



№24 2021

Annali d'Italia

ISSN 3572-2436

Annali d'Italia (Italy's scientific journal) is a peer-reviewed European journal covering top themes and problems in various fields of science.

The journal offers authors the opportunity to make their research accessible to everyone, opening their work to a wider audience.

Chief editor: Cecilia Di Giovanni

Managing editor: Giorgio Bini

- Hoch Andreas MD, Ph.D, Professor Department of Operative Surgery and Clinical Anatomy (Munich, Germany)
- Nelson Barnard Ph.D (Historical Sciences), Professor (Malmö, Sweden)
- Roberto Lucia Ph.D (Biological Sciences), Department Molecular Biology and Biotechnology (Florence, Italy)
- Havlíčková Tereza Ph.D (Technical Science), Professor, Faculty of Mechatronics and Interdisciplinary Engineering Studies (Liberec, Czech Republic)
- Testa Vito Ph.D, Professor, Department of Physical and Mathematical management methods (Rome, Italy)
- Koshelev Andrey Candidate of Philological Sciences, Associate Professor, Faculty of Philology and Journalism (Kiev, Ukraine)
- Nikonov Petr Doctor of Law, Professor, Department of Criminal Law (Moscow, Russia)
- Bonnet Nathalie Ph.D (Pedagogical Sciences), Faculty of Education and Psychology (Lille, France)
- Rubio David Ph.D, Professor, Department of Philosophy and History (Barcelona, Spain)
- Dziejcz Stanislaw Ph.D, Professor, Faculty of Social Sciences (Warsaw, Poland)
- Hauer Bertold Ph.D (Economics), Professor, Department of Economics (Salzburg, Austria)
- Szczepańska Janina Ph.D, Department of Chemistry (Wrocław, Poland)
- Fomichev Vladimir Candidate of Pharmaceutical Sciences, Department of Clinical Pharmacy and Clinical Pharmacology (Vinnytsia, Ukraine)
- Tkachenko Oleg Doctor of Psychology, Associate Professor (Kiev, Ukraine)

and other experts

500 copies

Annali d'Italia

50134, Via Carlo Pisacane, 10, Florence, Italy

email: info@anditalia.com

site: <https://www.anditalia.com/>

CONTENT ARTS

Popova N.A.

NATIONAL IMAGES OF THE «ROMAN TRILOGY»
OTTORINO RESPIGHI IN THE PERCEPTION OF THE
RUSSIAN MUSICIAN.....3

CULTURAL SCIENCES

Dvoryankin O.A.

GAMES ON THE INTERNET - NEW INFORMATION
TECHNOLOGIES. WHERE THEY'RE TAKING US.....13

EARTH SCIENCES

Turapov M.K., Yarboboev T.N., Ochilov I.S.

THE MAIN FEATURES OF THE GEOLOGICAL
STRUCTURE OF THE CHAKKALYAN MOUNTAINS IN
THE LIGHT OF THEIR PROSPECTS FOR IDENTIFYING
APOCARBONATE GOLD MINERALISATION (SOUTHERN
UZBEKISTAN)22

ECONOMIC SCIENCES

**Shalanov N.V., Peshkova M.N., Zlobina S.L.,
Balanchuk T.T., Kuzmin K.A.**

METHODS OF ESTIMATING STABILITY OF DISCRETE
RANDOM PROCESS36

**Shalanov N.V., Shalanova O.N.,
Zlobina S.L., Kuzmin K.A., Yakovleva A.A.**

STABILITY AS A CATEGORY OF NON-STATIONARY
RANDOM PROCESS38

Shumkova K.G.

WAYS TO IMPROVE STATE SUPPORT FOR SMALL AND
MEDIUM-SIZED BUSINESSES THROUGH VENTURE
CAPITAL FINANCING MECHANISMS40

Trifonov E.V.

ECONOMY OF A PROSPEROUS MAN46

JURISPRUDENCE

Buga - Korsun A.N., Sablin D.A.

THE RUSSIAN FEDERATION AS A SOCIAL AND LEGAL
STATE: ANALYSIS OF PROBLEMS AND WAYS TO SOLVE
THEM.....50

**Khabibullaev D., Esanova Z.,
Ibratova F., Egaberdiev D.**

LEGAL ISSUES OF PRE-TRIAL AND JUDICIAL SANATION:
THEORY AND PRACTICE53

Ivaschenko C.A., Rakhmanova E.N.

CRIMINAL RESPONSIBILITY FOR RESTRICTION OF
COMPETITION (CARTEL): PROS AND CONS56

MATHEMATICAL SCIENCES

Kuttykozhaeva S.N.,

Uvalieva S.K., Zakeriya K.

NAVIER-STOKES EQUATION VARIABLES FUNCTION OF
CURRENT AND WHIRLWIND OF SPEEDS62

MEDICAL SCIENCES

Shuman E.A., Sichkar D.A.,

Korotkov A.V., Makeev O.G.

EFFICIENCY OF GEL COMPONENTS CONTAINING
STEM CELL PROTEINS IN EXPERIMENT.....63

PEDAGOGICAL SCIENCES

Kozhakhmet K.

SCIENTIFIC AND INNOVATIVE TRAINING
TECHNOLOGIES OF COMBAT KURES IN HIGHER
EDUCATION (UNIVERSITY)66

Sinenko K.

THE PROBLEM OF FORMATION INFORMATION AND
DIGITAL COMPETENCE OF PRIMARY SCHOOL AGE
CHILDREN IN THE CONTEXT OF THE AXIOLOGICAL
APPROACH72

Tulepbergenova D.Y.

MODERNIZATION OF THE METHODOLOGY OF
TEACHING ENGLISH AT THE UNIVERSITY74

PHILOSOPHICAL SCIENCES

Dorofeeva T., Pugacheva N.

THE ORTHODOX FAMILY AS A SMALL CHURCH76

EARTH SCIENCES

THE MAIN FEATURES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE CHAKKALYAN MOUNTAINS IN THE LIGHT OF THEIR PROSPECTS FOR IDENTIFYING APOCARBONATE GOLD MINERALISATION (SOUTHERN UZBEKISTAN)

Turapov M.K.,

*Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor
State Enterprise Institute of Mineral Resources
Republic of Uzbekistan, Tashkent*

Yarboboev T.N.,

*Candidate of Technical Sciences, Associate Professor
Karshi Institute of Engineering and Economics
Republic of Uzbekistan, Karshi*

Ochilov I.S.

*Senior Lecturer
Karshi Institute of Engineering and Economics
Republic of Uzbekistan, Karshi*

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЧАКЫЛКАЛЯНСКИХ ГОР В СВЕТЕ ЕГО ПЕРСПЕКТИВ НА ВЫЯВЛЕНИЕ АПОКАРБОНАТНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Турапов М.К.,

*Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Государственное предприятие «Институт минеральных ресурсов»
Республика Узбекистан, г. Ташкент*

Ярбобоев Т.Н.,

*Кандидат технических наук, доцент
Каршинский инженерно-экономический институт
Республика Узбекистан, г. Карши*

Очилов И.С.

*Старший преподаватель
Каршинский инженерно-экономический институт
Республика Узбекистан, г. Карши*

Abstract

The article is devoted to apocarbonate gold mineralization of the Chakylkalyan mountains, which is part of the Afghan-Tajik continental margin. The apocarbonate type is widespread in Uzbekistan, has been studied in sufficient detail and is the subject of this article. This article discusses the existence, distribution and genesis of Carlin-type gold deposits. The general characteristics of the Karlin-type gold mineralisation are summarised. The geochemical specialization of Paleozoic strata of the Chakylkala Mountains is considered, the most favourable strato-level for localization of mineralized zones is determined, and features of carbonate rocks during deposition of gold during reactions with silicic acid solutions are characterized. Based on the materials of regional geochemical profiling, the behaviour of the main ore-bearing elements in rocks of both carbonate and volcanogenic-terrestrial strata has been analysed. As a result of the analysis, subclark concentrations of major ore-generating elements creating higher concentrations in gold-bearing pyrite of both apocarbonate gold mineralization and related formations have been identified.

Аннотация

Статья посвящена апокарбонатному золотому оруденению Чакылкалянских гор, который является частью Афгано-Таджикской континентальной окраины. Апокарбонатный тип имеет широкое распространение в Узбекистане, достаточно детально изучен и по нему приводится информация в настоящей статье. В статье рассматривается существование, распространение и генезис руд месторождений золота типа Карлин. Приводятся обобщающие характеристики золотого оруденения типа Карлин. Рассмотрены вопросы геохимической специализации палеозойских толщ Чакылкалянских гор, определен наиболее благоприятный стратоевровень для локализации минерализованных зон и охарактеризованы особенности карбонатных пород в процессе осаждения золота при реакциях с кремнекислыми растворами. На основе материалов регионального геохимического профилирования проанализировано поведение основных рудогенных элементов в породах как карбонатных, так и вулканогенно-терригенных толщ. В результате анализа выявлены субкларковые содержания основных рудогенных элементов, создающих повышенные концентрации в золотоносных пиритах как апокарбонатного золотого оруденения, так и родственных ему формаций.

Keywords: gold mineralisation, carbonate sediments, native gold, mineral paragenesis, ore-magmatic systems, apocarbonate mineralisation, deposits.

Ключевые слова: золоторудная минерализация, карбонатные отложения, самородное золото, минеральные парагенезисы, рудно-магматические системы, апокарбонатное оруденение, месторождения.

Введение

Чапылкалянские горы (ЧКГ) расположены в пределах Зарафшано-Алайской структурно-формационной зоны Южно-Тяньшанского складчато-надвигового пояса. Он является юго-восточным сегментом Афгано-Таджикской пассивной континентальной окраины, характеризующейся преобладанием миогеосинклинальных шельфовых формаций. С востока блок граничит с Магианским рудным полем, являющимся западным окончанием Шинг-Магианского сурьмяно-ртутного рудного пояса. С запада блок примыкает к Каратюбинскому гранитоидному интрузиву и его сателлитам, обрамленным палеозойскими карбонатно-терригенными отложениями.

