

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ
ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УГЛЕРОДИСТЫХ ФОРМАЦИЯХ УРАЛА**

На примере анализа геолого-геохимических материалов серийных легенд, охватывающих Уральскую складчатую систему, показана взаимосвязь условий формирования и размещения тонковкрапленного оруденения золото-сульфидной формации в углеродистых толщах с возрастной цикличностью эволюции Урала, установлены региональные факторы формирования для золоторудных месторождений в углеродистых толщах. Рудообразование связано с девонским циклом палеозойского этапа, в котором углеродистые толщи играют роль рудогенерирующей и рудоконцентрирующей сред.

The paper shows the interrelation between the conditions of the generation/emplacement of fine-disseminated gold-sulphide mineralization in carbonaceous rock sequences and the age cyclicality of the Urals evolution based on the analysis of geological and geochemical materials of serial legends, for the Uralian fold system. Regional factors of gold deposits formation in carbonaceous rock sequences are established. The ore formation is associated with the Devonian cycle of the Paleozoic, where carbonaceous rock sequences played the role of ore generating and ore concentrating media.

Месторождения тонковкрапленного золота в углеродистых толщах [17], месторождения типа Карлин [20, 21], месторождения невадийского типа [17] в отечественной и в зарубежной литературе до сих пор не имеют однозначного толкования. А. Радтке, впервые давая обобщенную характеристику золоторудных месторождений типа Карлин, выделил в их составе обязательное присутствие рассеянной сульфидной минерализации, чрезвычайную тонкозернистость рудных минералов, обязательное присутствие органического вещества, высокую роль пликативной тектоники в локализации золотых руд, обязательное наличие тонкослоистых углеродистых алевритовых карбонатных пород [20]. В середине 80-х гг., по результатам изучения более 40 золоторудных объектов Большого бассейна (США) американские геологи выделили группу тонковкрапленных (disseminated) месторождений золота. По характеру вмещающей среды среди них различали тонковкрапленные в вулканических (volcanic-hosted) и в осадочных (sediment-hosted) породах [2]. Именно последний тип и коррелировался ими с типом Карлин в понимании А. Радтке и Ф. Диксона. В российской геологии термин золоторудные месторождения черносланцевого типа [9] прочно укоренился после открытия месторождения Мурунтау. Вне зависимости от принятой терминологии большинство исследователей сходятся в одном: крупнообъемные месторождения тонковкрап-

ленного золота в углеродсодержащих терригенно-карбонатных и терригенных толщах становятся ведущим типом промышленных месторождений золота. В среднесрочной перспективе именно месторождения данного типа станут одним из основных источников золота.

На современном этапе в связи с возрастающей долей тонкодисперсного золота в балансе мировой добычи, совершенствованием лабораторных методов изучения возникает необходимость:

— обобщить результаты ранее проведенных работ по регионам с широким развитием углеродистых толщ в России;

— для каждого из регионов создать типовые модели прогнозируемых месторождений золота;

— на новой научно-теоретической и аналитической базе провести переоценку перспектив золотоносности углеродистых и углеродсодержащих формаций России с выделением первоочередных объектов поисковых работ.

Углеродистые формации многими исследователями трактуются как геологические стратифицированные отложения с аномальными, но весьма неравномерными содержаниями органического углерода (до 10% на месторождениях Казахстана, до 2% на месторождениях Карлин в Неваде и Майском на Чукотке). Трудности изучения углеродистых толщ связаны с тем, что они, как правило, метаморфизованы горячими растворами или вадозными водами. В пределах

Охотско-Чукотского вулканогенного пояса многие исследователи связывают формирование золото-сульфидных (Майское, Туманное), золото-серебряных (Сопка Рудная, Пепенвеемское) и золото-порфировых (Гытойхин) руд с образованием по периферии и в основании пояса терригенных черносланцевых толщ триаса.

Несмотря на значительный научный и практический интерес к «углеродистому золоту», вопрос о его первичном генезисе остается весьма дискуссионным. Кроме двух противостоящих концепций, насчитывается добрый десяток занимающих промежуточное положение между ними. В. П. Лаверов, Г. Л. Митрофанов и другие исследователи формирование золотого оруденения связывают с поступлением эндогенных флюидов в складчатый или постскладчатый этапы после завершения осадконакопления. В. А. Буряк, Л. В. Эйриш считают, что формирование золоторудной минерализации происходило в процессе осадконакопления, когда привнос рудосоставляющих элементов осуществляется через различные механизмы в процессе седиментогенеза и осадконакопления. Не ставя под сомнение важность и актуальность решения проблемы генезиса золотого оруденения в углеродистых толщах, предполагаем, что на современном этапе изученности и наличии фактического материала по данной проблеме более прагматичным будет остановиться: на изучении и обобщении геолого-геофизических, геохимических материалов, характеризующих позиции углеродистых толщ в литолого-стратиграфических разрезах различных регионов или структур; привязке их к проявлениям байкальской, каледонской, герцинской, альпийской складчатости; типизации рудоконцентрирующих структур; выявлении благоприятных обстановок формирования черносланцевых толщ и золоторудной минерализации и др. Анализ огромного литературного и фактического материала по проблеме региональных факторов формирования и размещения золотого оруденения в углеродистых толщах показывает, что в процессе эволюции провинций и структур вне зависимости от их палеотектонической позиции происходит неоднократное проявление магматогенно-гидротермальной активности.

