типа оруденения. Так, в Шри Ланка известны золотосодержащие битуминозные торфяники и водорослевые маты, захороненные в известковистых глинах [7]. В Южном Китае значительную промышленную ценность представляют

стратиформные рудные тела, богатые органикой, с тонким золотом, которое часто фиксируется в составе металлоорганических соединений или образует включения в органическом веществе [8]. Содержания золота в этих рудах, отрабатываемых с применением кучного выщелачивания, составили от 0,5–0,7 до 5,9 г/т (в среднем 1,5–2,2 г/т).

Приведенный фактический материал показывает тесную связь становления золото-битумного рудопроявления, выделенного в черных сланцах Центральной Колымы, с процессом локального динамометаморфизма, что позволяет рассматривать данный объект как продукт дислокационного преобразования углеродсодержащей осадочной толщи. Исходя из этой концепции в результате миграции тонкого золота и подвижных компонентов РОВ, содержащихся в осадочных породах зоны выжимания, в зонах нагнетания образуются промышленные концентрации металла. Направление дальнейших работ по изучению золотоносности углеродсодержащих осадочных формаций и выявлению в них месторождений золото-битумного типа должно определяться с учетом генетических особенностей формирования этого минерального комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ганжа Г.Б., Зверева Е.А. О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центрально-Колымском рудном районе // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 71–76.
2. Золоторудные месторождения СССР. Т. 5. Формации, закономерности размещения, перспективная оценка / В.А.Нарсеев, Н.А.Фогельман и др. — М.: ЦНИГРИ, 1990.
3. Формирование основных типов ископаемого органического вещества и их эволюция на последовательных стадиях литогенеза // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков / В.А.Успенский, С.Г.Неручев и др. М., 1973. С. 68–78.
4. Чаньшиев И.С., Степанов В.А. Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 11. С. 112–118.
5. Яновский В.М. Основные особенности месторождений золото-углеродистой формации // Тр. ЦНИГРИ. 1981. Вып. 165. С. 35–42.
6. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. — М.: Недра, 1990.
7. Dissanayake C.B., Kritsotakis K. The geochemistry of Au and Pt in peat and algal mats — a case study from Sri Lanka // Chem. Geol. 1984. № 1–4. P. 61–67.
8. Li Jianming, Ying Hanlong, Ye Jie, Chen Xurui. Sediment-hosted mikro-disseminated gold deposits in China // The 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Aug. 6–17, 2000: Congress Program. Rio de Janeiro: Geol. Surv. Braz. 2000. P. 3637.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.44 (470.6)

© Коллектив авторов, 2004

СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОЗАНГ, СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ

М.М.Константинов, Х.Х.Лайпанов, Н.П.Варгунина, В.А.Данильченко, Б.Ю.Орлов (ЦНИГРИ МПР России), В.Т.Битаров, К.В.Давыдов, И.Г.Кулаев, А.А.Кучиев (ГУП «Севосгеолразведка»)

В работе приведены геологические, геофизические и геохимические характеристики скрытого жильного свинцово-цинкового месторождения Бозанг — эталонного для Садонского рудного района. Рассматриваются особенности околорудных изменений, минерального состава руд и последовательности минералообразования. Предложена нетрадиционная модель рудообразующей системы месторождения Бозанг, основанная на модели современной геотермальной системы Ротокава (Новая Зеландия).

Для старых горнорудных районов, сырьевая база которых в значительной степени исчерпана и которые детально и всесторонне изучены (крупномасштабные карты, геохимические и геофизические исследования), выявление скрытых месторождений остается единственным реальным способом продления их существования. К таким районам относится и Садонский на Северном Кавказе, где добыча свинцово-цинковых руд осуществлялась с начала прошлого века.

Впервые возможность обнаружения скрытого оруденения в пределах восточного окончания Садонно-Унальского горста, вмещающего свинцово-цинковые месторождения, обосновал Г.Д.Ажгирей [1]. Наиболее перспективным был назван Джимидонский участок, где в локализации оруденения отмечалась роль поперечных пликативных, складчатых дислокаций. В дальнейшем перспективность Джимидонского участка обосновывали А.Г.Коваленко (1968) и Е.Г.Рыпинская (1968). М.М.Константиновым [3] были выделены структурно-тектонические и литологические критерии поисков скрытого полиметаллического оруденения в Садонском районе и оконтурен, в частности, перспективный район восточнее Холстинского поперечного поднятия до р. Фиагдон, включая Джимидонский участок.

Рудная зона Бозанг в 1986 г. была вскрыта штреком с горизонта штольни, ранее пересекавшей

рудные зоны Джимидонского участка, для заверки мультикомпонентной (Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Mo, Bi, As, Sb, I) геохимической аномалии, выявленной Н.Н.Трофимовым и А.И.Рычковым в 1981 г. Рудная зона и одноименное месторождение названы в память главных геологов Садонского комбината В.Ф.Бочкарева и К.Б.Зангиева. В дальнейшем зона разведывалась рядом штолен, для чего потребовалось специальное распоряжение Президента России. В разведке и изучении месторождения, наряду с авторами, участвовали Э.И.Давыдова, С.Б.Лясковский, Е.С.Таратынко, К.Ч.Таутиев. В настоящее время рудная зона Бозанг — единственный разведанный и подготовленный к эксплуатации скрытый свинцово-цинковый объект, обнаруженный в последние годы в пределах Садонского рудного района.

Геологическое строение месторождения. Рудная зона Бозанг является частью Джимидонского рудного поля, относящегося к Садонскому рудному району и расположенного в восточной части Садонно-Унальского горста. Садонно-Унальский горст, в свою очередь, — часть Дигоро-Осетинской структурно-тектонической зоны. Он имеет субширотное простирание и относительно небольшую ширину 2,5–3 км при протяженности 20 км. Ядро его сложено палеозойскими гранитоидами, обрамленными юрскими вулканогенно-осадочными и терригенными поро-

дами. Горст осложнен многочисленными поперечными разломами, дробящими его на блоки и обособленные поднятия [4].

Рудное поле представлено близмеридиональными рудными зонами (Бозанг, Цагарсар и Восточный Джимидон), локализованными в пределах Джимидонского поднятия. Оно характеризуется сложным тектоническим строением и образовано двумя блоками — Восточно-Джимидонским и Западно-Джимидонским, разбитыми на мелкие пластины. В геологическом строении Джимидонского поднятия участвуют метаморфические породы (амфиболиты, хлорит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые кристаллические сланцы) протерозоя—среднего палеозоя (буронская свита), являющиеся рудовмещающими.)

Разрез рудовмещающей буронской свиты представлен в основании толщей полевошпат-кварц-слюдяных гнейсовидных сланцев, на которой залегают амфиболиты. Вверх по разрезу последние сменяются толщей переслаивания полевошпат-андалузит-двуслюдяных и мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев с амфиболитами. Венчает разрез буронской свиты в пределах Джимидонского поднятия сланцевая толща, которая по наличию в составе пород андалузита подразделяется на две пачки. Нижняя пачка сложена полевошпат-андалузит-мусковит-биотит-кварцевыми сланцами с прослоями мусковит-биотит-кварцевых разностей и микроклиновых гнейсовидных пород, верхняя — плагиоклаз-мусковит-биотит-кварцевыми и биотит-мусковит-кварцевыми кристаллическими сланцами, тяготеющими к нижней половине пачки, и хлорит-мусковит-кварцевыми разностями с прослоями хлоритовых и графитосодержащих сланцев, занимающими ее верхнюю часть. На поверхности буронская свита распространена незначительно в южной и западной частях Джимидонского поднятия. Мощность ее достигает 400 м. [2]

На отложениях буронской свиты с размывом залегают маломощные базальные конгломераты среднеюрского возраста, сменяющиеся вулканогенными образованиями, занимающими большую часть площади рудного поля. Вулканогенные образования представлены лавами андезито-дацитового состава, туфолавами, туфами, туфопесчаниками и эруптивными брекчиями. По палеофациальному составу вулканогенные образования садонской свиты в пределах поднятия отвечают околожерловой и жерловой зонам палеовулкана [5]. Собственно жерловые эруптивные брекчии развиты в северо-западной части поднятия (Майрамдон-Цамадская вулканическая постройка, по данным К.В.Давыдова и Г.А.Грановского) [2].

На эффузивах с несогласием залегают флишеидные отложения мизурской свиты (развитые в северной и западной частях Джимидонского поднятия), которые вверх по разрезу сменяются алевролит-аргиллитовой толщей тоарского и ааленского возраста (галиатская свита).

Среднепалеозойские гранитоиды уллукамского комплекса и среднеюрские граниты первой фазы внедрения дигорского комплекса вскрыты скважинами и штольнями на глубине и на поверхность не выходят. На площади Джимидонского поднятия незначительно распространены мезозойские субвулканические трахитовые, трахиандезитовые дайки, штоки и некки второй фазы дигорского комплекса (J_2).

Тектоническая структура, вмещающая рудную зону Бозанг, не выходит на поверхность. Положение зоны в целом характеризуется субмеридиональным северо-восточным простиранием и крутым (от 70 до 88°) падением, меняющимся по простиранию с восточного (110°) на западное (290°). Линейный характер зоны осложняется серией субширотных поперечных пострудных нарушений, по которым рудовмещающая структура разобрана на отдельные сегменты.

Ранее считалось, что рудовмещающую тектоническую трещину стоит рассматривать в качестве трещины оперения, образованную в результате правостороннего сдвига по Восточно-Джимидонскому сбросо-сдвигу [2]. По геофизическим данным (метод СГ-ВП) рудная зона Бозанг прослеживается далеко на север, «пересекая» региональный Дагомский взброс, ранее считавшийся рудоконтролирующим (рис. 1). Есть основания предполагать, что рудная зона Бозанг протягивается и на юг, за пределы Джимидонского поднятия. Таким образом, структура рудной зоны Бозанг относится нами к сложнопостроенной тектонической зоне дробления доюрского заложения.

Рудная зона Бозанг в целом относится к сравнительно глубинной группе месторождений Садонского рудного пояса. Месторождения приурочены к гранитам, перекрытым толщей нижеюрских вулканогенных и осадочных пород, частично залегающих в них [3]. Существенная особенность зоны — избирательная локализация рудной минерализации в метаморфических породах буронской свиты при практическом отсутствии промышленной минерализации как в нижезалегающих палеозойских и среднеюрских гранитах, так и в перекрывающих буронскую свиту юрских вулканитах и песчано-глинистых отложениях.

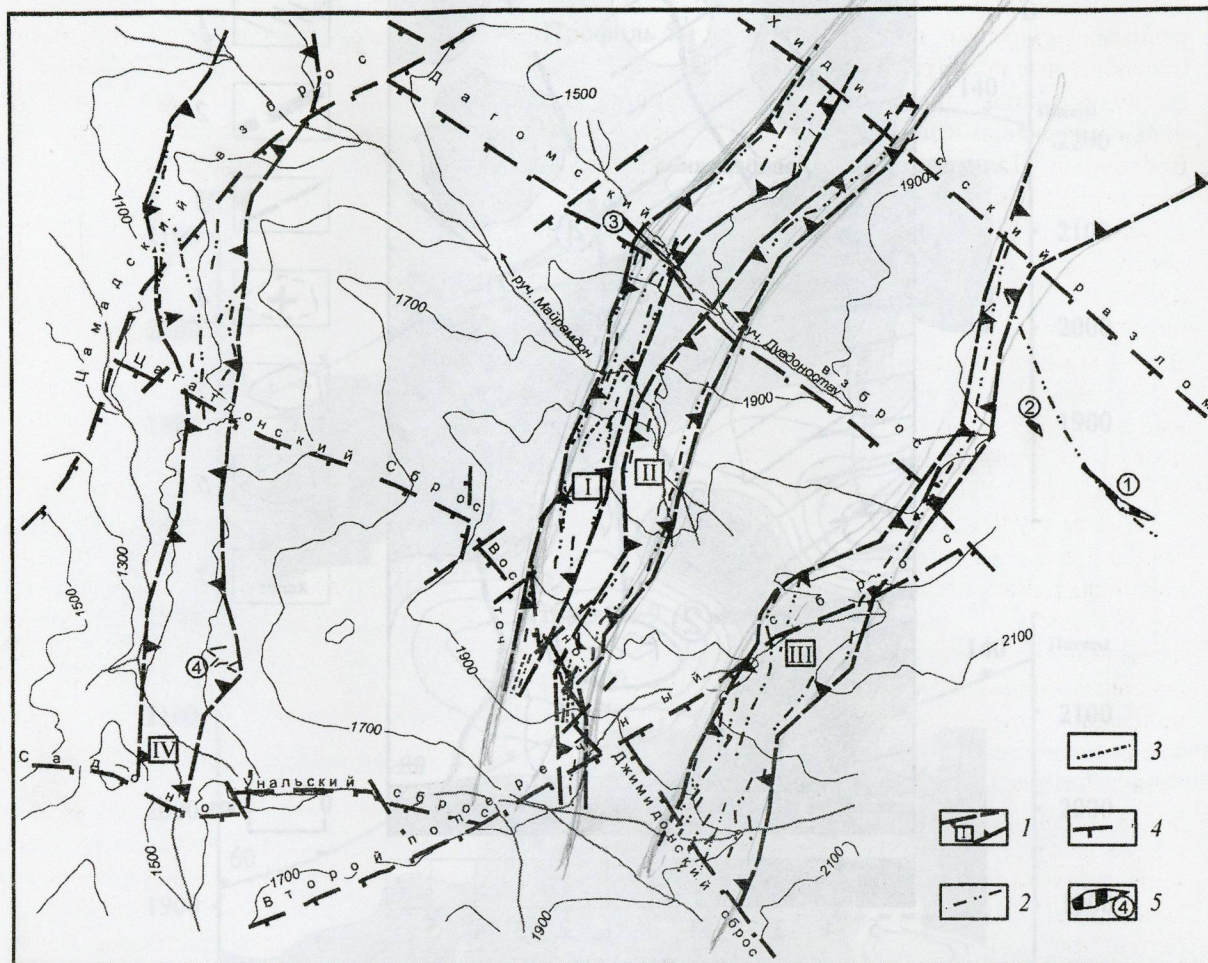


Рис. 1. Схема Джимионского рудного поля с выявленными аномалиями СГ-ВП, Э.И.Давыдова, С.Б.Лясковский, А.И.Швец, 2001:

1 — границы рудных зон, выделенных по совокупности геолого-геофизических данных (I — Бозанг, II — Цагарсар, III — Восточно-Джимионская, IV — Каднукт-Ахшартырагская); 2 — положение осей геофизических аномалий $F_{вп}$ СГ-ВП рудной природы; 3 — положение осей аномалий МЗ-ВП; 4 — основные тектонические нарушения; 5 — контуры наиболее крупных рудопоявлений (1 — Кора, 2 — Верхний Дагом, 3 — Нижний Дагом, 4 — Уарахком)

В региональных гравиметрических полях поперечная рудолокализирующая структура Джимионского рудного поля проявлена как отчетливая градиентная ступень Δg от -1 до 2 мГал. Вполне отчетливо она прослеживается за пределы блока как на север (под надвиг Скалистого хребта), так и на юг (в Штулу-Харесскую депрессию), меняя простирание с юго-юго-западного на южное (рис. 2). Она как бы «оперяет» крупную региональную глубинную поперечную структуру, известную под названием «Ардонский разлом» [6].

В электрических полях (по результатам использования метода ЧЭЗ-СГ) [4] рудная зона Бозанг повсеместно проявляется как ряд узких вертикальных полос пониженных сопротивлений

или фиксируется отчетливо выраженным горизонтальным градиентом, который, по-видимому, усилен влиянием рудовмещающих тектонических нарушений. Подобные нарушения отмечены четкими субвертикальными зонами пониженного ρ_k или линиями, ограничивающими высокоомные блоки (рис. 3). Важно отметить, что методом ЧЭЗ фиксируются близкие по своим характеристикам пологие структуры.

По данным использования метода СГ-ВП рудная зона Бозанг выглядит как протяженная линейная отчетливая зона пониженного сопротивления. Она характеризуется сопротивлением менее 200 Ом·м и поляризуемостью менее $-0,6^\circ$ (А.И.Швец, 1996). В результате применения метода СГ-ВП рудная зона Бозанг и параллельная

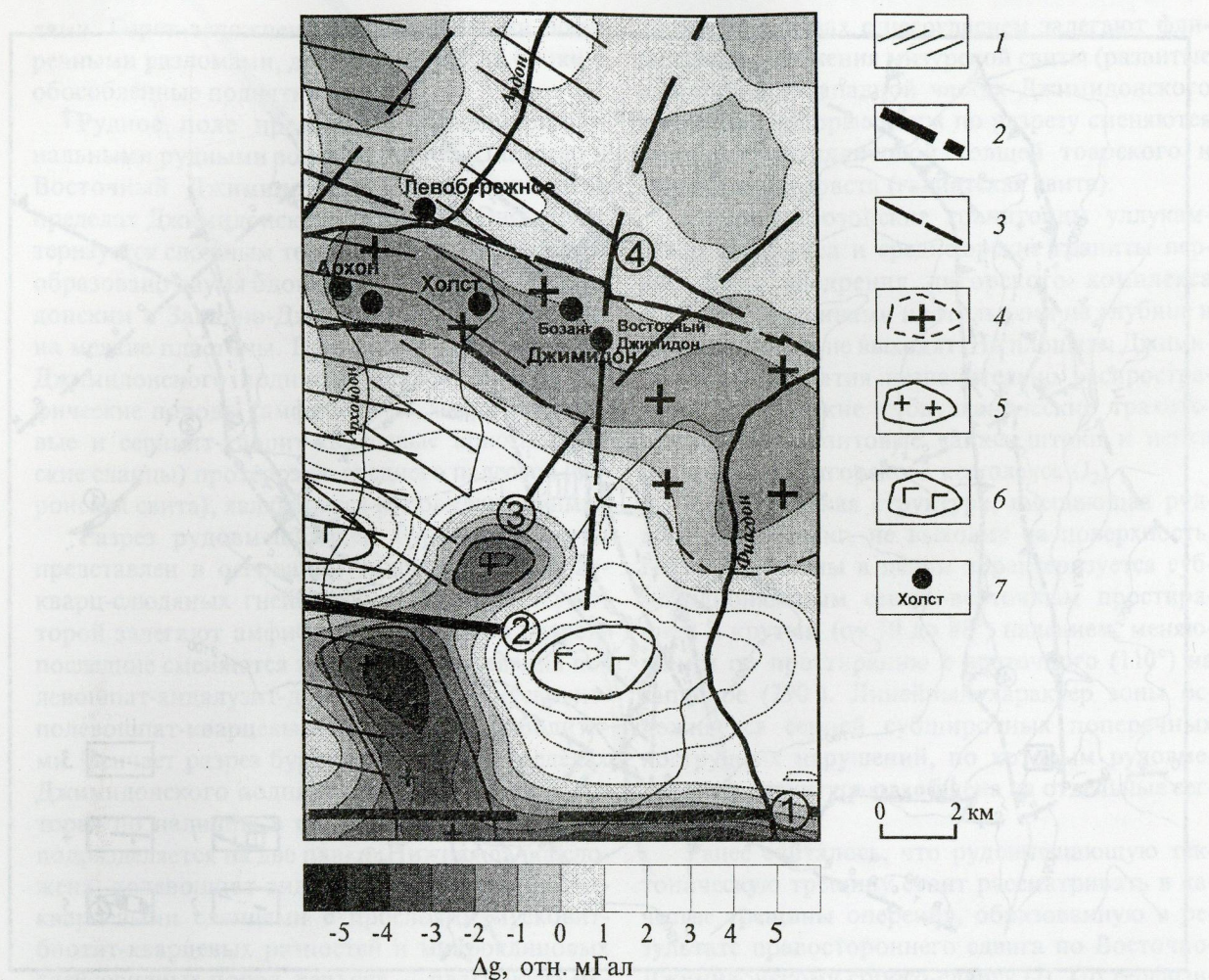


Рис. 2. Глубинные тектонические структуры в районе месторождения Джими́дон, установленные по гравиметрическим данным (на гравиметрической основе Р.Ф.Данковцева, ВИМС):

1 — региональные субширотные глубинные структуры (Ардонский глубинный разлом); 2 — субмеридиональные разломы первого порядка (1 — Адайком-Казбекский, 2 — Бурон-Ларский); 3 — субширотные и субмеридиональные разломы второго порядка (3 — Хампаладагский, 4 — Дагомский); 4 — контуры Садоно-Унальского гранитоидного блока; 5 — контуры предполагаемых интрузий кислого состава; 6 — то же, основного состава; 7 — жильные свинцово-цинковые месторождения

ей Цагарсарская были прослежены на север, практически до эскарпа Скалистого хребта. Кроме того, были выявлены новые аномалии, перспективные на обнаружение свинцово-цинкового оруденения [4].

Морфология и строение рудной зоны Бозанг. Промышленное оруденение прослеживается от абсолютной отметки +1780 м (штольня 8) до уровня +1230 м (штольня 44). Вертикальный размах рудной зоны около 600 м (включая данные бурения).

Прости́рание рудной зоны северо-восточное, изменяется в пределах от 6 до 40°, в среднем составляя 12° (рис. 4). Углы падения рудных тел субвертикальные 75–80°, при этом в южной части

наблюдается северо-западное падение, в северной — северо-восточное. Мощность рудного тела колеблется от 0,9 до 1,5 м на юге и от 0,6 до 7,3 м на севере. В среднем мощность главного рудного тела составляет 1,5 м. Плоскость главной рудной зоны обнаруживает тенденцию к склонению на северо-восток. В верхних уровнях, а также на средних горизонтах основная рудная зона сопровождается отдельными второстепенными почти параллельными жилами, непротяженными прожилками и редкими рудными апофизами.

Особенности морфологии свидетельствуют о прямой зависимости в подавляющем большинстве случаев формы рудных тел от характера ру-

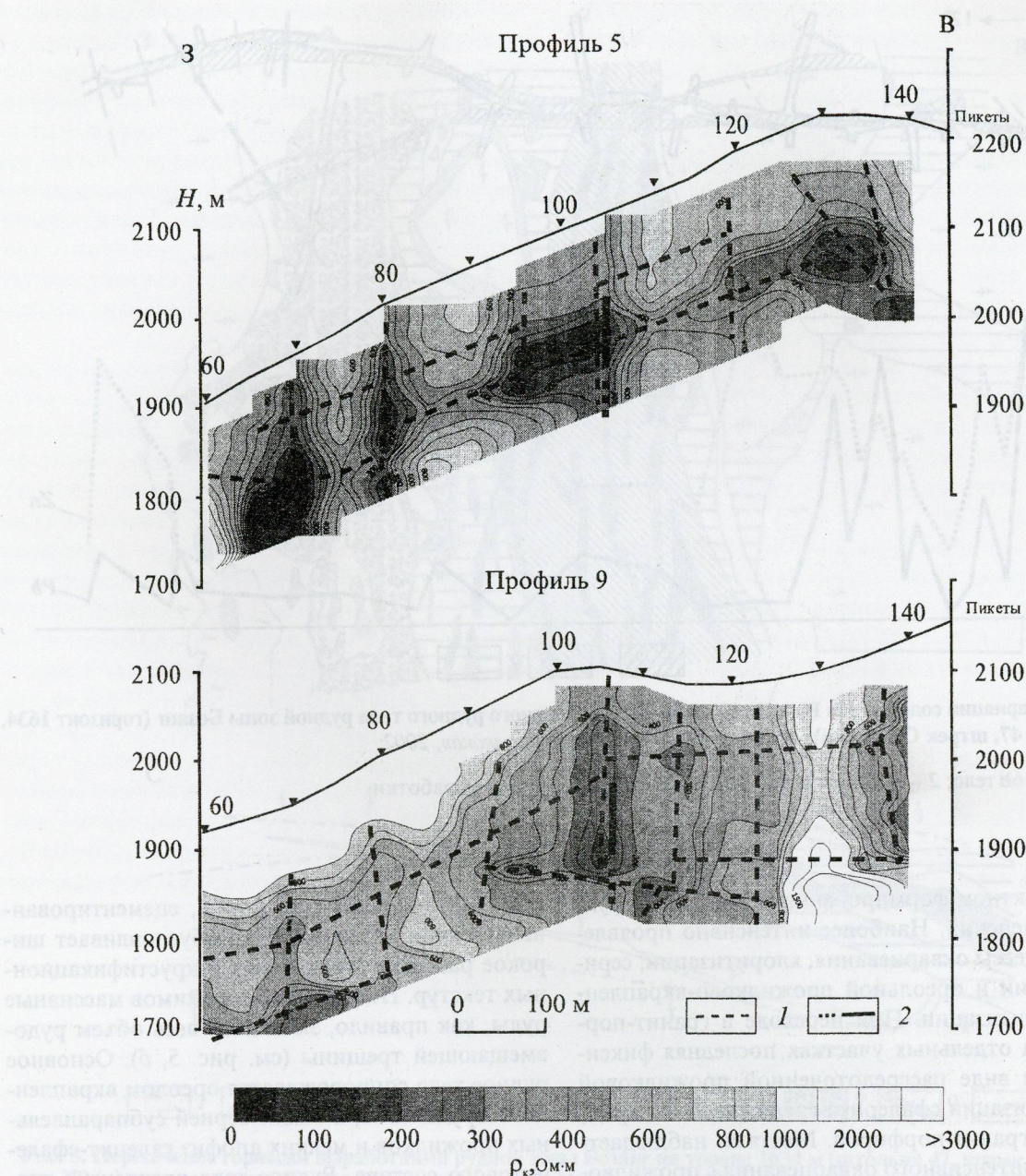


Рис. 3. Геоэлектрические разрезы по ЧЭЗ-профилям через северную и центральную части рудной зоны Бозанг, С.Г.Гордеев, 2002:

1 — предполагаемые разрывные нарушения, границы блоков и ярусов; 2 — предполагаемая рудная зона Бозанг

довмещающих структур. При этом процессы интрудной тектоники приводили к усложнению строения рудного тела. В процессе рудообразования совмещались выполнение открытых полостей рудным веществом и метасоматическое замещение вмещающих пород и допродуктивная минерализация.