Характерной особенностью территории является широкое распространение малых гранитоидных интрузивов, часто совмещенных с дайковыми образованиями формации щелочных базальтоидов и лампрофиров.

Минерально-акцессорная и геохимическая специализация на W гранитоидов и геохимическая специализация на Au лампрофиров и щелочных базальтоидов определяют золото-редкометалльную металлогеническую специализацию Чапылкалянских гор.

Анализ условий образования, минералого-геохимических особенностей руд, пространственно-временных и генетических соотношений с другими типами оруденения и магматизмом показал, что апокарбонатное золотое оруденение занимает закономерное положение в ряду рудных формаций. Это положение определяется общностью процессов, приводящих к формированию золотого оруденения различных рудноформационных типов (золото-вольфрам-скарновый – золото-редкометалльно-сульфидно-кварцевый – золото-сульфидно-кварцевый – золото-апокарбонатный) и появлению киноварно-карбонатной минерализации в верхней части рудной колонны. Эти процессы обусловлены эволюцией формирования ЧКГ, основными элементами которой являются: преобладание в разрезе палеозойских отложений карбонатных толщ, сформированных в условиях окраинно-континентальных миогеосинклинальных прогибов и полихронный магматизм, выраженный пространственным совмещением гранитоидов и щелочных базальтоидов [1, 2].

Рассматриваемые материалы направлены, прежде всего на прогнозирование апокарбонатного золотого оруденения на площадях Афгано-Таджикской пассивной континентальной окраины и в рудных районах с подобным ЧКГ геологическим строением.

Геологическое строение ЧКГ

Рассматривая особенности геологического строения ЧКГ необходимо в первую очередь остановиться на геодинамических условиях его развития и отметить ряд последовательно сменяющихся во времени геодинамических обстановок. ЧКГ относится к области Южного Тянь-Шаня, формирование которого произошло в результате закрытия Туркестанского палеоокеана и коллизии Киргизско-Казахского континента (Палеоказахстана) с более южными континентами, которые в Узбекистанском секторе представлены Каракумо-Таджикским

континентом. В девон-раннекаменноугольный период преобладают процессы растяжения в Туркестанской палеоокеанической структуре и, как следствие, режим пассивных континентальных окраин на обоих обрамляющих континентах (карбонатные комплексы шельфовых серий). Закрытие океана и коллизия произошли в течение среднего-позднего карбона в результате субдукции океанической литосферы к северу с образованием на южной окраине Палео Казахстана надсубдукционной Бельтау-Кураминской магматической дуги [3].

ЧКГ является фрагментом Зарафшано-Алайской зоны. Рассматриваемая территория является результатом закрывшегося палеоокеанического пространства, представленного стыковой частью эшелонированных с севера на юг (герцинский цикл) и с юго-востока на северо-запад (позднеальпийский цикл) серий аллохтонных покровов, определивших его чешуйчато-надвиговое строение. В ходе коллизионной стадии (С₂₋₃) возникают разнообразные пакеты, пластины, олистостромы, формации «дикого» флиша, в составе аллохтонных включений которого фиксируются нижне- и среднепалеозойские образования. В процессе неоднократного сжатия формируются многочисленные брахианти- и брахисинклинальные структуры. Последние импульсы герцинского тектогенеза имели место в ходе завершающихся этапов коллизионной стадии и привели к окончательному оформлению структур субширотного-СЗ простирания (С₃ – Р₁), а также к деформации упомянутых анти- и синформ [4, 5]. Позднепалеозойские надсубдукционные шарьяжные сооружения состоят из многократно чередующихся пакетов-пластин с хрупкими проницаемыми и экранирующими составляющими. Зарафшано-Алайская зона на ранних этапах геологического развития испытывала тенденцию прогибания, а начиная со среднего карбона – отчетливое воздымание (этот этап характеризовался преобладанием горизонтальных движений, определивших шарьяжно-надвиговой стиль тектонических деформаций, реализованный в виде пакетов пластин надсубдукционных шельфовых образований и флишоидно-молласоидных комплексов и последующее синформирование и антиформирование шарьярованных толщ). Вся последующая геологическая история Зарафшано-Алайской зоны может быть определена как многостадийная тектоно-магмо-металлогеническая активизация. Начальный этап (поздняя пермь-ранняя юра) – аркогенез, в результате которого территория испытывала растягивающие усилия с формированием рифтоподобных структур субмеридиональной и СВ ориентации, как результат подновления глубинных зон, являющихся в палеозое трансформными разломами. Предположительно формирование региональных сдвигов происходило на постколлизионном этапе после закрытия палеоокеанических бассейнов и коллизии Палеоказахстана с более южными континентами [3]. Зоны разломов постколлизионного этапа (субмеридионального и СВ простирания) рассматриваются как обновленные палеотрансформные разломы низкого ранга [5].

Постколлизийная тектоно-магматическая активизация региона и ее влияние на металлогению

Консолидированная к началу перми земная кора Южного Тянь-Шаня, фрагментом которого является Чакылкалянские горы, несмотря на индивидуальные особенности строения отдельных регионов и различную предисторию их развития, реагировала на тектоно-магматические процессы как единое целое. Это обстоятельство объясняет принципиальную однотипность на разных, удаленных друг от друга, территориях субщелочных и щелочных формаций базальтоидов, обусловленных тектоно-магматической активизацией региона. Молодые базальтоиды выявлены в пределах всего Тянь-Шаня на обширной территории от горного обрамления Кызылкумов на западе до отрогов Джунгарского Алатау на востоке и, по-видимому, представляют гетерохронную группу магматических образований. Радиологические определения и геологические данные позволяют выделить три основных временных этапа формирования субщелочных и щелочных базальтоидов: поздняя пермь-раннетриасовый, триас-юрский и раннемеловой.

Рассматриваемый щелочно-базальтоидный магматизм внутриплитного этапа формирования региона, по-видимому, является составной частью регионального сводообразования и глобальной базальтоидно-кимберлитовой вулканической деятельности, связанной с фазой рифтового растяжения Земли, в эпоху киммерийской тектонической активизации [6]. Плавление субстрата мантии и рождение щелочно-базальтоидной магмы происходит под влиянием дегазации мантии и поступления из глубин разогретых потоков интрателлурических флюидов, насыщенных щелочами, летучими и рудными компонентами [7]. Они же впоследствии вызвали метасоматические преобразования пород даек и трубок взрыва и разнообразных ксенолитов в них, являясь следствием процессов метамагматизма.

Магматические образования на внутриплитной стадии развития региона представлены комплексом регионального распространения (формация лампрофириров и щелочных базальтоидов). Для Чакылкалянских гор комплекс представлен разнообразными лампрофирами, мончикитами, камптонитами, долеритами и эссексит-диабазами. На сопредельных площадях в составе комплекса регионального распространения преобладают: участок Кугитанг – породы камптонит-мончикитовой и базанит-трахифонолитовой ассоциаций; участок Кштут – биотитовые диабазы, биотит-пироксеновые шонониты, камптониты и мончикиты; Каракуль-Канчочский ареал – спессартиты, габбро-порфириты, камптониты, долериты, пикрит-диабазы, субвулканические базальты, лампрофирировые эссекситы; в горах Букантау – породы лампрофирировой и лампроитовой ассоциаций.

Ксенолиты в дайках комплексов регионального распространения представлены породами окружающей рамы, фундамента, основания коры и верхней мантии [8].

Вмещающие породы преимущественно представлены кварц-хлорит-полевошпатовыми гнейсами, гранитами, плагиигранитами, габброидами, сиенито-диоритами. К нижнекоровым ксенолитам

относятся кристаллические сланцы и эклогитоподобные породы.

Среди мантийных нодулей на участках Кугитанг и Кштут по распространенности и размерам резко преобладают (до 90% обломков) округлые включения интенсивно карбонатизированных гипербазитов группы шпинелевых верлитов и лерцолитов, реже, преимущественно в дайковой фации базальтов-микродиабазов, отмечаются черные шпинель-гранатовые пироксениты. Среди мантийных ксенолитов выделяется группа зеленых и черных оливиновых и шпинелевых пироксенитов, некоторые разности которых по своему составу (свыше 20% оливина) являются переходными к шпинелевым верлитам.

В Каракуль-Канчочском ареале среди мантийных ксенолитов преобладают гарцбургиты и лерцолиты.

Анализ распространенности в составе ксенолитов, наблюдающихся в базальтоидах в Кугитанге и на участке Кштут, показывает, что носителями мантийных нодулей являются в равной степени породы двух наиболее молодых серий пород комплексов регионального распространения, представленных, в основном, камптонитами и мончикитами.

Первичная мантийная природа ксенолитов ультрамафитов является наиболее вероятной, что подтверждается распределением редкоземельных элементов. В шпинелевых и оливиновых клинопироксенитах установлено низкое значение отношения La/Yb_N (8,2), что характерно для мантийных пород [8]. Присутствие высокобарических ксенокристаллов (санидина и диопсида) вероятно, указывает на значительную глубину магматического очага.

Метасоматические процессы в верхней мантии обнаруживаются как в породах самих даек и диатрем, так и почти во всех обломках вещества верхней мантии, вынесенных к поверхности дайками и трубками взрыва.

Участие в процессе петрогенезиса мантийного метасоматоза, особенно резко проявившегося на заключительных этапах эволюции магматического очага, отчетливо фиксируется постепенным возрастанием содержания биотита от единичных мелких листочков в трахибазальтах; 5-7% в микродиабазе; до 30% в слюдяных диабазе. Воздействие высококальциевых флюидов на остаточные порции расплава приводит к повышенной щелочности пород с примерно равными содержаниями калия и натрия. Изменение типа щелочности пород при постоянстве суммы щелочей также является следствием флюидного воздействия на расплав в промежуточных камерах.

Помимо высокой концентрации калия, флюид был существенно газо- и водонасыщенным, о чем свидетельствует существование мегакристаллов амфибола и биотита с содержанием калия до 2,2% и калишпат-карбонатных глобул, окруженных биотитом.

