

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
МЕТОДИКА ИХ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 553.411:550.4(68)

T.H. КОСОВЕЦ

**ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ЗОЛОТОУРАНОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВИТВАТЕРСРАНДА В СВЕТЕ ДАННЫХ
ПО ИЗОТОПИИ СЕРЫ, КИСЛОРОДА, УГЛЕРОДА**

Представлен обзор зарубежных и российских публикаций по золотоносным конгломератам Витватерсранда, посвящённых результатам исследований: изотопного состава серы гальковидных образований пириита, которые нередко содержат золото; изотопов кислорода гальки кварца; изотопов углерода осадков вмещающего разреза. Показано, что по мере развития изотопных методик диапазон значений ^{34}S пирита существенно расширялся; это не сняло дискуссионности вопроса об источниках поставки золота; исследования ^{18}O способствовали установлению раздельных источников золота и урана. Подтверждено действие в архее фотосинтеза как механизма пополнения запаса кислорода в атмосфере.

Ключевые слова: Витватерсранд, изотопный состав серы, изотопный состав кислорода.

Витватерсранд (ЮАР) — уникальный по запасам и геологическим особенностям золотоуранный (в комплексе с алмазами и платиноидами) рудный район, расположен в Южной Африке в Каапваальском кратоне. Накопление отложений чехла на Африкано-Аравийской платформе в пределах кратона началось еще в позднем архее и продолжилось в протерозое.

Несмотря на длительную историю изучения (130 лет), до сих пор продолжаются дискуссии о происхождении руд Витватерсранда. Представления о генезисе этого уникального объекта отличаются большим разнообразием. Между тем глубина его отработки достигла 3,5 км, золотоносные конгломераты сменились гравелитами, а содержание золота уменьшилось от 12–15 до 4–5 г/т. Доводы в пользу различных гипотез происхождения руд Витватерсранда широко освещены и многократно обсуждались в зарубежной литературе, а также в отечественных публикациях, но продолжают оставаться в поле внимания [4–7, 9, 12–15, 17, 21, 24, 28, 29, 31, 32, 34–36, 46, 47, 49, 52]. Долгое время существовали две главные альтернативные гипотезы — гидротермальная и осадочно-метаморфогенная (последняя — на основе первично-осадочной палеорусловой природы рудных образований). Эти

гипотезы развивались и анализировались как гидротермально-инфилтратационная и модифицированная россыпная [13, 15, 32].

Позже дискуссия развивалась в рамках господствующих представлений о полигенной осадочно-гидротермально-метаморфической природе оруденения. Эти представления были заложены еще В.И. Смирновым на примере колчеданных месторождений и развиты в дальнейшем А.Д. Щегловым применительно к Витватерсранду [25, 26]. В последующие годы появился ряд гипотез, в которых предполагаются иные источники и способы отложения золота (модели Т. Реймера, А.Т. Баттона, Р. Хатчинсона); они рассмотрены в монографиях [5, 23]. Ю.Г. Сафоновым выдвинута идея существования пульсационно развивающегося глубинного флюидного бассейна, газовые эманации которого влияли на ход литогенеза в бассейне, а в периоды повышенной активности приводили к рудообразованию [13]. Среди позднейших можно отметить импактно-гидротермальную гипотезу локализации месторождений в астроблеме Вредефорд [3, 32]. Наиболее универсальной, объясняющей разнообразные фактические особенности оруденения Витватерсранда, по мнению А.Д. Щеглова, является гипотеза о полигенном характере образования золоторудных месторождений [26].

Предметом дискуссии является, в числе ряда других, вопрос о природе пиритовых и кварцевых галек в золотоносных пластах конгломератов. По мнению некоторых исследователей, эти образования относятся к «псевдоконгломератам» [11, 14, 20]. Не ясны также причины сохранности галек пирита в неокисленном виде, т. е. причины существенно восстановительной среды в период их накопления. Выяснение природы галек важно для уточнения генезиса месторождений; но в связи с пересмотром представлений о характеристиках архейской атмосферы эта проблема приобрела новую остроту [44].

Для решения спорных вопросов привлекаются и изотопные методики исследования вещества. По мере их совершенствования уточнялась интерпретация получаемых результатов. Автором использованы данные по изотопии серы пирита [30, 39, 43], кислорода кварцевых галек [52], углерода карбонатного и углеродистого вещества руд [38].

Геологические данные. Каапваальский кратон представляет собой крупный блок континентальной коры, в строении которого преобладают архейские гнейсы, мигматито- и гранитогнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды возрастом 3,6–2,9 млрд. лет. Калиевые граниты с возрастом 2,9 млрд. лет, образующие небольшие штоки и связанные с ними поля пегматитов, содержат богатую урановую и золотую минерализацию. Эти породы считались источниками первично россыпного

кристаллического уранинита, ураноторита, браннерита конгломератов. Существенную роль играют зеленокаменные пояса нескольких генераций, приуроченные к субширотным шовным зонам — Мурчисон, Барбертон, Питерсбург, Лимпопо (3,1–3,5 млрд. лет). В пределах этих поясов известны жильные золотокварцевые месторождения, в том числе крупные, с запасами более 200 т, отработанные в конце XIX в.

Согласно одной из схем развития внутриконтинентальная впадина Витватерсrand возникла как структура тектоно-магматической активизации в позднем архее (2,9–2,6 млрд. лет) [25], а по другой — как крупный прогиб типа межгорных впадин [18]. В первый этап она заполнялась эфузиями формации Доминион (возраст 2,9–2,8 млрд. лет), мощностью до 8 км, которые прорваны массивами гранитов и гранодиоритов. Во второй этап в условиях рифтогенного прогиба произошло накопление терригенной формации (так называемой супергруппы) Витватерсrand мощностью более 7 км, возраст 2,7–2,6 млрд. лет. Она представлена глинистыми сланцами, песчаниками, кварцитами, реже базальтами и андезитами, конгломератами. Супергруппа Витватерсrand перекрыта толщами Вентерсдорп и Трансааль на севере впадины, они распространены и за ее пределами. Толщи Доминион и Витватерсrand испытали слабый региональный метаморфизм (до биотитовой субфации зе-