В данной работе делается попытка на базе обобщения материалов Государственной геологической карты м-ба 1:200 000 и Полярноуральской, Североуральской, Среднеуральской и Южноуральской серийных легенд к Госгеолкарте-200 выявить региональные критерии формирования золотого оруденения невадийского типа (*здесь и далее*) в углеродистых толщах в структурах Уральской складчатой области западного и восточного склонов Урала (рис. 1). Под золотым оруденением невадийского типа авторами понимается тонковкрапленное золотое оруденение золото-сульфидной формации в углеродсодержащих вулканических и осадочных

породах. В настоящей статье рассмотрены преимущественно углеродсодержащие толщи (УТ) палеозойского эволюционного уровня, наиболее проявленные в структурах как западного, так и восточного склонов Урала. В качестве инструмента для проведения подобного обобщения использовалась компьютерная технология GTR (геология–технология–ресурсы) [4].

Рассматриваемая территория охватывает Уральскую складчатую область от Байдарацкой губы на севере до границы с Казахстаном на юге (протяженность порядка 1700 км) в пределах вышеперечисленных легенд серий. Геологическое строение территории серий весьма сложно.

Архейские и раннепротерозойские глубоко-метаморфизованные (в амфиболитовой и гранулитовой фациях), сложнодислоцированные комплексы, сопоставимые с кристаллическими комплексами фундамента Русской платформы, обнажаются в ядрах отдельных поднятий и тектонических блоках. От более молодых образований отделяются структурным и метаморфическим несогласием. Возраст некоторых из них (харьбейского, няртинского и др.) проблематичен. Метаморфизованные ультрамафиты, долериты, габброиды и плагиограниты этого этапа также изучены в ряде случаев недостаточно.

В разной степени метаморфизованные (до амфиболитовой фации) и дислоцированные позднепротерозойские образования (кадомиды, байкалиды) наиболее изучены на Западном Урале. В Горной Башкирии находится стратотип рифея, традиционно подразделяющийся на три цикла (региостратона) — бурзяний, юрматиний и каратавий, разделенные перерывами и несогласиями. Общая мощность рифейских серий составляет около 12 км. Нижние их части представлены терригенными (конгломераты, песчаники) и вулканогенными (рифтовые субщелочные базальтоиды, контрастные риолит-базальтовые серии) образованиями, верхние — глинисто-карбонатными. Преобладают мелководные осадочные отложения, для всего разреза характерны зрелые обломочные породы (встречаются слои, обогащенные титан-циркониевыми минералами), широко развиты строматолиты, первичные доломиты. Выше с разрывом и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-вулканогенные, иногда с горизонтами тиллитовидных конгломератов образования нижнего венда. Наиболее мощные и полные разрезы венда изучены на Среднем Урале, где расположены стратотипы двух региостратонов венда — серебрянской и сыльвицкой серий. На Полярном и Приполярном Урале в верхней части рифейско-нижневендского разреза вулканогенные образования развиты значительно шире (в том числе отнесенные авторами серийных легенд к известково-щелочным островодужным формациям — бедамельская серия, немурюганская свита позднего рифея), а карбонатные — практически отсутствуют. Поздне-

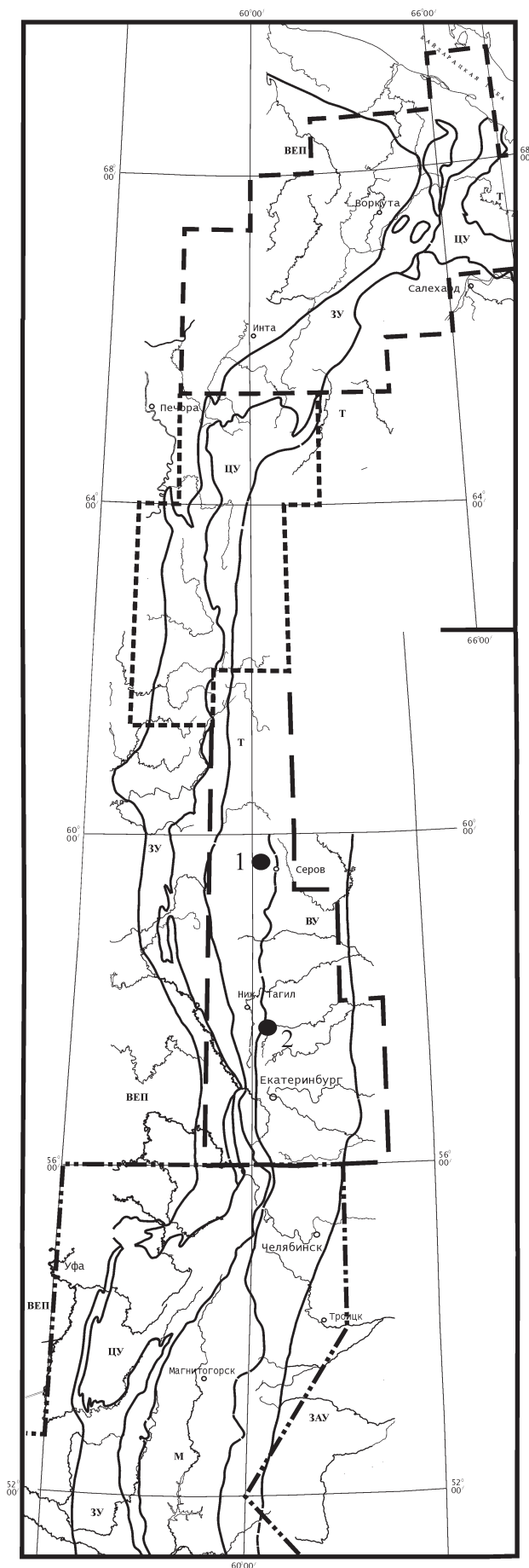













Рис. 1. Схема структурного районирования Урала:

- Границы легенд серий:
-  Полярноуральская
 -  Североуральская
 -  Среднеуральская
 -  Южноуральская
- Границы мегазон:
-  ВЕП Восточно-Европейская платформа и Предуральский прогиб
 -  ЗУ Западно-Уральская
 -  ЦУ Центрально-Уральская
 -  Т Тагильская
 -  М Магнитогорская
 -  ВУ Восточно-Уральская
 -  ЗАУ Зауральская
- Золоторудные объекты:
- 1 Воронцовское месторождение
 - 2 месторождение Долгий Мыс

докембрийские интрузии представлены гипабиссальными долеритовыми и габброидными, а позднее — плутоническими гранитоидными (в т. ч. бердяшский комплекс гранитов рапакиви и сиенитов) комплексами. На Полярном Урале выделены офиолитовые гипербазиты (такая трактовка энганэпэйского комплекса R₃ неоспорна [6, 13, 15]), здесь также интенсивнее проявлен гранитоидный магматизм. Байкальский орогенез сопровождался складчатостью, метаморфизмом (в целом характерно увеличение степени метаморфизма и дислоцированности образований с запада на восток) и, в основном на севере Урала, гранит-лейкогранитовым магматизмом. Некоторые исследователи полагают, что байкалиты (или, скорее, кадомиды) Западного Урала были составной частью Урало-Тиманского складчатого пояса [1, 3, 13, 16] и тесно связаны со структурами фундамента Тимано-Печорского блока Русской платформы. Известную сложность представляет датировка метаморфических комплексов хр. Уралтау, в которых были обнаружены палеозойские конодонты и хитинозои [3, 19]. Неоднозначны также изотопные датировки эклогит-глаукофан-ланцевого максютювского комплекса (Южный Урал), эклогитов хр. Марун-Кеу (Полярный Урал) [3, 13, 18]. На восточном склоне Урала образования этого возраста (обнажаются в основном в обрамлении крупных гранито-гнейсо-

вых куполов) изучены недостаточно. В ряде случаев их докембрийский возраст ставится под сомнение (так, например, в обрамлении Салдинского гнейсового купола в мраморизованных известняках и кристаллических сланцах ромашинской толщи, ранее относимых к истокской свите докембрия, были обнаружены ордовикские конодонты).

Углеродистые разности отмечены в рифейских отложениях на Полярном и Приполярном Урале в составе базальт-терригенной хараматолоуской серии среднего рифея, мороинской карбонатно-сланцевой свиты (в графитистых сланцах содержание углисто-графитистого вещества до 1–2%), на Среднем Урале в составе средне-рифейских карбонатно-терригенных шокурьинской и пуйвинской свит отмечены углеродсодержащие сланцы и мраморы.

В результате геологического доизучения м-ба 1:200 000 в отдельных пробах установлены повышенные содержания золота и платины в углеродистых сланцах (г/т): немурюганской свиты позднего рифея — 0,43 и 1,62; хараматолоуской серии среднего рифея — 3,37 и 1,3. Пункты золотой минерализации установлены в черных сланцах шокурьинской свиты среднего рифея. В пробе из сланцев содержание Au составляет 3,5, Ag — 5,7 г/т.

После байкальской складчатости в кембрии наступила эпоха поднятий и денудации. Кембрийские отложения на Урале распространены весьма незначительно и залегают на докембрийских с размывом и резким угловым несогласием. Терригенно-вулканогенные с рифовыми известняками отложения нижнего кембрия известны только в двух районах (Курагано-Сакмарская структура и бассейн р. Санарка). Природа известняков с нижнекембрийской фауной дискуссионна. Некоторые исследователи считают их олистолитами [13, 14], а находки верхнекембрийской и ордовикской фауны в матриксе тереклинской свиты ставят под сомнение существование на Урале нижнекембрийских отложений. Средний и низы верхнего кембрия на Урале не обнаружены. Грубообломочные отложения комплексов верхнего кембрия–нижнего ордовика характеризуют базальные горизонты мощных терригенных, с подчиненными субшелочными основными и бимодальными вулканами, грабеновых (рифтогенных) структур. Начиная с ордовика, разрезы Западного (миогео-синклиналь) и Восточного (эвгеосинклиналь) Урала существенно различны.

Западные разрезы (Западно-Уральская мегазона, Предуральский прогиб) сложены преимущественно осадочными породами и практически амагматичны. Дискуссионна позиция Курагано-Сакмарской, Кракинской и восточных структур Уфимского амфитеатра, по характеру разреза и магматизму близких восточноуральским структурам. По мнению ряда исследователей, они являются перемещенными отсюда ал-

лохтонами. Со среднего ордовика по карбон в окраинно-континентальной обстановке здесь формируются терригенно-карбонатные, карбонатные, в том числе рифовые, отложения шельфа (Бельско-Елецкая зона) и кремнисто-глинистые, черносланцевые, глинисто-карбонатные (с петельчатыми известняками) глубоководные батинальные осадки (Зилаирско-Лемвинская зона).