Весьма характерной особенностью процесса преобразования гипербазитов является отсутствие промежуточной стадии их серпентинизации. Непосредственное развитие карбоната по оливину и пироксену, тоже может указывать на его мантийный характер и существенно углекислый тип метасоматизирующих флюидов.

Мантйные ксенолиты являются измененными разностями и характеризуют флюидизированную и метасоматизированную верхнюю мантию.

Ксенолиты лиственинов преобладают над другими разновидностями ксенолитов вообще. Замещения начинаются в первую очередь с частичного или полного замещения форстерита и энстатита минералами листвинитовых парагенезисов.

Позволяет оценивать данные образования, как метасоматические разности, возникающие в связи с проработкой магматического расплава и в наиболее глубоких частях магматической камеры, высококалиевыми мантийными флюидами.

Специализация на Au пород комплекса регионального распространения выражена как на акцессорно-минеральном, так и на геохимическом уровнях. Самородное Au присутствует в неизменных породах комплекса в горах Букантау (диатрема Карашохо), в Гиссаре (участок Кштут), в Центральном Таджикистане (Каракуль-Канчочский ареал).

Наиболее полно самородное Au в породах комплекса регионального распространения охарактеризовано в горах Букантау. В диатреме Карашохо было установлено [9] золото, генерированное лампроитовой магмой. Самородное золото приурочено к наиболее свежей разновидности микрозернистых порфировых лампроитов, не затронутых процессами метасоматического изменения. Это золото, представляющее собой тонкие пленки и пластинки желтого цвета размером до 1 мм (пробность 782-911) содержит повышенные концентрации Cu (6,18-14,36%) и Ni (0,29-1,36%) и практически не содержит примесей As и Sb. Золото в гранитоидных дайках, наоборот, характеризуется низкими содержаниями Cu и Ni, и повышенными содержаниями As и Sb.

Геохимическая специализация на Au пород комплекса регионального распространения доказана для Чахылкалянских гор (табл. 1) и подтверждена в Каракуль-Канчочском ареале [10], где установлены высокие его содержания в разнообразных породах даек и трубок взрыва (мг/т): в долерито-базальтах и базальтах субвулканических до 511,7; в долеритах до 57,6; в габбро-порфиридах до 54,5; в сиенит-порфирах до 43,2; в эссексит-диабазов до 36,6; в камптонитах до 29,5; в спессартитах до 27,0; в минеттах до 26,0; в диабазовых порфиридах до 16,0; в керсантитах до 13,0; в порфировых эссекситах до 11,0; в базанитах до 9,4; в пикрит-диабазов и пикритах до 4,6.

Для сравнения, среднее содержание золота из 42 определений в камптонитах Алтае-Саянской складчатой области равно 1,2 мг/т, при интервале 0,6-1,7 мг/т [11].

Приведенные геохимические материалы, позволяют предположить, что обогащение минерализованных зон Au на отдельных площадях ЧКГ, обусловлено исходной металлогенической специализацией мантийного расплава, вызванного влиянием на него глубинного интрателлурического потока флюидов, насыщенного щелочами, летучими и рудогенными элементами.

Привнос Au в верхние этажи земной коры для ЧКГ, мог быть реализован в виде золотого оруденения различных генетических типов, в том числе, и в виде апокарбонатного золотого оруденения.

Рудно-магматические системы ЧКГ

Отличительной особенностью ЧКГ является существенное преобладание в разрезе палеозойских отложений карбонатных толщ (рис. 1), а также широкое распространение малых гранитоидных интрузий, часто совмещенных с дайковыми образованиями формации щелочных базальтоидов и лампрофиров. Для региона намечается выделение рудно-магматических систем (РМС) трех типов: 1) РМС, представленные очаговыми структурами глубокого заложения, с пространственным совмещением на дневной поверхности малых тел гранитоидов и дайковых роев щелочных базальтоидов и лампрофиров; 2) РМС, созданные рудоносными гранитоидами, без видимой их связи с глубокими уровнями магмогенерации, но которая косвенно фиксируется появлением в рудоносных метасоматитах высокобарических минералов (хромшпинелиды, муассонит); 3) «удаленно-интрузивная» РМС, но с фиксацией поздних постгранитоидных рудоносных растворов, проявленных в виде высоких концентраций Au и W в керсантитах ранней фазы формации щелочных базальтоидов и лампрофиров. Представителями первого типа являются Яхтонская и Сукарская РМС; второго-Кызылтуркская РМС; третьего Джиндыдарьинская РМС.

Для РМС первого типа характерны следующие основные элементы: приуроченность к узловым позициям с пространственным совмещением гранитоидов, лампрофиров и щелочных базальтоидов; распространением магматических образований в ареальных зонах с формированием малых гранитоидных интрузий с узкими питающими каналами и дайковых роев лампрофиров, эссексит-диабазов, камптонитов и мончикитов; мафические и гранитоидные образования предположительно имеют общий магмогенерирующий очаг, фракционная кристаллизация расплава в которых приводит к обособлению гранитоидов в промежуточных камерах и формированию щелочных базальтоидов в виде поздних даек; для гранитоидов характерна сквозная минерально-акцессорная и геохимическая специализация на W и менее выраженная геохимическая специализация на Au; для лампрофиров и щелочных базальтоидов характерна геохимическая специализация на Au и его элементы спутники (Te, Se, As, Ag, Bi) и в меньшей степени на W.

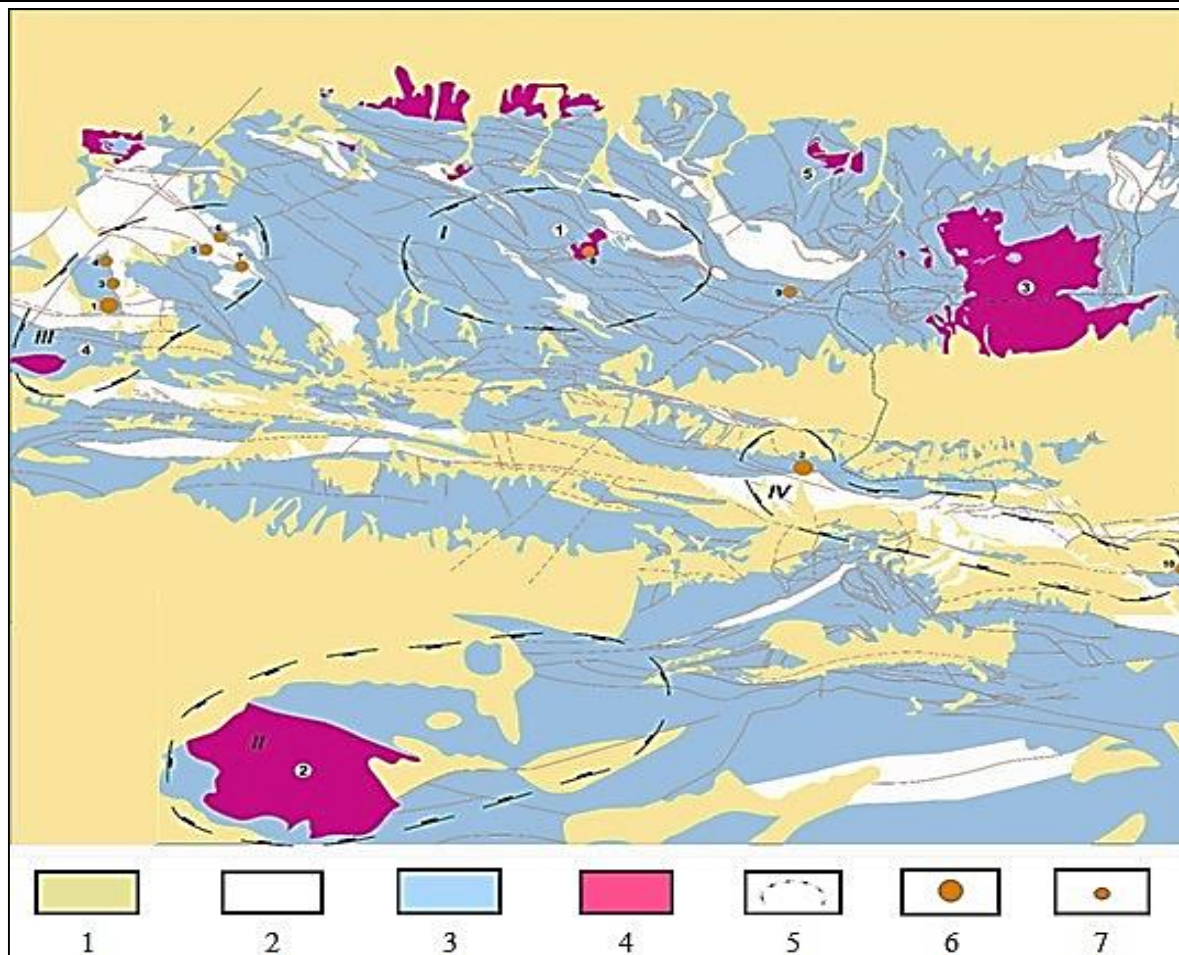


Рис. 1. Схема геологического строения Чакылкалянских гор с данными по золотому оруденению (масштаб 1:50 000). 1. Породы покровного комплекса (Q+N); 2. Безкарбонатные серии (O₂₋₃, C₂₋₃); 3. Существенно карбонатные серии (S₁-C₁); 4. Интрузивы и их номера: 1 – Яхтонский; 2 – Сукарский; 3 – Акбайджуманский; 4 – Кызылтурукский; 5 – Чаштепинский. Ареалы рудно-магматических систем: I. Яхтонской; II. Сукарской; III. Кызылтурукской; IV. Джиндыдарьинской. 6. Месторождения золота: I. Широтное; II. Акба. 7. Основные рудопроявления золота: III. Кызылтурук Центральный; IV. Кызылтурук Северный; V. Кальтакул; VI. Ютан Северный; VII. Ютан Южный; 8. Яхтон; 9. Новдароз; 10. Аката.