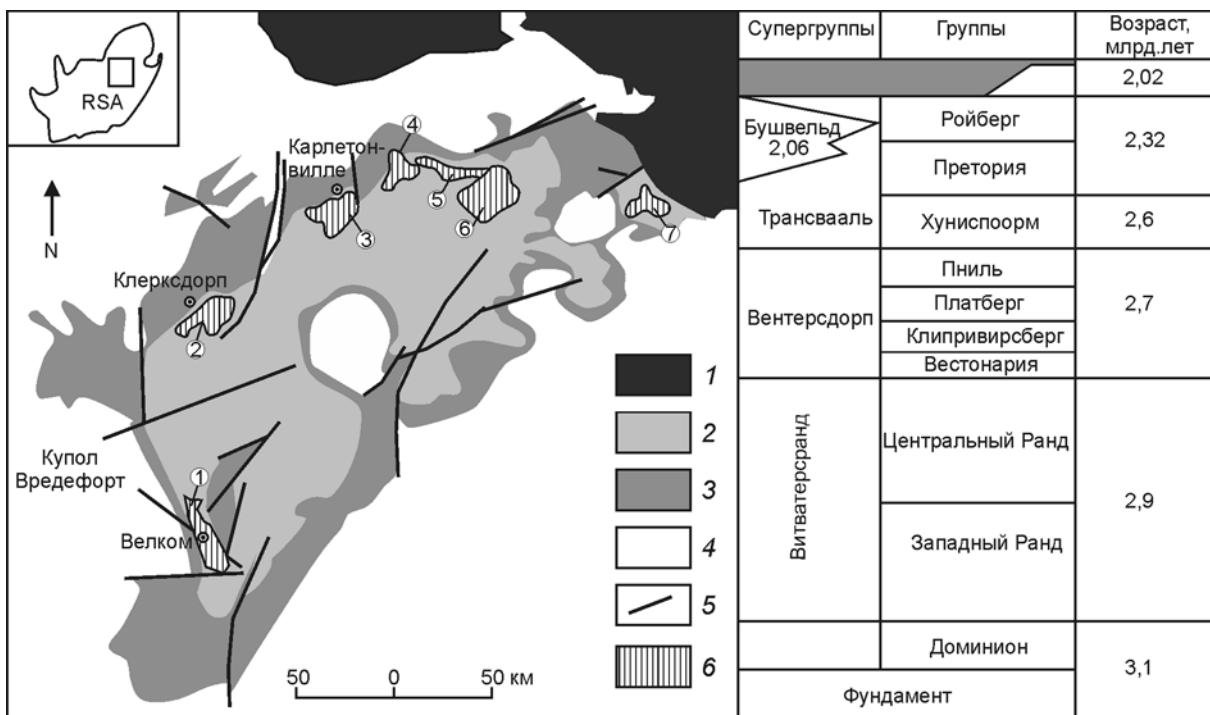


Рис. 1. Геологическая карта и стратиграфическая колонка бассейна Витватерсrand, с расположением золоторудных полей [30, 31]: 1 — Бушвельдский интрузивный комплекс; 2 — Центральная группа Ранд; 3 — Западный Ранд и группа Доминион; 4 — граниты и диориты; 5 — разломы; 6 — золоторудные поля: 1 — Велком, 2 — Клерксдorp, 3 — Карлетон-вилле, 4 — Западный Ранд, 5 — Центральный Ранд, 6 — Восточный Ранд, 7 — Эвандер

лено-ланцевой фации) и были прорваны дайками и силлами трех возрастных групп различного состава (рис. 1).

Достаточно надежно установлено, что формирование бассейна Витватерсrand носило длительный и циклический характер. U-Pb возрасты цирконов, выделенных из конгломератов различных стратиграфических уровней (по данным [32] — около 30), варьируют в пределах 3,3—2,9 млрд. лет. Rb-Sr- и Pb-методами зафиксированы также и более молодые процессы, — 2550, 2300, 2060 млн. лет [8]. Золото и сопутствующие ценные компоненты сконцентрированы вдоль границ между осадочными циклами.

Рудный район Витватерсrand представляет собой широкую (≈ 50 км) полосу, протягивающуюся вдоль северо-западного дугообразного палеоборта впадины. Здесь слои круто наклонены (до 50—70°) к её центру, но быстро выпадают. Вдоль внешнего края дуги на протяжении 450—480 км выявлены 9 главных и ряд более мелких уран-золоторудных полей, основными из которых являются: Велком, Клерксдорп, Карлетонвиль, группа золоторудных полей Западный Ранд, Центральный Ранд, Восточный Ранд, Эвандер. Наиболее продуктивным на золото являлось рудное поле Восточный Ранд. Не исключается вероятность скрытого оруденения под покровом более молодых протерозойских пород [12]. Крупные разломы вдоль северо-западного борта с амплитудой до 3—5 км являются конседиментационными. Характерны штамповочные горст-антиклинальные структуры над гранито-гнейсовыми диапирами (куполами) фундамента. Наиболее крупный из них Вредефортский купол находится в центре впадины.

Среди 16 слоев («рифов») линзовидного переслаивания конгломератов, гравелитов и кварцито-песчаников восемь — промышленные. Золотоносные прослои конгломератов прослеживаются на 30—50 км (максимально — 110 км), мощность их 1,2—1,5 м (максимальная 3,5 м). В них разрабатываются только участки, выгодные для эксплуатации. Только 2% от общей мощности конгломератов в разрезе имеют промышленное содержание золота или урана; как правило, это многократно перемытый материал. Известны и отрабатываются очень тонкие слои кварцитов и алевролитов, богатые углеводородами («лидеры»), главным образом на северном и западном бортах бассейна. Так, в горизонте Карбон-Лидер, при мощности 7—30 см, особенно важен прослой кварцита мощностью от 1 мм до 2 см, обогащенный тухолитом [9].

Рифы группируются в более мощные пачки-серии. Максимальные концентрации золота и урана обычно приурочены к разным рифам. Лишь некоторые рифы в равной мере богаты и золотом, и ураном. Это Карбон-Лидер в серии Майн и некоторые другие.

По палеорусовой модели отдельные золоторудные поля приурочены к флювиальным речным конусам выноса. В течение длительных периодов времени они наслаждались один на другой по склону бассейна осадконакопления.

Д.А. Преториус выделяет тела конгломератов двух типов [12]: 1) маломощные залежи остаточного гравия, приуроченные к ложу древних промоин, окруженные песками с косой мульдовой слоистостью, 2) трансгрессивные россыпи на обширных плоских поверхностях несогласия. Дистальные осадки у основания речных конусов выноса в процессе трансгрессии были переотложены выше по палеосклону наступавшими на берег водами палеобассейна осадконакопления. Осадки перемывались, отсортировывались в ходе этого процесса. Переработка скоплений гравия и песка в условиях регрессии или трансгрессии способствовала возникновению конгломератов с высоким содержанием золота.

Галечный материал преимущественно мономиктовый и представлен исключительно кварцем. В полимиктовых конгломератах иногда встречаются гальки кварцитов, кристаллических сланцев, а также кварцевых порфиров, кремнистых известняков, джеспилитов, яшм, турмалинизованных пород. Эти находки относятся только к одному горизонту. В различных горизонтах гальки кварца имеют разные окраски (серую, голубую, черную, розовую) и структуры — от монокристальной до зернистой. Сцепментированы они цементом различного состава.

В конгломератах часто встречаются образования пирита гальковидного облика («пиритовая дробь», «картечь»). С их площадями развития связаны повышенные содержания золота. Пирит составляет 3—5% от объема конгломератов и до 90% тяжелой фракции в породе. Содержания золота в нем порядка 250 г/т.

Округлые зёрна пирита сконцентрированы с другими обломочными тяжелыми минералами в кварцево-галечных конгломератах и кварцитовидных песчаниках. В тяжелой фракции обычно отмечаются хромит, ильменит, гранаты, шпинели, монацит, циркон, лейкоксен, рутил, касситерит и др. Тяжелые минералы присутствуют в цементирующем массе конгломератов, они осаждаются на отмытых эрозионных поверхностях, слагают косослоистые промежуточные и субпластиевые прослои дельтовых фаций.

Матрица или цемент конгломератов песчанистый (т. е. содержащий менее 25% зёрен размером 0,1—2,0 мм), серicit-кварцевого, слюдисто-хлорит-кварцевого состава. В нём содержится тонко рассеянный пирит (2—16%), пирротин и множество других минералов, в том числе урановых (уранинит, урановая смолка, браннерит, тухолит). Здесь также выявлены минералы платиновой группы: зёрна осмистого иридия в срастании с самородной

платиной, обросшие новообразованиями самородного золота и пирита. Кроме того, в рудах установлены халькопирит, арсенопирит, галенит, пентландит, кобальтин и алмазы характерного зелёного цвета. В межгалечном пространстве цемента отмечаются прожилки переотложенного кремнезёма

Золото установлено в метаморфизованном глинисто-серicitовом цементе в основном в виде самостоятельных форм. Часть золота заключена в сульфидах (главным образом в пирите). Золото заливает микротрещины, секущие гальку и цемент, часто оно ассоциируется с пирротином, тухолитом, уранинитом. Проба золота 906—935, отношение Ag:Au=0,0812 [49]. Золото в основном мелкое — «пылевидное» и только в отдельных рифах присутствуют золотины размером 0,3—1,0 мм (риф Монарх в Западном Ранде и др.) [45]. В участках с высоким содержанием тонкодисперсное золото образует гроздевидные скопления. На поверхностях

размыва между циклами пылевидное золото образует тончайшие слойки. Небольшая часть золотинок сохраняет реликтовую окатанность, царапины, закручивание краёв.