Для шельфовых разрезов характерны частые кратковременные перерывы; кварцевые песчаники, гравелиты и алевролиты маркируют границы трансгрессивных циклов разного порядка. Предэмский региональный перерыв, прослеживаемый на Урале и значительной части Русской платформы, фиксируется несогласным налеганием такатинских песчаников на подстилающие породы. К перерыву в основании орловской свиты (верхний девон Уфимского амфитеатра) приурочено образование бокситов, а перед «великой визейской» трансгрессией происходило накопление паралической угленосной кизеловской формации (обломочный материал поступал с поднятий Русской платформы). В верхнедевонских отложениях появляются маломощные депрессионные доманиковые фации, фиксирующие заложение системы прогибов (Камско-Кинельской), замкнувшихся в раннем карбоне.

В батинальной зоне Южного Урала особое положение занимает замещающая терригенно-кремнистые отложения зилаирская свита фаменского яруса, представленная преимущественно граувакковым флишем, фиксирующим начало шарьяжеобразования и поднятий в восточных зонах Урала [3, 13, 14]. Свита распространена как на Западном, так и на Восточном Урале, геодинамическая позиция ее до сих пор дискуссионна. Аналогичные образования на Полярном и Приполярном Урале (яйюская свита и др.) начали формироваться только в окско-серпуховское время. Ряд исследователей предполагают, что зилаирская свита и ее аналоги заполняли остаточный глубоководный прогиб, предшествующий краевому [13, 14, 15]. Каменноугольный орогенез и активное воздымание Уральской системы привели к миграции прогиба на запад, на край шельфа, и к заполнению его мощным карбонатно-терригенным флишем с горизонтами олистостром. Возраст флишевых толщ омолаживается с востока на запад, что отражает постепенное накатывание прогиба на платформу с юга на север (начало формирования флиша на Южном Урале — средний карбон, на Приполярном — ранняя пермь). В основании флишевых серий прослеживается буферная или предфлишевая кремнисто-карбонатно-глинистая пачка (сезымская свита и ее аналоги), фиксирующая погружение края платформы при формировании краевого прогиба.

В перми осадконакопление происходит в зоне передового прогиба. Внешняя его граница маркируется флексурными перегибами, над ко-

торыми в южных впадинах (Бельской и Юрезано-Сылвенской) в ранней перми формируется цепочка рифовых массивов-шиханов. Во внешней зоне прогиба получили развитие относительно глубоководные карбонатно-глинистые образования. В северных сегментах прогиба (Косью-Роговская, Большесынинская и Верхнепечорская впадины) во внешней его зоне накапливались, как и в смежных районах платформы, карбонатные отложения. Во внутренних зонах прогиба формировались флишеидные образования. Быстрое заполнение осадками привело к компенсации прогиба. В кунгурское время в южной его части накапливались образования эвапоритовой, а в северной, в обстановке гумидного климата, — молассы паралической угленосной формации. В поздней перми их сменяют мощные красно- и пестроцветные (в северной части сероцветные угленосные) молассы. Степень дислоцированности, мощность и грубость осадков увеличивается к востоку.

В Бельско-Елецкой зоне углеродистые толщи верхнего девона выполняют относительно глубоководные прогибы шельфа — общеизвестная депрессионная доманикоидная формация (рис. 2). Аналогичные отложения отмечены в пределах Предуральского прогиба и восточной части Русской платформы (Камско-Кинельская система прогибов). На Полярном Урале в раннем карбоне происходило заполнение впадин шельфа отложениями углисто-карбонатно-кремнистой и углисто-глинистой формаций.

В Сакмаро-Лемвинской зоне с силура (на Полярном Урале фрагментарно со среднего ордовика) по ранний девон формировались черносланцевые отложения харотской (Полярный Урал), сакмарской (Южный Урал) свит и их аналогов. На крайнем севере рассматриваемой территории (Байдарацкие, Пайхойские структуры) отмечены конденсированные черносланцевые отложения среднего карбона — ранней перми (каросиловская свита). Углеродсодержащие породы присутствуют в составе девонских отложений — конденсированной кремнистой, глинисто-кремнистой формаций (няньворгинская свита и др.), а также каменноугольных — кремнисто-сланцево-карбонатной и карбонатно-кремнисто-сланцевой формаций Полярного Урала. В восточной части Уфимского амфитеатра развиты черносланцевые нижнесилурийские и углеродсодержащие туфосланцевые отложения верхнего ордовика — нижнего силура; структурная их принадлежность не ясна в связи со сложным покровно-складчатым строением района.

Отложения няньворгинской свиты (D_3-C_1 *nv*) представлены кремнисто-углеродистыми сланцами с прослоями алевроглинистых сланцев; известняков темно-серых мраморизованных; углеродисто-глинистых плитчатых известняков; известковисто-глинисто-углеродистых и известковисто-глинистых алевросланцев; метапесчаников, существенно кварцевых, с углеродистым

веществом; биотит-кварцевых филлитовидных и биотит-серицит-кварцевых углеродистых сланцев с линзами слоистых темно-серых известняков; метапесчаников и тонкополосчатых хлорит-кварц-биотитовых алевросланцев. Возраст определяется по конодонтам зон: *Ancyrodella rotundiloba* — *Palmatolepis gracilis expansa* и турнейского яруса. Иногда в подошве конодонты зоны *Polygnathus gigas*. Мощность до 600 м и более.