Ареал Яхтонской РМС охватывает зону влияния очаговой структуры глубокого заложения с магмогенерирующим очагом, эволюция которого привела к формированию на ранних этапах (C₃-P₁) в промежуточной камере гранитоидов яхтонского комплекса, а на поздних (T₂₋₃) – дайкового роя, сложенного породами формации щелочных базальтоидов и лампрофиров.

Основной объем яхтонского комплекса занимают биотит-роговообманковые гранодиориты, фациальными разновидностями которых, являются адамеллиты и порфириновые кварцевые диориты. Жильные породы комплекса представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Породы яхтонского комплекса имеют отчетливую вольфрамовую геохимическую специализацию. Фоновые содержания вольфрама в неизменных гранодиоритах главной фазы 59 г/т [10], при средних содержаниях вольфрама в гранитах-гранодиоритах 2,2-1,7 г/т. Акцессорная специализация – шеелит-циркон-сфен-апатитовая. Особенностью пород комплекса является сквозная минерально-ак-

цессорная специализация на вольфрам с повышением содержания акцессорного шеелита в ряду диориты и кварцевые диориты-гранодиориты главной фазы-гранодиориты из даек-гранодиорит-порфиры поздней фазы магматизма.

Геохимическая специализация на золото в гранитоидах яхтонского комплекса отчетливо не выражена. Среднее содержание Au в Яхтонском массиве 2,2 мг/т, что незначительно выше кларковых данных для гранодиоритов (1,2 мг/т). Наиболее высокое содержание Au содержится в ильмените (среднее 149 мг/т), но так как содержание самого ильменита в породах <1%, то Au, связанное с этим минералом, в общем балансе не имеет существенного значения. В темноцветных силикатных минералах содержания Au возрастают от минералов с более компактной кристаллической структурой к минералам более «рыхлым», т.е. его содержание возрастает в такой последовательности: гранат (среднее 1,2 мг/т) – пироксен (среднее 1,5 мг/т) – амфибол (среднее 2,6 мг/т) – биотит (среднее 4,9 мг/т). В распределении Au в амфиболах и биотитах Яхтонского массива намечается тенденция возрастания его содержания в сторону пород главной

фазы. Среднее содержание Au в амфиболах и биотитах пород Яхтонского интрузива соответственно составляет 0,0022 и 0,0049 г/т [10].

Поздние дериваты гранитоидного магматизма, представленные аплитовидными гранит-порфирами и аплитами, также характеризуются субкларковыми содержаниями Au и РЗЭ (табл. 1). В альбитизированных, метасоматически окварцованных аплитовидных гранит-порфирах с прожилками золотоносного кварца, содержащих повышенные концентрации Au, W, Bi и Te (табл. 1), увеличение РЗЭ является незначительным (в 1,06 раза по Yb до 2,05 по Eu), что не может обеспечивать существенное накопление в рудных концентратах РЗЭ (в отдельных пробах до 5985 г/т, в среднем 1097 г/т).

Все вышеуказанное, свидетельствует об ограниченной рудогенерирующей роли гранитоидов при формировании золотого оруденения Яхтонской РМС. Указанные факты позволяют предполагать привнос в рудное пространство Au и его элементов-спутников, а также РЗЭ, связанный с проявлениями постгранитоидного магматизма.

В конце перми и далее в мезозое на внутриплитной стадии развития региона, вероятно за счет углубления очага магмогенерации, появляются производные мантийного магматизма, проявившегося преимущественно в дайковой форме. Дайки, формирующие Яхтонскую РМС, образуют ареал (рой), сложенный представителями трех основных серий: гранитоидной (аплитовидные гранит-порфиры, лейкограниты, мелкозернистые граниты, гранодиорит-порфиры), лампрофировой (керсантиты, спессартиты, вогезиты в ассоциации с диоритовыми порфиридами), щелочных базальтоидов (камтониты, мончикиты). Кислые дайки характеризуются повышенными содержаниями W, Mo, Cu, As, Bi, Se (табл. 1), определяющими их геохимическую специализацию.

Для базитовых даек характерно наличие элементов с содержаниями, превышающими кларки (Au, Te, Bi, Se, As, Sb, Ag, W), которые являются рудообразующими и входят в состав типоморфной продуктивной ассоциации апогранитоидного золотого оруденения.

Таблица 1

Распределение элементов-примесей (г/т) в дайках и рудных образованиях Яхтонского рудного поля

Эл-ты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	0,087	0,027	0,115	0,032	0,029	0,004	0,412	10,5	3,52	22,9
W	3,44	3,55	2,3	4,61	2,36	7,63	334,5	120	850	270
Mo	0,32	3,29	0,84	1,82	4,07	37,9	44,0	183	21	45
Sn	5,0	4,3	2,3	5,8	3,4	2,19	7,0	35,8	13	87
Ag	0,45	0,62	0,33	0,77	0,35	0,25	1,21	63	3,5	51
Cu	16,1	50,7	9,3	28,3	57,0	247,0	123,0	446	610	150
Pb	29,4	34,7	11,2	38,0	11,3	23,9	20,5	466	38	640
Zn	67,0	83,8	64,2	76,8	103,6	14,3	34,8	96	51	37
Cd	0,24	0,25	0,15	0,21	0,15	0,04	0,17	1,2	0,23	0,58
As	15,4	18,2	16,4	15,5	16,6	48,0	77,2	2075	85	>4000
Sb	1,9	5,0	3,0	3,0	1,8	1,84	4,5	79,5	8,7	100
Bi	0,041	0,20	0,14	0,22	0,12	1,58	130,2	1082	500	1600
Se	0,14	4,11	0,13	1,25	3,16	2,8	1,6	26	17	42
Te	0,11	0,056	0,068	0,068	0,056	0,03	2,4	50	7,3	47
Cr	194	120	147	131	103	34,9	36,2	97	100	32
V	79	120	130	77	154	1,79	27,2	32	26	15
Ni	25,8	101	18,5	26,4	144,8	6,76	9,0	52	54	73
Co	15	23	20	16	42	1,22	2,85	60	100	74
Re	0,0018	0,0076	0,0012	0,0024	0,0084	-	0,004	0,023	0,018	0,01
U	6,9	2,9	3,3	6,1	3,4	4,8	6,8	36	10	16
Th	23,2	7,6	7,3	23,1	7,6	27,7	16,1	27	10	6,9
Pt	0,014	0,006	0,007	0,018	0,006	0,005	0,007	0,09	0,006	0,037
Ta	3,14	2,40	2,18	1,65	5,67	1,26	1,12	1,8	0,5	0,44
Hf	5,88	6,01	3,32	3,47	4,24			20,5	0,94	2,0
La	51,8	25,4	33,6	55,3	38,0	13,9	18,8	359,4	89,0	8,8
Ce	77,2	59,2	61,2	86,9	94,4	23,0	28,8	461,0	100,0	13,0
Pr	10,6	5,98	7,58	11,0	8,96	3,14	3,82	55,5	9,0	2,2
Nd	41,6	24,1	27,6	44,7	37,4	9,27	12,92	155,4	27,0	8,6
Sm	8,24	4,8	5,12	8,68	7,0	1,46	2,42	13,9	3,7	1,8
Eu	2,26	1,45	1,34	2,3	1,94	0,347	0,71	1,74	0,6	0,4
Gd	6,48	4,47	4,56	7,08	6,24	1,31	2,35	12,2	3,3	1,7
Tb	0,81	0,69	0,63	0,931	0,929	0,196	0,31	1,23	0,36	0,24
Dy	4,22	4,1	3,6	4,92	5,05	1,39	1,95	5,84	1,9	1,7
Ho	0,71	0,79	0,66	0,88	0,88	0,302	0,37	1,17	0,36	0,29
Er	1,88	2,12	1,86	2,336	2,14	0,949	1,19	3,66	1,1	0,86
Tm	0,25	0,29	0,252	0,31	0,276	0,172	0,21	0,55	0,15	0,12
Yb	1,68	1,99	1,58	2,01	1,69	1,48	1,58	4,05	1,2	0,9
Lu	0,24	0,30	0,24	0,29	0,23	0,251	0,22	0,62	0,18	0,13
Σ	208,0	135,7	149,9	225,66	205,21	57,17	75,65	1096,8	238,8	42,7
La/Yb _N	20,7	8,6	14,3	18,5	15,1	6,3	8,0	59,5		

Примечание. Анализы выполнены в ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии Руз В.А. Банновым на масс-спектрометре ICP-MS 7500 Series Agilent Technologist, Япония. 1 – диоритовый порфирит (5); 2 – керсантит (8); 3 – спессартит (11); 4 – вогезит (5); 5 – камптонит (5), 6- аплитовидные гранит-порфиры (4); 7 – аплитовидные гранит-порфиры альбитизированные, метасоматически окварцованные (4), 8 – концентрат гравитационного обогащения (8 проб); монофракции: 9- пирротина (1); 10 – пирита (1); в скобках количество анализов

Петрологами Узбекистана [12] выявлена закономерность, выраженная связями месторождений постмагматического генезиса (W, Mo, Sn) с рудно-магматическими системами интрузий известково-щелочного ряда и месторождений магматического этапа (Au и Ag с Se, Te, Bi) с флюидно-рудно-магматическими системами, формирующимися на фронте продвижения и становления субщелочно-базальтоидных расплавов малых интрузий и даек, обогащенных летучими компонентами и щелочами.

Рудно-магматические системы, характеризующиеся пространственным совмещением гранитоидов и пород формации щелочных базальтоидов и лампрофиров, потенциально обладают свойством к формированию полигенных и полихронных объектов, с телескопированием в рудном пространстве различных минеральных ассоциаций.