Рудная зона Бозанг представлена секущими крутопадающими рудными телами с жильной

морфологией. Их контуры в большинстве случаев определяются геологическими границами. Морфологические и параметрические характеристики главного рудного тела изменяются по простиранию и в зависимости от состава рудовмещающих пород.

В пределах рудолокализирующей трещины наблюдаются околорудные преобразования вмещающих амфиболитов, свидетельствующие о

как правило, минеральными агрегатами кварц-галенит-сфалеритовой (второй продуктивной) стадии минерализации.

В лежащем боку рудного тела присутствуют тектонические брекчии, сцементированные сахаровидным кварцем, содержащим переменные количества сульфидов.

Особенности состава и строения геохимических ореолов скрытого оруденения. Кварц-полиметаллическое оруденение рудной зоны Бозанг сопровождается первичными и вторичными ореолами широкого спектра элементов: Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, W, As, Au, B, Ba, Co, Ni, Cr, V, Mo, Sn, Mn, P, Zr и др. Геохимические ореолы конформны рудным телам, имеют линейно вытянутую форму с раздувами и пережимами, подчеркивающими четковидное или кулисообразное строение рудных тел.

Каждая рудная линза характеризуется проявлением продольной (латеральной) и вертикальной геохимической зональности. Продольная зональность, изученная по подземным выработкам на двух уровнях оруденения (горизонты штолен 3 и 47), выражена в накоплении в руде и околорудном пространстве Pb, Zn, Cu, Ag, Bi, As, Au, Mn, выносе из руды Ba, B, Co, Ni, Mo, Cr, V, накоплении в тыловой части за пределами рудного тела Co, Ni, Mo, W, Sn (Н.П.Варгунина, В.А.Данильченко, 2004). Вблизи рудного тела отмечаются локальные ореолы нижефоновых концентраций главных рудогенных элементов, размеры которых увеличиваются по мере удаления от рудного тела. Контрастность проявления элементов в пределах рудной зоны на горизонтах штолен 3 (1635 м) и 47 (1684 м) выражена рядами элементов, средние содержания которых ранжированы по кларку в земной коре: верхний уровень оруденения — Pb, Zn (100 и более) — Ag ($n=10$) — Cu, Bi, As, Au, Mn (2–3) — Co, Sn, Zn (1,5) — Ni, Cr, Mo, Ba, B, V (<1); нижний уровень — Zn, Pb, Cu (100 и более) — Ag, Bi ($n=10$) — Au, Co, Sn (2–5) — Ni, Mo, Cr, B, V (<1). Возрастание с глубиной содержаний меди и висмута свидетельствует о минеральной зональности оруденения. Вертикальная зональность геохимических ореолов соответствует продольной: ореолы фронтальной части отвечают надрудному уровню, тыловой — подрудному.

Наряду с ореолами, сопровождающими рудную зону, в подземных выработках установлены ореолы, формирующиеся в связи с пологопадающими зонами трещиноватости и пирит-кварцевого прожилкования. Для этих зон характерны комплексные ореолы главных рудогенных элементов (Pb, Zn, Cu, Ag, Bi), а также контрастные ореолы W и Sn и др.

Пологопадающие структуры, выделяемые по геохимическим ореолам, выявлены также на разрезах через южную часть рудной зоны Бозанг. На этих разрезах наблюдается многоярусное строение ореолов, субсогласных рудовмещающей толще и склоняющихся на юго-восток согласно погружению кровли гранитоидного массива. Отмечается закономерное формирование контрастных ореолов главных рудогенных элементов на участках пересечения крутопадающей зоны Бозанг с пологими ореолами этих элементов.

На разрезах широко проявлены ореолы выноса цинка и бария и несколько меньше — свинца, приуроченные к участкам выклинивания положительных ореолов этих элементов и межореольному пространству. На нижних горизонтах к востоку от рудной зоны Бозанг высококонтрастные пологозалегающие ореолы вольфрама обусловлены, видимо, проявлением шеелитовой минерализации. Они вскрыты также штольной 45 на горизонте 1560 м, где сопровождают вольфрамовое оруденение. При сочленении с крутопадающей зоной Бозанг ореолы вольфрама распространяются вдоль нее как по простиранию, так и вверх по восставанию, а также локально проявляются на периферийных частях зоны Бозанг. К фронтальной части ореолов вольфрама приурочены изометричные комплексные ореолы Ba, Pb, Zn, Ag, As. Этой же штольной вскрыты значительные по размерам отрицательные ореолы главных рудогенных элементов (Pb и Zn), на которые проецируется подрудная часть расположенного выше главного рудного тела, что подтверждает закономерность формирования отрицательных ореолов данных элементов как в тыловой части рудного тела, так и в подрудной.

Надрудные ореолы скрытого оруденения зоны Бозанг изучены на поверхности по шлихогеохимическим ореолам. Они представлены комплексной аномалией As, Ag, Pb, Zn, B, Au, Ba, совмещенной с отрицательными ореолами Co, Ni, Cr, Mo.

Таким образом, ряд вертикальной зональности, составленный по закономерностям распределения моноэлементных ореолов, имеет вид: As₂, Ag₂, Au, B₂, Ba — Pb, Zn, As₁, Ag₁ — Cu, Bi — Sn, Mo, W, Co, Ni, Cr, B.

Для определения уровня эрозионного среза кварц-полиметаллического оруденения предлагается использовать следующие коэффициенты: Ba·As/Co·Ni, Ag·B/Pb/Co·Ni·Mo. По соотношению элементов групп привноса и выноса рекомендуется показатель интенсивности оруденения Pb·Zn·Cu/Co·Ni·Mo.

В результате обобщения геохимической информации разработана схематическая модель геохимической зональности ореолов (рис. 6), на которой отражены: 1) вертикальная зональность геохимических ореолов рудной зоны Бозанг в целом; 2) многоярусное строение ореолов и волновой характер проявления зональности, обусловленный четковидным и кулисообразным строе-

нием рудной зоны; 3) пологопадающие геохимические ореолы и проявления в них продольной латеральной зональности; 4) положение рудных тел на пересечении круто- и пологопадающих ореольных зон; 5) контрастные ореолы вольфрама на нижних уровнях зоны в прилегающих к ней пологопадающих структурах, перспективных на обнаружение вольфрамового орудене-

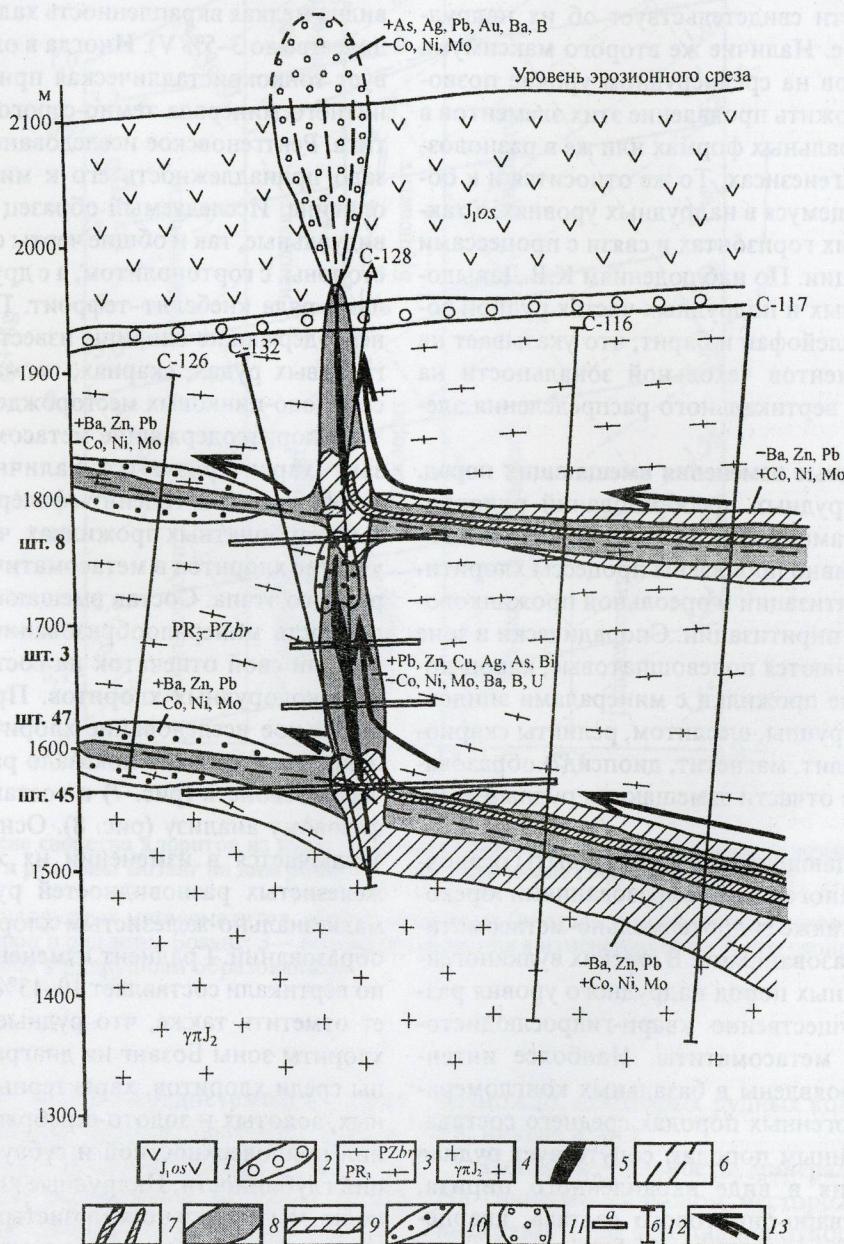


Рис. 6. Модель геохимической зональности ореолов скрытого кварц-полиметаллического оруденения рудной зоны Бозанг:

1 — андезиты осетинской свиты; 2 — базальные конгломераты; 3 — нерасчлененные метаморфиты буронской свиты — амфиболиты, сланцы; 4 — гранитоиды ардон-ныкауского комплекса; 5 — кварц-полиметаллическое оруденение; 6 — прожилково-крупная кварц-пиритовая (с полиметаллами) минерализация; 7 — шестилитовое оруденение; ореолы элементов: 8 — главных рудогенных, 9 — нижнерудных (тыловых), 10 — верхнерудных (фронтальных), 11 — надрудные рудной зоны; 12 — штольни (а) и проекции буровых скважин на плоскость разреза (б); 13 — вектор движения рудоносных растворов

ния; 6) процессы перераспределения вещества с мобилизацией его из рудовмещающих толщ с образованием отрицательных ореолов и последующим переотложением и формированием положительных ореолов. Как следует из выполненных построений, всего 50 м эродированной части надрудного ореола позволило идентифицировать скрытую рудную зону.

Контрастное проявление серебра и мышьяка на поверхности свидетельствует об их надрудном характере. Наличие же второго максимума этих элементов на среднерудном уровне позволяет предположить проявление этих элементов в разных минеральных формах или же в разновозрастных парагенезисах. То же относится и к бору, встречающемуся в надрудных уровнях, а также на глубоких горизонтах в связи с процессами турмалинизации. По наблюдениям К.В. Давыдова, в надрудных и подрудных частях рудной зоны развиты клейофан и барит, что указывает на наличие элементов чехольной зональности на фоне общего вертикального распределения элементов.

Околорудные изменения вмещающих пород. Среди околорудных преобразований рудовмещающих метаморфитов буронской свиты наиболее интенсивно проявлены процессы хлоритизации, серицитизации и ореольной прожилково-вкрапленной пиритизации. Спорадически в зоне Бозанг встречаются полевошпатовые, кварц-полевошпатовые прожилки с минералами эпидотцоизитовой группы, шеелитом, реликты скарноидных (кнебелит, магнетит, диопсид?) образований, которые отчасти замещаются рудными минералами.

Рудовмещающие породы перекрыты осадочными и вулканогенными образованиями юрского возраста, также гидротермально-метасоматически преобразованными. В юрских вулканогенных и осадочных породах надрудного уровня развиты преимущественно кварц-гидрослюдисто-серицитовые метасоматиты. Наиболее интенсивно они проявлены в базальных конгломератах и вулканогенных породах среднего состава. Преобразованным породам сопутствует рудная минерализация в виде вкрапленного пирита, прожилков кварц-пиритового состава, кварцевых прожилков иногда с гнездами хлорита, пирита, галенита, барита. В кварц-гидрослюдисто-серицитовых метасоматитах встречаются прожилки полевошпат-кварцевого состава, в которых полевой шпат располагается в зальбандах клиновидных кристаллов адуляровидного калиевого полевого шпата.

Особенность рудной зоны Бозанг Джимондонского месторождения — присутствие марганецсодержащего оливина-кнебелита в галенит-сфалеритовой руде. Выделения оливина (размером до 5–6 см и более) в виде лучистых, радиально-лучистых, сноповидных сростаний с отчетливой спайностью (обычно не характерной для оливинов) наблюдаются среди агрегатов рудных минералов. По внешнему контакту минерала видна мелкая вкрапленность халькопирита (в количестве до 3–5% V). Иногда в оливине присутствует тонкокристаллическая примесь сильномагнитного минерала темно-серого цвета — магнетита. Рентгеновское исследование образца показало принадлежность его к минералам группы оливина. Исследуемый образец имеет как индивидуальные, так и общие черты сходства, с одной стороны, с гортонолитом, а с другой — с минералами ряда кнебелит-тефроит. Подобные марганецсодержащие оливины известны в железомарганцевых рудах, скарнах, пегматитах, жильных свинцово-цинковых месторождениях.

Хлоритсодержащие метасоматиты зоны Бозанг характеризуются наличием хлоритов в зальбандах и в галенит-сфалеритовых, кварцевых, карбонатных прожилках, что подтверждает участие хлоритов в метасоматических процессах рудного этапа. Состав вмещающих пород и стадийность минералообразования безусловно наложили свой отпечаток на состав и разнообразие околорудных хлоритов. Проведенное сравнительное исследование хлоритов на рудном и надрудном уровнях показало различие их оптических свойств (рис. 7) и составов по рентгенофазовому анализу (рис. 8). Основная тенденция заключается в изменении их железистости: от железистых разновидностей рудного уровня к магнезиально-железистым хлоритам надрудных образований. Градиент изменения железистости по вертикали составляет 10–13% на 100 м. Следует отметить также, что рудные и околорудные хлориты зоны Бозанг на диаграмме расположены среди хлоритов, характерных для оловорудных, золотых и золото-серебряных месторождений приповерхностной и субвулканической фаций глубинности. Надрудные хлориты отвечают полю магнезиально-железистых хлоритов, развитых преимущественно на медноколчеданных месторождениях.

Метасоматиты в пределах зоны Бозанг образуют ряд, в котором их объединяют среднетемпературная обстановка гидротермальных растворов и эволюция от щелочных к слабокислым и вновь к щелочным: полевошпатовые ме-

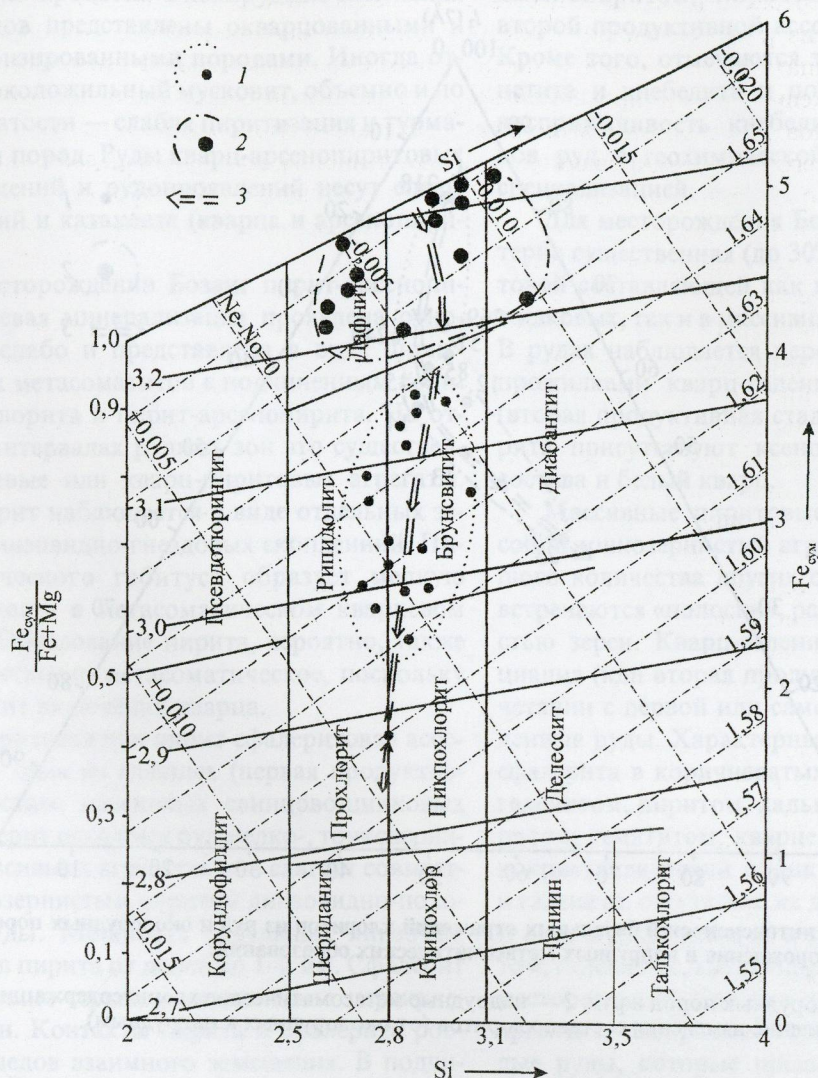


Рис. 7. Оптические свойства хлоритов из надрудных метасоматитов по вулканогенно-осадочным породам, околорудных пород и руд зоны Бозанг на диаграмме «состав-оптические свойства», Ней, 1954:

1 — хлориты из надрудных метасоматитов, хлорит-кварцевых (иногда с баритом) прожилков; 2 — хлориты из околорудных пород и руд зоны Бозанг; 3 — основная тенденция в изменении оптических свойств хлоритов при переходе от рудных к надрудным образованиям

тасоматиты — высоко-среднетемпературные пропилиты — хлорит-серицитовые метасоматиты — гидрослюдистые хлоритолиты и калишпат-содержащие (адуляровидный полевой шпат) жильно-метасоматические образования.

Таким образом, околорудные измененные породы и руды зоны Бозанг возникли в результате неоднократного взаимодействия гидротермальных растворов с амфиболитами и кристаллическими сланцами буронской свиты при широком проявлении процесса переотложения основных петрогенных компонентов (кремния, алюминия, железа марганца, кальция и др.) и,

возможно, некоторых рудных компонентов (меди, никеля и др.).

Последовательность минералообразования.

На свинцово-цинковом месторождении Бозанг выделяются две ассоциации относительно высокотемпературных парагенезисов: ранняя полевошпат-кварцевая с шеелитом и внутрирудная — магнетит-кнебелитовая. Соотношения их с классическими схемами последовательности свинцово-цинковых минеральных ассоциаций достаточно сложны из-за характера их проявления. Так, вольфрамовая минерализация в виде вкрапленности шеелита наблюдается не только

ную, стадию процесса. Околорудные изменения гранитоидов представлены окварцованными и серицитизированными породами. Иногда отмечается околожильный мусковит, объемно и по трещиноватости — слабая пиритизация и турмалинизация пород. Руды кварц-арсенопиритовых месторождений и рудопроявлений несут следы деформаций и катаклаза (кварца и арсенопирита).

На месторождении Бозанг пирит-арсенопирит-кварцевая минерализация проявлена относительно слабо и представлена в виде пирит-кварцевых метасоматитов с подчиненным количеством хлорита и пирит-арсенопирита. На отдельных интервалах рудных зон это существенно кварцевые или кварц-пиритовые агрегаты. Арсенопирит наблюдается в виде отдельных зерен или линзовидно-гнездовых скоплений. Пирит кубического габитуса образует мелкую вкрапленность в метасоматическом кварцевом агрегате. Образование пирита, вероятно, также преимущественно метасоматическое, поскольку он содержит включения кварца.

Сфалеритовая или пирит-сфалеритовая ассоциация — одна из главных (первая продуктивная) в составе массивных свинцово-цинковых руд. Сфалерит исходных руд мелко-, тонкозернистый в массивных агрегатах или слагает совместно с мелкозернистым пиритом линзовидно-полосчатые руды. Мощность отдельных линзочек, прожилков пирита от долей до 1–2 мм. Сфалерит черный, темно-серый, иногда сильно перекристаллизован. Контакты пирита и сфалерита ровные без следов взаимного замещения. В подчиненном количестве в сфалерите-I присутствуют сильно метаморфизованный (струйчатый) галенит, небольшие гнезда халькопирита, шеелита, хлорита, кварца. Пирротин и халькопирит (по данным Э.И.Давыдовой) встречаются преимущественно в виде метакристаллов. Укрупнение эмульсионного халькопирита, возможно, происходит в процессе динамометаморфизма руд.

Магнетит-кнебелитовая ассоциация в виде локальных гнездовых образований наблюдалась в галенит-сфалеритовых массивных рудах на горизонтах штолен 45, 47, 3. По внешнему контакту агрегатов кнебелита располагается мелкая вкрапленность халькопирита, пирита. Иногда кнебелит от рудной массы, представленной в основном сфалеритом, отделяет гематит-кварцевая оторочка. Магнетит-кнебелитовая ассоциация находится внутри, в центральных участках массивных руд. Следы существенного катаклаза, перекристаллизации, замещения сульфидов

халькопиритом, пиритом предположительно второй продуктивной ассоциации отсутствуют. Кроме того, отмечаются тесное срастание магнетита и кнебелита и повышенная магнитная восприимчивость кнебелитсодержащих участков руд с геохимической железомарганцевой специализацией.

Для месторождения Бозанг особенно характерна существенная (до 30% и более) доля пиритовой составляющей как во вкрапленных, прожилковых, так и в массивных сульфидных рудах. В рудах наблюдается пересечение пиритовыми прожилками кварц-галенит-сфалеритовых руд (вторая продуктивная стадия). В прожилках пирита присутствуют ксенолиты сфалеритового состава и белый кварц.

Массивные пиритовые руды представляют собой тонкозернистый агрегат пирита и небольшого количества других сульфидов, в котором встречаются «полоски», различающиеся крупностью зерен. Кварц-галенит-сфалеритовая ассоциация (или вторая продуктивная) слагает в сочетании с первой или самостоятельно промышленные руды. Характерные отличия — окраска сфалерита в коричневатых тонах, ассоциация с галенитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, гематитом, кварцем, карбонатом, крупнокристаллический облик агрегатов сфалерита и галенита, отсутствие их динамометаморфизма. В виде микропримесей в срастании со сфалеритом, галенитом, халькопиритом на большинстве месторождений Садонского района отмечаются аргентит, самородное серебро, висмутин, блеклые руды, которые предполагаются в составе этой ассоциации. Положение антимонита в последовательности минералообразования неясно, так как встречен он в виде единичных кристаллов в околорудных измененных породах (р. Майрамдон). Прожилково-вкрапленный ореол основных рудных тел обычно образован минеральными агрегатами второй продуктивной ассоциации.