Восточные разрезы Урала сложены преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями. Здесь традиционно выделялись Тагильская, Магнитогорская, восточноуральские и зауральские структуры (мегазоны, зоны). Границы их в основном приурочены к зонам крупных глубинных разломов, трассирующихся цепочками альпинотипных гипербазитов, зонами серпентинитового меланжа, мегабрекчий, дислокационного метаморфизма. Низы вулканогенного разреза Тагильской структуры сложены метаморфизованными толеитовыми базальтами среднего-верхнего ордовика. Нижне-среднеордовикские вулканогенно-терригенные образования колпаковской, саранхапнерской, хомасьинской свит, по мнению ряда авторов [3, 7, 8, 11], развиты в тектонических блоках зоны Главного Уральского разлома и являются принадлежностью западноуральских, а не тагильских структур (в серийных легендах нашли отражение обе точки зрения). Выше толеитовые базальты сменяются контрастными базальт-плагиоориолитовыми вулканитами колчеданосного комплекса (верхний ордовик — нижний силур) и типично островодужными вулканитами известково-щелочной (силур) и калиевой субщелочной (верхний силур — нижний девон) серий. Фациальный состав подразделений весьма пестрый: с вулканитами ассоциируют яшмоиды, кремнистые сланцы, известняки (в том числе мощные рифовые массивы), терригенные породы разной гранулометрической размерности. С вулканогенными образованиями тесно связаны комагматичные им габбро-гранитоидные и габбро-сиенитовые комплексы, составляющие вместе с ними вулканоплутонические ассоциации. Особое место занимают интрузии габбро-гипербазитового Платиноносного пояса, возраст и геодинамическая позиция которого до сих пор трактуется разными исследователями по-разному [3, 5]. В начале девона на западе структуры вулканическая активность постепенно затухает, на востоке продолжается до конца девона. Вулканогенные образования сменяются мелководными карбонатными и терригенно-карбонатными; в разрезе фиксируются перерывы, с которыми связано формирование бокситов. В позднем девоне — раннем карбоне в наложенных грабенообразных впадинах формировались вулканогенно-терригенные, в том числе угленосные молассоиды, ассоциирующиеся с гипабиссальными интрузиями оливиновых долеритов. образова-



Рис. 2. Схема корреляции углеродсодержащих формаций Урала (палеозойский этап):

1-5 — углеродистые формации: 1 — терригенные, карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные (мелководные); 2 — молассоидные и флишодные (мелководные и относительно глубоководные); 3 — доманикоидные, (кремнисто)-сланцево-карбонатные (относительно глубоководные); 4 — черносланцевые, кремнистые (кремнистая, глинисто-кремнистая, терригенно-глинистая, терригенно-кремнистая), флишевые (глубоководные); 5 — осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные (гетеробатальные); 6 — золоторудные месторождения (1 Воронцовское; 2 Муртыкты; 3 Долгий Мыс); 7 — повышенные содержания золота и платиноидов в углеродистых породах. Структурно-формационные зоны: Б-Е — Бельско-Елецкая; С-Л — Сакмаро-Лемвинская. Серийные легенды (СЛ): ПУ — Полярноуральская; СУ — Североуральская; СрУ — Среднеуральская; ЮУ — Южноуральская

ния раннеорогенного каменноугольного этапа представлены разнообразными гранитоидными интрузиями.

На западном фланге Тагильской мегазоны (в зоне ГУГР) углеродистые породы присутствуют в составе относительно глубоководных вулканогенно-осадочных отложений раннего-среднего ордовика (являющихся, по мнению некоторых авторов, принадлежностью Сакмаро-Лемвинской зоны) [3, 7], базальтовой (спилит-диабазовой — выйская свита) и углеродисто-кремнисто-базальтовой формаций среднего-верхнего ордовика (устьконгорская свита).

По материалам Госгеолкарты-200 в углеродистых сланцах устьконгорской свиты Полярного Урала установлены повышенные содержания золота и платиноидов. Отмечаются пункты платиновой минерализации, связанной с углеродистыми сланцами выйской свиты Среднего Урала. В Восточно-Тагильской (Турьинской) зоне углеродистые терригенные и карбонатные породы присутствуют в составе вулканогенно-осадочных образований нижнего девона, вмещающих золотое оруденение Воронцовского месторождения (рис. 1, 2). Некоторые авторы корреспондируют его с месторождениями карлинского типа [10]. Углеродсодержащие породы присутствуют также в составе мелководно-шельфовых терригенно-карбонатных отложений среднего девона.

В составе выйской свиты ($O_{2,3}$ vs) выделяются два типа пород: вулканогенные — базальтоиды (метабазальты, зеленые сланцы) и осадочные (углеродисто-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники, слюдисто-кварцевые сланцы). По степени метаморфизма выделяются слабо измененные спилитовидные базальты с сохранившейся подушечной отдельностью и аповулканогенные зеленые сланцы, образовавшиеся по различным видам пород основного состава (лавам, лавовым брекчиям, лавокластитам, гиалокластитам), участками встречаются прослой тонкослоистых гематитосодержащих сланцев. Метабазальты представляют собой в разной степени перекристаллизованные афировые и редкопорфиоровые породы с реликтовой офитовой и интерсертальной структурами. Иногда сохраняется реликтовая миндалекаменная текстура. Преобладают низкокальциевые базальтоиды с нормальной щелочностью, реже с повышенной существенно натриевой щелочностью, отвечающие толеитовой и известково-щелочной сериям. Апотерригенные сланцы состоят в основном из кварца (до 98 %), серицита (до 3 %), реже графита, хлорита, альбита. Аксессуарные минералы: циркон, турмалин, лейкоксен. Структура лепидогранобластовая с реликтами алевропсаммитовой. Текстура сланцеватая, плойчатая. Мощность свиты 600–4400 м. Органические остатки не найдены.