Подобная картина наблюдается в ареале Яхтонской РМС, металлогенической особенностью которой является пространственное совмещение скарново-шеелитового с золотом и золотого апогранитоидного оруденения, максимально проявленных на месторождении Яхтон на двух ярусах. В верхнем ярусе оруденение локализовано в карбонатных породах рамы Яхтонского интрузива и представлено телами межпластового, штокверкового и контактового морфотипов. Рудоносные скарны в основном гранат-пироксенового состава. Вольфрамовое оруденение в верхнем ярусе сопровождается повышенными содержаниями золота (средние содержания в контуре промышленных вольфраморудных тел 0,4-0,9 г/т, максимальные 36,0 г/т).

В нижнем ярусе оруденение локализовано в гранодиоритах главной фазы, которые в линейных минерализованных зонах СВ простирания подвержены кремнещелочному метасоматозу с формированием по ним поликомпонентных метасоматитов пироксен-хлорит-карбонат-альбит- кварцевого состава.

Процесс гипогенного минералообразования в нижнем ярусе был длительным. Ранние стадии (силикатно-карбонатная и стадия вольфрамов) представлены карбонат-кварц-хлоритовой и альбит-шеелитовой парагенетической минеральной ассоциацией (ПМА). В раннесульфидную стадию были образованы кварц-молибденитовая, пирит-арсенопиритовая, халькопирит-пирротиновая и халькопирит-висмутовая ПМА. В полиметаллическую стадию формируются сфалерит-халькопирит-галенитовая и галенит-блеклорудная ПМА.

Золото-серебряная стадия рудообразования включает тетрадимит-теллуровисмутитовую и золото-гесситовую ПМА (типичными минералами которых, являются селениды и теллуриды золота и серебра).

Для золотого оруденения установлен полистадийный характер с проявлением различных мине-

ральных ассоциаций, отвечающих различным геохимическим парагенезисам. Высокие содержания Au сопровождаются высокими содержаниями As, Ag, Te, Se, Bi, которые четко доказывают связь золота с пирит-арсенопиритовой ПМА (Au-As геохимический парагенезис); тетрадимит-теллуровисмутитовой ПМА (Au-Te-Bi геохимический парагенезис); золото-гесситовой и золото-серебряной ПМА (Au- Ag геохимический парагенезис).

Телескопирование в рудном пространстве минеральных ассоциаций приводит к накоплению в руде самородных Au и Ag совместно с пираргиритом, полибазитом, стефанитом, акантитом и гесситом; разнообразных минералов висмута и теллура (самородный висмут, тетрадимит, висмутин, ингидит, виттехинит, алтаит), в т.ч. в соединении с Au (мальдонит, калаверит и креннерит); разнообразных сульфидов, среди которых важную роль играют золотоносный мышьяковистый пирит (содержания Au – 22,9 г/т) и висмутсодержащий золотоносный пирротин (содержания Au – 3,52 г/т).

Золотоносные поликомпонентные метасоматиты нижнего яруса Яхтонской РМС локализованы в тех же структурах, которые контролировали внедрение поздних даек.

Апокарбонатное Au оруденение в ареале Яхтонской РМС локализовано в периферийных частях и представлено двумя подтипами: “надинтрузивным” (А) и “телетермальным” (Б). Подтип А проявлен в юго-восточной части ареала и характеризуется кварцево-жильным выполнением в интенсивно мраморизованных карбонатных породах с повышенным содержанием Au (до 8,0 г/т), сопутствующим накоплением Ag, As, W и Sn. Подтип Б характерен для западной части ареала. Его особенностями является интенсивное «пропаривание» парами Hg карбонатных пород в протяженных (многие сотни метров) тектонических зонах СЗ простирания, в которых в массивных органогенных известняках с прослоями глинистых тонкопосластчатых и тонкоплитчатых известняков, содержания Hg достигают 500-1000 кларков-концентрации. В эпицентрах ореолов «пропаривания» локализованы зоны минерализации с киноварью, флюоритом и баритом. Наиболее минерализованные участки представлены слабо метасоматически окварцованными карбонатными породами, обильно насыщенными кальцитовыми прожилками и углистым материалом сгусткового характера с вкрапленностью киновари и флюорита. Киноварь имеет пылевидную, микро- и мелкозернистую форму выделения и приурочена к зальбандовым частям кальцитовых прожилков, а также присутствует в углистом веществе в пылевидном состоянии. Минерализованные зоны содержат гнезда киноварь-флюоритовой руды размером до 0,5-1,0 м в поперечнике. Руда состоит на 20 % из кальцита, на 10 – 20 % из киновари; остальной объем представлен флюоритом. Киноварь пылевидная, местами наблюдаются процессы

собирающей перекристаллизации, размеры зерен ее при этом доходят до 5 мм.

В отдельных участках минерализованных зон встречено большое количество барита неправильной и таблитчатой формы с размерами зерен 0,01-0,2 мм, а также мелкие зерна антимонита и метациннабарита.

Зоны флюорит-киноварной минерализации характеризуются повышенными содержаниями Au (0,2-0,5 г/т), Sb (200-300 г/т) и As (до 500 г/т). По данным полуквантитативного анализа мономинеральных проб киневари (4 пробы) установлены микропримеси, г/т: Pb до 800; Sb до 300; Cr до 100; Ba до 80; Cu до 50; Ag, V, Ni до 10; Ga до 8, свидетельствующие о поликомпонентности рудоносных флюидов.

Зоны флюорит-киноварной минерализации сопровождаются обширными эндогенными геохимическими аномалиями, состав которых (Hg, Sb, As, Pb, Ag) может свидетельствовать об удаленно-надрудной позиции апокарбонатного золотого оруденения.

Ареал Сукарской РМС (рис. 1) также приурочен к очаговой структуре глубокого заложения, в юго-западной части которой залегает Сукарский интрузив, сложенный породами каратюбе-зирабулакского адамеллит-гранитового комплекса (среднезернистые порфиroidные биотитовые адамеллиты; крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты-адамеллиты; лейкократовые биотитовые граниты). Весьма существенно в связи с этими разновидностями гранитоидов проявилась жильная фаза, представленная аплитовидными гранитами, мелкозернистыми пегматоидными гранитами, аплитами и пегматитами.

Тип акцессорной минерализации ортит-циркон-сфен-шеелитовый. Биотитовые граниты-адамеллиты основной фазы (средние содержания из 148 определений по неизменным разностям, г/т) обогащены W (28) и Ag (0,29). С комплексом связаны шеелитоносные скарны и проявления олова в литий-фтористых жильных гранитах и зонах микроклинизации, турмалинизации и окварцевания фазовых гранитоидов Сукарского массива.

В Сукарском интрузиве и в его экзоконтактовой зоне описаны дайки, относящиеся к комплексу щелочных базальтоидов-лампрофиров, представленные эссексит-диабазами, камптонитами, мончикитами, пикритовыми порфиритами, керсантитами, спессартитами и диоритовыми порфиритами. Для лампрофировых даек определена геохимическая специализация на W (33); Sn (82); Cu (447); Ag (0,56); Cr (520) (средние содержания из 23 определений по неизменным разностям, г/т).

Рассматривая рудно-магматическую систему Сукарского редкометального гранитоидного интрузива, необходимо отметить обогащение поздних дериватов Li, Cs, F, Pb, Sn, а также высокое содержание в жильных аплитах граната, флюорита, турмалина, наличие шеелита и касситерита. Как важную генетическую особенность, могущую указывать на геохимическую специализацию интрузии, необходимо отметить содержание редкоземельного титано-тантало-ниобата-фергусонита, присутствие цирколита (с повышенными концентрациями Th, U и Hf), а также наличие протолитионита, обогащенного литием (до 5800 г/т).

Апокарбонатное Au оруденение в ареале Сукарской РМС также двух подтипов. Подтип А проявлен в центральной части ареала в зоне ближнекого экзоконтакта Сукарского интрузива, где локализованы линейные жильно-прожилковые штокерки в известняках. Кварц характеризуется повышенным содержанием Au (до 1,5 г/т), элементами-спутниками которого являются Cu, W и Sn.

Подтип Б характерен для северо-восточной части ареала, где в тектоническом узле пересечения субширотной тектонически-ослабленной зоны с меридиональной структурой глубокого заложения, выявлена серия тектонических пакетов глинистых известняков, залегающих среди кремнистых пород и подверженных низкотемпературному метасоматозу. Минерализованная брекчия состоит из обломков известняка и криптозернистого кварца, сцементированных пилитоморфно-мелкозернистым материалом каолинит-карбонатного состава. Кварц может рассматриваться как эмбриональные формы джаспероидизации.

Рудная минерализация представлена преобладающим пиритом арсенопиритом, антимонитом, пирротинном, халькопиритом, халькозином, сульфосолями, самородным серебром и магнетитом.

Размер зерен рудных минералов от 1 мкм и менее до 50 мкм (преобладают субмикронные зерна).

Пирит мышьяковистый и содержит тонкодисперсное золото. Форма зерен пирита в основном изометричная, кубическая, ксеноморфная, редко пентагондодекаэдрическая.

Содержания Au в аргиллизированных карбонатных брекчиях 0,2 – 1,0 г/т.

Уровень максимального накопления элементов в аргиллизитах (в кларках-концентрации) – Te – 297; Hg – 286; As – 89; Se – 86; Co – 66; Ba – 65; Cs – 51; Ni – 33; Cd – 32; Sb – 25; Mo – 23; Cu – 13; Tl – 9.

В результате рентгенофлуоресцентного анализа аргиллизитов установлено многократное увеличение в гравитационном концентрате по ним As, Fe, Co и S, что связано с накоплением в руде мышьяковистого пирита, а также Pb, Sb и Sn, в связи с накоплением сульфосолей.