Возможно, проявление пиритовой минерализации на месторождении служит аналогом более распространенной на других объектах Садонского рудного района медно-пирротиновой или пирит-пирротиновой.

Кварц-карбонатные прожилки с баритом, вкрапленностью медового клейофана образуют ореолы вокруг рудных тел, сложенных более ранними минеральными ассоциациями, реже проявлены самостоятельно.

Модель рудообразующей системы. На основании комплексного изучения месторождения

разработана нетрадиционная модель рудообразующей системы. При этом были учтены следующие обстоятельства:

рудная зона локализована в толще палеозойских кристаллических сланцев и, будучи представлена крупным сколовым нарушением, выклинивается как в перекрывающих вулканитах, так и в подстилающих гранитах;

большое значение имеет система пологих разрывов, которые по геохимическим и геофизическим данным слабо минерализованы и могут рассматриваться как вторая, сопряженная, система, сколов, возникшая при воздымании Джимидонского поднятия;

рудная зона не сопровождается ареалом «сброса» отработанных низкотемпературных гидротерм;

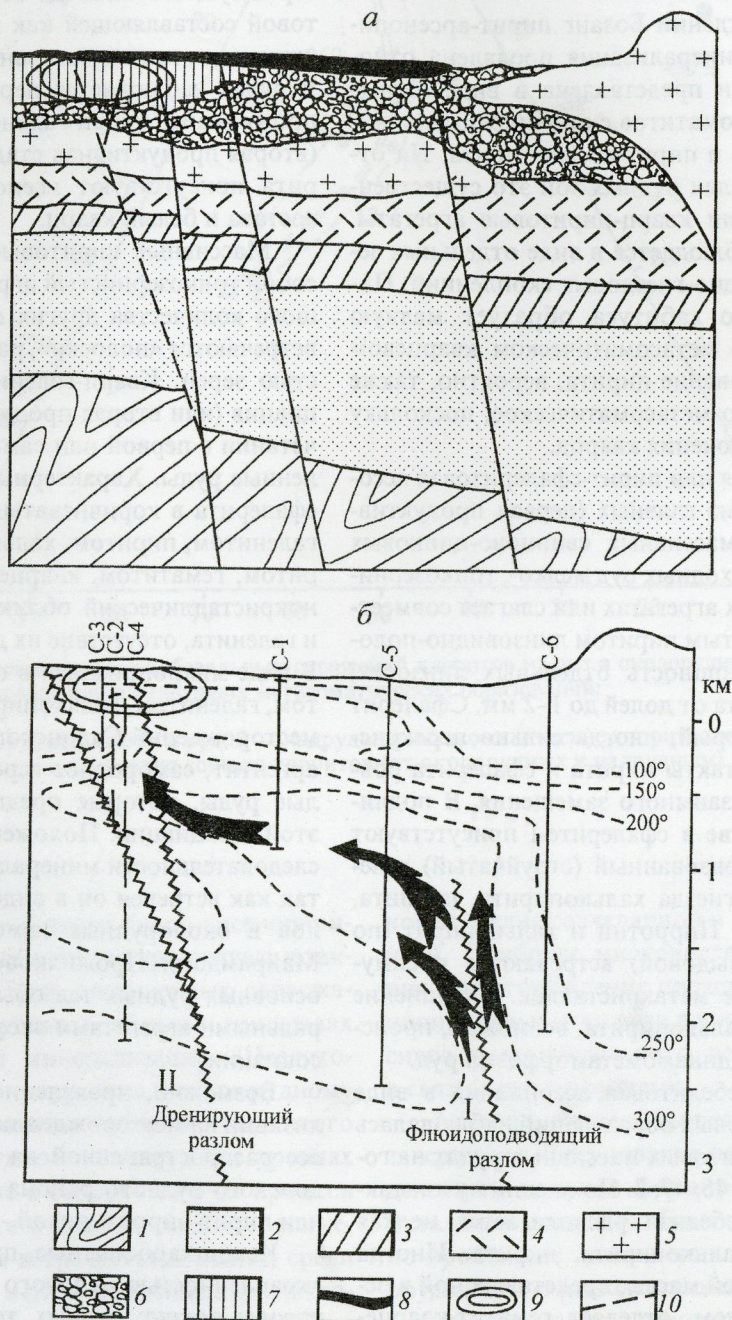


Рис. 9. Геологический разрез (а) и изотермы флюидов (б) гидротермального поля Ротокава [7]:

1 — граувакковое основание; 2 — андезиты; 3 — игнимбриты; 4 — пластические осадки кальдеры; 5 — риолиты; 6 — пемза; 7 — озерные вулканические осадки; 8 — пемзовые и пепловые отложения; 9 — область золото-серебряного рудоотложения; 10 — изотермы, °C; структуры: I — флюидоподводящие, II — рудолокализирующие

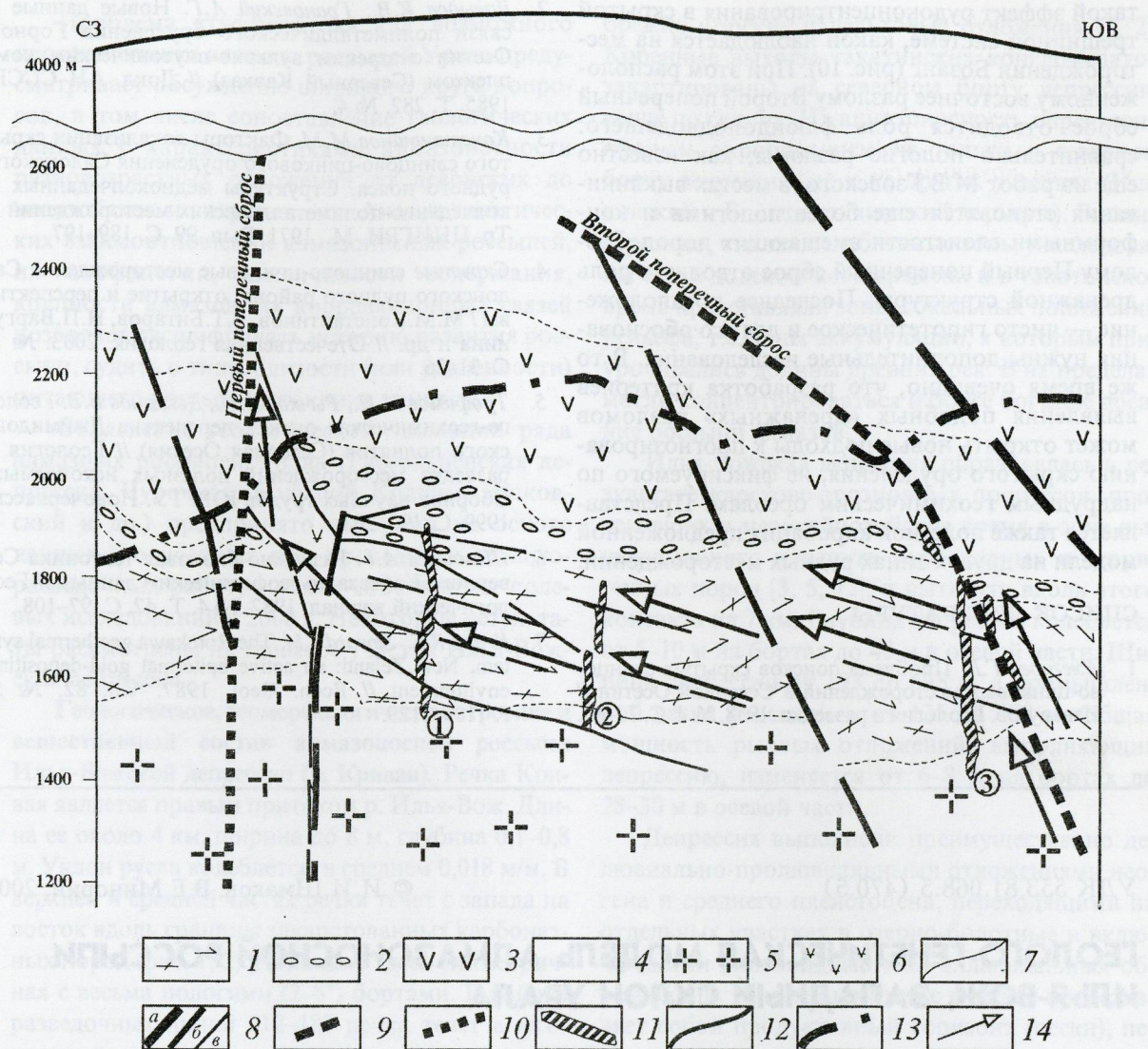


Рис. 10. Модель рудообразования в пределах Джими́донского месторождения:

1 — протерозой-нижнепалеозойские кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты (буронская свита); 2 — нижнеюрские базальные конгломераты (садонская свита, нижняя подсвита); 3 — нижнеюрские покровные эффузивы среднего состава (садонская свита, верхняя подсвита); 4 — ниже-среднеюрская аргиллит-алевролит-песчаниковая толща; 5 — среднеюрские гранодиориты (дигорский комплекс); 6 — среднеюрские андезиты (дигорский комплекс); 7 — геологические границы (пунктиром показаны предполагаемые); 8 — разрывные нарушения (а — крупные, б — второстепенные, в — тектонические трещины и зоны расланцевания (пунктиром показаны предполагаемые)); 9 — предполагаемый флюидопроводящий разлом; 10 — предполагаемый дренирующий разлом; 11 — свинцово-цинковые рудные жилы и рудные зоны (1 — Бозанг, 2 — Цагарсар, 3 — Восточный Джими́дон); 12 — предполагаемая предкелловейская палеоповерхность, по Д.А.Апостолову, 1982; 13 — современный эрозионный срез; 14 — предполагаемые векторы направления движения флюидных потоков

отсутствует выраженная вертикальная минералогическая зональность, отмечаются некоторые элементы «чехольной» зональности.

По нашим предположениям, движение рудоносных гидротерм происходило под очень пологим углом с востока на запад, при этом пологие нарушения играли роль рудопроводящих, а крутые — рудо локализирующих.

Движение гидротерм по пологому вектору обусловлено разобщением флюидопроводящего и дренирующего разломов, как это имеет место в современной геотермальной системе Ротокава в Новой Зеландии (рис. 9). При наличии на пути фильтрации растворов сопряженной системы пологих (совпадающих с вектором фильтрации) и крутых сколовых нарушений можно ожидать

такой эффект рудоконцентрирования в скрытой трещинной системе, какой наблюдается на месторождении Бозанг (рис. 10). При этом расположенному восточнее разлому Второй поперечный сброс отводится роль флюидоподводящего: сравнительно пологие разломы, как известно еще из работ М.В.Гзовского, в местах выклинивания становятся еще более пологими и конформными слоистости вмещающих пород. Разлому Первый поперечный сброс отводится роль дренажной структуры. Последнее предположение — чисто гипотетическое и для его обоснования нужны дополнительные исследования. В то же время очевидно, что разработка критериев выявления подобных «дренажных» разломов может открыть новые подходы к прогнозированию скрытого оруденения, не фиксируемого по надрудным геохимическим ореолам. Представляется также полезной апробация предложенной модели на других типах рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Г.Д. Проблема поисков скрытых свинцово-цинковых месторождений в Северной Осетии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 4. С. 73–83.
2. Давыдов К.В., Грановский А.Г. Новые данные о связи полиметаллического оруденения Горной Осетии с юрским вулканоплутоническим комплексом (Северный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 4.
3. Константинов М.М. Факторы локализации скрытого свинцово-цинкового оруденения Садонского рудного пояса. Структуры медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений // Тр. ЦНИГРИ. М., 1971. Вып. 99. С. 189–197.
4. Скрытые свинцово-цинковые месторождения Садонского рудного района: открытие и перспективы / М.М.Константинов, В.Т.Битаров, Н.П.Варгунина и др. // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 31–36.
5. Трофимов Н.Н., Рычков А.И., Дьяконов В.В. Геолого-геохимическая оценка перспектив Джимидонского поднятия (Северная Осетия) // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых: Сборник научных трудов ЮРГТУ. Новочеркасск, 1999. С. 193–203.
6. Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геологический журнал. 1982. № 4. Т. 42. С. 97–108.
7. Krupp R.E., Seward T.M. The Rotokawa geothermal system, New Zealand: an active epithermal gold-depositing environment // Econ. Geol. 1987. Vol. 82. № 5. P. 1109–1129.

УДК 553.81.068.5 (470.5)

© И.И.Шмаков, В.Е.Минорин, 2004

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АЛМАЗОНОСНОЙ РОССЫПИ ИЛЬЯ-ВОЖ, ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

И.И.Шмаков, В.Е.Минорин (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены геологическое строение и история развития алмазоносной россыпи Илья-Вож, проведена общая оценка алмазоносности. Показано, что распределение алмазов в продуктивном пласте подчинено закономерностям развития россыпей дальнего сноса и переотложения из вторичных коллекторов. Геолого-генетическая эволюция россыпи полностью обусловлена экзогенными факторами. Признаков существования алмазоносных «туффизитовых» тел объектов магматогенной природы не обнаружено.

Несмотря на длительную историю изучения уральских россыпей алмазов, до сих пор однозначного мнения относительно типа и местоположения питавших их коренных первоисточников не сложилось. Многие годы преобладает точка зрения о кимберлитовой природе алмазов, проблемным остается вопрос о местоположении кимберлитов в относительной близости к россы-

пям или на значительном удалении. В последние годы обсуждается новая гипотеза, приверженцы которой склонны связывать алмазоносность Урала с так называемыми «туффизитами» — предположительно первоначально магматическими образованиями, подвергнувшимися постмагматическим метасоматическим изменениям [8, 9, 11, 13].

Проблема «туффизитов» как возможного первоисточника алмазов россыпей Урала предусматривает обсуждение широкого круга вопросов, в том числе сопоставление геологических данных с характеристиками алмазоносности разновозрастных отложений от девонских до мезозойских и современных. Анализ генетических взаимоотношений алмазоносных россыпей, их морфологии, изменчивости содержания, крупности алмазов, их корреляционных связей позволяет расшифровать историю развития россыпи, судить о типе, близости (или удаленности) питающего россыпь источника алмазов.

Объяснение геологической эволюции ряда алмазных россыпей Урала (Рассольненская депрессия, Чурочная, Большой Колчим, Ишковский и др.) предпринято авторами на основе данных, полученных при проведении геолого-разведочных работ, а также собственных полевых исследований в 2000 г. Некоторые результаты рассмотрены на примере участка Илья-Вожская депрессия.

Геологическое, геоморфологическое строение и вещественный состав алмазоносной россыпи Илья-Вожской депрессии (р. Кривая). Речка Кривая является правым притоком р. Илья-Вож. Длина ее около 4 км, ширина до 8 м, глубина 0,1–0,8 м. Уклон русла колеблется, в среднем 0,018 м/м. В верхней и средней частях речка течет с запада на восток вдоль границы закарстованных карбонатных пород (рис. 1, 2). Долина ее здесь симметричная с весьма пологими (2–8°) бортами. В районе разведочных линий 212–187 речка течет в юго-восточном, южном направлениях, долина ее асимметричная с крутым (6–15°) правым и пологим (2–3°) левым бортами. Нижний отрезок р. Кривая и меридиональный отрезок р. Илья-Вож (ниже устья р. Кривой) приурочены к линии местного разлома. Верхний и средний отрезки р. Кривая (разведочные линии 190–264) приурочены к закарстованному контакту карбонатных пород колчимской свиты с терригенными породами чурочной и полуденно-колчимской свит. Депрессия распространена не по всей контактовой зоне, а сосредоточена в наиболее тектонически ослабленном участке. Об этом свидетельствуют коры выветривания мощностью несколько десятков метров, развитые на терригенных породах. За пределами депрессии коры выветривания отсутствуют. Обломочный материал, поступавший в депрессию с ее бортов, претерпел ту или иную переработку водными потоками.

Источником поступления алмазов в депрессию послужили девонские (такатинские) при-

брежно-морские и дельтовые отложения [1, 2]. Коренные выходы такатинских конгломератов закартированы на северном борту депрессии, выше по склону. Их алмазоносность определена прямым опробованием не только в северном борту депрессии, но и на других участках (Ишковский и Большешколчимский карьеры). Вполне вероятно, что эти ослабленные зоны унаследованы еще с додевонского времени и в такатинское время представляли зоны локальных понижений рельефа, т.е. зоны аккумуляции, к которым приурочивались долины древних рек. В их пределах могли концентрироваться и более богатые древние россыпи алмазов.

Илья-Вожская депрессия образовалась в результате карстово-эрозионных процессов, протекавших в мезокайнозойское время в зоне вышеуказанного контакта карбонатных и терригенных пород [3, 5, 12], и вытянута вдоль этого контакта на 7 км. Глубина депрессии колеблется от 5–10 м на бортах до 40 м в осевой части. Ширина депрессии от 193 до 685 м, а промышленной части россыпи — от 135 до 488 м. Общая мощность рыхлых отложений, выполняющих депрессию, изменяется от 6–8 м на бортах до 28–30 м в осевой части.

Депрессия выполнена преимущественно делювиально-пролювиальными отложениями неогена и среднего плейстоцена, переходящими на отдельных участках в озерно-болотные и включающими линзовидные тела аллювиальных образований. Данный комплекс в целом представляет собой продуктивный горизонт (пески), перекрываемый почти повсеместно делювиальными и болотными верхнеплейстоценовыми и голоценовыми глинами и суглинками (торфами) и подстилаемый элювиально-делювиальными и элювиальными образованиями мезокайнозоя, образующими в большинстве случаев плотик россыпи.

Плотик россыпи слагают доломиты и известняки колчимской свиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты полуденно-колчимской и чурочной свит. Карбонатные породы на многих участках, особенно в зоне контакта с терригенными породами, закарстованы. По данным бурения проявления карста на некоторых участках обнаружены на глубинах до 28–37 м. Карстовые формы повсеместно выполнены песчано-глинистым материалом с обломками. Рельеф карбонатного плотика осложнен многочисленными локальными неровностями с амплитудой до 10–14 м, а рельеф терригенного плотика довольно ровный и постепенно погружается на юг.

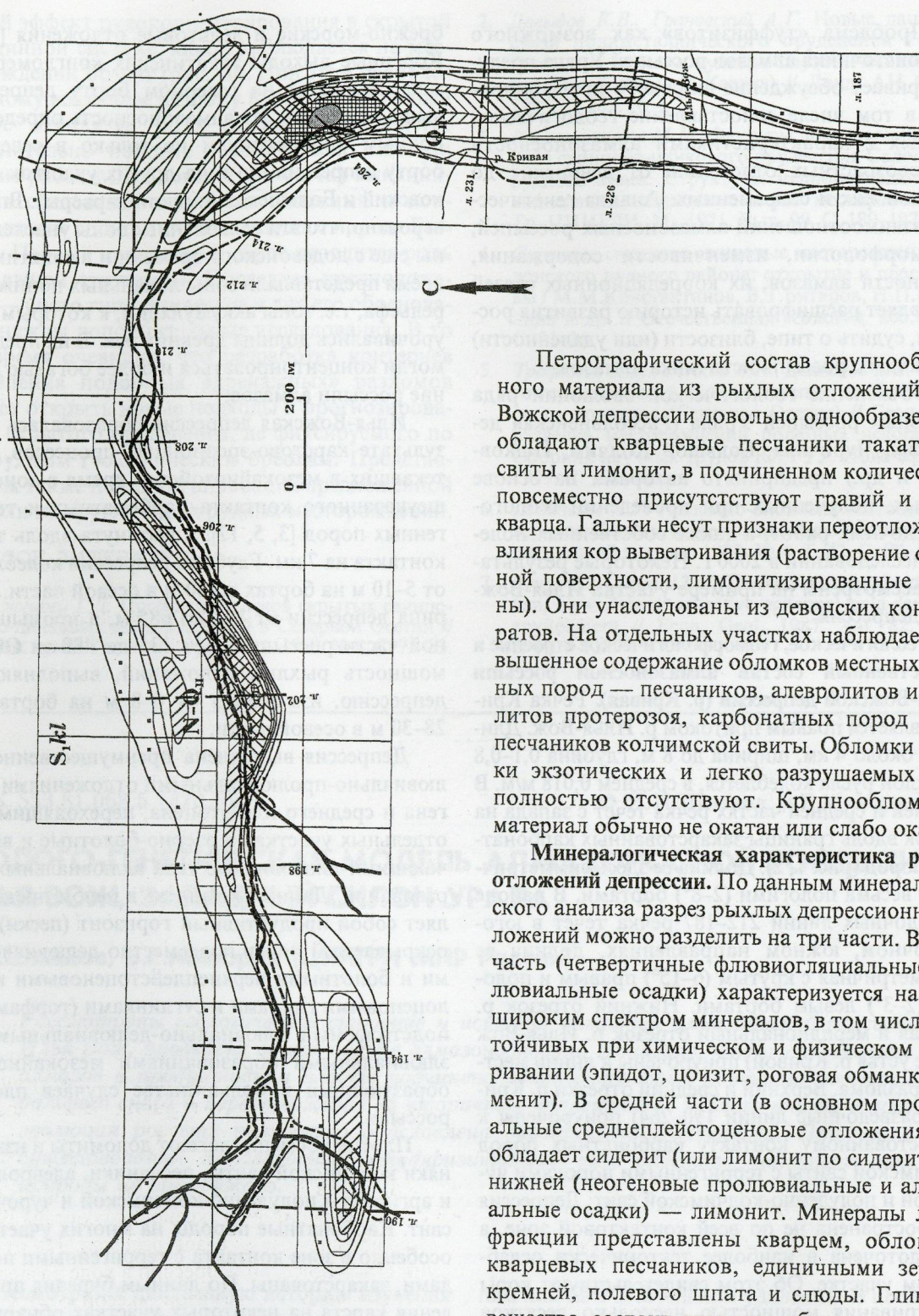


Рис. 1. Уровни концентраций алмазов в россыпи Илья-Вожская депрессия (р. Кривая):

пунктиром показан контур аллювиальной четвертичной россыпи; уровни содержания алмазов возрастают от светлого тона к темному

Петрографический состав крупнообломочного материала из рыхлых отложений Илья-Вожской депрессии довольно однообразен. Преобладают кварцевые песчаники такатинской свиты и лимонит, в подчиненном количестве, но повсеместно присутствуют гравий и галька кварца. Гальки несут признаки переотложения и влияния кор выветривания (растворение окатанной поверхности, лимонитизированные трещины). Они унаследованы из девонских конгломератов. На отдельных участках наблюдается повышенное содержание обломков местных коренных пород — песчаников, алевролитов и аргиллитов протерозоя, карбонатных пород и реже песчаников колчимской свиты. Обломки и гальки экзотических и легко разрушаемых пород полностью отсутствуют. Крупнообломочный материал обычно не окатан или слабо окатан.

Минералогическая характеристика рыхлых отложений депрессии. По данным минералогического анализа разрез рыхлых депрессионных отложений можно разделить на три части. Верхняя часть (четвертичные флювиогляциальные и делювиальные осадки) характеризуется наиболее широким спектром минералов, в том числе неустойчивых при химическом и физическом выветривании (эпидот, цоизит, роговая обманка, ильменит). В средней части (в основном пролювиальные среднеплейстоценовые отложения) преобладает сидерит (или лимонит по сидериту), а в нижней (неогеновые пролювиальные и аллювиальные осадки) — лимонит. Минералы легкой фракции представлены кварцем, обломками кварцевых песчаников, единичными зернами кремней, полевого шпата и слюды. Глинистое вещество состоит главным образом из гидрослюда и лишь в основании рыхлых отложений и корях выветривания присутствует и каолинит.