Эффузивы устьконгорской свиты ($O_{2,3}$?uk) представлены высокотитанистыми афировыми базальтами, метаморфизованными в условиях

зеленосланцевой фации. В разрезе присутствуют пласты ленточно-слоистых углеродисто-кварц-карбонатных, серицит-углеродисто-кварцитовых алевролитов и алевропесчаников мощностью до 10–15 м. Средне-позднеордовикский возраст определен по находке коралла *Lichenaria sp.* Мощность — до 1000 м.

В основании разреза Магнитогорской структуры залегают эмские вулканиты риолит-базальтовой толеитовой формации — баймак-бурибаевская свита и ее аналоги (ордовикские базальты поляковской и силурийско-нижнедевонские черносланцевые отложения сакмарской свит прослежены только вдоль Главного Уральского разлома, в тектонических блоках Вознесенско-Присакмарской зоны). В конце эмского времени контрастные вулканиты сменяются известково-щелочными островодужными, а в начале среднего девона — вновь контрастными вулканитами. После этого на западе структуры вулканическая активность практически прекратилась. До конца девона здесь накапливались вулканогенные флишоиды («слоистый улутау»), кремнистые отложения и граувакковый зилаирский флиш. На востоке вулканическая деятельность продолжалась до раннего карбона. В фазе известково-щелочной вулканизма сменился субщелочным — шшонитовой формации, а в турнее — трахириолит-базальтовой. С вулканогенными образованиями ассоциируют кремнистые, карбонатные, терригенные породы, а также комагматичные габбро-гранитоидные и диорит-сиенит-гранитоидные комплексы. В турнейское время в грабенообразных структурах формируется вулканомиктовая моласса и угленосные отложения. В визее вулканическая деятельность прекращается, великая визейская трансгрессия знаменуется накоплением терригенно-карбонатных, карбонатных отложений. В межгорных прогибах растущего орогенного поднятия в средне-позднекаменноугольное время формируются мелководные и субаэральные карбонатно-терригенные и сульфатно-терригенные, в том числе грубообломочные молассоидные отложения, в локальных относительно глубоководных прогибах — флишоиды. Орогенный магматизм карбона-перми представлен немногочисленными гранитоидными интрузиями. Ранее выделялась единая Тагильско-Магнитогорская структура, но в 80-х гг. благодаря конодонтовой стратиграфии она разделилась на две разновозрастные, сходные по геологическому строению зоны. С тех пор традиционные попытки найти их продолжения соответственно на севере и юге Урала [3, 7, 9, 14, 19].

В Магнитогорской мегазоне глубоководные черносланцевые отложения силура-раннего девона развиты на западном фланге структуры (Вознесенско-Присакмарская зона). Углеродистые породы присутствуют также в девонских осадочно-вулканогенных образованиях в восточной части мегазоны. По данным геологичес-

кого доизучения м-ба 1:200 000 в коре выветривания и в коренных горных породах верхней части нижнедевонской тюлькубайской толщи (глубоководные углеродистые сланцы) выявлено золотое оруденение. В средне-верхнедевонских углеродсодержащих породах, сформированных на склоне островной дуги, залегают руды золото-сульфидно-полиметаллического месторождения Муртыкты, относимое некоторыми исследователями к стратиформному типу. Углеродсодержащие породы отмечены в составе конденсированных кремнистых и терригенно-кремнистых глубоководных отложений верхнего девона, мелководных терригенно-карбонатных толщах нижнего карбона, карбонатно-терригенных флишоидах нижнего-среднего карбона, формировавшихся в локальном относительно глубоководном прогибе. Условия нахождения, литологические и минералого-геохимические особенности дают основание коррелировать его с карлинским типом [2, 10, 17].

Тюлькубайская толща (D₁tl) представлена аповулканогенными зелеными, углисто-кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, метапесчаниками, кварцитами. В составе тюлькубайской толщи снизу вверх выделяются три подтолщи: первая — зеленых сланцев, вторая — лейкократовых сланцев, третья — углеродистых сланцев.

Для первой подтолщи характерны эпидот-альбит-амфиболовые, кварц-альбит-амфиболовые сланцы с биотитом, в них отмечены прослой кварц-биотит-альбитовых сланцев с амфиболом мощностью до 10 м и магнетит-биотитовых, реже магнетит-биотит-амфиболовых микрокварцитов мощностью до 2 м; встречаются горизонты стекловатых, иногда слабо флюидальных лав базальтового и андезибазальтового состава мощностью от 3 до 20 м. В верхней части разреза первой подтолщи наблюдается переслаивание тонкослоистых полосчатых кварц-биотит-альбитовых, кварц-альбитовых и кварц-альбит-биотитовых сланцев с грубо- и неяснослоистыми биотит-хлорит-альбитовыми, эпидот-амфибол-альбитовыми и альбит-серицит-хлоритовыми сланцами и метаэффузивами андезитового состава.

Вторая подтолща представлена тонкопереслаивающимися кварц-биотит-альбитовыми, серицит-биотит-альбитовыми, биотит-кварц-серицитовыми, биотит-альбит-серицитовыми, реже хлорит-биотит-альбитовыми, кварц-альбитовыми и серицит-кварцевыми сланцами. Мощность второй подтолщи 1300 м.

Породы третьей подтолщи представлены графит-биотит-кварцевыми, графит-биотит-альбитовыми, серицит-графитовыми, графит-серицитовыми сланцами. Мощность третьей подтолщи 200–400 м. В сланцах третьей подтолщи обнаружены хитинозой *Eisenackitina castor* Jans., *Angochina collinsoni* Taug. et Jekh., *Fungochitina pilosa* Collinson et Scott, *Bursachitina ricklonensis* Paris эмского-живетского возраста.