Распределение золота в пластах конгломератов, относительно их подошвы и кровли, непостоянное, как и по площади пластов; скопления обломочного золота соответствуют струям, отвечающим по условиям локализации древним россыпям. В матрице золото может находиться у самой кровли или на поверхностях размыва отдельного гравийного слоя. Золото, уранинит и другие тяжелые минералы обладают тенденцией накапливаться вдоль передовых слоев в косослоистых пачках.

Отмечается золото первичное и вторичное. *Первичное золото* представлено округлыми зёрнами, размером от нескольких до 100 мкм (преобладающие размеры — от 20 до 60 мкм). Они сцементированы кварцем и обрастают новообразованными

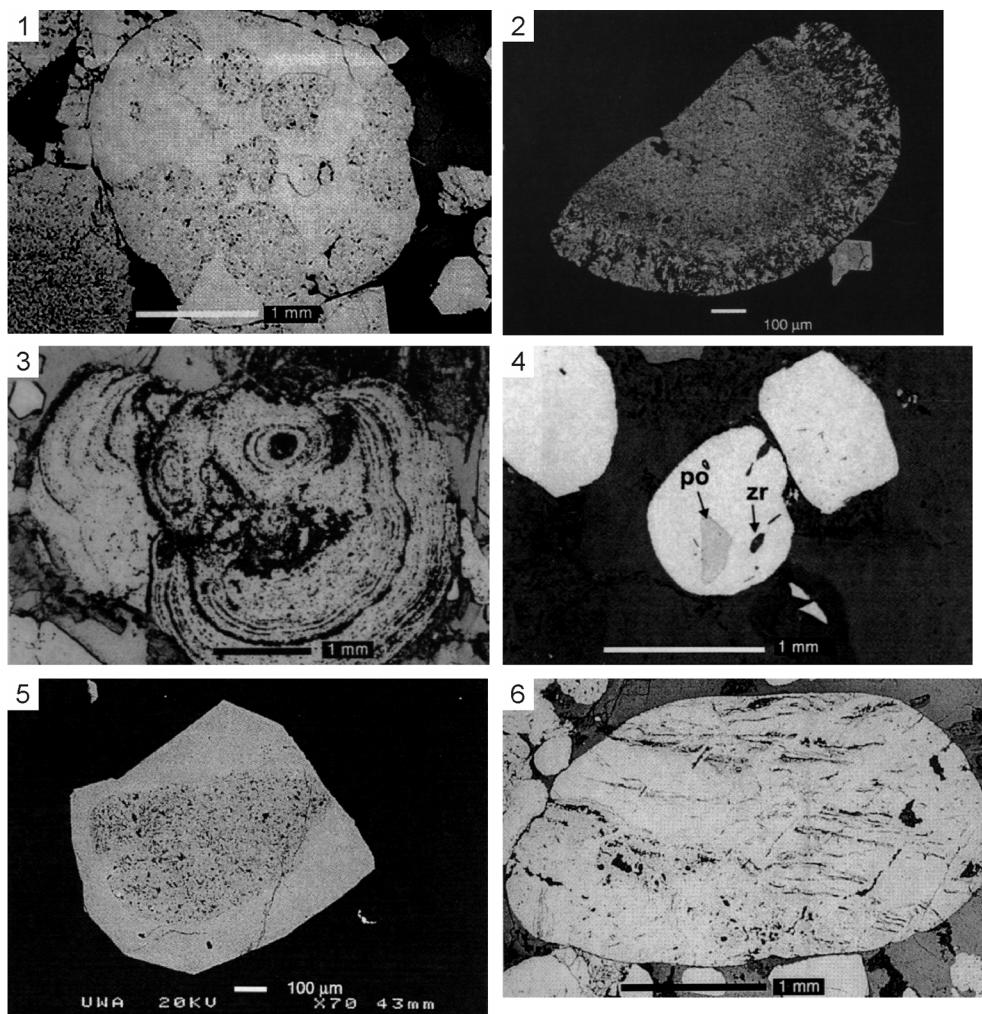


Рис. 2. Разновидности галек пирита конгломератов из Стейн Риф рудника Велком (фото пирита в отраженном свете) [30]: 1 — двухфазное внутреннее строение окружного зерна пирита; 2 — обломок конкреции пирита с коркой радиально-лучистого тонкоструктурированного агрегата; 3 — зерно пирита колломорфной текстуры (псевдоморфоза по карбонатному ооиду); 4 — компактный пирит различной степени окатанности с включениями пирротина и циркона; 5 — зерно пористого пирита с обрастанием компактным пиритом до эвтедральной формы; 6 — «полосчатый» окружный пирит (псевдоморфоза по глинистым сланцам?)

кварцем и пирротином. Вторичное золото замещает обломки и зёरна кварца, хлорит и слюды в цементе, выполняет интерстиции, образует тончайшие каёмки вокруг зёрен пирита, уранинита, пирротина. Оно заличивает также тончайшие трещинки в «пиритовой дроби». Кварцевые жилы, пересекающие пласты конгломератов и не выходящие за их пределы, местами также содержат золото. В «богатых» пластах золото присутствует в виде крупных кристаллов, часто сопровождается графитом [5].

Золото, ассоциирующееся с тухолитом, не относится к обломочному. Тухолиты — смесь уранинита и углеродистого вещества, возникшего предположительно за счёт углефикации древних лишайников, образуют обогащенные золотом слойки мощностью до нескольких сантиметров, подстилающие пласты золотоносных конгломератов. Исследования Э.Л. Школьника с соавторами показали, что золото в таких слойках представлено пластинками и нитевидно-волокнистыми выделениями, сформировавшимися, возможно, за счёт замещения водорослей [23].

Свойства и происхождение россыпного золота весьма противоречиво освещаются в трудах раз-

личных исследователей [5, 7]. По Р. Заагеру, разрушавшиеся до формирования конгломератов коренные золоторудные месторождения, скорее всего, были представлены различными типами — турмалинсодержащими золотокварцевыми жилами, золотоносными итабиритами, железистыми кварцитами и др. [48]. По данным К. Гелена [5], по содержанию примеси серебра и ртути золото Витватерсранда идентично золоту архейских жильных месторождений. Сходство золота из конгломератов с золотом коренных источников зеленокаменных поясов фундамента, в частности, пояса Барбертон на восточном побережье Южной Африки и поясов в северо-западном обрамлении впадины, проявляется по ряду признаков: среднему размеру золотин, пробе, розовому оттенку (за счёт примеси никеля), наличию сростков с кобальтином, бравоитом и сфалеритом, а также, по набору элементов-примесей. Отмечается сходство золота конгломератов с золотом из питающих сульфидизированных калиевых гранитов фундамента [40, 45]. По мнению Т. Реймера, золото Витватерсранда и архейских месторождений по пробе, размеру и морфологии не сопоставимо [48]. Разнообразие свойств золота