Верхняя часть разреза характеризуется очень малым выходом тяжелой фракции (менее 50–60 г/м³) и малым размером зерен минералов. Наиболее распространены лимонит, циркон,

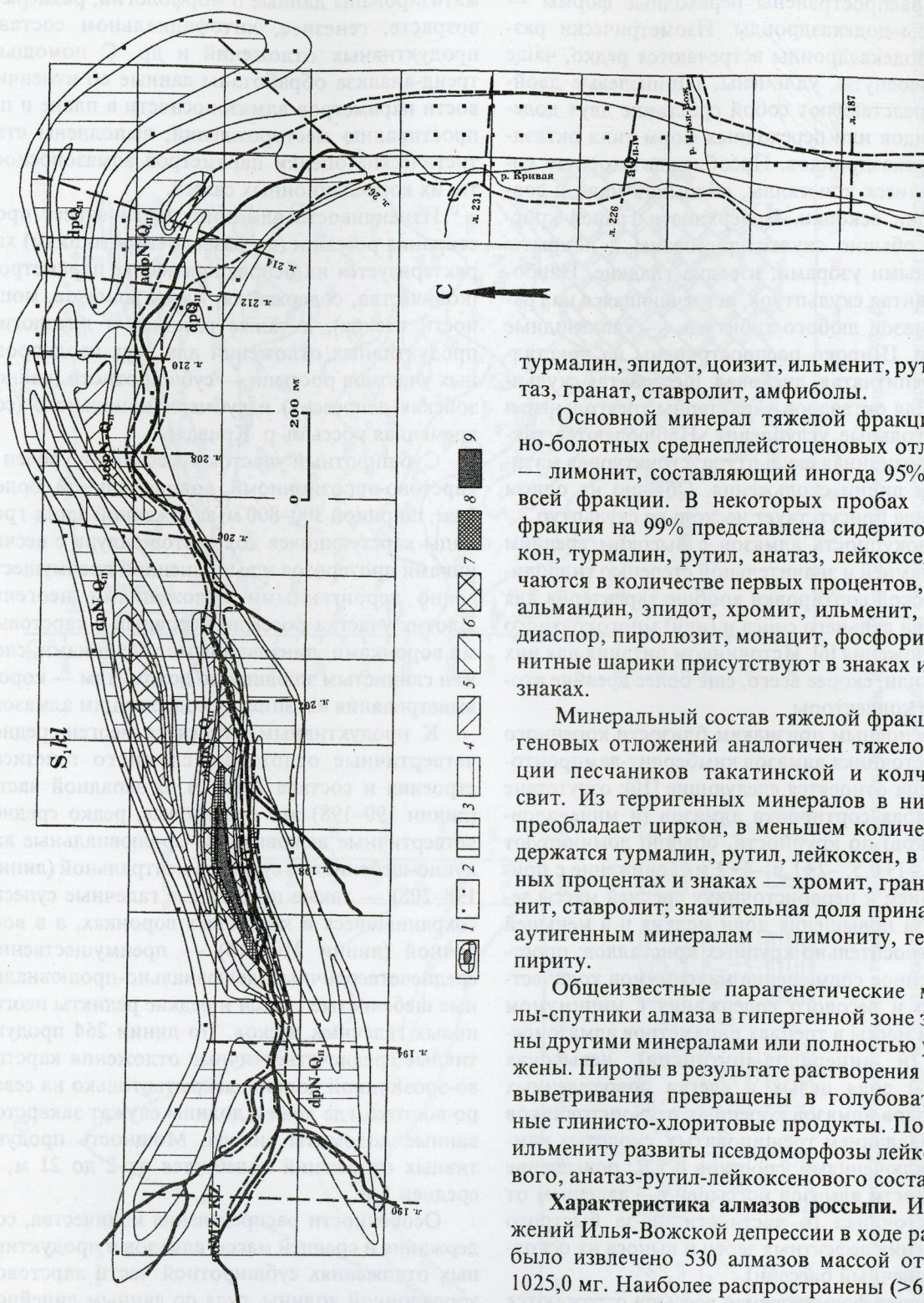


Рис. 2. Схема изомощностей продуктивных отложений в россыпи Илья-Вожская депрессия (р. Кривая):

1 — изолинии мощностей продуктивного пласта; уровень мощностей продуктивного пласта, м: 2 — 2–4, 3 — 4–6, 4 — 6–8, 5 — 8–10, 6 — 10–12, 7 — 12–16, 8 — 16–20, 9 — >20; остальные усл. обозн. см. рис. 1

турмалин, эпидот, цоизит, ильменит, рутил, анатаз, гранат, ставролит, амфиболы.

Основной минерал тяжелой фракции озерно-болотных среднеплейстоценовых отложений — лимонит, составляющий иногда 95% от веса всей фракции. В некоторых пробах тяжелая фракция на 99% представлена сидеритом. Циркон, турмалин, рутил, анатаз, лейкоксен встречаются в количестве первых процентов, граната-альмандин, эпидот, хромит, ильменит, корунд, диаспор, пиролюзит, монацит, фосфорит и магнитные шарики присутствуют в знаках и редких знаках.

Минеральный состав тяжелой фракции неогеновых отложений аналогичен тяжелой фракции песчаников такатинской и колчимской свит. Из терригенных минералов в них резко преобладает циркон, в меньшем количестве содержатся турмалин, рутил, лейкоксен, в единичных процентах и знаках — хромит, гранат, кианит, ставролит; значительная доля принадлежит аутигенным минералам — лимониту, гематиту, пириту.

Общеизвестные парагенетические минералы-спутники алмаза в гипергенной зоне замещены другими минералами или полностью уничтожены. Пиропы в результате растворения в корках выветривания превращены в голубовато-зеленые глинисто-хлоритовые продукты. По пикроильмениту развиты псевдоморфозы лейкоксенового, анатаз-рутил-лейкоксенового состава [9].

Характеристика алмазов россыпи. Из отложений Илья-Вожской депрессии в ходе разведки было извлечено 530 алмазов массой от 2,1 до 1025,0 мг. Наиболее распространены (>60%) алмазы массой более 40 мг. Средний вес алмаза месторождения равен 115,88 мг, максимальный (189,2 мг) в начале, минимальный (54,2 мг) на нижнем участке россыпи р. Кривая.

По данным геологоразведочных работ среди алмазов резко преобладают (88,4%) кристаллы в виде додекаэдров, в меньшем количестве

(9,4%) распространены переходные формы — октаэдри-додекаэдриды. Изометрически развитые додекаэдриды встречаются редко, чаще они сплюснуты, удлинены. Шпинелевые двойники представляют собой срастание двух додекаэдридов или переходных форм типа октаэдридов-додекаэдридов. Преобладают хорошо сохранившиеся кристаллы, обломков мало и совсем редки осколки. Поверхности граней кристаллов обычно скульптурированы и покрыты различными узорами, изредка гладкие. Наиболее развитая скульптура, встречающаяся на гранях алмазов любого габитуса, — каплевидные бугорки. Широко распространены на кристаллах черепитчатая, дисковая, шестоватая скульптуры. Для октаэдров характерны треугольные и шестиугольные углубления. Наблюдаются также коррозионная скульптура, структурная матировка к линии скольжения. Обычно на одном кристалле присутствует несколько скульптур.

Совокупность алмазов с высоким средним весом камней и значительной степенью гидродинамической сортировки вообще характерна для россыпей дальнего сноса и (или) многократного переотложения [6]. Источником питания для них послужили, скорее всего, еще более древние вторичные коллекторы.

К основным признакам близости коренного первоисточника алмазов кимберлит-лампроитового типа относятся следующие [10]: отсутствие или слабая сортировка алмазов (и минералов-спутников) по крупности, обычно доминируют классы $-1+0,5$, $-2+1$ и $-4+2$ мм; снижение с приближением к первоисточнику средней массы зерен из-за повышения доли мелких и в меньшей мере относительно крупных кристаллов; пространственное совмещение максимумов количественного и весового содержания с минимумом средней массы в трендах параметров алмазности (и минералов-спутников); невысокая (20–40%) доля целых и слегка поврежденных кристаллов алмазов коренных первоисточников с преобладанием трещиноватых, сколотых камней с включениями, сростков и т.д.; повышение сохранности алмазов россыпей с удалением от первоисточника (в частности, из-за быстрого разрушения дефектных зерен и выноса их осколков в конечный бассейн).

Условия формирования россыпи отражаются в особенностях ее петрографического, минералогического составов, концентрации алмазов, изменчивости их количества, содержания, размеров в плане и разрезе и других свойств. Для россыпи Илья-Вожской депрессии нами систе-

матизированы данные о морфологии, размерах, возрасте, генезисе, литофациальном составе продуктивных отложений и др. С помощью тренд-анализа обработаны данные об изменчивости параметров алмазности в плане и по простиранию месторождений, выполнены статистические оценки параметров алмазности, их корреляционных связей.

Изменчивость алмазности вкосте простирания россыпи (по разведочным линиям) характеризуется на основе анализа ее параметров (количества, содержания, массы алмазов, мощности песков), а также генезиса и литологии продуктивных отложений для двух неоднородных участков россыпи — субширотного (кайнозойская депрессия) и субмеридионального (современная россыпь р. Кривая).

Субширотный участок россыпи приурочен к карстово-эрозионной долине длиной более 3 км, шириной 300–800 м, заложенной вдоль границы карстующихся доломитов силура с песчаниками протерозоя и выполненной преимущественно терригенными отложениями неогена. Плотик участка россыпи неровный с карстовыми воронками, линзовидными западинами, сложен глинистым элювием по доломитам — корой выветривания «in situ», не содержащим алмазов.

К продуктивным относятся неоген-среднечетвертичные отложения сложного генезиса, строения и состава (рис. 3). В западной части (линии 190–198) это неогеновые, редко среднечетвертичные делювиально-пролювиальные валунно-щебенистые супеси, в центральной (линии 198–208) — также неогеновые галечные супеси, сохранившиеся в карстовых воронках, а в восточной (линии 210–214) — преимущественно среднечетвертичные делювиально-пролювиальные щебенистые супеси и редкие реликты неогеновых галечных песков. По линии 264 продуктивные среднечетвертичные отложения карстово-эрозионной долины вскрыты только на северо-востоке, где ложе долины служат закарстованные доломиты силура. Мощность продуктивных отложений колеблется от 2 до 21 м, в среднем 5 м.

Особенности распределения количества, содержания и средней массы алмазов в продуктивных отложениях субширотной части карстово-эрозионной долины, судя по данным линейного тренд-анализа, статистических оценок и корреляций (таблица), следующие.

1. Максимумы количества и содержания алмазов по линии пространственно совмещены между собой и часто с максимумом, реже с ми-

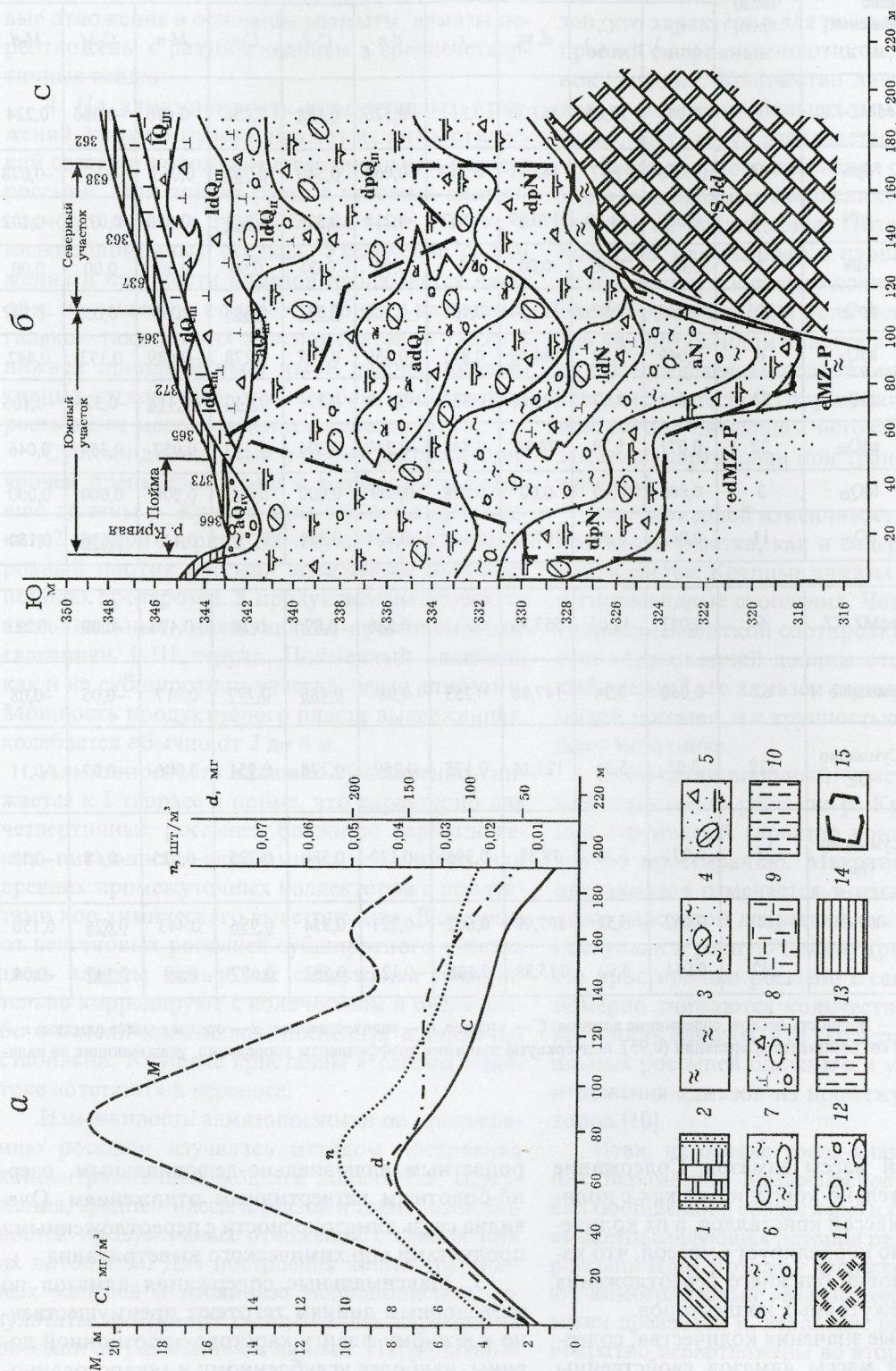


Рис. 3. Изменчивость параметров алмазности (а) в геологическом разрезе россыпи Илья-Вожская депрессия по линии 198 (б);

1 — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; 2 — доломиты колчымской свиты силура, в основании песчанники и конгломераты; 3 — элювиально-делювиальные глины; 4 — сероцветные глины со щебнем и галькой; 5 — делювиально-пролювиальные глины, охристо-бурые и серые пески со щебнем, галькой и валунами; 6 — песчано-глинистые полимиктовые галечники (II терраса); 7 — песчаные полимиктовые галечники (I терраса); 8 — болотные глины; 9 — озерно-болотные глины; 10 — делювиальные глины; 11 — торф; 12 — пойменный аллювий; 13 — озерно-болотные аллювиальные глины; 14 — суглинки, почва; 15 — контур продуктивного пласта

Статистические оценки параметров алмазности и коэффициентов корреляции
в продуктивных отложениях различного возраста и генезиса для россыпи Илья-Вож, участок р. Кривая

Возраст и генезис продуктивных отложений		Число проб	Средние значения параметров			Коэффициенты корреляции						
			n , шт/м ³	C , мг/м ³	d , мг	r	$d-n$	$C-d$	$C-n$	$M-n$	$C-M$	$M-d$
Мезокайнозой	edMZ-KZ	6	0,043	12,05	363,30	0,811	-0,526	<u>0,888</u>	0,256	-0,476	-0,086	0,224
Неоген	dpN	48	0,056	7,47	142,71	0,277	-0,060	<u>0,540</u>	<u>0,768</u>	0,063	-0,073	-0,078
	adN	12	0,086	13,20	170,89	0,567	-0,213	0,376	<u>0,761</u>	-0,093	0,078	-0,102
	ldN	2	0,000	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Поздний плейстоцен	dpQ _{II}	101	0,047	4,97	113,30	0,196	-0,120	<u>0,642</u>	<u>0,685</u>	0,069	-0,050	-0,147
	adQ _{II}	6	0,049	6,39	144,49	0,811	-0,550	0,567	0,278	-0,689	0,173	0,442
	ldQ _{II}	21	0,049	4,67	105,62	0,433	-0,119	0,374	<u>0,840</u>	-0,418	-0,326	-0,106
Средний плейстоцен	adQ _{III}	22	0,071	5,78	78,38	0,444	-0,240	0,304	<u>0,710</u>	0,087	0,354	0,046
	ldQ _{III}	3	0,000	0,00	0,00	0,878	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Голоцен	aQ _{IV}	11	0,062	6,52	107,90	0,602	-0,221	0,354	<u>0,756</u>	0,443	<u>0,626</u>	0,150
Мезокайнозой	edMZ-KZ	6	0,043	12,05	363,30	0,811	-0,526	<u>0,89</u>	0,26	-0,476	-0,09	0,22
Неоген	Суммарно N	62	0,060	8,34	147,88	0,253	-0,081	<u>0,486</u>	<u>0,777</u>	0,017	-0,05	-0,08
Поздний плейстоцен	Суммарно Q _{II}	128	0,05	5,34	121,14	0,175	<u>0,259</u>	<u>0,278</u>	<u>0,751</u>	0,006	-0,07	-0,11
Средний плейстоцен	Суммарно Q _{III}	25	0,071	5,78	78,38	0,396	-0,122	<u>0,580</u>	<u>0,725</u>	-0,025	-0,08	-0,12
Голоцен	aQ _{IV}	11	0,062	6,52	107,90	0,602	-0,221	0,354	<u>0,756</u>	0,443	<u>0,626</u>	0,150
Суммарно		232	0,051	5,92	115,88	0,138	-0,128	<u>0,582</u>	<u>0,687</u>	<u>0,19</u>	<u>0,147</u>	-0,04

Примечание. M — мощность песков; содержание алмазов: C — весовое, n — количественное; d — средняя масса алмазов; r — критическое значение коэффициента корреляции (0,95); подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции, указывающие на наличие связи признаков.

нимумом средней массы алмазов. Содержание алмазов положительно коррелирует как с количеством, так и с массой кристаллов, а их количество отрицательно коррелирует с массой, что характерно для условий ближнего переотложения алмазов из промежуточных коллекторов.

2. Повышенные значения количества, содержания и средней массы алмазов свойственны желтоцветным аллювиальным и делювиально-пролювиальным неогеновым отложениям, включая приплотиковую часть, низкие — се-

роцветным аллювиально-делювиальным, озерно-болотным четвертичным отложениям. Очевидна связь алмазности с переотложенными продуктами кор химического выветривания.

3. Максимальные содержания алмазов по разведочным линиям тяготеют преимущественно к южному флангу карстово-эрозийной долины, наиболее углубленному и закарстованному ее днису, где сохранились в воронках реликты неогеновых отложений (см. рис. 1, 3). В связи с этим проявляется положительная корреля-

ция количества и содержания алмазов с мощностью продуктивных отложений, характерная для россыпей карстовых депрессий. На северном фланге россыпи (склон долины) неогеновые отложения в основном размыты, алмазы переотложены с разубоживанием в среднечетвертичные осадки.

4. На алмазоносность продуктивных отложений, кроме возраста, влияют их литологический состав и положение в вертикальном разрезе россыпи. При прочих равных условиях алмазоносность выше в грубообломочных и ниже в мелкообломочных осадках. Увеличение содержания и крупности алмазов наблюдается чаще при насыщении осадков щебнем, валунами, галькой такатинских конгломератов, а также в нижней приплотиковой части разреза продуктивных отложений, что вообще свойственно россыпным месторождениям алмазов [5, 15].

Субмеридиональный участок россыпи приурочен преимущественно к террасовому аллювию долины р. Кривая, прослежен на протяжении 2 км при ширине 100–200 м. Относительно ровный плотик россыпи залегает на песчаных породах протерозоя. К продуктивным относятся аллювиальные, делювиально-пролювиальные галечники I–III террас. Пойменный аллювий, как и на субширотном участке, беден алмазами. Мощность продуктивного пласта выдержанная, колеблется обычно от 2 до 4 м.

Алмазоносность аллювия существенно снижается к I террасе и пойме, что характерно для четвертичных россыпей ближнего переотложения, питающихся алмазами из неогеновых или древних промежуточных коллекторов с продуктами кор химического выветривания. В отличие от неогеновых россыпей субширотного участка здесь алмазы мельче, их содержания положительно коррелируют с количеством и очень слабо с массой кристаллов, последняя достаточно стабильна. Крупные кристаллы в слабом водотоке «отстают» в переносе.

Изменчивость алмазоносности по простиранию россыпи изучалась методом построения концентрационных моделей количества, содержания, средней массы алмазов и схемы изомощностей продуктивных отложений с элементами их литологии. Для построения концентрационных моделей в изолиниях использовались результаты линейного тренд-анализа параметров россыпи по разведочным линиям. Наблюдаемые значения количества, содержания, массы кристаллов сглаживались методом «скользящего окна» дважды при трех наблюдениях в окне и единожды при пяти наблюдениях.

Субширотный участок россыпи в неоген-четвертичных отложениях карстово-эрозионных депрессий характеризуется (см. рис. 1) гнездово-линзовидным типом концентрации алмазов, что характерно для россыпей карстовых депрессий с неровным плотиком, избытком воронок, западин. Количество линзовидных и гнездовых скоплений больше, чем показано на рисунке, часть струй распадается на линзы.

Закономерного изменения содержания алмазов в линзовидных скоплениях на протяженном участке не наблюдается. Питающий источник, очевидно, не точечный, а площадной и тяготеет не к истокам, а к склону долины р. Кривая. Характер распределения количества (шт/м³) алмазов на протяженном участке в общем согласуется с распределением содержания, что свидетельствует об их тесной корреляции, пространственной связи с питающим источником, отсутствии заметной сортировки при транспортировке (см. таблицу).

Закономерной изменчивости массы кристаллов вдоль участка, как и содержания, также не наблюдается. Крупные алмазы образуют линзо- и гнездовидные скопления. Четкие признаки их гидродинамической сортировки в пределах карстово-эрозионной долины отсутствуют. Высокий средний вес алмазов связан не с гидродинамикой россыпи, а с крупностью алмазов питающего источника.

Субмеридиональный участок аллювиальной террасовой россыпи р. Кривая имеет четкий струйчатый характер концентрации алмазов по простиранию. Максимальное содержание алмазов отмечается в изгибе речки, сразу ниже карстовой депрессии, из которой алмазы поступали в речную долину (рис. 4; см. рис. 1). По простиранию россыпи с севера на юг закономерно снижаются количество, содержание и крупность алмазов, что характерно для аллювиальных россыпей ближнего и умеренного переотложения алмазов из промежуточных коллекторов [10].