Общая мощность толщи превышает 4000 м. Восточно-Уральская мегазона в палеозое характеризуется развитием очень пестрых по составу вулканогенных и осадочных образований, являющихся, по мнению некоторых исследователей, «коллажем разноформационных пластин» [3, 14]. Изучение их сильно осложнено весьма напряженной тектоникой, слабой обнаженностью, интенсивным региональным метаморфизмом, приконтактовыми изменениями пород, обнажающихся в обрамлении многочисленных орогенных гранитоидных плутонов. Зауральская мегазона в значительной степени перекрыта мезокайнозойским платформенным чехлом и изучена недостаточно.

В Восточно-Уральской мегазоне углеродсодержащие породы присутствуют в составе ниже-среднеордовикских терригенных, метатерригенных отложений (с локально развитыми рифтовыми вулканитами), преимущественно мелководных. На Среднем Урале углеродсодержащие породы отмечены в составе метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований верхнего ордовика-нижнего силура, сформированных в относительно глубоководной обстановке. По материалам геологического картирования м-ба 1:200 000 установлены повышенные содержания золота в углеродсодержащих породах ромахинской толщи, отмечено возможное проявление золото-платинового оруденения в черных сланцах (сухоложский тип [12]). Углеродистые аргиллиты и алевропелиты присутствуют в верхних частях ритмов нижнесилурийских флишоидных образований, углеродистые сланцы — в метаморфизованных относительно глубоководных карбонатно-терригенных отложениях силура. На Южном Урале в западной части мегазоны распространены глубоководные нижнесилурийские черносланцевые отложения (графтолитовые сланцы булатовской толщи). По данным Госгеолкарты-200 ряд золотых месторождений и проявлений приурочен к измененным углисто-кремнистым сланцам толщи. Углеродисто-кремнистые сланцы присутствуют в ниже-среднедевонских мелководных и относительно глубоководных сланцево-карбонатных, кремнисто-сланцевых, карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных образованиях Среднего Урала. Золотое оруденение месторождения Долгий Мыс локализовано в линзообразных телах черных и темно-зеленых серицит-хлорит-карбонат-кварцевых и углеродисто-хлорит-кремнистых сланцев шуралинской свиты. Углеродсодержащие породы присутствуют также в мелководных и прибрежно-морских молассоидных, терригенно-карбонатных, карбонатно-терригенных и (локально) осадочно-вулканогенных образованиях нижнего-среднего карбона, выполняющих грабенообразные наложенные прогибы.

Ромахинская толща (O₃-S₁gm) представлена метаморфизованными осадочными и вулкано-

генными образованиями, соотношение которых в разрезах толщи значительно варьирует. Среди осадочных отложений выделяются карбонатно-терригенные и черносланцевые породы. Первые представлены мелко- и среднезернистыми амфибол-(хлорит)-слюдяно-кварц-полевошпатовыми (часто с эпидотом или гранатом), слюдяно-амфибол-(хлорит)-полевошпатовыми сланцами с линзами мраморов, гранатовых и гематит-магнетитовых кварцитов (образовавшихся, видимо, по граувакковым песчаникам и известковистым алевролитам с прослоями пелитов, прослоями и органогенными постройками известняков). Черносланцевые породы слагают пачки переслаивающихся графит-мусковитовых, графит-мусковит-кварцевых сланцев и графитовых кварцитов. Графит-слюдисто-кварцевые сланцы — серебристо-серые до темно-серых, мелкозернистые лепидогранобластовые, полосчатые, часто плейчатые породы. Минеральный состав сильно варьирует — от графит-мусковитовых сланцев до графитовых и мусковитовых кварцитов. Известны проявления графитсодержащих пород, связанные с породами толщи, содержащими явнокристаллический чешуйчатый графит в количестве 3–4 %.

Вулканогенные образования представлены метаморфизованными афировыми и порфиоровыми базальтами (базальтоидной натриевой формации), их туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами основного состава. Афировые и микропорфиоровые metabазальты имеют массивную брекчевидную и сланцеватую текстуру с реликтами флюидальной и миндалекаменной.

Породы толщи метаморфизованы в пределах фации зеленых сланцев и, возможно, эпидот-амфиболитовой.

Возраст толщи определен на основании находок ордовикско-силурийских конодонтов *Oulodus (Plectospathodus) sp.* и силурийских конодонтов *Cordylodus sp.*, *Neoprioniodus aff. breviraemus* Walliser, *Synprioniodina sp.* Предполагаемая мощность толщи 500 м.

Шуралинская свита (D_1sr) представлена туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, углеродисто-кремнистыми сланцами, базальтами, андезибазальтами, их туфами, известняками. К северо-западу от г. Невьянск ограниченно распространены субщелочные породы — туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты трахитового и трахиандезитового состава, трахиты.

В нижней части разреза преобладают порфиоровые базальты и андезибазальты, редко отмечаются породы кислого состава и известняки. В средней части разреза развиты преимущественно туфопесчаники и туфоалевролиты среднего состава, часто известковистые и углеродсодержащие. Отмечаются прослои туфогравелитов и туфоконгломератов. В верхней части разреза появляются кристаллотуфы роговообманково-плагиоклазовых базальтов. Свита фациально

изменчива. Часто вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы переслаиваются либо замещаются известняками.