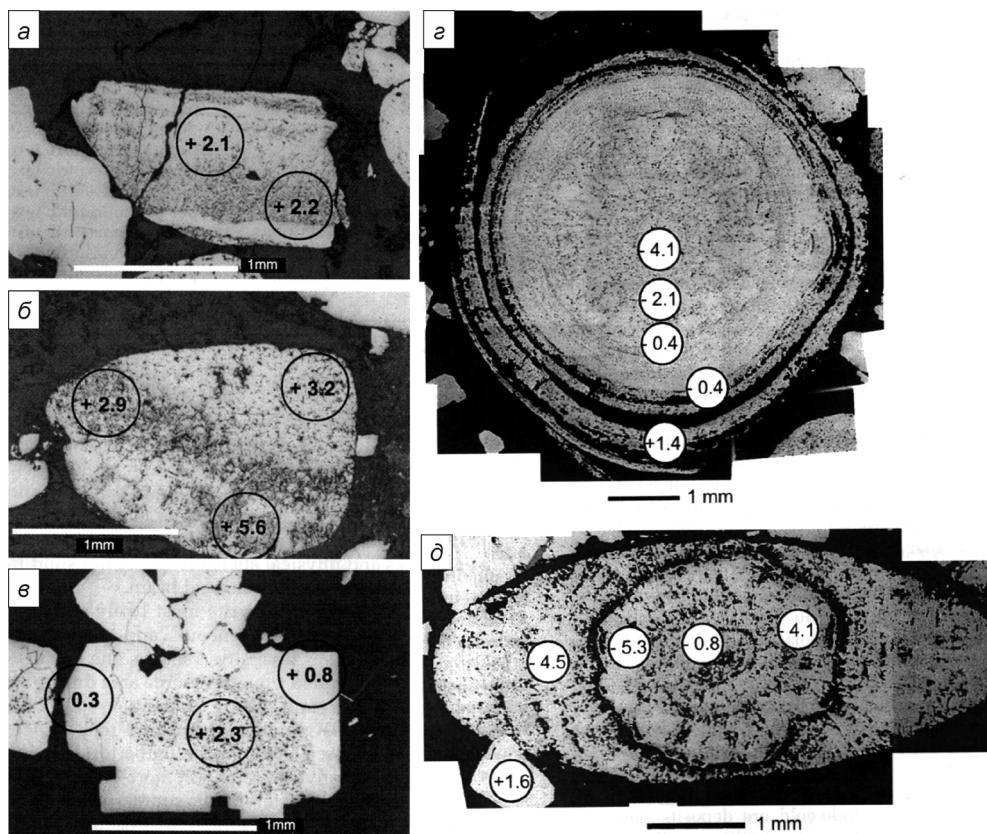


Рис. 3. Изотопный состав серы зерен пирита, по данным лазерного анализа [30]: *а, б, в* — Стейн Риф, рудник Велком Голдфилд: *а* — изотопно однородный пористый пирит, *б* — фрагмент зерна пирита концентрической текстуры, с вариациями значений $\delta^{34}\text{S}$, *в* — окружлый пористый пирит с эвгедральным новообразованием, с различными значениями $\delta^{34}\text{S}$ обломочного ядра и окружающего его аутигенного пирита; *г, д* — Вентерсдорп Контакт Риф, рудник Ист Дрифондейн: *г* — прогрессивное фракционирование $\delta^{34}\text{S}$ в ооидном пирите от ядра к краевой части, *д* — усечённое концентрическое зерно пирита со значительными различиями $\delta^{34}\text{S}$ в ядре и внешних частях (оболочках); кружки — точки отбора проб и значения $\delta^{34}\text{S}$

объясняется как вероятным разнообразием его источников, так и возможностью искажения его первичных характеристик в результате метаморфических преобразований.

Гальки пирита имеют различное происхождение. Обычно выделяются три типа пирита: обломочный (детриальный); синседиментационный, возникающий одновременно с формированием конгломератов и находящийся в их цементе, иногда в виде конкреций; аутигенный (постседиментационный), образовавшийся после осадконакопления, в результате метаморфизма осадочных толщ (рис. 2, 3).

Подавляющее большинство исследователей считают гальки пирита россыпными обломочными образованиями. Их округлая форма рассматривается как доказательство первичнообломочного характера, переноса и отложения в древних аллювиальных россыпях, образующихся в дельтах палеорек.

Дю Тойтом весь пирит конгломератов отнесён к метасоматическому [4]. Р. Заагером описаны микросферические формы типа «минерализованных бактерий». Предполагается их биогенный генезис в анаэробных условиях накопления осадков в бассейне Витватерсранд [49].

Некоторые исследователи считают, что к типичным галькам осадочного происхождения пиритовые образования не могут быть отнесены в силу ряда причин [22, 26]. В их числе — приуроченность пиритовых галек к трещинам, секущим пласти конгломератов, округлая в плане форма скоплений галек, наличие газово-жидких включений, геохимические особенности и др.

Исследованиями Н.И. Шумской установлена идентичность морфологии «пиритовой дроби» Витватерсранда и пиритовых конкреций из осадков современных морей: по содержанию примесных элементов, изотопному составу серы пиритов и другим особенностям [24]. Подчеркивается важность ряда факторов: наличие золота только в периферических частях «дроби», где оно приурочено к гидротермально-метасоматическому пирит-пирротиновому парагенезису; связь пирита с высокими концентрациями тухолита в матрице рифов (до 10%); присутствие в «пиритовой дроби» кварца и полевых шпатов; а также неодинаковых содержаний примесей в «пиритовой дроби» и зональном кристаллическом пирите.

Образование «пиритовой дроби», по мнению Н.И. Шумской, происходило на начальном этапе в неглубоких бассейнах химико-биогенным путем в прогреваемой воде среди илисто-глинистых осадков, в условиях, благоприятных для роста водорослей. Не исключается поступление из рифтовых зон сернистых и радиоактивных газов мантийного (на основании величин ^{34}S) происхождения, в струях которых происходило округление «дробинок» пирита и обрастание их новыми зонами. При региональном метаморфизме илисто-глинистая масса

превращалась в хлорит-кварцевый агрегат, заключающий пиритовые «дробинки». Позднее метасоматические процессы могли привести к образованию новой генерации кристаллического зонального пирита с пирротином и золотом, рассеянным вокруг зёрен пирита или концентрирующимся в трещинах спайности пирротина. Данная гипотеза допускает возможность формирования «пиритовой дроби» в процессе накопления осадков и наложенного характера гидротермальной золотой минерализации.

В.М. Округин и Д.А. Яблокова на основании минералого-геохимических исследований сульфидных глобулей-сферолоидов также приходят к заключению о вероятном гидротермальном генезисе «обломочного» пирита в золотоурановых конгломератах [10]. Подобные формы наблюдались этими исследователями в придонном слое одного из горячих источников Центральной Камчатки. По морфологии, внутреннему строению и составу элементов-примесей (Co, Ni, As) сульфидные глобулы оказались сопоставимы с «пиритовой дробью» Витватерсранда.

Изотопные характеристики обломочных образований в конгломератах. Природе галек пирита и кварца посвящен ряд исследований [30, 35, 36, 45].

Изотопный анализ серы (^{34}S). По мере совершенствования инструментальных методик исследования изотопного состава серы (валовый спектральный анализ локальный спектральный анализ точечный ионный SHRIMP-анализ) расширялся диапазон значений ^{34}S и соответственно уточнялись интерпретации полученных результатов и генетические построения. Параметры изотопного состава серы приведены в исторической последовательности их исследования.

Ранние исследования изотопного состава серы обломочного пирита были выполнены в [39]. Полученные значения ^{34}S пирита в конгломератах Витватерсранда соответствуют либо магматическому источнику серы, либо значениям ^{34}S осадочных сульфидов (рис. 4). Предпочтение отдается первичному источнику магматической природы, расположенному в пограничной части бассейна Витватерсранд.

В современных условиях сульфиды будут окислены в цикле выветривания, за исключением условия холодного климата или высокогорные регионы [39]. Для ранне-докембрийских пиритов Витватерсранда предполагается аккумуляция в низкотемпературных условиях и обеднённая кислородом атмосфера. Ф.П. Крендлев объясняет сохранность пирита сильной окварцованием рудных горизонтов, защищенной пирита рубашкой кремнезема от окисления, а также размещением рудного поля в высокогорной области с абсолютными отметками до 1700 м.