Итак, на основе тренд-анализа распределения параметров алмазоносности, статистических обобщений и геологических данных вырисовывается следующая история развития алмазной россыпи Илья-Вожской депрессии. Алмазы имеют кимберлитовый генезис, несут на себе признаки древности и, вероятнее всего, были неоднократно переотложены во вторичных додевонских коллекторах. Досилурийский возраст коренных первоисточников определяется по нахождению алмазов и их спутников в базальных отложениях колчимской свиты силура на других

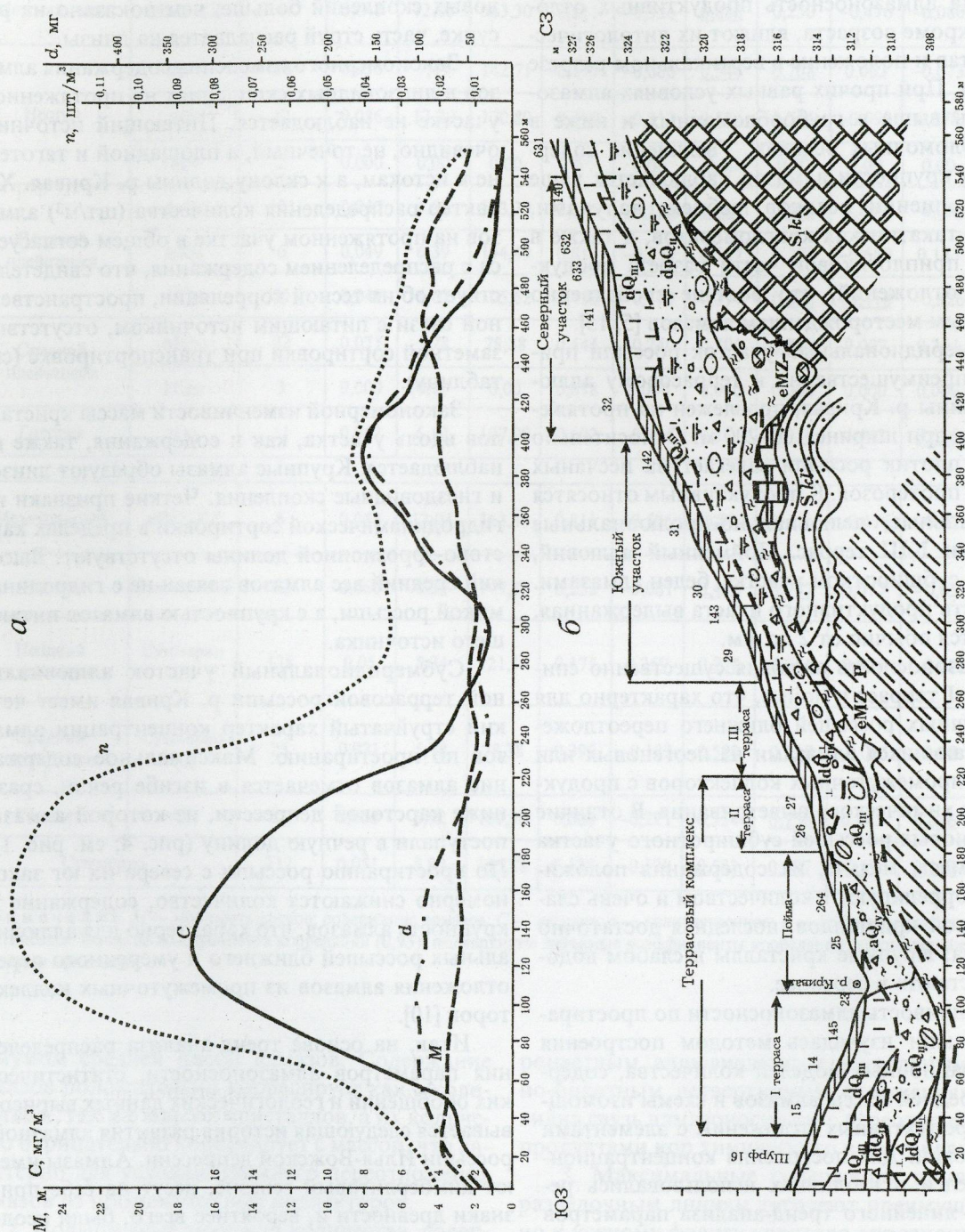


Рис. 4. Изменчивость параметров алмазности (а) в геологическом разрезе россыпи Илья-Вожская депрессия по линии 264 (б):

усл. обозн. см. рис. 3 и таблицу

участках [4]. В такатинское время алмазы и минералы-спутники были перенесены с запада или северо-запада палеорекой и захоронены в русловых, дельтовых и морских фациях на закарстованной поверхности силурийских доломитов. В результате неоднократных тектонических надвиговых подвижек эти отложения выводились на дневную поверхность [14]. В мезозойский и олигоценовый этапы мощного корообразования они были дезинтегрированы и обогащены алмазами благодаря выносу легких продуктов выветривания. Сформировались аномально высокие концентрации алмазов в рыхлых отложениях. В миоцене в ходе перемиыва этих отложений образовались аллювиальные россыпи. Флювиогляциальный перемиыв продуктивных отложений привел к формированию относительно высокоалмазных россыпей. Молодые четвертичные отложения, возникшие при размыве рыхлых осадков, наследуют от них высокие концентрации алмазов. При этом выносились осколки мелких классов, вследствие чего в ряду девонские коллекторы – мезокайнозойские отложения – террасовые и современные россыпи средний вес алмазов, их качество и сортировка повышаются. При аллювиальном перемиыве снижается число пигментированных и дефектных кристаллов. Минералы-спутники, разрушенные гипергенной коррозией, в россыпях не сохраняются. Таким образом, исследованные россыпи связаны с комплексом коренных и рыхлых отложений, сформированных в результате различных геологических процессов. Совокупность алмазов в россыпях имеет полный набор признаков древности, дальнего аллювиального переноса и сортировки [6, 10, 15]. Признаков близости коренных первоисточников не обнаружено, что не исключает их умеренную (несколько десятков – первые сотни километров) удаленность при условии высокой гидродинамической активности среды аккумуляции и неоднократного переотложения алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беккер Ю.Р., Бекасова И.Б., Ишков А.А. Алмазные россыпи в девонских отложениях Северного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 65–75.
2. Ветчанинов В.А. К вопросу об источниках алмазных россыпей Урала // Геология и геофизика. № 9. 1980. С. 81–96.
3. Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале / Под ред. Н.П.Юшкина. – Сыктывкар: АН СССР, 1988.
4. Геология и палеогеография западного склона Урала / Ю.Д.Смирнов, Н.Г.Боровко и др. – М.: Недра, 1977.
5. Древний карст и его россыпная минерализация / Б.И.Прокопчук, В.И.Левин, М.П.Метелкина и др. – М.: Наука, 1985.
6. К проблеме докембрийских алмазных формаций / М.П.Метелкина, Б.И.Прокопчук, О.В.Суходольская и др. // Изв. АН СССР. 1971. № 8. С. 62–73.
7. Кучин Е.С. Вероятные первоисточники Вишерских алмазов // Разведка и охрана недр. 1996. № 6.
8. Макеев А., Брянчинова М.И. Новый взгляд на перспективы коренной алмазности южных районов Республики Коми // Вестн. Ин-та геологии КомиНЦ УрО РАН. 1998. № 2. С. 2–3.
9. Малахов И.А. Состав и типоморфизм барофильных минералов в разновозрастных терригенных толщах Красновишерского района на Северном Урале и проблема алмазности туффизитов // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург, 2000. С. 304–333.
10. Минорин В.Е. Прогнозно-поисковые модели алмазных россыпей России. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
11. О новом типе коренных источников алмазов на Урале / А.Я.Рыбальченко, В.Я.Колобянин, Л.И.Лукьянова и др. // ДАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90–93.
12. Степанов И.С., Сычкин Г.Н. Геоморфология и палеогеографические условия образования и развития россыпей алмазов, потерявших связь с первоисточниками (на примере Урала) // Изв. РГО. 1996. Т. 128. Вып. 4.
13. Чайковский И.И. Грязево-вулканические фации алмазных кимберлитов Полодово-Колчимского поднятия Северного Урала // Вестн. Перм. ун-та. Геология. 1999. Вып. 3. С. 55–80.
14. Anfilogov V.N., Korablev A.G., Kabanova L.Y. Fluid-tectonic mobilization of the buried crust of kimberlite weathering and origin of the Ural diamond deposits // Journal of Geochemical Exploration. 2000. Vol. 69–70. № 1–3. P. 327–332.
15. Sutherland D.G. The transportation and sorting of diamonds by fluvial and marine process // Economic Geology. 1982. Vol. 77. P. 1613–1620.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 669.24/.25+669.3053.4 © А.И.Романчук, Д.Я.Кошель, А.Б.Королев, В.П.Ивановская, 2004

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ ДЛЯ ОЧИСТКИ ГАЗОВ ОТ СЕРНИСТОГО АНГИДРИДА

А.И.Романчук, Д.Я.Кошель, А.Б.Королев, В.П.Ивановская (ЦНИГРИ МПР России)

Разработана технология, совмещающая очистку газа и переработку железомарганцевых конкреций (ЖМК). Показано, что применение пульпы с различным содержанием ЖМК обеспечивает очистку промышленных газов теплоэлектростанций и металлургических предприятий до предельно допустимых выбросов сернистого ангидрида. В процессе очистки газа из ЖМК выщелачивается более 90% Ni, Co и Mn, 57,4–98,0% Si. Для извлечения ценных компонентов из раствора применяется безавтоклавная технология осаждения сульфидных медного, никель-кобальтового и гидроксидного марганцевого концентратов. Исключается необходимость регенерации природного сорбента.

Промышленные газы теплоэлектростанций и металлургических предприятий — один из основных источников загрязнения воздушной среды диоксидом серы. Наибольшее количество серы в виде сернистого ангидрида выделяется при сжигании угля на предприятиях энергетической отрасли и при переработке сульфидных руд в цветной металлургии. В России в 1999 г. выбросы SO_2 этих отраслей промышленности составили 4347,78 тыс. т (83,68% от общих выбросов сернистого ангидрида).

В соответствии с Конвенцией ЕЭК ООН «О трансграничном загрязнении воздуха на большие расстояния» все страны обязались принять меры к снижению выбросов вредных веществ в атмосферу. Россия должна снизить объемы выбросов диоксида серы на европейской территории до 2005 г. на 40% по сравнению с 1980 г. и еще на 40% до 2010 г. Особенно остро проблема снижения выбросов серы в атмосферу стоит на предприятиях РАО «Норильский никель». Так, в 1999 г. было утилизировано только 9,6% от общих выбросов сернистого ангидрида, составляющих около 2296,27 тыс. т в год [4].

Известно несколько методов очистки отходящих газов от сернистого ангидрида. Наиболее простыми и распространенными в промышленности являются способы, основанные на ис-

пользовании для улавливания SO_2 пульпой, содержащей известь или известняк. Но применение этих реагентов связано с образованием большого количества твердых отходов в виде сульфата кальция. Возможности его утилизации в производстве строительных материалов ограничены, и образующиеся отходы в больших количествах складывают в хвостохранилища, что оказывает негативное воздействие на окружающую среду.

Один из наиболее эффективных методов очистки газов от сернистого ангидрида — использование искусственных сорбентов на основе оксидов марганца. Однако его применение, как и других способов, позволяющих регенерировать сорбент и утилизировать SO_2 , сдерживается сложностью технологий регенерации и высокими энергетическими затратами. В 80-е годы специалистами ЦНИГРИ впервые предложено осуществлять очистку газов глубоководными железомарганцевыми образованиями (ЖМО) [1].

Месторождения ЖМО известны в различных районах Мирового океана, а также в Балтийском и Черном морях. Основной составляющей ЖМО являются гидроксиды марганца и железа. Кроме того, океанические ЖМО содержат медь, никель и кобальт [3]. Для их извлечения разработана гидрометаллургическая технология, включающая выщелачивание полезных

компонентов сернистым ангидридом с последующим осаждением концентратов цветных металлов и марганца из растворов [2]. Для получения сернистого ангидрида предлагается сжигание комовой серы.

Предложенный способ очистки отходящих промышленных газов основан на использовании технологии, совмещающей очистку газа и переработку железомарганцевых конкреций. Это позволяет исключить из технологической схемы очистки газов сложный и энергоемкий комплекс технологических операций по регенерации сорбента. В свою очередь, из схемы переработки ЖМК исключаются переделы подготовки и сжигания комовой серы, а выщелачивание полезных компонентов не требует затрат на реагенты и эксплуатацию технологического оборудования, поскольку одновременно решается задача очистки отходящих газов. Для реализации технологии может быть использовано оборудование, применяемое в промышленности для очистки газов известковыми методами (абсорберы, скрубберы и др.).

В лаборатории исследования по очистке газов выполняли на установке непрерывного действия, состоящей из абсорбера цилиндрического типа с двумя перегородками в виде сит объемом 3 л, емкости для пульпы, перистальтического насоса, эжектора и емкости с раствором йода (рис. 1).

Сернистый ангидрид поступал из баллона под давлением в смеситель (3), где в заданном количестве смешивался с воздухом. Расход газа и возду-

ха контролировали при помощи стеклянных реометров (1). Газовоздушная смесь (ГВС) под давлением подавалась в эжектор (5), захватывала пульпу, содержащую ЖМК, и поступала в абсорбер (4). После очистки в абсорбере газ поступал в емкость с раствором йода (7), где происходило улавливание остаточного количества SO_2 .

Первоначальную загрузку пульпы проводили из емкости (2), где навеска ЖМК в заданной пропорции перемешивалась с водой. Крупность измельчения ЖМК во всех опытах составляла 83% класса $-0,074$ мм. Для улучшения условий взаимодействия пульпы с газом осуществляли ее непрерывную циркуляцию при помощи специального сливного отверстия в абсорбере и перистальтического насоса (6).

В процессе экспериментов определялись содержание SO_2 в отходящих из абсорбера газах, pH пульпы, содержание в нерастворимом остатке меди, никеля, кобальта, марганца и железа. Процесс очистки продолжали до момента устойчивого повышения содержания SO_2 в отходящих газах до уровня, превышающего величину предельно допустимых выбросов (ПДВ).

При исследованиях моделировали отходящие газы металлургических производств, содержащие 5 и 2% SO_2 , а также бедные газы (ТЭЦ, металлургические, химические и другие производства) с 0,5% SO_2 . Эксперименты проводили при соотношении Т:Ж в пульпе 1:4, 1:8 и 1:12 для каждой концентрации газа. Объем пульпы был постоянным и составлял 1,6 л.

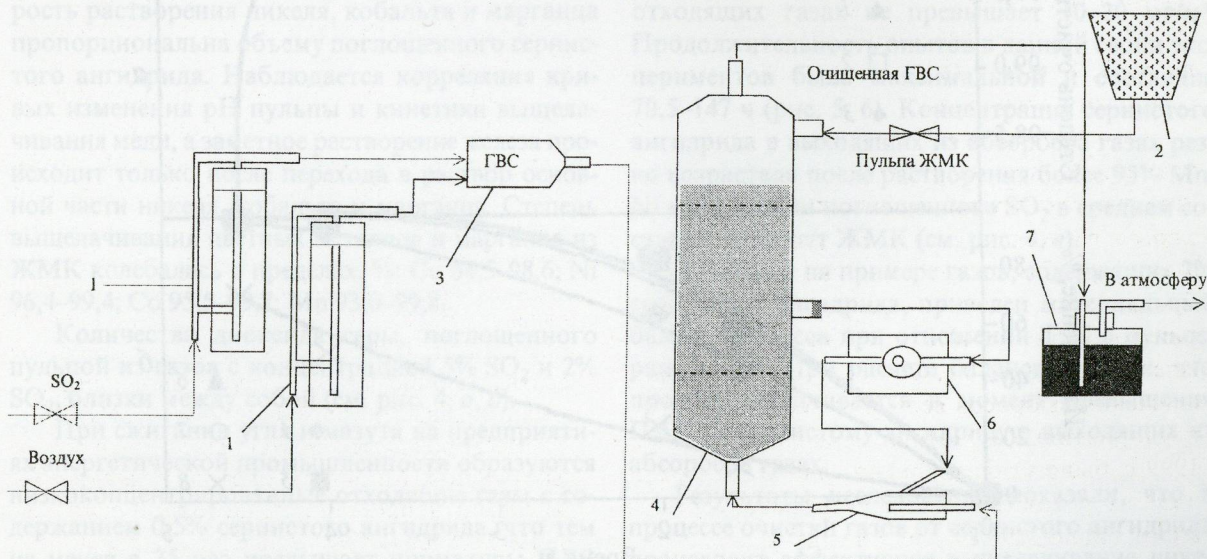


Рис. 1. Схема лабораторной установки для очистки серосодержащих газов:

1 — реометры; 2 — емкость для пульпы; 3 — смеситель; 4 — абсорбер; 5 — эжектор; 6 — насос; 7 — емкость с йодом

На рис. 2 и 3 приведены кривые, характеризующие степень очистки газов с содержанием 5% SO_2 в зависимости от продолжительности эксперимента, и показатели выщелачивания в процессе газоочистки цветных металлов и марганца, содержащихся в ЖМК, при Т:Ж=1:12 (7,7% твердого) и Т:Ж=1:4 (20,0% твердого). Для достижения санитарных норм содержания SO_2 в отходящих газах, соответствующих 400 мг/м^3 (ГОСТ 50831 – 95 РФ), степень очистки должна составлять 99,72%, а для достижения значения 140 мг/м^3 , заложенного в перспективные разработки систем очистки отходящих газов ТЭЦ, — не менее 99,90% [6].

Как видно из рисунков, применение пульпы, содержащей различные количества ЖМК, на протяжении длительного времени обеспечивает степень очистки газов более 99,99%, и концентрация SO_2 в выходящих из абсорбера газах имеет постоянную величину, не превышающую 70 мг/м^3 . Последующее увеличение концентрации сернистого ангидрида имеет ярко выраженный характер. В течение относительно небольшого промежутка времени содержание SO_2 возрастает до значений, превышающих ПДВ. К этому моменту более 90% марганца, никеля и кобальта растворяется.

Отмечено, что растворение меди в процессе очистки газа увеличивается по мере снижения

рН пульпы. В случае использования разбавленной пульпы объемная концентрация твердой фазы в ней ниже и часть SO_2 , очевидно, не участвует в реакциях образования сульфатов и окисляется с образованием серной кислоты уже на начальной стадии процесса. В более плотных пульпах сернистый ангидрид практически полностью расходуется на восстановление марганца и связывается в сульфаты, поэтому образование свободной кислоты возможно только на конечной стадии процесса выщелачивания ЖМК. Соответственно, на этой стадии снижается рН пульпы и увеличивается растворение меди.

Выполненные исследования показали, что 1 т ЖМК поглощает до ~0,60 т сернистого ангидрида практически независимо от плотности используемой пульпы, а в расчете на 1 м^3 пульпы количество утилизированного SO_2 изменяется в пределах 0,05–0,121 т (рис. 4). Меньшие значения соответствуют пульпам меньшей плотности.

Низкоконцентрированные газы металлургических производств, а также дымовые газы сжигания высокосернистых сортов топлива на ТЭЦ и ТЭС содержат SO_2 не более 3,5%. Возможность применения ЖМК для очистки таких газов исследовали на примере искусственной газовой смеси с объемной концентрацией SO_2 2%. В этом случае для получения ПДВ по содержанию

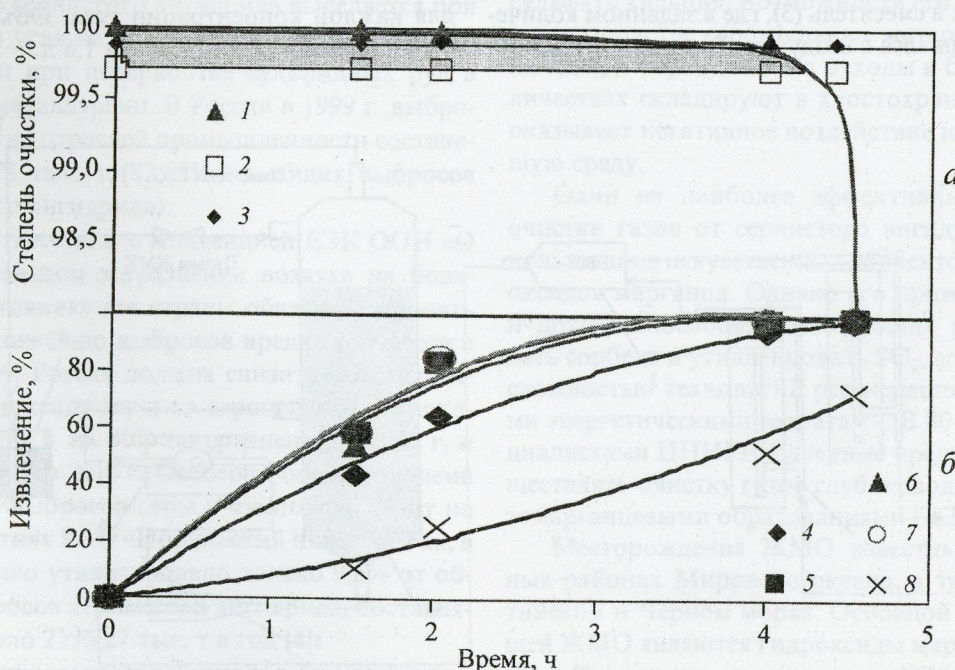


Рис. 2. Показатели очистки отходящих газов от сернистого ангидрида (5% SO_2) пульпой, содержащей 7,7% ЖМК (Т:Ж=1:12) (а), извлечение металлов в раствор в процессе очистки газа (б):

1 — фактическая степень очистки газа; 2 — расчетная степень очистки отходящих газов до содержания 400 мг/м^3 SO_2 ; 3 — то же, до содержания 140 мг/м^3 SO_2 ; 4 — Cu; 5 — Ni; 6 — Co; 7 — Mn; 8 — Fe

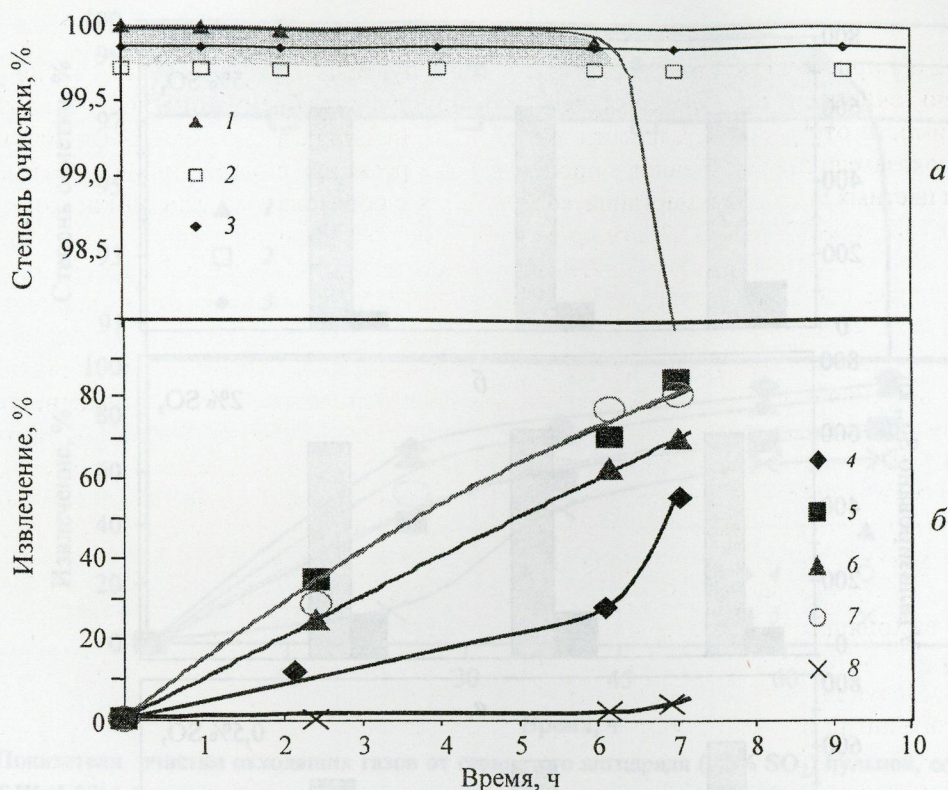


Рис. 3. Показатели очистки отходящих газов от сернистого ангидрида (5% SO_2) пульпой, содержащей 20,0% ЖМК (Т:Ж=1:4) (а), извлечение металлов в раствор в процессе очистки газа (б):

усл. обозн. см. рис. 2

SO_2 степень очистки исходного газа должна составлять 99,3 и 99,65%.

Как и в предыдущих экспериментах, скорость растворения никеля, кобальта и марганца пропорциональна объему поглощенного сернистого ангидрида. Наблюдается корреляция кривых изменения рН пульпы и кинетики выщелачивания меди, а заметное растворение железа происходит только после перехода в раствор основной части никеля, кобальта и марганца. Степень выщелачивания цветных металлов и марганца из ЖМК колебалась в пределах, %: Cu 64,5–98,6; Ni 96,4–99,4; Co 95,5–99,7; Mn 93,0–99,8.

Количества диоксида серы, поглощенного пульпой из газов с концентрацией 5% SO_2 и 2% SO_2 , близки между собой (см. рис. 4, а, б).

При сжигании угля и мазута на предприятиях энергетической промышленности образуются низкоконцентрированные отходящие газы с содержанием 0,5% сернистого ангидрида, что тем не менее в 35 раз превышает нормативы ПДВ вводимых объектов и до 100 раз — нормативы перспективных разработок ТЭЦ.

Применение пульпы, содержащей ЖМК, для очистки таких газов обеспечивает степень очистки более 99,99%. При этом концентрация SO_2 в отходящих газах не превышает 10–20 мг/м³. Продолжительность опытов в данной серии экспериментов была максимальной и составила 70,5–147 ч (рис. 5, 6). Концентрация сернистого ангидрида в выходящих из абсорбера газах резко возрастала после растворения более 95% Mn, Ni и Co. Объем поглощенного SO_2 в среднем составил ~550 кг/т ЖМК (см. рис. 4, в).

В таблице на примере газов, содержащих 2% сернистого ангидрида, приведен материальный баланс процесса при отношении Т:Ж в пульпе, равном 1:4. При расчете баланса считали, что процесс заканчивается в момент превышения ПДВ по сернистому ангидриду в выходящих из абсорбера газах.