Таблица 2

Результаты рентгенофлуоресцентного анализа аргиллизитов (№№ 1-4) и концентрата (№№ 5-8), г/т

№ проб	S	Cl	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu
1	-	-	3888	510752	215	25,8	-	49	2456	-	55	32
5	11249	661	2312	544486	710	75	102	138	36483	12,0	102	101
2	-	-	3584	514239	187	27,9	-	46	2721	1,3	50	33
6	14858	752	2310	567021	848	76	110	168	52002	14,4	168	159
3	-	-	3753	505343	195	29,1	-	49	2543	-	53	31
7	7529	534	2297	596476	554	68	97	116	41528	12,6	153	109
4	-	-	3465	501670	164	29,5	-	45	2584	1,1	52	28
8	3839	-	2018	585401	292	56	82	108	33498	12,8	86	82

№ проб	Zn	As	Rb	Sr	Zr	Mo	Cd	Sn	Sb	Ba	W	Hg	Pb	Th
1	110	87	10,1	984	21	44,4	-	-	-	-	-	9	14,3	152
5	183	1840	9,9	1413	165	26	16	235	271	91	80	36	761	134
2	129	102	11,4	1148	22	13,8	-	-	-	-	-	19	21	209
6	289	4636	14,2	1747	213	30	-	286	313	-	142	46	1373	-
3	122	99	12,1	1172	26	11,8	-	-	-	-	-	15	16,2	177
7	169	2549	13,3	1946	116	37	-	143	162	144	-	53	590	199
4	129	109	11,0	1119	23	8,4	-	-	-	-	-	19	15,7	183
8	192	1368	10,7	1716	47	34	-	153	207	-	-	56	509	-

Минерализованные зоны северо-восточной части ареала Сукарской РМС характеризуют удаленно-надрудную позицию апокарбонатного золотого оруденения, фиксируемую низкотемпературными метасоматитами, сопровождаемыми геохимическими ореолами элементов верхней части рудной колонны (Hg, As, Sb, Ag, Pb и Ba).

Верхняя кромка прогнозируемого промышленного оруденения по данным геофизических работ (электро- и магниторазведка, газортутное профилирование) ожидается на глубинах 150-200 м, где по расчетным данным залегает аномалеобразующий объект с содержанием сульфидов 4-5 % (на поверхности в золотоносных минерализованных зонах сульфидов не более 0,1 %).

Ареал *Кызылтурукской РМС* (рис. 1) охватывает зону влияния Кызылтурукского интрузива, сложенного породами комплекса калиевых гранитов. Региональная пространственная позиция развития этого комплекса определяется сочленением поперечного Гузаро-Джизакского глубинного разлома и пояса неоднократно активизированных продольных субширотных разломов.

Интрузив имеет четкие рвущие контакты с вмещающими породами. Петрографические отличия гранитов кызылтурукского комплекса сводятся к повышенному содержанию калишпата и биотита, что подтверждается их химизмом. Комплекс специализирован на W (32); Sn (5,8); Au (0,05) (средние содержания из 35 определений по неизменным разностям, г/т).

Металлогенической характеристикой Кызылтурукской РМС является пространственное совмещение скарново-шеелитового оруденения, приуроченного к контактовой зоне Кызылтурукского интрузива и золотой минерализации, связанной с кварцевыми жилами в теле интрузива. Основное золотое оруденение распространено в центральной части ареала РМС, где выявлены руды Au-редкометалльно-кварцево-сульфидной (месторождение Широтное) и Au-сульфидно-кварцевой формации (рудопроявления Кызылтурук Центральный и Кызылтурук Северный). В северо-восточной части ареала проявлена минерализация Au-кварцево-сульфидной формации (рудопроявления Кальтакуль, Ютан).

Апокарбонатное Au оруденение в ареале Кызылтурукской РМС проявлено в его южной периферийной части, где оно формируется по доломитам с выраженным магнизиальным выщелачиванием и кальциевым метасоматозом.

Формирование золотоносных апокарбонатных метасоматитов предположительно происходило по

схеме: дедоломитизация, с формированием дометасоматического пористого каркаса – отложение продуктов кальциевого метасоматоза – наложение на сформированные метасоматиты стресс-деформаций, с формированием макро- и микротрещин – выполнение трещин халцедоновидным кварцем и поздним кальцитом.

Минерализация, сопутствующая золотому оруденению, представлена сульфосолями сложного состава, блеклой рудой, сульфидами серебра, редко самородным серебром и касситеритом. Среди сульфосолей выделяются свинцово-оловянные и свинцово-сурьмяные разности, а также сульфосоли сложного состава. Типоморфный геохимический комплекс включает Au, Cu, Sb, Ag и Zn.

«Удаленно-интрузивная» *Джиндыдарьинская РМС* (рис. 1) характеризуется отсутствием на дневной поверхности в контуре ее ареала гранитоидов. Магматические образования представлены керсантидами ранней фазы становления пород формации щелочных базальтоидов и лампрофиров, которые подвержены воздействию на них поздних постмагматических (трансмагматических) растворов, приводящих к накоплению повышенных концентраций Au (до 1,5 г/т) и W (до 0,1%).

Золотое оруденение Джиндыдарьинской РМС представлено минерализованными зонами золото-кварц-сульфидной формации (убого сульфидный тип). Минерализация приурочена к субширотной тектонически-ослабленной зоне, включающей шов крупного межформационного срыва на контакте карбонатных отложений с метатерригенными породами и серию внутрiformационных тектонических пакетов кремнистых сланцев в толще известняков. Оруденение характеризуется сокращенным набором рудных минералов, представленным самородным золотом, пиритом и псевдоморфозами гетита и гидрогетита по пириту.

Самородное золото высокопробное (пробность от 950 до 996), обычно пылевидное, редко мелкого класса (до 0,1-0,2 мм). Обычная примесь Ag, иногда Fe (0,79-2,06% - для гипергенной разновидности).

В западной части ареала Джиндыдарьинской РМС апокарбонатное золотое оруденение приурочено к зонам послыйного метасоматического окремнения в известняках. Минерализованные зоны сложены кальцитом (40-80 %), кварцем (15-40 %), гидрослюдами (до 7 %) и незначительным объемом доломита и анкерита.

Для апокарбонатного оруденения характерно низкопробное самородное Au (пробность 725-824) в ассоциации с электрумом и кюстелитом, которые образуют оторочки и тонкие каемки вокруг золо-

тин. Характерной чертой этих золотин (кроме низкой пробы) является неоднородное внутреннее строение и часто относительно крупные размеры (до 0,5 мм), что может свидетельствовать об их образовании в несколько стадий минерализации, в которых происходило существенное изменение состава рудоносных растворов (к концу процесса повышалось содержание Ag).

В восточной части ареала Джиндыдарьинской РМС апокарбонатное золотое оруденение выявлено на рудопроявлении Аката (рис. 1).

Золоторудная минерализация на рудопроявлении Аката размещается среди карбонатных пород, представленных преимущественно толстоплитчатыми и массивными пелитоморфными и строматолитовыми известняками, по которым формируются зоны с кальцит-гетит-гематит-гидрослюдистой минерализацией. По данным дифрактометрического анализа лентовидные полости кальцит-гидрослюдистого состава имеют следующий состав: кальцит 44,7%, сумма глинистых минералов 43,3%, гематит 8,2%, апатит 3,8%. Глинистые минералы представлены каолинитом (30%) и гидрослюдой (70%), представляющей смешанно-слоистое образование, состоящее из гидрослюды 2M₁ мусковитового типа, содержащей до 10% монтмориллонитовых слоев. Золотая минерализация на рудопроявлении Аката локализована в трех геологических образованиях: 1) в гидротермокарстовых брекчиях, представляющих собой первичные руды; 2) в катаклазитах, сформированных по гидротермокарстовым брекчиям; 3) в жильном кальците. Золотое оруденение на рудопроявлении Аката характеризуется простым вещественным составом. К главным рудным минералам относятся самородное золото и гематит, к второстепенным – пирит, киноварь и самородная латунь. Самородное Au образует редкую, но довольно равномерно распределенную вкрапленность, приуроченную в основном к участкам зоны гидротермокарстовых брекчий, насыщенных продуктами эндогенной гидротермальной деятельности. Формы выделения самородного Au по данным изучения в шлифах обычно округлые, размер выделений 0,001-0,02 мм. Наиболее дисперсное Au приурочено к лентовидным гидрослюдистым образованиям (0,004 мм и менее), где оно располагается и в самих гидрослюдах, и в каемках гематитизации, развитых вдоль них. По составу самородное Au весьма высокопробное, обычно содержит 95-98% Au, изредка почти 100%. Из примесей присутствуют преимущественно Cu (до 5,0-12,3%) и в единичном случае Fe. Самородное Au ассоциирует с киноварью, гетитом по пириту и кальцитом, встречающимся в виде гнезд среди катаклазита. Золото в ассоциации с киноварью установлено также в двух кальцитовых жилах СЗ простирания. Здесь Au образует выделения размерами в сотые и тысячные доли мм среди кальцита, в котором также размещены вкрапленники кристаллической киновари размерами в десятые доли мм. Гематит образует равномерную вкрапленность в гидрослюдистом агрегате, а также во внутри зерновом пространстве кальцита, как в цементе гидротермокарстовых брекчий, так и в метасоматических каемках вдоль прожилков кальцита и гидрослюды, что характеризует его эндогенную природу. Пирит также обра-

зует довольно равномерно распространенную редкую вкрапленность размером 0,005-0,05 мм в цементе гидротермокарстовых брекчий, в зонах метасоматической гематитизации, в кальцит-гетит-гидрослюдистых образованиях, реже в сутуро-стилолитовых швах, выполненных лимонитом. Более крупные вкрапления имеют кубическую форму и в участках лимонитизации интенсивно окислены (за счет чего брекчия в отдельных участках имеет бурую окраску). Более тонкая вкрапленность пирита (0,005 мм и менее) имеет неправильную или реже глобулярную форму и распределяется обычно внутри зерен кальцита. В крупнокристаллическом кальците пирит образует вкрапленность в трещинах спайности размером около 0,01 мм. Киноварь встречается только среди кальцитовых образований с гетитом, где образует очень редкие вкрапления неправильной и каплевидной формы размером 0,01-0,05 мм, редко до 0,1 мм в сростании с ромбическими зернами доломита. Сростаний с самородным золотом и другими рудными минералами не образует. Самородная латунь встречается в виде редких очень мелких (0,001-0,005 мм) включений близко к округлой формы в кальцитовых жилах, развиваясь вдоль трещин спайности кристаллов кальцита. Состав по данным микрорентгеноспектрального анализа: Cu 67,8 %, Zn 32,13 %. По данным гомогенизации газовой-жидких включений в кальцитах определена общая схема температурной стадийности гидротермального процесса: гидротермальные растворы, участвовавшие в образовании золотосодержащих брекчий карбонатного состава имели температуры 212°-126°С, а образования кальцитовых жил с золотом и киноварью происходило из гидротермальных растворов, имевших температуру 142-113°С. Таким образом, апокарбонатное золотое оруденение на рудопроявлении Аката имеет следующие обобщающие характеристики: а) приуроченность к карбонатным секциям разреза с преобладанием строматолитовых известняков; б) низкие температуры образования рудовмещающих образований (кальцит, гидрослюды); в) своеобразный минеральный парагенезис золотосодержащих ассоциаций (самородное золото, гематит, апатит, киноварь); г) специфическая геохимия рудоносной зоны, выраженная в накоплении в околорудном пространстве фосфора, ртути, меди и цинка; д) заметный дефицит серы в рудоносных растворах.