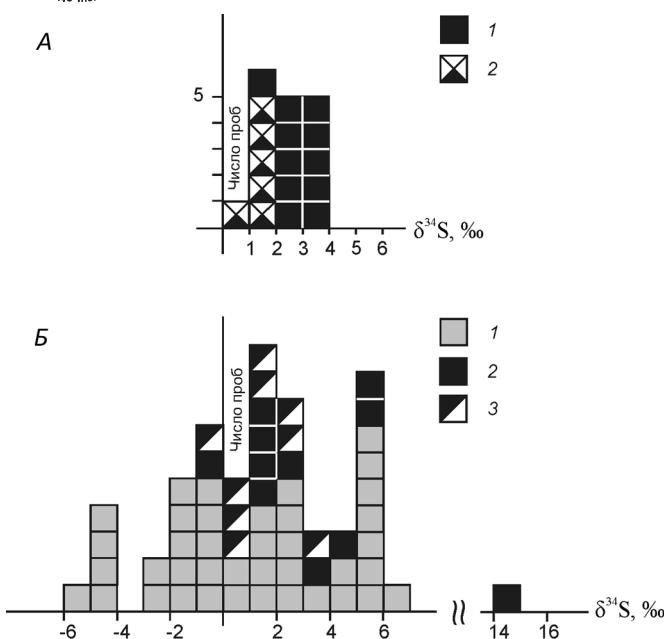


Рис. 4. Гистограммы изотопного состава серы пирита из конгломератов Витватерсранда *A* — по данным [39] (17 проб): 1 — обломочный, 2 — перекристаллизованный пирит; *B* — по данным [30] (59 проб): 1 — окатанный пористый, 2 — окатанный «компактный», 3 — идиоморфный аутигенный пирит

Большинство исследователей придерживаются представлений об обеднённости древней атмосферы и гидросферы свободным кислородом [1, 2, 15, 16, 19]. Причина существенно восстановительной среды окончательно не раскрыта. Присутствие скоплений тухолита не является обязательным указанием на восстановительные условия при отложении конгломератов, поскольку углеродный материал мог мигрировать отовсюду и, возможно, фиксироваться при полимеризации, обусловленной радиоактивной бомбардировкой за счет U-Th составляющей конгломератов. Хотя отношение изотопов серы заключено в узких границах, допускается возможность уменьшения составляющей S^{34} при перекристаллизации. Наблюданное различие ^{34}S между обломочным и перекристаллизованным пиритом варьирует от 1 до 2‰, однако реальные значения могут быть больше. Поскольку большинство образцов представляют собой смесь различных пиритов, истинные расхождения величин ^{34}S могут быть замаскированы. По [39], при мобилизации и перекристаллизации большую активность проявляет легкий изотоп серы.

Более поздние работы по детальному изучению галек пирита и изотопов серы подтверждают высказанные ранее представления о том, что округлые зёрна пирита в кремне-кластической среде позднеархейской супергруппы Витватерсранд и частично в золотоурановых рудных телах являются россыпными образованиями, обломочными тяжёлыми минералами [30]. В морфологической классификации пиритов из конгломератов Витватерсранда авторы выделяют следующие разновидности: хорошо

окатанный пористый и хорошо окатанный «компактный» (массивный) пирит; аутигенный пирит, представленный либо кубическими кристаллами, либо эвгедральными округлыми зёрнами (быстрого роста?). Кроме того, выделяют пирит, замещающий обломки сланцев, кремней, эвапоритов и других образований, а также прожилковые обособления. К аутигенному типу, видимо, относятся упоминаемые Ф.П. Кренделевым каёмочки, ореолы пирита вокруг включений циркона, уранинита, тухолита и других минералов, корочки на зёрнах вторичного золота, гальках пирита других разновидностей. Наконец, выделяются смешанные формы, сочетающие в себе детриальные (обломочные) и аутигенные постседиментогенные образования пирита.

На рис. 2, 3 представлена незначительная часть фото агрегатов пирита, их разнообразное внутреннее строение и изотопный состав, продемонстрированных в [30].

Компактный пирит представлен мелкими окатанными обломками, размером 0,5–1,5 мм, со следами выбоин и царапин (среднее содержание золота до 260 г/т). Размер зёрен 1–5 мм, структура поликристаллическая. В «порах» встречаются зёрна кварца, монацита и других минералов. Аутигенные выделения пирита представлены псевдоморфозами по магнетиту, титаномагнетиту, рутилу, ильмениту и конкрециями. В виде относительно крупных кристаллов постоянно встречается метаморфогенный пирит [27].

Лазерным методом определялся изотопный состав серы пиритов ряда образцов [30]. Исследовались значения изотопов серы различных образцов и различных типов зёрен пирита, а также внутренние различия изотопных характеристик в пределах отдельных зёрен (рис. 3). В раннем изучении изотопов серы пирита из рудных тел Центральная группа Ранд и Вентердорп Контакт Риф использовался общепринятый аналитический метод [37, 42, 54]. Результаты показали узкий интервал значений ^{34}S между -1 и +4‰ в различных типах пирита. Высокочувствительный ионно-микропробный SHRIMP-анализ пирита месторождения Блек Риф продемонстрировал более широкий разброс значений от -7 до +5‰; одно зерно показало значение +30‰ [43].

Пириты Стейн Риф (число анализов $n = 46$) показали разброс значений ^{34}S от -5 до +6‰ (среднее +2,04‰). Значение +14,2‰ получено из трещиноватого пирита вблизи битумной прослойки. Большинство анализов относится к округлым пористым и массивным зернам, хотя проанализировано также несколько эвгедральных зерен и оболочки нарастающего пирита.

В то время как отдельные зёдра *пористого* пирита внутренне однородны и имеют близкие изотопные характеристики, округлые *массивные* зёдра об-

ладают вариациями ^{34}S от $-5,2$ до $0,5\text{‰}$ (максимум $+14,2\text{‰}$, среднее $+2,7\text{‰}$). Соседние зёра могут показывать существенный разброс значений ^{34}S от $-4,7$ до $+6,7\text{‰}$, при среднем $1,6\text{‰}$ (рис. 3).

Пирит новообразованный, быстрого роста, имеет значения ^{34}S от $-0,5$ до $+1,2\text{‰}$; ^{34}S эвгедрального пирита $+2,0$ и $+2,5\text{‰}$. Несмотря на небольшую представительность данных (число анализов $n = 7$), новообразованный пирит характеризуется значениями ^{34}S , которые можно ожидать при отложении в равновесных условиях из гидротермального флюида.

Образец из Вентерсдорп Контакт Риф содержит округлые зёра пирита размером свыше 1 см в диаметре, с концентрическими каемками. Как правило, эти зерна имеют массивное или радиально-концентрическое строение, сходное со структурой карбонатных ооидов. На рис. 3, *в* показано зерно, в котором различается ядро и внешняя каемка; на рис. 3, *г-д* — ооидно-подобный пирит и точки отбора проб от ядра к периферии. Значение ^{34}S увеличивается от $-4,1$ в ядре до $+1,4\text{‰}$ во внешних каемках. На рис. 3, *д* значения ^{34}S внутренней части $-0,8\text{‰}$, краевых частей $-5,3$, $-4,1$ и $-4,5\text{‰}$, что свидетельствует [41] о фракционировании в замкнутой осадочной системе. Для текстуры и формы зерна на рис. 3, *д* характерно срезание зон его поверхностью; это доказывает, что оно может иметь обломочное происхождение и окатано в процессе эрозии и седиментационной транспортировки. Соседнее эвгедральное зерно имеет значе-

ние $^{34}\text{S} +1,6\text{‰}$, что аналогично эвгедральному пириту в Стейн Риф.