Результаты исследований показали, что в процессе очистки газов от сернистого ангидрида происходит эффективное выщелачивание никеля, кобальта и марганца независимо от концентрации SO_2 и плотности пульпы. Степень извлече-

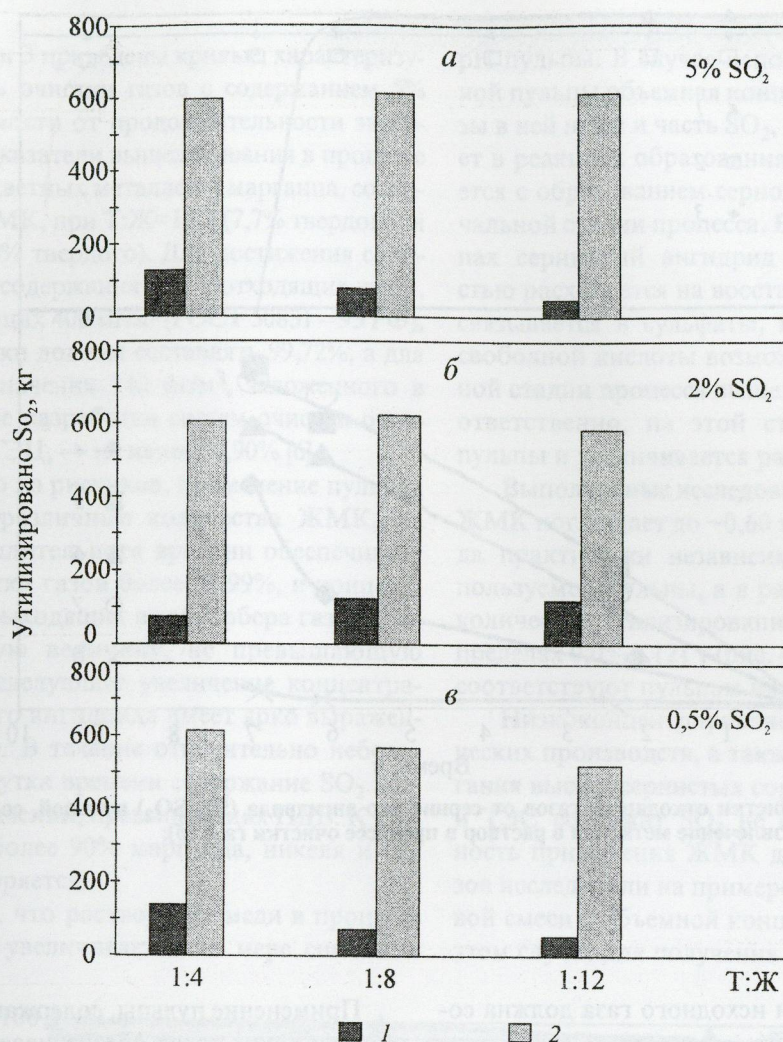


Рис. 4. Количество утилизированного сернистого ангидрида в зависимости от содержания ЖМК в пульпе:

1 — утилизировано SO₂ в расчете на 1 м³ пульпы; 2 — то же, в расчете на 1 т ЖМК

ния меди зависит от условий процесса, и ее переход в раствор колеблется в пределах 57,4–98,0%.

Из приведенных данных видно, что 1 т ЖМК поглощает 282,4 кг серы. При этом из ЖМК в раствор переходит более 96% Ni, Co, Mn и 64,8% Cu. Полученные продуктивные растворы содержат, г/л: 2,203 Cu; 3,508 Ni; 0,44 Co; 77,01 Mn; 10,23 Fe. По своему составу они аналогичны растворам выщелачивания ЖМК, полученным по гидрометаллургической сернистокислотной технологии ЦНИГРИ. Поэтому для извлечения полезных компонентов может быть применена разработанная ранее технологическая схема, включающая последовательное осаждение меди, никеля-кобальта и марганца [5]. Осаждение цветных металлов осуществляют-

ся порошками металлического марганца и элементарной серы, а осаждение марганцевого концентрата проводится аммиаком. По предложенному способу основные реагенты и сера промышленных газов утилизируются в готовую продукцию.

Рекомендуемая технология обеспечивает следующие показатели извлечения металлов из растворов, %: 91,39 Cu; 92,7 Ni; 92,43 Co; 94,6 Mn. Конечные продукты переработки растворов — медный концентрат, содержащий 41,71% Cu; никель-кобальтовый концентрат, содержащий 20,38% Ni и 2,54% Co; бесфосфористый марганцевый концентрат, содержащий 56,36% Mn, и раствор сульфата аммония для производства минеральных удобрений.

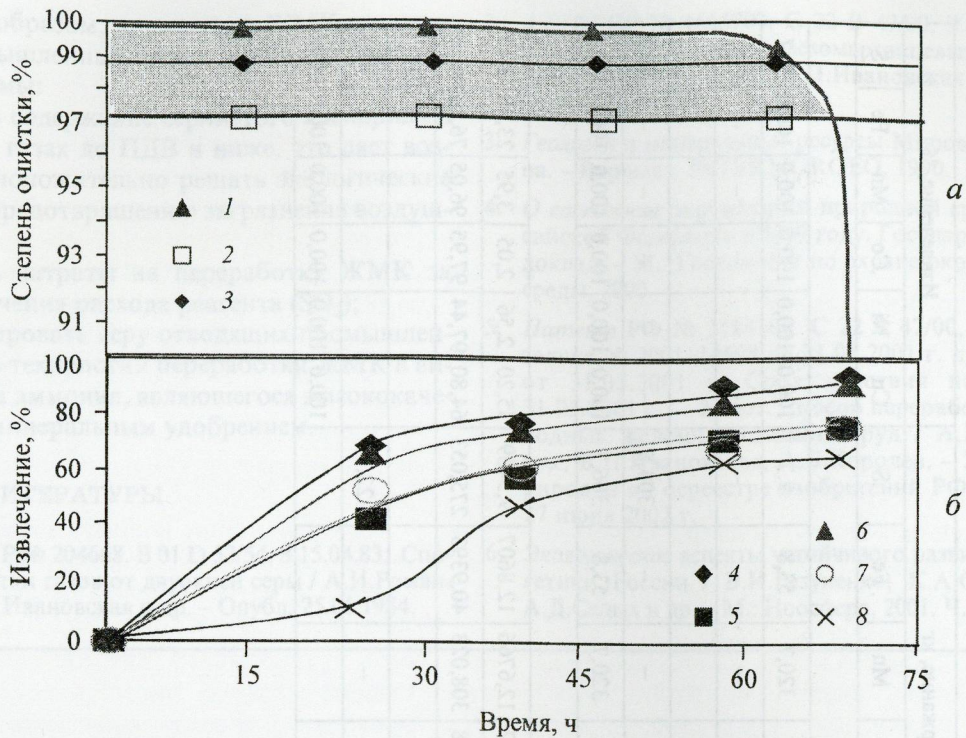


Рис. 5. Показатели очистки отходящих газов от сернистого ангидрида (0,5% SO_2) пульпой, содержащей 7,7% ЖМК (Т:Ж=1:12) (а), извлечение металлов в раствор в процессе очистки газа (б):

усл. обозн. см. рис. 2

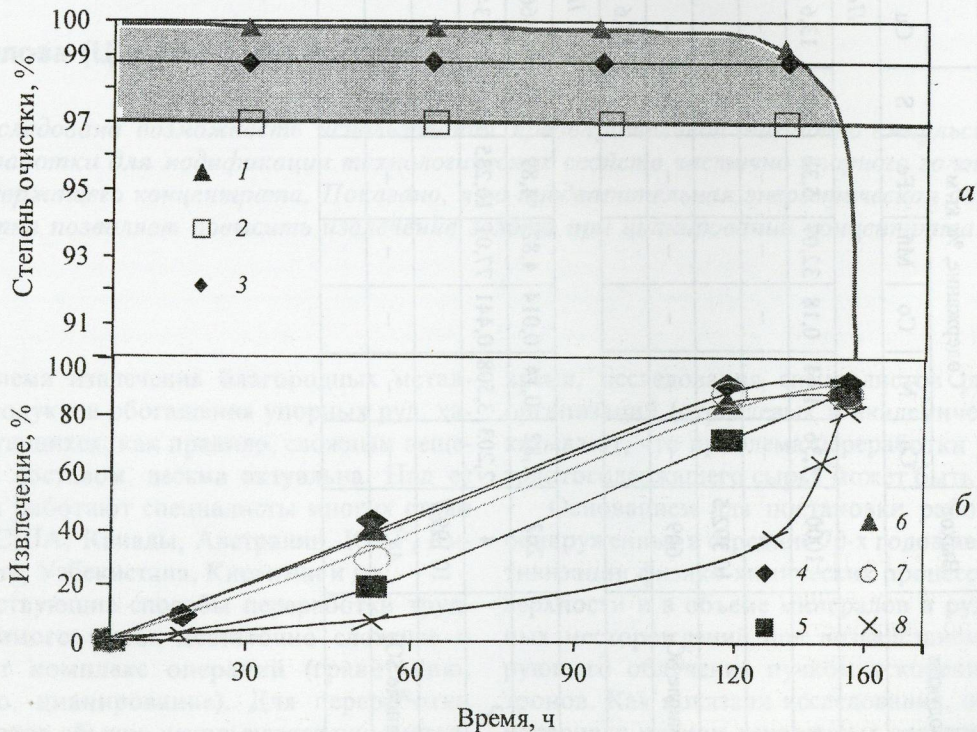


Рис. 6. Показатели очистки отходящих газов от сернистого ангидрида (0,5% SO_2) пульпой, содержащей 20,0% ЖМК (Т:Ж=1:4) (а), извлечение металлов в раствор в процессе очистки газа (б):

усл. обозн. см. рис. 2

Продукты	Выход	Содержание, %, кг/м ³						Содержание, кг						Извлечение, %					
		Cu	Ni	Co	Mn	Fe	S	Cu	Ni	Co	Mn	Fe	S	Cu	Ni	Co	Mn	Fe	S
<i>Поступило</i>																			
ЖМК, кг	1000	1,36	1,44	0,18	32,07	5,38	0,22	13,6	14,4	1,8	320,7	53,8	2,2	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	0,7
Вода, м ³	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ГВС, м ³	10 392,5																		
в том числе SO ₂	609	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	—	304,5	—	—	—	—	—	99,3
Итого								13,6	14,4	1,8	320,7	53,8	306,7	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<i>Получено</i>																			
Кек, кг	263	1,82	0,14	0,014	4,82	4,89	3,63	4,7866	0,3682	0,03682	12,6766	12,8607	9,5469	35,20	2,56	2,05	3,95	23,90	3,11
Раствор, м ³	4	2,203	3,508	0,441	77,01	10,235	68,76	8,8134	14,0318	1,76318	308,023	40,9393	275,053	64,80	97,44	97,95	96,05	76,10	89,68
ГВС, м ³	10 199,7																		
в том числе SO ₂	44,2	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	—	22,1						7,21
Итого														100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Получено

Таким образом, применение ЖМК для очистки промышленных газов позволяет решить три проблемы:

снизить содержание сернистого ангидрида в отходящих газах до ПДВ и ниже, что дает возможность положительно решать экологические задачи по предотвращению загрязнения воздушной среды;

снизить затраты на переработку ЖМК за счет исключения расхода реагента (SO_2);

утилизировать серу отходящих промышленных газов в технологии переработки ЖМК в виде сульфата аммония, являющегося высококачественным минеральным удобрением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А.с. СССР № 204668. В 01 D 53/54. 3.15.04.83. Способ очистки газов от двуокиси серы / А.И.Романчук, В.П.Ивановская и др. – Оpubл. 25.06.1984.
2. А.с. СССР № 1665703. С 22 В 47/00. 3. 01.02.84. Способ переработки железомарганцевых конкреций / А.И.Романчук, В.П.Ивановская и др. – Оpubл. 22.03.1991.
3. Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. – Варшава: INTERMORGEО, 1990.
4. О состоянии окружающей природной среды Российской Федерации в 1999 году. Государственный доклад. – М.: Госкомитет по охране окружающей среды, 2000.
5. Патент РФ № 2184163. С 22 В 47/00, 3/00. По заявке № 2001114698 от 31.05.2001 г. приоритет от 31.05.2001 г. Срок действия патента с 31.05.2001 г. — 20 лет. Способ переработки подводных железомарганцевых руд / А.И.Романчук, В.П.Ивановская, А.Б.Королев. – Зарегистрирован в Госреестре изобретений РФ Москва, 27 июня 2002 г.
6. Экологические аспекты устойчивого развития энергетики России / В.И.Резуненко, К.А.Степанов, А.Д.Седых и др. – М.: Ноосфера, 2001. Ч. 1.

УДК 662.775

© Г.С.Крылова, 2004

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТНО-ИМПУЛЬСНОЙ ОБРАБОТКИ ДЛЯ ИНТЕНСИФИКАЦИИ ЦИАНИРОВАНИЯ УПОРНОГО ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО КОНЦЕНТРАТА

Г.С.Крылова (ЦНИГРИ МПР России)

Исследована возможность использования предварительной магнитно-импульсной обработки для модификации технологических свойств частично упорного золотосодержащего концентрата. Показано, что предварительная энергетическая обработка позволяет повысить извлечение золота при цианировании концентрата.

Проблема извлечения благородных металлов из продуктов обогащения упорных руд, характеризующихся, как правило, сложным веществом составом, весьма актуальна. Над ее решением работают специалисты многих стран мира — США, Канады, Австралии, ЮАР, Китай, России, Узбекистана, Киргизии и др.

Существующие способы переработки труднообогащаемого сырья достаточно сложные и включают комплекс операций (гравитацию, флотацию, цианирование). Для переработки концентратов обычно используются пирометаллургические или гидрохимические (автоклавные) весьма энергоемкие способы, имеющие серьезные экологические ограничения. В то же

время, исследования специалистов различных организаций (отраслевых и академических) показывают, что проблема переработки упорного золотосодержащего сырья может быть решена.

Основанием для постановки работы стали обнаруженные в середине 70-х годов явления активизации физико-химических процессов на поверхности и в объеме минералов и руд различных месторождений под воздействием ионизирующего облучения пучком ускоренных электронов. Как показали исследования, обработка материала пучком ускоренных электронов способна изменять его структурные и технологические свойства. В 80-е годы появились сообщения о положительных результатах исследований по

использованию СВЧ-полей с целью направленного изменения структурных и технологических свойств минерального сырья. Анализ опубликованных результатов позволил предположить, что предварительная обработка упорных золотосодержащих продуктов мощными электромагнитными импульсами также может оказать положительное влияние на гранулометрический состав и селективное раскрытие благородных металлов в процессе измельчения, а следовательно, и на повышение технологических показателей по извлечению этих металлов при последующем обогащении.

В данной работе изложены результаты изучения возможности изменения технологических свойств и повышения извлечения золота в процессе гидрометаллургической переработки частично упорного золотопиритного флотоконцентрата после его предварительной магнитно-импульсной обработки.

Исследована проба золотосодержащего флотационного концентрата крупностью -140 мкм (90%), содержащего 45,5 г/т Au. По данным гранулометрического анализа исходного ($-0,140$ мм — 90%) и тонкоизмельченного ($-0,020$ мм — 76%) концентрата благородные металлы распределяются по классам крупности достаточно равномерно с обогащением золотом (в 1,4 раза) и серебром (в 1,6 раз) самой тонкой фракции

($-0,020$ мм). По минеральному составу концентрат представлен в основном пиритом (74,98%). Кроме того, присутствуют кварц 8,25% и карбонаты 5,24%.

Фазовый анализ показал, что доля цианируемого золота в концентрате исходной крупности ($-0,14$ мм — 90%) составляет 59,18%, в измельченном концентрате ($-0,020$ мм — 76%) — 79,7%. С сульфидами и карбонатами связано 21,49% Au и 19,33% Au. Золото тонко вкрапленное в породообразующие минералы. Это свидетельствует о том, что упорность концентрата обусловлена не только тонкой вкрапленностью золота в пирит, но и значительной долей золота тонко вкрапленного в кварц и другие породообразующие минералы.

Доизмельчение концентрата приводит к дополнительному вскрытию золота. Наличие значительной части упорного золота, не вскрываемого при измельчении до $-0,020$ мм (80%), является предпосылкой для применения методов предварительной энергетической обработки, приводящей к деструкции минералов, появлению микротрещин и каналов, обеспечивающих доступ цианида к золоту и, тем самым, повышающих его извлечение при цианировании.

Экспериментальные исследования по оценке возможности использования предварительной энергетической обработки для повышения по-

1. Результаты цианирования флотоконцентрата ($-0,020$ мм — 83%) после магнитно-импульсной обработки

Условия опыта		Сорбент	Содержание Au в хвостах цианирования, г/т	Извлечение Au, %
МИО, с	$\tau_{\text{циан}}, \text{ч}$			
0	48	Смола	8,40	81,54
		Уголь	8,80	80,66
30	48	Смола	7,80	82,86
		Уголь	8,00	82,42
60	48	Смола	7,60	83,30
		Уголь	7,80	82,86
120	48	Смола	6,80	85,05
		Уголь	7,60	83,30
0	12	Смола	9,60	78,90
		Уголь	9,80	78,46
60	12	Смола	8,00	82,42
		Уголь	8,00	82,42
0	72	Смола	8,10	82,20
		Уголь	8,20	81,98
180	72	Смола	7,20	84,18
		Уголь	6,80	85,05

**2. Результаты цианирования флотоконцентрата (–0,020 мм — 97%)
после магнитно-импульсной обработки**

Условия опыта		Сорбент	Содержание Au в хвостах цианирования, г/т	Извлечение Au, %
МИО, с	$\tau_{\text{циан}}$, ч			
0	48	Смола	7,00	84,62
		Уголь	7,20	84,18
30	48	Смола	7,80	82,86
		Уголь	8,00	82,42
60	48	Смола	7,60	83,30
		Уголь	7,80	82,86
120	48	Смола	6,00	86,81
		Уголь	7,60	83,30
0	12	Смола	7,40	83,74
		Уголь	7,40	83,74
60	12	Смола	8,00	82,42
		Уголь	8,00	82,42
0	72	Смола	7,00	84,62
		Уголь	7,00	84,62
180	72	Смола	6,40	85,93
		Уголь	7,40	83,74

казателей извлечения золота при цианировании пиритного флотоконцентрата проводили с использованием магнитно-импульсной обработки (МИО)*. Количественной оценкой эффективности влияния МИО служила разница показателей извлечения золота на сорбент из продукта, подвергнутого обработке, и исходного необработанного продукта.

Результаты выполненных экспериментов приведены в табл. 1 и 2.

Как видно из табл. 1, предварительная МИО флотоконцентрата крупностью –0,020 мм (83%) приводит к улучшению его технологических свойств: извлечение золота из концентрата возрастает на 3,7% за 12 ч цианирования, на 0,9–4,7% при

48-часовом цианировании и на 2,2–2,6% при 72-часовом цианировании по сравнению с извлечением золота из необработанного концентрата. На более тонком концентрате (см. табл. 2) эффект МИО проявляется несколько слабее — извлечение золота при цианировании концентрата со смолой после МИО в течение 48 ч повышается на 2,2%.

Таким образом, полученные в ходе поисковых исследований результаты показывают, что предварительная магнитно-импульсная обработка приводит к положительному изменению технологических свойств частично упорного золотопиритного флотоконцентрата и может использоваться для интенсификации цианидного извлечения из него золота.

* Автор благодарит П.П.Ананьева, Ю.А.Мартынова (НП «Центр высоких технологий») за проведение совместных экспериментов.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



11 августа 2004 г. **Ольга Михайловна Конкина** — старший научный сотрудник отдела конъюнктуры минерального сырья, кандидат геолого-минералогических наук — отметила свой юбилей и 38 лет научно-производственной деятельности.

После окончания Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова в 1968 г. О.М.Конкина пришла в ЦНИГРИ, где работает до настоящего времени.

С первых дней своей деятельности в институте Ольга Михайловна специализировалась по геологии, геохимии и прогнозированию месторождений медно-никелевых сульфидных руд и металлов платиновой группы. В ее творческом «багаже» исследования распределения платиноидов в рудах месторождений Норильской группы и изучение их форм нахождения в сульфидах. Полученные результаты использованы при разработке рациональной схемы извлечения платиноидов из норильских руд. Ею исследовались закономерности локализации и особенности геохимии медно-никелевых руд Печенгских месторождений, распределение платиноидов в Федоровотундровском расслоенном мафит-ультрамафитовом массиве (Кольский полуостров) и медносульфидной минерализации Пудожгорского месторождения титаномagnetитовых руд (Заонежье); изучались медно-никелевые руды в связи с коматитовым магматизмом (Восточная Карелия). Она была первым исследователем медно-никелевых руд в Киргизии (Гишун на Памире).

Целеустремленные исследования и богатый опыт позволили ей стать высококвалифицированным специалистом, глубоко знающим как российские, так и зарубежные месторождения платиновых металлов, никеля и меди. Этот опыт и знания превратили Ольгу Михайловну в знатока российской минерально-сырьевой базы перечисленных металлов и сделали одним из ведущих специалистов в ее оценке.

О.М.Конкина — автор более 100 научных трудов (монографий, статей и обзоров). За успехи в трудовой деятельности она награждена медалью «Ветеран Труда» и Почетными грамотами. Пользуясь авторитетом в коллективе института, дважды избиралась в профком. В течение ряда лет О.М.Конкина успешно совмещала свои служебные обязанности с функциями секретаря секции геологии и геофизики Ученого совета ЦНИГРИ.

Поздравляем Ольгу Михайловну с юбилеем и желаем ей новых успехов на научной ниве, долгого здоровья, счастья и личного благополучия.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ГИПОТЕЗА МАНТИЙНОГО ГЕНЕЗИСА БИТУМНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

В.С.Зубков (Институт геохимии СО РАН)

Обосновывается устойчивость тяжелых углеводородов и уран-органических соединений в верхней мантии вместе с неорганическими газами и металлокомплексами. Конденсация углеводородной и неорганической составляющих мантийного флюида в зонах глубинных разломов литосферы приводит к формированию парагенных уран-битумных и гидротермальных месторождений урана.

К настоящему времени накопились геохимические, экспериментальные и термодинамические данные, подтверждающие устойчивость тяжелых (высокомолекулярных) углеводородов (ТУВ) в верхней мантии (ВМ) [8]. В связи с этим представляет интерес возможная транспортировка по зонам глубинных разломов мантийными ТУВ различных металлов (в том числе урана) с образованием рудобитумных месторождений. В мантийном флюиде (МФ), кроме ТУВ, присутствуют неорганические газы (H_2O , CO_2 , N_2 , H_2S и др.) и металлокомплексы. Следствием конденсации паров ювенильных вод в тех же зонах глубинных разломов литосферы являются, очевидно, образование гидротермальных растворов и отложение урановых руд. В настоящем сообщении рассматриваются эти представления и приведены примеры уран-битумных и сопряженных (парагенных) с ними гидротермальных месторождений урана.

Устойчивость тяжелых углеводородов и элементоорганических соединений в верхней мантии, сценарии подъема мантийного флюида. Прежде чем перейти к рассмотрению возможности существования элементоорганических соединений (ЭОС) в ВМ, перечислим основные аргументы, которые указывают на устойчивость в ней ТУВ.

Об устойчивости ТУВ в ВМ свидетельствуют геохимические данные, по которым они установлены в мантийных минералах и ксеноли-

тах. А.А.Джиардини с соавторами [19] обнаружили воскоподобные частицы в кубическом кристалле алмаза из Заира (Африка). Ф.В.Каминский и др. (1985) установили присутствие полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в алмазе Якутии. Р.Сугисаки и К.Мимура [21] определили тяжелые алканы в мантийных ксенолитах из вулканитов различных регионов мира.

Согласно космохимическим данным, в метеоритах, по Дж.Кронину, число углеводородных (УВ-) соединений достигает 500. В углистых хондритах присутствует широкий спектр ПАУ, Cl-, S-, O-содержащих производных УВ, аминокислот и полинуклидов, а также высокомолекулярное вещество, сходное с земным керогеном (70% от 4,8% С) (Г.П.Вдовыкин, 2002). Эти данные указывают на возможность образования ТУВ в космосе неорганическим путем.

К.Мимура с соавторами [20] в ударном эксперименте с бензолом (до 492 кбар) синтезировали ряд ПАУ с молекулярным весом до 306, среди которых преобладали бифенил, нафталин и другие соединения. А.В.Корочанцев и др. (1996) установили, что ударная нагрузка в 600 кбар превращает асфальтит в высокий керит-низкий антракосолит.