Аналогии с Карлин-типом, как элемент прогноза апокарбонатного оруденения в ЧКГ

Долгие годы выявление золотой минерализации в измененных карбонатных породах не находило должного объяснения и не привлекало особого внимания геологов, поскольку объекты не имели промышленного значения. Ситуация кардинально изменилась с начала 60-х гг. прошлого столетия после открытия и ввода в эксплуатацию крупных золоторудных месторождений в Неваде.

Геологами разных стран эпitherмальные месторождения этого типа в современных классификациях золоторудных месторождений выделяются под названиями невадийского или Карлин-типа, который является одним из ведущих в мире, как по запасам золота, так и по количеству разрабатываю-

щихся объектов. Суммарные запасы золота в рудном районе Карлин оцениваются более чем в 6000 т [13]. В настоящее время в Неваде и в Южном Китае насчитываются многие десятки месторождений золота Карлин-типа, часть из которых характеризуется запасами более 150 тонн золота, а некоторые – более 300 тонн [14].

Генезис карлинских руд является предметом многочисленных дискуссий. Были предложены, по крайней мере, несколько взаимоисключающих гипотез их происхождения. В настоящее время основные концепции формирования месторождений Карлин-типа можно разделить на несколько групп: оруденение плутоногенно-гидротермального генезиса; первично осадочного или вулканогенно-осадочного генезиса; оруденение является телетермальным, амагматическим и относится к стратиформному (гидрогенному) типу.

Предложена также модель, связывающая оруденение с тектоно-магматической активизацией, при которой происходит газо-флюидный перенос металлов из глубоких горизонтов и модель образования руд из металлоносного мантийного флюида, представляющего собой смесь элементоорганических соединений и неорганических металлокомплексов и поднимающегося в неравновесных условиях из мантии по зонам глубинных разломов.

Открытие и детальное изучение в Неваде месторождений с новым, так называемым удаленно-вкрапленным Au-As типом оруденения дали импульс к развитию магматической модели. В относительно недавнее время (2011 г.) новые данные, полученные при микросондовых анализах рудных минералов и экспериментах по фракционированию металлов, а также геохронологические и изотопные данные, характеризующие интрузивный магматизм региона, позволили авторам [15] убедительно обосновать магматогенный источник золота при формировании объектов Карлин-типа. Авторы связывают формирование подобных объектов с геодинамическим режимом перехода от пологой субдукции к установлению преобладающего тектонического режима растяжения и возобновлению магматизма, связанного с деятельностью Йеллоустоунского плюма, который долгое время экранировался субдуцирующей океанической плитой. Экран препятствовал проникновению флюидов и магм в кору и способствовал их аккумуляции и накоплению под плитой. В момент разрушения последней, скопившиеся магмы и флюиды получили возможность проникать в континентальную кору [14, 15]. Это событие генерирует высококальциевый известково-щелочной магматизм. Мафические мантийные магмы проникали в нижнюю кору, генерируя ее частичное плавление и передавая, полученные из мантии ювенильные летучие вещества на коровый уровень.

Продолжая использовать идею открывшегося астеносферного окна, авторы [15] полагают, что в результате описанных событий генерировалась магма, которая производила и накапливала золотоносные флюиды на глубинах 10-12 км. Магматический расплав, в конце концов, достиг точки насыщения летучими веществами и выделил гидротермальные флюиды, которые могли транспортировать Au в дисульфидных комплексах. Рудоносные флюиды, как представляется, подни-

мались выше к поверхности, возможно, в связи термальным разогревом верхней части земной коры (на глубине 6-10 км) плутоногическими очагами.

Поднявшись к поверхности, водные флюиды с повышенными концентрациями сероводорода смешивались с метеорной водой. В нескольких км от поверхности флюиды растворяли и сульфидизировали карбонатные толщи, что приводило к отложению золотоносного пирита. Магматические флюиды с возможной подпиткой метаморфическими флюидами продолжали двигаться вверх, предположительно извлекая попутно из вмещающих пород и растворяя в себе разные компоненты. Au вместе с As, Sb, Hg, Tl и S могло быть извлечено из глинистых пластов. Когда утолщенная верхняя кора стала расширяться, водные гидротермальные флюиды мигрировали и поднимались вдоль глубинных сквозных разломов, связанных с вновь открывшимися рифтогенными структурами. Реакции между углеродистыми, сульфидизированными и барит содержащими карбонатными породами и восходящим потоком флюидов могли привести к возрастанию концентрации H₂S, тем самым увеличивая насыщенность флюида Au. В большинстве районов рудные флюиды были разбавлены глубоко конвектирующими метеорными водами. Рудоносные флюиды накапливались в областях структурных ловушек, где были сосредоточены водоупоры, способствуя повышенной реакции флюид/порода. Активные флюиды декарбонатизировали, аргиллизировали и сульфидизировали вмещающие породы. Возможно, снижение притока рудных флюидов и вовлечение метеорных вод в систему вызвали смешивание флюидов, их охлаждение и осаждение минералов поздней рудной стадии (аурипигмент, реальгар, минералы Tl). Остаточные, разбавленные, низкотемпературные флюиды на выходах рудных зон локально сформировали безрудные джаспероиды.

Для формирования месторождений золота Карлин-типа решающее значение имела, сформированная до рудообразования, система разломов глубокого заложения, которая играла роль каналов, собирающих и подводящих глубинные флюиды.

Непроницаемые мелкозернистые терригенные толщи были надвинуты на проницаемые карбонатные пласты. Создавшиеся таким образом структурные ловушки распределяли восходящие рудообразующие флюиды по латерали.

Миогеосинклиальная, образовавшаяся на шельфовом склоне, рудовмещающая толща содержит большую массу тонкослоистых, сульфидизированных и углеродистых доломитовых илистых известняков и мергелей. Деформация мягких осадков и оползневые склоновые брекчии привели к повышению проницаемости и первичной пористости вдоль зон разломов, что способствовало притоку флюидов в известковые породы и образованию первичной диагенетической вкрапленной сульфидной минерализации.

Растворение карбонатов во время рудообразования привело к потере объемов и увеличению проницаемости пород, окварцевание и частичное выщелачивание кальцитовых и доломитовых зерен дополнительно создавало проницаемую зернистую джаспероидную структуру в породе, доступную

для золотоносных флюидов и весьма благоприятную для образования карлинских руд.

Интенсивность изменений на разных участках одного месторождения весьма неравномерная. Выделяются: декарбонатизация, окварцевание, аргиллизация и доломитизация. Декарбонатизации подвергаются карбонатные толщи – известняки, мергели и доломиты. Вынос кальцита из породы сопровождается отложением кварца, формирующим джаспероиды, и аргиллизацией. Интенсивность окварцевания варьирует от слабой до образования джаспероидов по всем типам карбонатных пород (в некоторых месторождениях более широко, чем джаспероиды, развиты слабо окварцованные вмещающие породы). Кварцевые жилы и прожилковые зоны в пределах месторождений встречаются преимущественно в джаспероидах. Тонкие кварцевые прожилки (1-5 мм) обычно содержат вкрапленность пирита, марказита и антимонита.

Аргиллизиты состоят из тонкозернистой светло окрашенной глины (каолинит ± диккит ± иллит), серицита, кварца, гидроксидов железа, ярозита, гипсита, кальцита, сидерита, марказита, пирита, реальгара, аурипигмента и многочисленных таллий содержащих минералов. Зона аргиллизитов перекрывает джаспероиды и кремнистые породы.

Большинство Au отложилось с минералами главной рудной стадии, в т.ч. Au-содержащим мышьяковистым пиритом, марказитом, кварцем, каолинитом, диккитом и иллитом.

Месторождения золота Карлин-типа наиболее известны субмикронным Au, также называемым «невидимым», в богатых микроэлементами пирите и марказите, в которых содержания Au превышают сотни г/т. Золотосодержащие пирит и марказит встречаются в отдельных зернах, как правило, менее нескольких микрон в диаметре или в виде мелких включений в более ранних сульфидах. В целом содержание золота в руде-функция от концентрации золотосодержащего мышьяковистого пирита

рудной стадии. Аурипигмент, реальгар и антимонит осаждались в связи с охлаждением раствора после формирования золотоносного пирита и характерны для верхних уровней рудной колонны.