Основные выводы из исследований [30] следующие.

1. «Срезание» рисунка зональности внутренней структуры зёрен, а также фрагментов слоистости, микропрожилкования, внешней концентрической структуры «оолитового» пирита поверхностью зёрен является свидетельством фрагментации (разрушения, раздробления) и истирания пород, содержащих пирит, в процессах седиментационной эрозии и транспортировки.

2. Различные породы, в качестве возможных источников россыпного материала, идентифицированы как диагенетически-осадочные, интрузивные и гидротермальные литотипы. Некоторые зёра пирита представляют собой псевдоморфозы минерала по гипсу, ангидриту эвапоритов, сформировавшиеся до эрозии пород.

3. Лазерные анализы изотопов серы показывают, что пирит имеет значительно более широкий разброс значений ^{34}S от $-5,3$ до $+6,7\text{‰}$ и более изотопически сложен, чем представлялось ранее (рис. 4).

4. Широкий спектр значений ^{34}S округлых зёрен пирита в Стейн Риф соответствует уровню значений ^{34}S , типичных для архейских сульфидных месторождений.

5. Пирит аутигенного происхождения имеет значения ^{34}S от $-0,5$ до $+2,5\text{‰}$ и отличается от округлого по содержаниям Ni и As. Его относительная серно-изотопная и геохимическая однород-

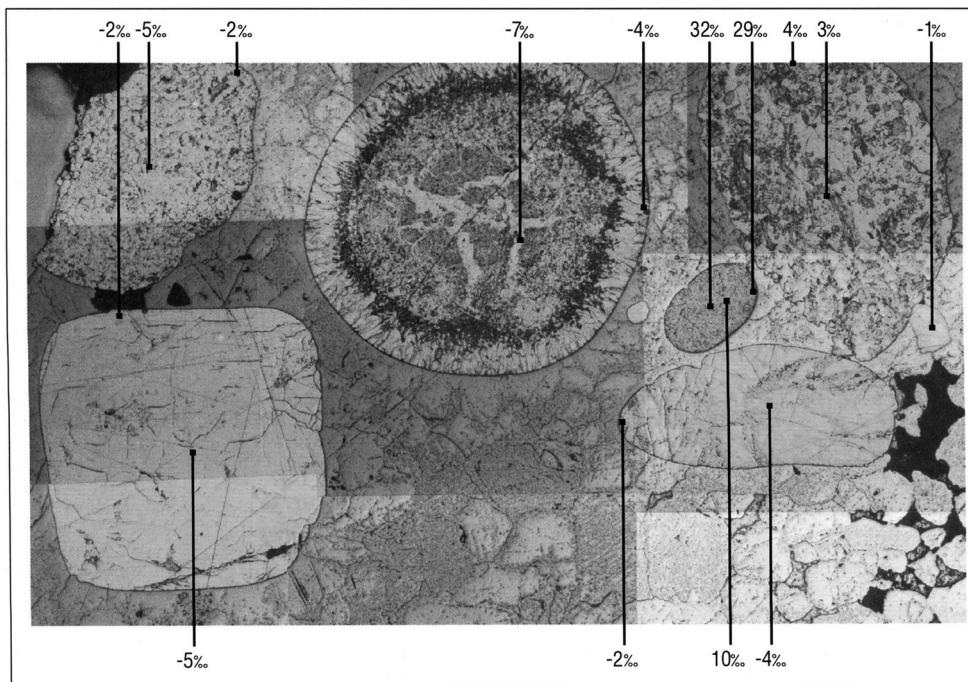


Рис. 5. Микрофото смеси зёрен различных типов пирита Витватерсранда, исследованных методом точечного микрозондового SHRIMP-анализа в состав изотопов серы; отмечается незначительный диапазон значений ^{34}S внутри отдельных зёрен и широкий — для зёрен различных типов [43]

ность является, вероятно, результатом гидротермальных и метаморфических процессов *in situ*.

6. Отнесение округлых зёрен пирита к обломочным тяжёлым минералам противоречит гидротермальным гипотезам, согласно которым весь пирит имеет аутигенное происхождение.

Достаточно широкий разброс значений ^{34}S пирита обломочного происхождения, вероятно, может отражать вариации в пиритной минерализации.

Отмечено [43, 44], что данные по ^{34}S различных типов пирита (рис. 5) дают основание для разных интерпретаций. Стандартный спектральный анализ устанавливает достаточно узкий диапазон значений ^{34}S (от 0 до +4%). Точечный ионный SHRIMP-анализ в пределах отдельных зёрен показывает вариации ^{34}S в 6%, между прилегающими одно к другому соседними зёрнами — 9%, в отдельных образцах — 11% и в округлом пористом пирите — 20%. Подобная ситуация наблюдалась и на месторождении Калгурли (Австралия) в тех случаях, когда анализы выполнялись лазерным способом непосредственно в залегании.

Широкий диапазон ^{34}S может означать, по мнению авторов [43], либо наличие источников, снабжающих дегритным гетерогенным пиритом участки его накопления, либо флуктуацию условий «окисления—восстановления» в бассейне Витватерсранд во время диагенеза осадков. В процессе диагенеза сравнительно низкие температуры и изменяющиеся обстановки окисления способствуют фракционированию изотопов серы. Подобная интерпретация отвечает размещению золотоносных конгломератов вдоль приподнятого и деформированного края бассейна. В этой обстановке окисляющие метеорные воды, обогащённые изотопом S^{34} , могли взаимодействовать с восстановительными рассолами или гидротермальными растворами, содержащими изотоп S^{32} и в процессе изотопно-обменных реакций генерировать наблюдаемые изотопные вариации серы в скоплениях пирита.

Вопрос об источниках серы имеет неоднозначную трактовку и требует специального рассмотрения. Спектр значений ^{34}S обломочного пирита Витватерсранда соответствует как соотношениям изотопов серы сульфидов месторождений архейских зеленокаменных поясов, так и осадочной серы древних метаморфических и вулканогенно-осадочных пород Южной Африки [21, 26].

Изотопный состав кислорода ^{18}O гальки кварца и кремнистых обломков конгломератов Витватерсранда [51, 52] позволяет наметить источники сноса материала и даже вероятные источники оруденения, а также прогнозировать соотношение концентраций золота и урана и их происхождение.

Состав изотопов кислорода в обломках кварца, кварцита, кремнистых галек и отдельных зёрен в

пределах образцов был определен с использованием традиционного и лазерного флюоресцентного методов. Значительный разброс значений ^{18}O (от 9 до 15‰) свидетельствует о том, что они сохранили значения ^{18}O исходных пород, послуживших их источниками. Сохранение первичных значений

^{18}O отдельных зёрен в конгломератах, чья цементирующая масса характеризуется типичными метаморфическими текстурами, отражает ограниченную подвижность кислорода и кремния и раскристаллизацию при давлении в условиях незначительного количества межзерновых флюидов.

Значения ^{18}O кварцевых галек конгломератов главного рифа Майн рудника Западный Ранд (7,5–14‰) отражают локальные вариации источников галек. Общее распределение значений ^{18}O для кварцевых галек и кварца песков из золото- и уран-содержащих слоёв конгломератов Майн-риф и непосредственно перекрывающего его слоя Монарх-риф на том же руднике является идентичным, что говорит о сходстве пород источников. Более того, сопоставление значений ^{18}O кварцевых галек этих двух рифов и других конгломератов Витватерсранда, включая полимиктовые конгломераты из области Велком, позволяет предположить общее происхождение конгломератов всей Центральной группы Ранд. Различия соотношений Au/U и их содержаний для конгломератов вышеперечисленных рифов объясняются авторами отличиями в характере их седиментологии.