Теоретически устойчивость ТУВ в ВМ впервые была обоснована Э.Б.Чекалюком путем расчета термодинамических моделей системы С-Н методом констант равновесия. И.К.Карпов

и др. [15] перепроверили расчеты Э.Б.Чекалюка в равновесных условиях методом минимизации свободной энергии Гиббса с помощью программного комплекса «Селектор». В случае избытка в системе С–Н твердого углерода в земной коре в равновесных условиях термодинамически устойчив метан, который после фазового перехода «графит–алмаз» сменяется тяжелыми алканами в ВМ. Отмечается определенная тенденция последовательного появления и увеличения содержаний алканов, нафтен и аренов в самых нижних точках геобаротермы — в области перехода от верхней к нижней мантии. Введение в эту систему N, O и S (при H/C=2) приводит к появлению среди тяжелых газообразных алканов O- и S-содержащих производных ТУВ и формированию неорганической составляющей мантийного флюида — CO₂, H₂O, N₂ и других газов. Как и в системе С–Н, после перехода «графит–алмаз» углеводородная ветвь МФ разлагается с образованием CH₄, NH₃, H₂O и графита [6]. Естественно, возникает вопрос: могут ли ТУВ преодолеть границу фазового перехода «графит–алмаз» и по каналам дегазации проникнуть в земную кору? В работе И.К.Карпова с соавторами [16] в рамках системы С–Н установлено, что условием прорыва ТУВ через энергетический барьер, близкий к фазовому переходу «алмаз–графит», является его метастабиль-

ный подъем по относительно «холодной» геобаротерме.

Существование элементоорганических соединений, в том числе уран-органических (УОС), в ВМ вполне вероятно, так как все элементы (за исключением инертных газов) способны образовывать связи с УВ-радикалами. Кроме того, увеличение давления, согласно принципу Ле Шателье–Брауна, приводит в реакции $R_n M_{газ} = n R_{газ} + M$ ($R_{газ}$ — УВ-радикал, M — металл) к смещению равновесия в сторону меньшего числа молей газообразных компонентов, т.е. к синтезу ЭОС из продуктов распада [2]. Исходными компонентами для образования ЭОС в ВМ являются ТУВ, состоящие из С и Н, а также элементы, присутствующие в МФ. Например, во флюидных включениях (ФВ) в алмазах Ботсваны присутствуют U, Ta, Ba, Sr, легкие редкоземельные элементы (РЗЭ) (Schrauder et al., 1996). Вторая (неорганическая) составляющая МФ также может участвовать в транспортировке металлов. Об этом, например, свидетельствуют экспериментальные исследования коэффициентов распределения ($K_p > 1$) Nb, Ta, La, Ce, Ba, Sr между водным флюидом и клинопироксеном и гранатом при 900–1200°C и 30–57 кбар (Stalder et al., 1998).

Схематически можно представить следующие сценарии подъема углеводородно-неорга-

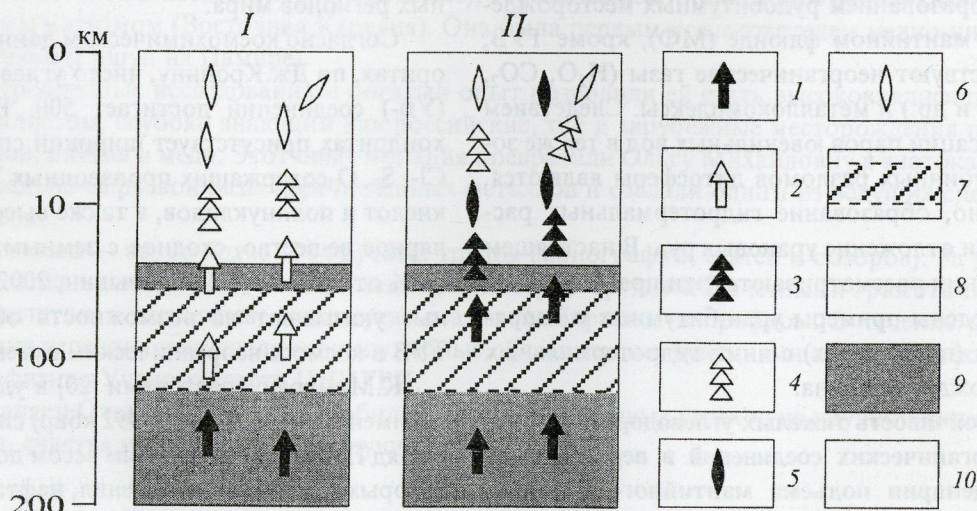


Рис. 1. Модели равновесного (I) и метастабильного (II) прохождения через энергетический барьер восходящих потоков мантийного углеводородно-неорганического флюида с образованием рудонафтидных и гидротермальных месторождений в зонах глубинных разломов:

восходящие потоки смеси газообразных УВ (а также соответствующих ЭОС в смеси с неорганическими газами и металлокомплексами): 1 — тяжелых, 2 — легких; растворы: 3 — углеводородные, 4 — гидротермальные; жи-
лы: 5 — рудобитумные, 6 — гидротермальные; 7 — зона максимума объемной энергетической емкости метастабильной системы С–Н (эйкозан) [16]; 8 — граница Мохо; 9 — верхняя мантия; 10 — земная кора

нического флюида (УНФ) по зонам глубинных разломов с участием ЭОС и неорганических металлокомплексов (рис. 1). В случае равновесного подъема МФ тяжелые УОС, очевидно, распадаются примерно в зоне фазового перехода «алмаз-графит» с образованием легких УОС (+графит), которые после конденсации паров воды входят в состав гидротермальных растворов (см. рис. 1, Л). По другому сценарию ураноносный метастабильный мантийный УНФ транзитно проходит через зону энергетического барьера по относительно «холодной» геобаротерме (см. рис. 1, И) и входящие в его состав газообразные соединения последовательно конденсируются в соответствии с их критическими температурами и давлениями. В результате образуются вначале углеводородные, а выше по восстанию разломов гидротермальные растворы, из которых соответственно формируются битумные и гидротермальные месторождения урана и других металлов.

Примеры объектов с высокими содержаниями урана. В битумах из кристаллического фундамента и рифей-нижнекембрийских отложений Непско-Ботубинской антеклизы (НБА) на Сибирской платформе, в пределах которой открыты месторождения нефти и газа (Непско-Ботубинская..., 1986) (рис. 2), установлено падение концентраций U (г/т) по мере уменьшения их молекулярного веса: антракосолит (1000), кериты (10–1000), асфальтиты (0,1–10), асфальты (0,1–1,0) и асфальтены из нефти (0,01–0,1) [5]. Относительно высокие содержания урана обнаружены в конденсатах и нефти в плиоценовых и юрских отложениях соответственно Западно-Туркменской (0,3 и 0,9 г/т) и Амударьинской (0,02 и 0,3 г/т) впадин (И.С.Старобинец, Э.В.Курганская, 1979). Значительно ниже среднее содержание урана в нефтяных залежах месторождений Балтийской нефтяной области — 0,00031 г/т при коэффициенте вариации 49% (С.А.Вешев, К.И.Степанов, Т.Н.Васильева, 2000). Резкие колебания радиоактивности нефти и ничтожное содержание U в нефтях неураноносных районов отмечалось давно [18]. С другой стороны, нефтяные поля, например Ланс Крик в штате Вайоминг и Силент в штате Оклахома (США), локализуются непосредственно ниже или вблизи ураноносных месторождений. В золе экстрагированной нефти из ряда районов США установлено 200–680 г/т U (фон Д.Ж.Бакстром, 1976). Но если U и Rn концентрируются

в нефти, то Ra — в сопровождающих их нефтяных рассолах [18].

На плато Колорадо (США) часть древнего кратона перекрыта неметаморфизованным нефтегазоносным осадочным чехлом фанерозоя мощностью от 1,5 до 4 км. В раннем и среднем палеозое здесь преобладали морские и, начиная с перми, континентальные условия, в которых образовались мощные толщи красноцветных осадков. В позднем мелу — неогене на плато происходили значительные блоковые перемещения фундамента, приведшие к формированию системы поднятий и впадин (бассейнов), лакколитовых гор и вулканических полей. Урановые и уран-ванадиевые месторождения «песчаникового» типа обычно приурочены к формациям Шинли (T₃) и Морисон (J₃). К уран-асфальтитовым месторождениям относится Амброзия-Лейк (J₃) в Минеральном поясе Грантс (рис. 3), расположенном в южной части бассейна Сан-Хуан (штат Нью-Мексико). На этом месторождении углеродистое вещество представлено асфальтитом, который замещает глинистый цемент и зерна обломочных минералов в пластах песчаника [18]. «Досбросовые» неокисленные руды (135±8 млн. лет) сложены кальцитом, коффинитом и углеродистым веществом (образующим срастания), пиритом, иордизитом и ванадийсодержащим хлоритом. Среди «постбросовых» руд (60 млн. лет) выделяются неокисленные и окисленные разности: первые сложены коффинитом, оксидами урана, монтрозеитом, долореситом и хеггитом, а также пиритом, марказитом, баритом, самородным селеном, иногда углистым веществом, а вторые — в основном ванадатами урана, отенином, широко развитым каолинитом. По падению рудных тел возрастают концентрации Ni, Co, As, Sb, Ta и РЗЭ. В первичных рудах повышены содержания Eu и Tb. Вблизи рудных тел образуются ореолы «обеленных» пород. Ниже рудоносных пластов зерна плагиоклазов замещены альбитом, непосредственно под ними находится зона аргиллизации, в самой рудной зоне иллит и монмориллонит замещаются хлоритом, а в верхней части рудных залежей происходит перераспределение кварца [10].

В Онежской раннепротерозойской прото-рифтогенной впадине широко развиты углеродистые породы, включая шунгитоносные и шунгитовые. По оценке Л.П.Галдобинной (1987), в образованиях впадины содержится 25·10⁴ млн. т

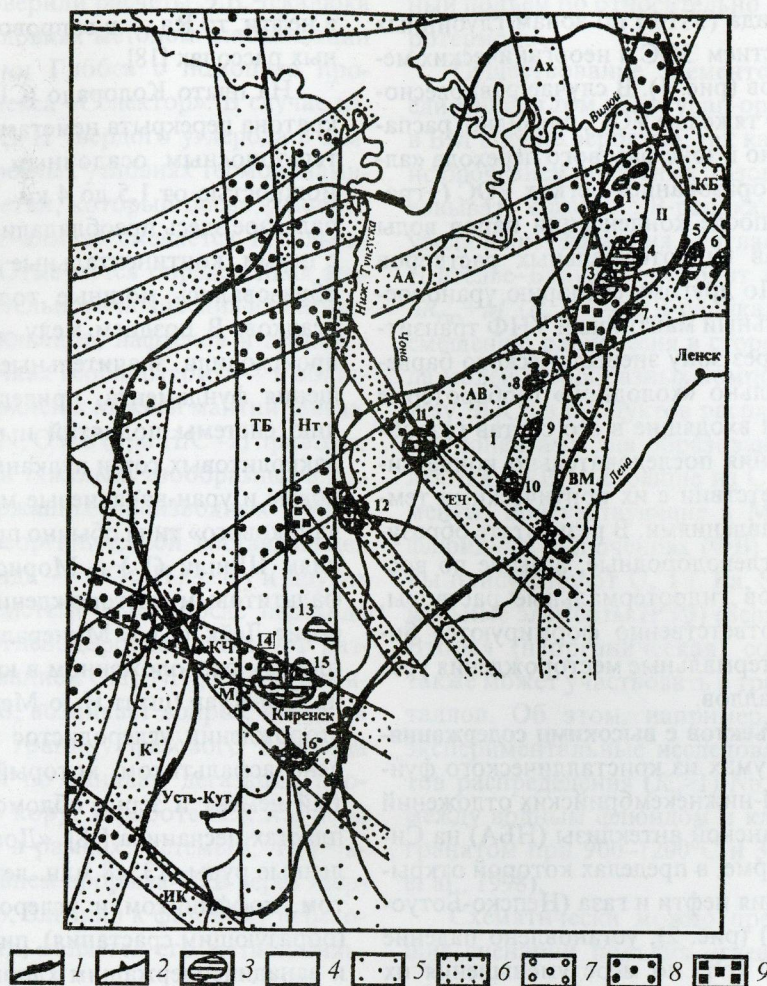


Рис. 2. Районирование Непско-Ботубинской антеклизы по интенсивности воздействия разломов (I_p) на вмещающие «продуктивные» отложения, по [12]:

границы: 1 — антеклизы, 2 — структуры 1-го порядка (I — Непский свод, II — Мирнинский выступ); 3 — месторождения нефти и газа (1 — Маччобинское, 2 — Иреляхское, 3 — Среднеботубинское, 4 — Тас-Юряхское, 5 — Иктехское, 6 — Верхневиллючанское, 7 — Хотого-Мурбайское, 8 — Озерное, 9 — Нижнехамакинское, 10 — Центральноталаканское, 11 — Верхнечонское, 12 — Даниловское, 13 — Дулисьминское, 14 — Ярактинское, 15 — Аянское, 16 — Марковское); зоны различной интенсивности I_p (усл. ед.): 4 — 0, 5 — 1, 6 — 2, 7 — 3, 8 — 4, 9 — 5; зоны разломов (АА — Ангаро-Алымджинская, АВ — Ангаро-Вилуйская, З — Заярская, К — Каймоновская, ТБ — Таймыро-Байкальская, Нт — Нижнетунгусская, Ах — Ахтарандинская, ВМ — Вилуйско-Мархинская, КБ — Котуйкан-Бирюкская, ЕЧ — Ербогачено-Чуйская, КЧ — Катско-Чечуйская, М — Марковская, ИК — Илим-Киренгская)

С. Среди осадочных пород встречены базальтовые потоки, содержащие до 12% С. Углеродистое вещество (8–25%) в черных сланцах обычно представлено антраксолитами и сложными по составу оксикеритами. Содержание сульфидов, среди которых преобладает пирит, колеблется от 0,2 до 9,5%. В черных сланцах установлены рудопроявления, представленные двумя–тремя прослоями (мощностью 3,5–5 м) с содержанием суммы элементов платиновой группы (ЭПГ) 1,8–2,8 г/т. В этих прослоях обнаружены слои

(толщиной до 35 см), содержащие аномальные концентрации (г/т) Pd до 9,5, Pt до 2,0 Au до 5,5, а также (%) Cu до 0,8, Ni до 0,3, Zn до 0,2, V до 0,1, U до 0,03, Bi до 0,02 и Mo до 0,01 [14]. Со складчато-разрывными дислокациями (СРД) Онежской впадины связаны четыре этапа метасоматоза и рудообразования: 1) метаморфо-метасоматический складчатый магнезиально-щелочной (1780–1800 млн. лет), представленный (рибекит)-флогопит-альбитовыми метасоматитами и альбититами (300–400°C); 2) гидротер-

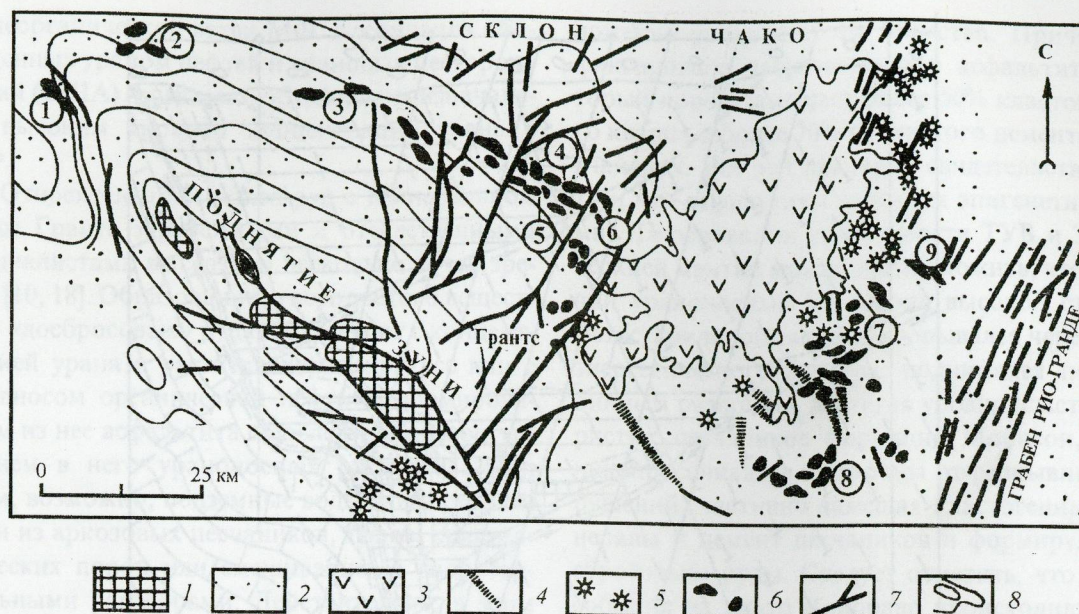


Рис. 3. Минеральный пояс Грантс, по [10]:

1 — выходы докембрийского фундамента; 2 — мезозойские породы; 3 — вулканическое поле Маунт-Тейлор; 4 — дайки основных пород; 5 — некки; 6 — урановорудные залежи; 7 — сбросы; 8 — изогипсы базального горизонта меловых отложений; цифры в кружках — месторождения: 1 — Галлап, 2 — Черч-Рок, 3 — Смит-Лейк, 4 — Амброзия-Лейк, 5 — Пойсон-Каньон, 6 — Маунт-Тейлор, 7 — Норт-Лагуна (Джекпайл, Пагуэт), 8 — Саут-Лагуна, 9 — Бернабе-Монтано

мально-метасоматический постскладчатый магнезиально-щелочно-карбонатный (1760 ± 30 млн. лет), реализованный в хромфенгит-роскоэлитовых и тайниолит-альбит-доломитовых метасоматитах с уран-ванадиевым оруденением ($200-300^\circ\text{C}$); 3) гидротермальный постскладчатый щелочно-карбонат-кварцевый, отличающийся широким развитием карбонат-кварц-селенид-сульфидных жил штокверкового типа (1740 ± 30 млн. лет) с благороднометальной (Au, Ag, Pd, Pt и др.) минерализацией ($120-150^\circ\text{C}$); 4) гидротермальный пострудный ($1540-600$ млн. лет) с (сульфидно)-гематит-кварц-карбонатными, сульфидно-карбонат-кварцевыми, полевошпат-хлорит-кварцевыми (с мусковитом) и кварцевыми (с баритом) жилами ($100-150^\circ\text{C}$). На рис. 4 приведен пример одного из гидротермальных месторождений в Онежской впадине [1].

На связь углеродистых пород и гидротермальной урановой минерализации месторождений типа «несогласия» обратил внимание Г.В.Пакульнис (2002).

Выбор механизмов концентрирования урана и других металлов в нефти зависит, прежде всего, от принимаемой гипотезы ее генезиса.

Сторонники органической (осадочно-инфильтрационной) гипотезы допускают изначальное обогащение ураном органического вещества в осадочных породах, например в доманикитах, или предполагают, что уран сорбируется асфальт-смолистыми или сернистыми соединениями из поверхностных и подземных маломинерализованных вод (Справочник по геохимии нефти и газа, 1998).

С другой стороны, возможно, например на НБА Сибирской платформы, неорганическое происхождение нефти и газа [7]. Об этом свидетельствует пространственная связь месторождений УВ с северо-восточными разломами (Даниловское, Верхнечонское, Вакунайское) или с узлами их пересечений с северо-западными разломами сдвиговой кинематики (Марковское, Аянское, Дулисьминское) (см. рис. 2) [12]. Ковыктинское газоконденсатное месторождение приурочено к поднятию границы Мохо на 2–3 км и наклонному мантийному шву в зоне сочленения Иркутского амфитеатра с Байкало-Патомской складчатой зоной (Н.К.Буллин, В.Д.Наливкин, 1999). О восходящем потоке УВ на НБА свидетельствует падение температуры гомогенизации

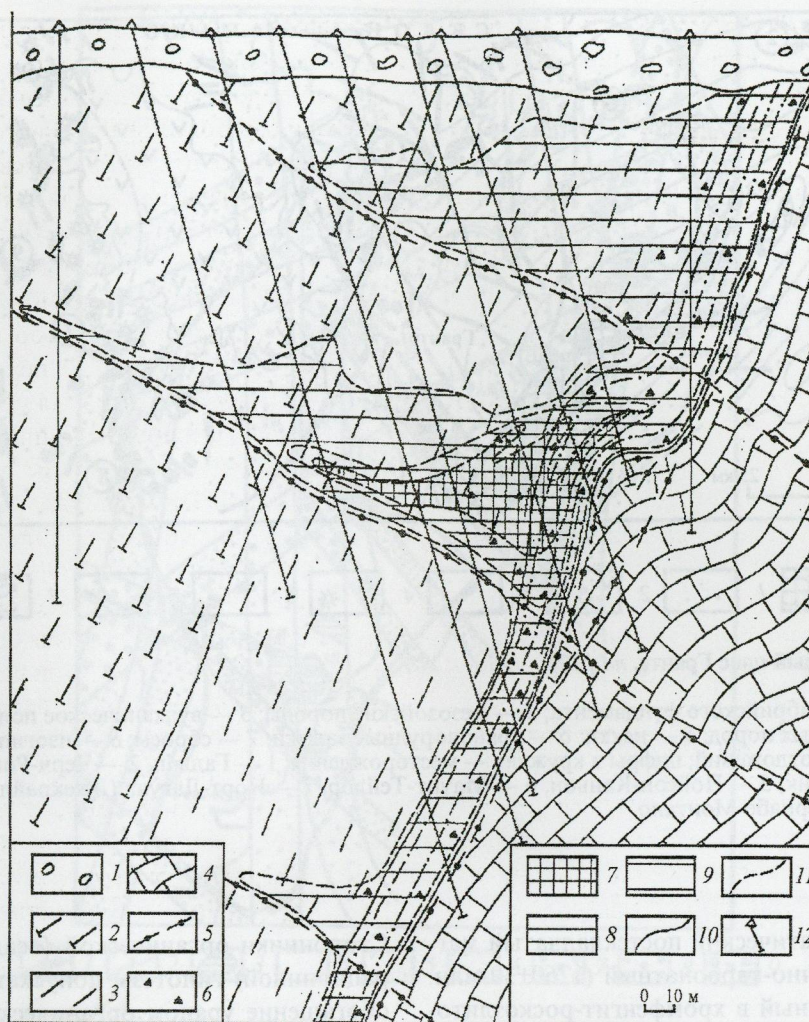


Рис. 4. Схематизированный геологический разрез Падминского месторождения, по [1]:

1 — валунно-песчаные моренные отложения; породы нижней подсвиты заонежской свиты: 2 — пестроцветные карбонатно-сланцевые сланцы, 3 — шунгитсодержащие алевропелиты и карбонатно-сланцисто-полевошпатовые алевролиты с прослоями алевролитистых доломитов; 4 — туломозерская свита, доломиты пелитоморфные и водорослевые, участками брекчиевидные и кавернозные; 5 — швы милонитов и микроскладчатых пород; 6 — брекчии и катаклазиты (многостадийные); околорудные и оруденелые метасоматиты: 7 — хромфенгит-роскозитовые слюдиты и кварц-карбонат-сульфидно-селенидные гидротермалиты (совмещенные), 8 — (альбит)-карбонат-роскозит-хромфенгитовые метасоматиты, 9 — альбититы, (рибекит)-флогопит-альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты; 10 — границы пачек и прослоев осадочных пород разного состава; 11 — границы участков развития метасоматитов разного состава; 12 — скважины

флюидных включений от 300°C в кристаллическом фундаменте до 90°C вверх по разрезу осадочного чехла. В этом же направлении происходит дифференциация по составу ТУВ от антраксолитов до мальт и нефти (Б.И.Писоцкий, В.Г.Готтих, 1986). При этом многократно уменьшаются содержания U, Th, РЗЭ, Sc, Zr, Y, Hf, Ti, а возрастают — V, Ag, Hg [5]. На глубинное происхождение УВ-флюида указывает сходство трендов РЗЭ в керитах НБА и кимберлитах

мира, а также нахождение точек, соответствующих керитам, на графике $\delta_{Nd}-\delta_{Sr}$ в поле обогащенной мантии или корово-мантийной смеси [9]. А.А.Дзюба (1984) допускал образование рассолов с повышенной температурой, ассоциирующих с месторождениями нефти и газа Сибирской платформы, за счет флюидов, поступающих по разломам из нижних частей земной коры или мантии. Радийсодержащие рассолы, сопровождающие нефти [18], могли образоваться

из неорганической ветви МФ. Ассоциация обогащенных ураном нефтей и урановых месторождений (США), очевидно, обусловлена изначально высоким уровнем концентрации урана в МФ.