Обобщающие характеристики золотого оруденения Карлин-типа:

- приуроченность к глинисто-карбонатным фациям флишоидных и турбидитовых комплексов континентально-шельфовой формации пассивной континентальной окраины;

- контроль оруденения структурами глубокой проницаемости в сочетании с региональным надвигом;

- геодинамические обстановки, характеризующиеся изменением режима сжатия на режим растяжения, с формированием рифтогенных структур в надплюмовой позиции;

- четко проявленная минералого-метасоматическая зональность с формированием в надрудной и удалено верхнерудной зонах аргиллизитов с реальгар-аурипигмент-киноварной минерализацией, а на средне рудном уровне джаспероидов с микрозернистой золотоносной пирит-марказитовой минерализацией с переходом на более глубоких уровнях в зоны с золотоносным арсенопиритом;

- руды, характеризующиеся вкрапленным тонкодисперсным «невидимым» (микронным) золотом, приуроченном на верхних горизонтах к глинистым минералам, а глубже-к субмикроскопическим сульфидам;

- золото-ртутно-сурьяно-таллиево-мышьяковый геохимический спектр оруденения;

- низкие температуры рудообразующих флюидов (180-240°C) и образования золотоносного высоко мышьяковистого пирита (<200°C).

Ниже в таблице 3 приводятся результаты ИСП масс-спектрометрического анализа, выполненного по рудным образцам, полученным узбекистанскими геологами при посещении месторождения Карлин [16].

Таблица 3

№ проб		ИБ-7	ИБ-8	ИБ-9
Au	г/т	381.1	247.1	63.7
Ag	г/т	9.9	11.3	14.4
Pt	г/т	0.076	0.412	0.221
Pd	г/т	0.149	0.383	0.259
Rh	г/т	0.013	0.013	0.110
Ru	г/т	0.012	0.000	0.014
Os	г/т	0.001	0.006	0.004
Ir	г/т	0.002	0.004	0.001
Se	г/т	13.7	14.0	6.6
Te	г/т	49.7	19.1	18.2
Bi	г/т	0.71	1.53	1.36
Sb	г/т	242	201	311
As	%	25.27	6.34	33.78
Cu	г/т	249	277	1210
Zn	г/т	184	203	389
Pb	г/т	287	264	1279
Mo	г/т	4.1	4.2	2.0
Re	г/т	0.003	0.004	0.006
Fe	%	4.59	9.91	2.86
V	г/т	538	549	387
Cr	г/т	161	794	96
Co	г/т	22.4	59.0	6.2
Ni	г/т	57	200	38
Cd	г/т	2.5	2.2	1.7
In	г/т	0.30	0.42	1.84
Li	г/т	25.7	25.9	4.1
Be	г/т	0.14	0.29	0.23
B	г/т	22.7	50.7	31.6
Hf	г/т	4.07	18.53	11.27
Ta	г/т	1.03	3.59	0.91
Sn	г/т	8.4	33.7	20.0

№ проб		ИБ-7	ИБ-8	ИБ-9
Hg	г/т	72.7	59.4	17.1
Tl	г/т	479	736	167
Sc	г/т	7.8	17.9	10.8
Ga	г/т	19.4	33.7	19.1
Ge	г/т	3.89	1.68	5.73
Rb	г/т	74	116	66
Sr	г/т	79	336	45
Ba	г/т	97	150	238
Zr	г/т	183	808	403
Nb	г/т	16.0	31.7	18.1
Cs	г/т	12.8	25.8	7.7
Y	г/т	39.48	95.45	83.43
La	г/т	105.59	248.02	91.40
Ce	г/т	125.40	285.60	104.83
Pr	г/т	14.03	35.29	11.65
Nd	г/т	79.39	173.19	84.82
Sm	г/т	14.81	37.65	14.72
Eu	г/т	3.63	8.85	3.05
Gd	г/т	11.54	21.98	11.69
Tb	г/т	1.58	3.66	2.38
Dy	г/т	7.57	18.52	12.03
Ho	г/т	0.87	2.32	2.03
Er	г/т	2.35	6.14	5.66
Tm	г/т	0.40	1.37	1.27
Yb	г/т	4.29	12.71	11.91
Lu	г/т	0.43	1.37	1.41
ΣРЗЭ		371,88	856,67	358,85
W	г/т	337.3	712.1	246.5
Th	г/т	16.8	32.9	14.0
U	г/т	6.8	7.2	8.2

Примечание. Анализы выполнены в ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии РУз на масс-спектрометре ICP-MS 7500 Series Agilent Technologist, Япония.

В целом, сопоставление апокарбонатного золотого оруденения ЧКГ и провинции Бассейнов и Хребтов, вмещающей основные месторождения золота Карлин-типа, позволяет выделить следующие элементы подобия:

- приуроченность обеих территорий к пассивной континентальной окраине с формированием в ее пределах глинисто-карбонатных фаций миогеосинклинальной шельфовой толщи;
- единый стиль геодинамических обстановок, характеризующийся сменой режима сжатия раннего этапа на режим растяжения, с формированием рифтогенных структур позднего этапа;
- контроль оруденения структурами глубокой проницаемости в сочетании с шарьяжно-надвиговыми дислокациями;
- влияние на формирование рудоносных флюидов глубоких (мантийных) уровней магмогенерации (в виде плюма для невадийской группы месторождений и структур глубокого заложения для Чакылкалянских гор);
- однотипный характер метасоматических процессов, проявленных в виде декарбонатизации, доломитизации и аргиллизации;

- широкое распространение Hg, As и Sb в рудах месторождений Карлин-типа и в геохимических ореолах на площадях, сложенных карбонатными породами.

Выводы

Рассмотренные материалы по золотому оруденению в карбонатных породах Чакылкалянских гор позволяют прогнозировать подобный тип оруденения на территориях (в рудных провинциях), характерными особенностями геологического строения которых являются:

- наличие миогеосинклинальных шельфовых осадков, включающих толщи переслаивания карбонатных, кремнистых и пелитовых пород;
- преобладание, либо существенное развитие в разрезе карбонатных толщ потенциально-рудоносных литофаций с глинисто-алевритовой составляющей и наличие в них углеродистых доломитовых илистых известняков и мергелей;
- геодинамические обстановки формирования потенциально рудоносных площадей, характеризующиеся изменением режима сжатия ранних этапов

на режим растяжения поздних этапов, с формированием рифтогенных структур глубокой проницаемости;

- проявление рудно-магматических систем, представленных ареалами, с пространственным совмещением на дневной поверхности малых тел гранитоидов и дайковых роев производных мантийного магматизма (лампрофиров и щелочных базальтоидов), металлогенически специализированных на золото и сопутствующие ему элементы (As, Sb, Hg, Se, Te, Bi, РЗЭ, W);

- пространственно-временное и генетическое соотношение апокарбонатного золотого оруденения с рядом рудных формаций, определенное общностью процессов, приводящих к формированию золотого оруденения различных рудноформационных типов и появлению киноварно-карбонатного оруденения в верхней части рудной колонны;

-золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковый геохимический спектр минерализованных зон.

Использование обобщающих характеристик апокарбонатного золотого оруденения при прогнозных построениях, может способствовать выявлению новых месторождений золота.

Список источников

1. Ярбобоев Т.Н., Очиллов И.С., Султонов Ш.А., Хушваков Б.А. Минералого-геохимические особенности телетермального золотого оруденения в карбонатных породах Чахылкалянского мегаблока (Южный Узбекистан) // Горный вестник Узбекистана. 2020. №3 (82). С. 27-31.

2. Ярбобоев Т.Н., Очиллов И.С., Султонов Ш.А. Роль окружающей среды в размещении апокарбонатного золотого оруденения Чахылкалянского мегаблока (Южный Узбекистан) // Бюллетень науки и практики. Т. 7. №6. 2021. Россия. С. 38-51.

3. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура в истории Южного Тянь-Шаня. С.-Петербург: Изд-во С.-Петербург. Ун-та, 1996. 190 с.

4. Джантуганов Н.И., Терлецкий О.Г. и др. Прогнозная оценка Каратюбе-Чахылкалянского горнорудного района на золото с выявлением рудных полей и локальных геолого-структурных позиций ртутно-золоторудной джаспероидной формации на 1993-1996 г.г. Фонд. Ташкент, 1996. 156 с.

5. Лордкипанидзе Л.Н. Магматизм и оруденение зон трансформных разломов Тянь-Шаня. Геология и минеральные ресурсы, 5, 2014. С. 24-33.

6. Милановский Е.Е., Мальков Б.А. –Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли. – Докл. АН СССР, 1980, т. 252, №5, С. 1203-1207.

7. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1973. - № 12. – С. 3-6.

8. Головкин А.В., Гадецкий А.Ю. и др. Выявление критериев алмазоносности трубок взрыва и даек щелочных базальтоидов и ультрабазитов гиссарского хребта и гор Нуратау // Ташкент, 1990. 222 с.

9. Головкин А.В., Яковенко Н.Е., Шакирова Н.И., Коробов В.А. Особенности состава и генезиса шонкинитов диатремы Карошохо. Минералообразующие флюиды и рудогенез. Мат-лы симпоз. Ташкент, 1998. С. 80-81.

10. Даутов А. Минералого-геохимические критерии условий формирования и потенциальной рудоносности Кошрабадского и Яхтонского интрузивов (Зап. Узбекистан). Дис... канд. геол.-мин. наук. Ташкент: ИГГ АН РУз, 1974. 186 с.

11. Коробейников А.Ф., Гончаренко А.И. Геохимия, 1, 1986. С. 49-62.

12. Хамрабаев И.Х. Важнейшие аспекты современных проблем петрогенезиса и рудогенезиса // Геология и минеральные ресурсы. – 2000. - № 2. С. 3-11.

13. Muntean J.I. Cline J.S. Simon A.C. Longo A.A. Magmatic hydrothermal origin of Nevadas Carlin-type gold deposits. Nature Geos, 4, 2011. 122-127.

14. Berger V.I., Mosier D.K., Bliss J.D., Moring B.C. Sediment-Hosted Gold Deposits of the World-Database and Tonnage Models. Open-File Report 2014-1074, Virginia, Reston: U.S. Geological Survey, 46 p.

15. Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., Hickey K.A. (2005) Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. Econ. Geol. 100th Anniversary Volume. Ed. By J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards. Society of Economic Geologists, 451-484.

16. Цой В.Д., Королева И.В. и др. Нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана. Ташкент, 2011. 244 с.