В противоположность конгломератам группы Витватерсранд распределение значений ^{18}O кварцевых галек из золотоурановых конгломератов, например, Гуронской супергруппы Канады указывает на различие их источников.

Сопоставление диапазонов ^{18}O в гальках кварца и песчаных зернах конгломератов различных месторождений Витватерсранда с диапазонами и средними значениями ^{18}O кварца архейских гранитоидов и ассоциирующих с ними пегматитов, метавулканических пород, парагнейсов, метапесчаников, минерализованных гидротермальных жил приводит к следующим выводам [51].

Наиболее вероятным источником золота в конгломератах считаются архейские жильные месторождения золота, отчасти заключённые в гранитах, но главным образом в зеленосланцевых толщах. Мафические и ультрамафические породы являются источником большей части обломочного золота и по мнению [32]. Некоторые исследователи считают возможности зеленокаменных поясов в качестве источника золота ограниченными. Уран, скорее всего, экстрагировался из обособленных гранитов сложного состава и связанных с ними пегматитов.

Состав изотопов углерода ^{13}C углеродистого вещества из осадков системы Витватерсранд исслед

дован в [38]. Этим исследованиям предшествовали работы по определению содержания органических соединений типа аминокислот в тухолитах и кварцитах рудных и безрудных слоёв. Результаты работ позволили считать доказанной существование примитивной жизни в раннем докембрии. Обнаружены ячеистые структуры типа клетчатки двух видов [38], но это не считалось свидетельством биогенного происхождения как самих тухолитов, так и оруденения в них. Во-первых, есть подтверждение небиогенного происхождения аминокислот и моносахаридов, во-вторых, оруденение могло наложиться на биогенную массу. В-третьих, доказана возможность образования аминокислот благодаря воздействию радиоактивного излучения на аммиак и простые углеводороды типа метана.

Изотопные исследования углерода показали, что полимеризованные гидроуглероды в золотоуранных конгломератах системы Витватерсранд характеризуются значениями ^{13}C от -32,8 до -22,4‰, т. е. их изотопный состав понижен до уровня осадочного органического углерода. Таким образом, органическое происхождение углеродистого вещества весьма вероятно. Это доказывает возможность наличия фотосинтеза, т. е. процесса, благодаря которому образовалось органическое вещество и кислород в атмосфере Земли. Такое заключение соответствует модели существования органической эволюции и биологической активности раньше, чем 2,15 млрд. лет назад.

В обзоре [44], посвященном архейской атмосфере, подтверждено наличие значительной биологической активности, в результате которой путем фотосинтеза в атмосфере накапливался кислород. Раннеархейская медиана ^{13}C -32 -2‰ соответствует периоду деятельности фотосинтезирующих бактерий». Об окислительных условиях свидетельствуют и наличие архейских эвапоритов, и изотопный состав серы некоторых архейских морских сульфидов.

В самых ранних исследованиях было установлено, что возрастной эффект существенно влияет на увеличение содержаний изотопа C^{12} . Органические составляющие осадочных пород были подвержены процессам изотопного фракционирования дополнительно к явлениям фотосинтеза.

Выводы

Сравнительно недавние исследования изотопов серы в пирите, по данным [43], могли бы пролить свет в ведущихся спорах о генезисе золотого оруденения, так как сера находится в тесной пространственной и химической ассоциации с золотом Витватерсранда. Однако не лишне подчеркнуть, что речь идёт о доле золота, заключённого в пирите, а не о свободном самородном золоте в составе це-

мента конгломератов. Данные по ^{34}S галек пирита интерпретируются по-разному из-за их многообразия. Совершенствование методик изотопных исследований привело к расширению диапазона значений ^{34}S гальки пирита в конгломератах от -4,7 +6,7 до -6 +15‰ и шире. В результате можно сделать следующие выводы.

1. Диапазон значений ^{34}S галек пирита от -4,7 до +6,7‰ объединяет значения ^{34}S как детриального пирита (обломочного), так и аутогенного, сформировавшегося *in situ*. Спектр значений ^{34}S обломочного пирита соответствует уровню значений ^{34}S , типичных для архейских месторождений Южной Африки. Это является косвенным аргументом в пользу того, что источником «россыпного» золота в конгломератах могут являться первичные месторождения в архейском основании впадины Витватерсранда.

Широкий спектр изотопов серы указывает на различные источники гетерогенного обломочного пирита, а также на смену окислительных и восстановительных условий в период диагенеза, устойчивость сульфатов и сульфидов.

2. Изотопно-геохимические данные не снимают дискуссионности вопроса об источниках поставки как самородного, так и связанного с пиритом золота; при этом не исключается возможность и общих его источников. Разнообразие же свойств самородного золота объясняется скорее всего тем, что разрушающиеся до формирования конгломератов коренные золоторудные месторождения были представлены различными типами.

3. Диапазон и распределение значений ^{18}O в гальках кварца и в кремнистых обломках конгломератов Витватерсранда от -7 до +15‰ свидетельствуют о том, что их происхождение было общим для всей группы Центральный Ранд из пород сходных источников. В сочетании с неокисленным обликом минералов тяжелой фракции (пирит и другие сульфиды), значения ^{18}O косвенным образом свидетельствуют в пользу слабокислородной атмосферы архея. Это также не является бесспорным тезисом в связи с находками ископаемых остатков.

4. Диапазон значений ^{13}C углеродистого вещества в конгломератах Витватерсранда от -32,8 до -22,48‰ свидетельствует о его органическом происхождении, что сыграло роль благоприятного фактора в концентрации золота в палеорусловых условиях.

С учётом изотопных данных происхождение золотоуранных руд Витватерсранда казалось бы, даёт более весомые аргументы в пользу следующего:

важной роли коренных источников золота, размещающихся в породах Каапваальского кратона — золотоносных гранитоидов и зеленокаменных поясов;

существования в период формирования золотоносных конгломератов механизма пополнения запаса кислорода в атмосфере в виде фотосинтеза;

наличия различных источников материала кварцевых галек и песка отдельно для ураноносных и золотоносных горизонтов (соответственно — гранитоидов сложного состава и жильных месторождений золота, размещающихся в различных породах).