Относительно генезиса руд в Минеральном поясе Грантс зарубежными и отечественными специалистами высказано несколько точек зрения [10, 18]. Образование углеродистого вещества в «досбросовых» рудах связывают с концентрацией урана в растительном детритусе или с привнесом органической нефти и формированием из нее асфальтита с последующим поступлением в него ураноносных растворов. При этом, возможно, подземные воды заимствовали уран из аркозовых песчаников, туфов, кристаллических пород или смешивались с гидротермальными растворами. Действительно, в этом районе с ними связано образование в сводовых частях антиклиналей в верхнеюрских известняках формации Тодилто гидротермальных жил, сложенных кальцитом, флюоритом, настураном, пиритом и баритом. Радиоактивные флюоритовые жилы установлены также несколько южнее в пермских песчаниках и конгломератах и докембрийских гранитах поднятия Зуни (см. рис. 3). Кроме того, флюорит-кварцевые прожилки с уранофаном и уранинитом известны также в штоке третичного монзонит-порфира в горах Генри (штат Юта). В обрамлении плато Колорадо установлены многочисленные, мелкие позднемиоценовые – палеогеновые гидротермальные месторождения настурановой, настуран-сульфидной и настуран-флюоритовой формаций. На самом плато гидротермальные стратифицированные руды в пластах песчаников легко окисляются инфильтрационными водами с переотложением U и V, часто с замещением многочисленных органических остатков, бревен и костей, играющих роль восстановительных барьеров.

Учитывая изложенные факты, можно рассмотреть образование урановых месторождений пояса Грантс с позиций связи с мантийным УНФ. Предпосылками для такой интерпретации являются глубинное заложение разломов во время формирования поднятия Зуни и отсутствие тесной связи магматических и рудных процессов. Отмечалась пространственная и генетическая связь между метасоматическими изменениями и образованием асфальтита. Местами установлено несогласное с напластованием распо-

ложение углеродистого вещества. Причем зафиксирована «агрессивность» асфальтита, который порой замещает более 50% кластогенного кварца и более 70% глинистого цемента в песчаниках. Все эти признаки свидетельствуют о том, что асфальтиты являются эпигенетическими. На основании устойчивости ТУВ и ЭОС в верхней мантии можно предположить, что горячий ураноносный УВ-флюид высокой степени метастабильной закалки прорывался через зону энергетического барьера, поднимался по глубинным разломам, достигая уровня пластов пористых песчаников формации Морисон, и по ним просачивался в стороны от разрывных нарушений, частично замещая кластогенные минералы и цемент песчаников и формируя «досбросовые» руды. Следует отметить, что такие события на плато Колорадо происходили редко, так как кроме Амброзия-Лейк асфальтитовые руды известны еще только на месторождении Темпл-Маунтин (поднятие Сан-Рафаэль, штат Юта). Образование неокисленных (черных) «постсбросовых» руд можно связать со следующей порцией УНФ, из которой в основном формировались, судя по минеральному составу, гидротермальные растворы. Эти руды интенсивно окислены с участием инфильтрационных вод. Таким образом, есть основания предполагать, что в поясе Грантс, как и в пределах всего плато Колорадо, проявлен не один, а несколько генетических типов урановых месторождений — асфальтитовый, гидротермальный и экзогенно-инфильтрационный. Причем месторождения первого и второго типов являются производными мантийного УНФ, о чем свидетельствует сходство минерального и геохимического (U, V и др.) составов руд.

Различные модели привлекаются для объяснения генезиса руд Онежской впадины. Углерод и сульфидная сера в черных сланцах имеют преимущественно эндогенную природу, а биогенная сульфат-редукция обнаруживается крайне редко и несоизмерима по своему значению с воздействием эндогенного тепла. Температура образования МПГ оценивается в 150–450°C, как и органического вещества в оруденелых черных сланцах [14]. Происхождение руд в СРД рассматривается в рамках экзогенной, гидротермальной или полигенно-полихронной моделей. Согласно экзогенной гипотезе, нагретые на глубине инфильтрационные воды циркулировали в древних корях выветривания, привнося из угле-

родсодержащих пород и диабазов впадины полезные компоненты и отлагая их вблизи окислительно-восстановительного барьера, фиксируемого по выклиниванию зон гематитизации. В гидротермальной модели предполагается связь оруденения с основным магматизмом и (или) мантийным флюидом. Она основывается на данных о многостадийности оруденения, высоких температурах образования минеральных ассоциаций, приуроченности оруденения к линейным СРД. С мантийным генезисом гидротерм согласуются высокий уровень содержаний легких РЗЭ (Се до 1000 г/т), близкий к карбонатам изотопный состав кислорода в карбонате из карбонат-кварц-сульфидно-селенидовых жил ($\delta^{18}\text{O}=15,9-18,3\text{‰}$), общая эволюция раннепротерозойского ультрамафит-мафитового магматизма [1]. Таким образом, существуют предпосылки образования связанных с битумами руд в черных сланцах с эндогенными процессами, а руд в зонах СРД — с мантийными флюидами или основными расплавами. Поскольку возраст сравниваемых руд сопоставим, можно предположить их образование, как и руд на плато Колорадо, из мантийных битумных и гидротермальных растворов — производных УНФ.

Из приведенных примеров следует, что существуют два альтернативных подхода к объяснению генезиса уран-битумных месторождений и проявлений. В первой концепции принимается, что битумы имеют органическое происхождение, а металлы в них, в частности уран, или концентрируются изначально, или поступают с инфильтрационными водами, или с гидротермами, или, наконец, с глубинными газами по зонам разломов (Справочник по геохимии нефти и газа, 1998). Во второй концепции обосновывается неорганическое происхождение нефти и твердых битумов.

Важные аргументы, свидетельствующие о возможности эндогенного генезиса уран-битумных месторождений, приводятся В.Г.Мелковым и А.М.Сергеевой [11]. По их мнению, представления об образовании тяжелых УВ из нефти противоречат следующие данные. В случае образования ураноносных битумов при крекинге или пиролизе сырой нефти (формирование из нефти мономеров, требующихся для реакции полимеризации и поликонденсации, возможно только при термической деструкции $-400-800^\circ\text{C}$) должны бы образовываться кокс и деготь, от которых антраксолит, большая часть

керитов и асфальтитов отличаются микрогравулярным строением. Битумы не переходят постепенно друг в друга, а образуются в несколько стадий, причем наблюдается обратная последовательность в образовании битумов от антраксолитов до асфальтитов и нефти. В твердых битумах встречаются ксенолиты вмещающих пород, чего не должно быть при медленной консолидации нефти, наблюдаются резкие контакты между битумами и вмещающими породами, в то время как нефть легко фильтруется в породы с образованием зонального ореола. На одних и тех же подземных горизонтах независимо друг от друга существуют антраксолиты, кериты, асфальтиты и проявления нефти.

Новизна предлагаемого нами варианта генезиса уран-битумных месторождений заключается в обосновании устойчивости ТУВ в ВМ, сосуществовании с ними тяжелых ЭОС и прорыве высокомолекулярных УВ-расплавов через зону энергетического барьера с подъемом их по глубинным разломам литосферы в направлении к поверхности Земли. Следует отметить, что еще только предстоит определить, в виде каких индивидуальных уран-органических соединений присутствует уран в ВМ. Комплексный характер руд в приведенных примерах объясняется, как уже отмечалось, способностью УВ-лигандов образовывать связи со всеми металлами.

Касаясь проблемы генезиса уран-нефтяных проявлений, отметим, что в принципе возможна генерация жидких органических веществ из биогенных остатков. Это вытекает, в частности, из эксперимента, проведенного Д.С.Глюком [4], который, например, в опыте № 16 с увлажненными современными морскими осадками ($C_{\text{орг}}=0,3-0,9\%$) в термоградиентном поле ($615-250^\circ\text{C}$) и давлении 1 кбар установил образование парафиновых и нефтяных УВ в среднетемпературной зоне ($450-350^\circ\text{C}$), кислородсодержащих УВ в высоко- и аренов в средне- и низкотемпературных зонах. При этом наблюдается вынос из нижней части колонки (длиной 0,5 м) в верхнюю летучих компонентов (H_2O , CO_2 и др.), Si, Ag, Au, Mo, Pb, Zn. С другой стороны, существует система геологических, геохимических, геофизических, экспериментальных и термодинамических аргументов о возможности нахождения ТУВ в ВМ [8]. Каково же соотношение биогенной и мантийной дегазации Земли, которое в целом предопределяет роль метаморфогенного и мантийного рудообразования

(включая урановое) в истории нашей планеты? Расчеты, проведенные Б.М.Валяевым [3], показали, что даже при ежегодном минимальном поступлении УВ-газов ($5 \cdot 10^{13}$ г/год) за 500 млн. лет к поверхности Земли вынесено $2,5 \cdot 10^{22}$ г УВ. Это во много тысяч раз больше прогнозных запасов нефти ($2 \cdot 10^{17}$ г), газов в залежах ($2 \cdot 10^{17}$ г), нефтяных битумов ($1 \cdot 10^{18}$ г) и горючих сланцев ($5 \cdot 10^{18}$ г). Поэтому процесс органического нефтеобразования — всего лишь побочный процесс на фоне УВ-дегазации Земли. Естественно предположить, что примерно в таком же соотношении находятся процессы метаморфогенного и мантийного УВ-рудогенеза.

Из сказанного вытекает актуальная фундаментальная научная задача — установление различных признаков биогенной, мантийной или смешанной природы рудоносных (в том числе ураноносных) нефтидов. Небольшой задел в этом отношении уже имеется. Например, в протерозой-нижнепалеозойских отложениях Сибирской платформы с помощью петрографических исследований в оптическом и ультрафиолетовом диапазоне установлено существование нескольких генераций битумов: сингенетичная осадочным породам; образующаяся в результате эпигенетической перекристаллизации осадочных пород; основная по массе, поступающая с глубинным флюидом (Б.И.Писоцкий, Г.П.Готтих, 1986; [5]). Продолжается обсуждение биогенного и эндогенного происхождения углеродистого вещества Онежской впадины (Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии..., 1994; [14]). В эндогенном углеродистом веществе метасоматитов Приморья по данным ЭПР число парамагнитных центров равно $n \cdot 10^{14}$ – $n \cdot 10^{15}$ спин/г, а в заведомо биогенном углеродистом веществе — $n \cdot 10^{17}$ спин/г [17]. В твердом углеродистом веществе из гидротермальных руд, которое рентгено- и электронно-аморфно (с примесью графита), по данным ЭСХА и оже-спектроскопии присутствуют реликты необычайно сильных связей $C \equiv C$. Причем длины этих связей равноценны, что может указывать на наличие алмазоподобных тетраэдров [13]. Особенно осторожно следует относить некоторые УВ к биомаркерам, так как они (УВ) могут образовываться и неорганическим путем. Например, высокомолекулярные алканы вместе с пристаном и фитаном обнаружены, по данным Р.Сигусаки и М.Мимуры [21], в мантийных ксенолитах. Выработка критериев различия био-

генных и мантийных УВ позволит отличать биогенно-метаморфогенные и мантийные месторождения урана. Возможность участия мантийно-коровых процессов в образовании гидротермальных месторождений урана показана В.И.Казанским (1997) на примере Кировоградского и Печенгского рудных районов. Очевидно, некоторая часть мантийных УВ растворяется в гидротермальном растворе и участвует в переносе урана.

Проверка гипотезы мантийного генезиса сопряженных битумных и гидротермальных месторождений урана может быть осуществлена путем дальнейшего проведения геологических, геофизических, геохимических исследований на эталонных объектах, постановки экспериментальных работ и построения термодинамических моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология рудных месторождений. 1991. № 6. С. 3–14.
2. Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. — М.: Наука, 1989.
3. Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 30–37.
4. Глюк Д.С. Экспериментальные исследования водно-силикатных систем с золотом. — Новосибирск: ВО «Наука», 1994.
5. Готтих Р.П., Писоцкий Б.П., Бурмистенко Ю.Н. Восстановленные флюиды в разрезах нефтегазовых бассейнов // Советская геология. 1988. № 3. С. 33–42.
6. Зубков В.С. К вопросу о составе и формах нахождения флюида системы C–H–N–O–S в PT-условиях верхней мантии // Геохимия. 2001. № 2. С. 131–145.
7. Зубков В.С. О возможности неорганического происхождения нефти и газа Восточной Сибири // Геология нефти и газа. 2002. № 6. С. 51–56.
8. Зубков В.С. Тяжелые углеводороды в мантийном флюиде Земли: Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. — Иркутск, 2003.
9. Изотопный состав стронция и неодама углеродистых веществ Сибирской платформы / Р.П.Готтих, Б.И.Писоцкий, Д.З.Журавлев и др. // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 380–382.
10. Лаверов Н.П., Смиркстын А.О., Шумилин М.В. За рубежом месторождения урана. — М.: Недра, 1983.

11. Мелков В.Г., Сергеева А.М. Роль твердых углеродистых веществ в формировании эндогенного уранового оруденения. – М.: Недра, 1990.
12. Мигурский А.В., Старосельцев В.С. Влияние дизъюнктивной тектоники на нефтегазоносность // Критерии и методы прогноза нефтегазоносности. Новосибирск, 1987. С. 90–96.
13. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. – М.: Наука, 1983.
14. Новые данные о стратиформном комплексном золото-платиноидном оруденении в шунгитоносных породах Онежской впадины (Южная Карелия) / А.В.Савицкий, Л.В.Былинская, В.С.Зайцев и др. // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 5. С. 674–676.
15. Римейк термодинамической модели системы С–Н Э.Б.Чекалюка / И.К.Карпов, В.С.Зубков, А.Н.Степанов и др. // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 222–225.
16. Термодинамический критерий метастабильного состояния углеводородов в земной коре и верхней мантии / И.К.Карпов, В.С.Зубков, А.Н.Степанов и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1518–1528.
17. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье / И.Н.Томсон, О.П.Полякова, В.П.Полохов и др. // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 4. С. 344–351.
18. Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. – М.: ИЛ, 1962.
19. Giardini A.A., Melton C.E., Mitchell R.S. The nature of the upper 400 km of the Earth and its potential as the source for non-biogenic petroleum // Jour. Petrol. Geol. 1982. Vol. 5. № 2. P. 173–189.
20. Mimura K., Kato M., Sugisaki R. Shock synthesis of polycyclic aromatic hydrocarbons from benzene: Its role in astrophysical processes // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21. № 18. P. 2071–2074.
21. Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. № 11. P. 2527–2542.

ПАМЯТИ ВИКТОРА АЛЕКСАНДРОВИЧА ХОРЕВА

(30.09.1934–22.07.2004)

Ушел из жизни Виктор Александрович Хорев.

Вся трудовая жизнь В.А.Хорева прошла в ЦНИГРИ, куда он пришел в 1959 г. после окончания Московского горного института. Он был ведущим специалистом и организатором в области буровзрывных работ и технологии проведения открытых и подземных горно-взрывных работ, долгие годы возглавлял лабораторию буровзрывных работ ЦНИГРИ. Им проведены промышленные испытания по оригинальным методикам взрывчатых веществ, средств взрывания и механизации взрывных работ, многие из которых применяются до настоящего времени. Под его руководством разработаны прогрессивные технологии отбойки и дробления горных пород на рудниках Норильск, Дегтярка, Джезказган, Дарасун, Тырныауз, Ачисай. Новые технологии буровзрывных работ при проходке подземных и открытых горных выработок применялись на ряде крупных месторождений Кольского полуострова, Казахстана, Средней Азии, Забайкалья и Северо-Востока России. Внедрение этих разработок В.А.Хорева позволило значительно повысить эффективность и безопасность проходческих и горнодобычных работ.

В.А.Хорев — автор более 150 научных работ, обладатель 11 авторских свидетельств об изобретениях.

Он был активным членом Ученого совета ЦНИГРИ, главным экспертом и куратором по буровзрывным работам, председателем экспертно-методического совета Мингео СССР.

В.А.Хорев — лауреат премии Министерства геологии СССР, награжден знаком «Отличник разведки недр».

Увлеченный шахматист, рыбак, Виктор Александрович любил жизнь, природу, был прекрасным товарищем. Светлая память о Викторе Александровиче Хореве навсегда останется в наших сердцах.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Друзья, коллеги*

ПАМЯТИ АЛЕКСАНДРА ТИХОНОВИЧА БОНДАРЕНКО

(8.08.1928–2.08.2004)

В августе 2004 г. не стало Александра Тихоновича Бондаренко, известного петрофизика России, проработавшего в ЦНИГРИ (в отделе геофизических методов) почти четверть века.

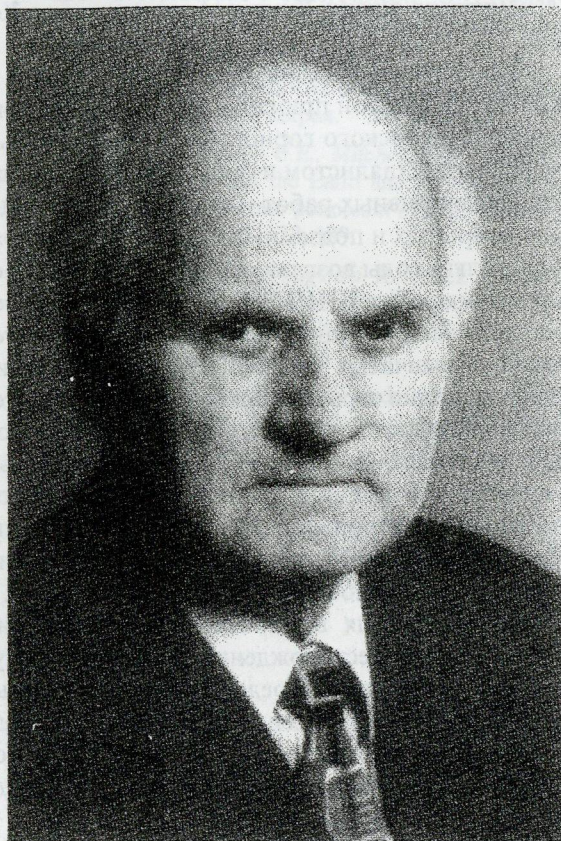
Свой путь ученого-исследователя А.Т.Бондаренко начал в 1953 г. в Институте физики Земли (ИФЗ) АН СССР, сначала в должности лаборанта, а с 1958 г. после окончания МГУ в должности младшего научного сотрудника. Работая под руководством известного советского ученого-физика, одного из крупнейших специалистов в области физики горных пород в условиях высоких давлений и температур, профессора М.П.Воларовича, Александр Тихонович подготовил и в 1966 г. защитил диссертацию на соискание степени кандидата технических наук по проблеме изменения физических свойств магматических пород при высоких термодинамических параметрах.

С 1974 по 1997 гг. А.Т.Бондаренко работал старшим научным сотрудником отдела разработки геофизических методов и аппаратуры ЦНИГРИ. Его исследования были направлены на изучение физических, и в особенности электрических, свойств горных пород в условиях естественного залегания и приближенных к ним. Особый вклад был им внесен в изучение физических, и в частности электрических, свойств мерзлых пород в районах поиска кимберлитовых трубок Западной Якутии.

Результаты, полученные А.Т.Бондаренко, сыграли важную роль в повышении эффективности поисково-разведочных работ, выполняемых электромагнитными, и в частности радиоволновыми, методами на различных месторождениях территории бывшего СССР и Российской Федерации. Подтверждением этому является ряд методических рекомендаций и руководств, где приведены примеры использования результатов петрофизических исследований, выполненных А.Т.Бондаренко, при интерпретации геофизических данных, а также открытие при его участии четырех кимберлитовых трубок (ЦНИГРИ, Радиоволновая, «40 лет АМГРЭ» и «30 лет Айхала») в Далдыно-Алакитском районе.

А.Т.Бондаренко были разработаны уникальные методики изучения физических свойств горных пород в лабораторных условиях (в состояниях, близких к условиям их естественного залегания) и полевых (экспресс-метод). Им были выявлены и сформулированы как поисковые критерии закономерности распределения некоторых петрофизических характеристик вмещающих пород на месторождениях кимберлитовых трубок. Результаты плодотворной деятельности А.Т.Бондаренко отражены в нескольких монографиях, более чем в 230 статьях и во многих отчетах ЦНИГРИ.

Александр Тихонович запомнился нам как глубоко порядочный, добрый и отзывчивый человек. Все, кто знал Александра Тихоновича Бондаренко, скорбят по поводу кончины и глубоко чтят его память.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала
Друзья, коллеги*

Издания ЦНИГРИ 2000–2003 гг.

Серия «Модели месторождений благородных и цветных металлов». – М.: ЦНИГРИ, 2000–2002.

Золото-серебряные месторождения

Прогнозно-поисковые модели алмазоносных россыпей России

Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа

Меднопорфировые месторождения

Месторождения колчеданного семейства

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах

Пространственные металлогенические таксоны месторождений алмазов, благородных и цветных металлов

Системы оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей

Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем

Методическое руководство. «Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов». – М.: ЦНИГРИ, 2002.

Выпуски: «Алмазы»

«Золото»

«Экзогенная золотоносность»

«Никель и кобальт»

«Медь»

«Свинец и цинк»

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимический режим формирования золоторудного месторождения Мурунтау. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 91 с., 16 ил.

Рассмотрены основные черты геологического строения месторождения Мурунтау. Определены изотопно-геохимические параметры вмещающих пород, магматических образований, дорудных, синрудных и пострудных кварц-карбонат-сульфидных минеральных ассоциаций. Установлены температурный режим, давление, состав растворов, fO_2 -рН условия минералообразования. Выявлены источники серы, углерода и кислорода разновременных флюидных систем и обоснован вывод о магматогенно-гидротермальном происхождении руд.

Для специалистов в области геологии, геохимии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также для преподавателей и студентов учебных заведений геологического и геохимического профиля.

Николаева Л.А., Яблокова С.В., Шатилова Л.В., Никифоров А.Г., Москвитин С.Г., Соловьев Л.И. Изучение самородного золота при экспертно-криминалистических исследованиях (Методическое руководство) / Под ред. Л.А.Николаевой. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 34 с., 1 ил.

Охарактеризованы индикаторные признаки самородного золота: гранулометрия, морфология, поверхность, проба и состав элементов примесей, внутреннее строение. Приводятся сведения об основных минеральных и механических примесях, сопутствующих шиховому золоту. Описана структура базы данных, необходимой для поисков аналогов. Рассматривается методика изучения самородного золота при экспертных исследованиях: ознакомление с вещественным доказательством, проведение ситового анализа, количественное определение индикаторных признаков, определение химически чистого золота в крупнообъемных пробах. Указаны приемы поисков аналогов и идентификации золота.

Для экспертов-криминалистов и экспертов по драгоценным металлам.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Беневольский Б.И., Зиннатуллин М.З., Августинчик И.А., Мызенкова Л.Ф., Никешин Ю.В. **Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 гг. (обзор-анализ).** – М.: ЦНИГРИ, 2003. 136 с., 34 табл., 53 ил., библ. 69 назв.

На основе ретроспективного анализа показателей мировой минерально-сырьевой базы (МСБ) благородных и цветных металлов — золота, серебра, металлов платиновой группы, меди, свинца, цинка и никеля — выявлены основные тенденции ее развития и использования путем сопоставления состояния запасов, рудничного производства, потребления и ценовых ситуаций. Рассмотрено воздействие конъюнктуры рынка на мировую МСБ и ведущие страны-производители и потребители. Особое внимание уделено оценке потенциала развития МСБ мира. Долгосрочные тенденции формирования и использования МСБ благородных и цветных металлов, проявившиеся за 1970–2000 гг., и направления инвестиционных потоков использованы для прогноза до 2025 г. с учетом данных по проектам новых горнорудных предприятий. Эти материалы служат основой для оценки масштабов будущего мирового минерально-сырьевого обеспечения и инвестиционной привлекательности отечественных месторождений и МСБ России в целом. Дан прогноз развития мировой и отечественной минерально-сырьевой базы с учетом возможных темпов роста топливно-энергетического обеспечения.

Материалы обзора составляют фактографическую основу для разработки отечественной минерально-сырьевой стратегии и целевых сырьевых программ ГРР. Они представляют интерес для широкого круга специалистов минерально-сырьевого сектора экономики.

Пятницкий В.И., Грачев А.А., Ершов Е.М., Абрамов В.Ю., Коновалова Т.М., Гордеев С.Г., Спасенных Ю.С., Косенкова Т.О. **Многоцелевое применение электромагнитных низко- и высокочастотных геофизических технологий** / Под ред. В.И.Пятницкого, А.А.Грачева. – М.: ЦНИГРИ, 2003. 239 с., 109 ил., 21 табл., библ. 109 назв.

Описаны физико-геологические основы электромагнитных и радиоволновых геофизических технологий, разработанных в разное время в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов. В этих технологиях используются гармонические электромагнитные поля в широком диапазоне частот от первых герц до сотен мегагерц. На основе созданных в ЦНИГРИ и в 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 электромагнитных и радиоволновых технологий при решении различных геологических задач на месторождениях алмазов, коренного и россыпного золота, золотоносных кор выветривания, медно-колчеданных, медно-никелевых, полиметаллических в разных регионах России и стран СНГ.

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

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

Адрес: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 2004