5. Совершенствование изотопных и применение новых более информативных и надежных методов может в дальнейшем с большей уверенностью решать вопросы генезиса различных разновидностей пирита, идентифицировать их источники и в конечном счете способствовать расшифровке генезиса золотого оруденения конгломератов Витватерсранда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М.: Наука, 1965. 274 с.
2. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 44 с.
3. Вишневский С.А. Золото-урановое месторождение Витватерсранд: импактно-гидротермальная гипотеза образования. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.В.Петровской. М.: ИГЕМ РАН, 2010. Т. 1. С. 109–111.
4. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М. Изд-во иностр. Лит., 1957. 490 с.
5. Константинов М.М. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.
6. Константинов М.М. Золото в осадочных формациях. М.: МЭЙЛЕР, 2009. 210 с.
7. Константиновский А.Ф. Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. М.: Научный мир, 2000. 287с.
8. Костоянов А.И., Малич К.Н. Изотопно-геохимические особенности платиноидной минерализации Восточного Витватерсранда (ЮАР). XVI Симпозиум по геохимии изотопов им. Академика А.П. Виноградова. Тезисы докладов. М., 2001. С. 118–119.
9. Крендлев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1974. 238 с.
10. Округин В.М., Яблокова Д.А. О возможной гидротермальной природе сульфидных сферолитов золотоносных конгломератов Витватерсранда // Мат. Всероссийской конференции, посвященной 100-летию Н.А.Шило: «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций». М.: ИГЕМ РАН, 2013, с. 151.
11. Портнов А.М. О возможном гипогенном происхождении конгломератов Витватерсранда // Известия вузов. Геология и разведка. 1988. №10. С. 49–58.
12. Преториус Д.А. Золото и уран в кварцевых конгломератах // «Генезис рудных месторождений». М.: Мир, 1984. С. 5–38.
13. Сакия Д.Р., Старостин В.И. Золото Витватерсранда: сто с лишним лет спустя. Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогенеза // Тр. XXI Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика В.И. Смирнова. М.: 2010. Том 1. С. 107–121.
14. Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. №6. С. 475–511.
15. Симонович И.М. О золотоносных докембрийских конгломератах Витватерсранда. // Литология и полезные ископаемые. 2009. №5. С. 543–558.
16. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. Избранные труды. М.: Наука, 1983. С. 551–592.
17. Стручков С.Ф., Наталенко М.В., Цымбалюк Н.В. Уникальные золоторудные районы Витватерсранд (ЮАР) и Центрально-Колымский (Россия) — сопоставительный анализ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009. №4 С. 72–81.
18. Хайн В.Е. Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М.: Недра, 1971. 548 с.
19. Ходолов В.Н. К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли // Проблемы доантропогенной эволюции биосфера. М.: Наука. 1993. С. 123–167.
20. Царёв Д.И. Рудоносные псевдоконгломераты // Современные проблемы минералогии и современных наук. СПб. 1992. С. 203–204.
21. Шидловский М. Изотопный состав серы в докембрии. Свидетельства возникновения сульфатного дыхания // Геохимия.. 1980. № 2. С. 194–204.
22. Шило Н.А., Сахарова М.С. Природа пиритовых образований из отложений Витватерсранда // Геология рудных месторождений. 1988. №2. С. 85–89.
23. Школьник Э.Л., Жегало Е.А., Герасименко Л.М. и др. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР — исследование с помощью электронного микроскопа. М.: ДВГИ РАН Элан, 2005. 120 с.
24. Шумская Н.И. Условия образования пиритов месторождения Витватерсранд в Южной Африке и место золотого оруденения // Отечественная геология. 1998. №3. С. 64–67.
25. Щеглов А.Д. Идеи академика В.И. Смирнова о полигенной природе рудообразования и месторождения золота Витватерсранд // Смирновский сборник-94. М., 1994. С. 77–94.
26. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1994. 34 с.
27. Cleemann H. Some aspects of the genesis of heavy mineral assemblages in Lower Proterozoic uranium-gold conglomerates. // Mineralogical Magazine. 1981. Vol. 44 No 366. P. 399–408.
28. Davidson C.F. The gold-uranium ore the Witwatersrand // Min. Mag. —London, 1953, Vol. 88. P. 73–85.
29. Davidson C.F. On the occurrence of uranium ancient conglomerates // Econ. Geol. 1957. Vol. 52. №6. P. 668–693.
30. England G.L., Rasmussen B., Krapez B., Groves D.J. Palaeoenvironmental significance of rounded pyrite in siliciclastic sequences of the Late Archaean Witwatersrand Basin: oxygen-deficient atmosphere or hydrothermal alteration // Sedimentology. 2002. 49. P.1133–1156.
31. Frimmel H.E. Detrital origin of hydrothermal Witwatersrand Gold — a review // Terra Nova. 1997. 9. P. 192–197.
32. Frimmel H.E., Groves D.I., Kirk J., Ruiz J., Chester J., Minter W.E. The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the World's largest gold province // Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 769–797.
33. Gehlen K. Sulphur isotopes from the sulphidebearing carbonatite of Palabora, South Africa: Transactions / Section B of the Institution of Mining and Metallurgy. Vol. 76 (abstract). 1967.
34. Greenberg R. Strukture-gold relationsihhs as revealed by some Witwatersrand mine survey plans. «Bull. Instn. Mining and Metallurgy». 1963. No. 683, Transactions, 1963–1964. Vol. 73. No 1. P. 1–10.
35. Hallbauer D.K. Geochemistry and fluid inclusions in detrital minerals as guides to their provenance and distribution // Spec. Publ. Geol. Soc. S.Afr. 1983. No 7. P. 39–57.
36. Hallbauer D.K., Gehlen K. The Witwatersrand pyrites and metamorphism. // Min. Mag., 1983. Vol. 47. P. 473–479.
37. Hattori K., Campbell F.A., Krouse H.R. Sulphur isotope abundances in Aphebian clastic rocks; implications for the coeval atmosphere // Nature. 302. 1983. P. 323–326.
38. Hoefs J., Schidlowski M. Carbon Isotope Composition of Carbonaceous Matter from the Precambrian of the Witwatersrand System // Science. 1967 3 March. Vol. 155. № 3765. P. 1096–1097.
39. Hoefs J., Nielsen H., Schidlowski M. Sulfur Isotope Abundances in Pyrite from the Witwatersrand Conglomerates // Econ. Geol. 1968. Vol. 63. No 8. P. 975–977.
40. Hutchinson R.W., Viljoen R.P. Re-evaluation of gold source in Witwatersrand ores // S.Afr. Geol. 1988. 91(2). P. 157–173.
41. Ohmoto H. and Goldhaber M.B. Sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // Ed. H.J. Barnes. 2 nd edn, Wiley, New York, 1997. P. 517–611.

42. Palmer J.A. Paleoweathering in the Witwatersrand und Ventersdorp Supergroups // Unpublished PhD Thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 1986. 166 p.
43. Phillips G. Neil and Law Jonatan D.M. Witwatersrand Gold Fields: Geology, Genesis and Exploration // Reviews in Econ. Geol. Gold. 2000. Vol. 13. P. 439—500.
44. Phillips G. Neil, Law Jonatan D.M., Myers Russell E. Is the Redox State of the Archean Atmosphere Constrained? // Econ. Geol. 2001. Vol. 47. P. 9—18.
45. Pretorius D.A. The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits // Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Editor K.H.Wolf. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Sci. Publ. Co., 1976a. Vol. 7. No 2. P. 29—88.
46. Ramdohr P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrand in Sud Africa und ihre genetische Bedeutung. Berlin, Acad. Verlag, 1955. 43 p.
47. Ramdohr P. New observations on the ores of the Witwatersrand in South Africa and their genetic significance. Geol. Soc. of S. Africa. 1958. № 71. P. 67—100.
48. Reimer T.O. Alternative model for the derivation of gold in the Witwatersrand Supergroup // Journ. Geol. Soc. London. 1984. Vol. 41. P. 263—272.
49. Saager R. Strukturen in pyrite from the Basal Reef in Orange Free State Goldfield // «Trans. Geol. Sok. S. Afr.», 1970. Vol. 73. No 1. Pp. 28—46.
50. Schidlowski M. A composite detrital grain from the Witwatersrand conglomerates (South Africa) // J. Sed. Petrol. 1967. 37. P. 227—228.
51. Vennemann T.W., Kesler S.E., O'Neil J.R. Stable isotope composition of quartz pebbles and their fluid inclusions as tracers of sediment provenance: Implications for gold — and uranium-bearing quartz-pebble conglomerates: Geology, 1992. Vol. 20. Pp. 837—840.
52. Vennemann T.W., Kesler S.E., Frederikson G.C., Minter W.E., Heine R.R. Oxygen Isotope Sedimentology of Gold- and Uranium-Bearing Witwatersrand and Huronian Supergroup Quartz-Pebble Conglomerates // Econ. Geol. 1996. Vol. 91. No 2. P. 322—342.
53. Witwatersrand gold — 100 years. Johannesburg, 1986. 298 p.
54. Zhao B. A mineralogical and geochemical study of alteration associated with the Ventersdorp Basin // Unpublished PhD Thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg. 1998. 297 p.

ФГУП ЦНИГРИ
(117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, к. 1.;
e-mail: kosovets@tsnigri.ru)