Базальты и андезибазальты — порфиоровые, массивные, сланцеватой, реликтовой миндалекаменной текстуры. Вкрапленники плагиоклаза составляют до 40–70 % объема породы. Основная масса реликтовая интерсерральная и субофитовая, нематолепидогранобластовая, лепидогранобластовая. Базальты относятся к нормальным и повышенной щелочности калиево-натриевого типа высокоглиноземистым разностям. По содержанию основных компонентов наиболее близки базальтам известково-щелочной серии островных дуг.

Туфы порфиоровых базальтов и андезибазальтов рассланцованы, с реликтовой обломочной структурой, сложены кристаллокластами плагиоклаза и пироксена, литокластами порфиоровых базальтов и андезибазальтов. Размер обломков от 0,1 до 50 мм. Туфоконгломераты темно-зеленого цвета, грубо рассланцованы, сложены обломками порфиоровых базальтов и андезибазальтов, также содержат окатанные обломки известняков, туфопесчаников и туфоалевролитов основного состава.

Трахиты и трахиандезиты порфиоровой, гломеропорфиоровой, редкопорфиоровой структуры. Во вкрапленниках плагиоклаза (альбит), шахматный альбит (с каймами обрастания калиевым полевым шпатом), редко амфибол. Основная масса микролитовая, трахитоидная, сноповидно-лучистая. Вторичные минералы: серицит, альбит, эпидот, хлорит.

Туфы порфиоровых трахитов слоистые, мелко-среднезернистые, кристаллокластические. Обломки представлены кристаллокластами альбита, калиево-натриевого полевого шпата, литокластами с различными структурами основной массы, обрывками пемзы, редко известняка. Цемент замещен хлоритом, эпидотом.

Мраморизованные известняки часто рассланцованы, перекристаллизованы, иногда слабополосчатые, мелкозернистые, микрогранобластовой, гетерогранобластовой структуры. В темно-серых разностях имеется примесь тонкораспыленного углистого вещества. Отмечаются пирит, магнетит.

Возраст свиты обоснован находками кораллов *Favosites kozlowskii* (Sok.), *Tetralobocrinus perplexus* (J. Dubat.), *Favosites gregalis* Porf., *Coenitidae* gen. et sp. indet., *Favosites cf. nitella* Winch., *Pseudomicroplasma cf. salairica* (Peetz.), лохковского-эмского ярусов, брахиопод *Gypidula optata* (Barr.), *Atrypinella(?) barba* (Khod.), *Quadrithyrina cf. losvensis* (Khod.) лохковского яруса.

Региональный метаморфизм проявлен на уровне хлорит-эпидотовой субфации фации зеленых сланцев. Мощность свиты до 1100 м.

В Зауральской мегазоне глубоководные черносланцевые отложения известны только на

Южном Урале (варненская толща раннего силура). Углеродсодержащие породы присутствуют в мелководных терригенных отложениях нижнего–среднего ордовика, преимущественно мелководных, терригенных, карбонатно-терригенных и вулканогенно-осадочных образованиях девона, а также в мелководных, терригенных, карбонатно-терригенных и молассоидных отложениях нижнего–среднего карбона.

В поздней перми–начале триаса завершилось формирование складчато-надвиговой структуры Урала (в прогибах перед Полярным Уралом деформации продолжались до конца триаса). Триасовые отложения распространены в обрамлении Уральского орогена. В южной (Бельской) и северных впадинах Предуральского прогиба накапливались пестроцветные терригенные континентальные отложения. Нижнетриасовые отложения близки пермским молассам, выше (средний–верхний триас) они сменяются более тонкими угленосными осадками. В Восточно-Уральских и Зауральских структурах грабенообразные депрессии выполнены трапповыми базальт-риолитовыми вулканитами и молассоидами, а также угленосными отложениями (верхние горизонты челябинской серии относятся уже к лейасу). Некоторые авторы выделяют этот этап как промежуточный: «тафрогенный», рассеяного рифтинга и т. д. [3, 14, 16].

Начиная с юры, после пенеппенизации складчатой системы Урала, формировались уже типичные отложения платформенного чехла с многочисленными перерывами и несогласиями. Характер осадконакопления определялся в основном эпейрогеническими движениями земной коры, климатическими условиями. Трансгрессии моря со стороны Западно-Сибирской и Русской платформ, связанные с неоднократными опусканиями территории Зауралья, Прикаспия, Печорской синеклизы, обусловили формирование морских отложений в разрезах чехла. Среди маломощных континентальных терригенных (в том числе угленосных) отложений отмечаются морские: песчано-глинистые с глауконитом (в мелу фосфоритоносные), терригенно-мергелистые и кремнисто-глауконитовые (келловей–верхняя юра, верхний мел, палеоцен и эоцен).

С олигоцена, после окончательной регрессии моря продолжалось накопление континентальных отложений разного генезиса. Исключение составляют районы Северного и Полярного Предуралья и Зауралья, где морские бореальные трансгрессии продолжались в миоцен-четвертичное время, в Южном Приуралье морские «акчагыльские» терригенные осадки выполняют переуглубленные долины. На границе миоцена и плиоцена возобновляется дифференцированное сводовое поднятие Урала; только Полярный Урал приобрел альпийноподобный рельеф, становление которого фиксируется глубоким врезом каньонообразных плиоцен-антропогенных долин в широкие поверхности олигоцен-миоцено-

вых террас. В четвертичное время на севере Урала формировался сложный комплекс ледниковых отложений.

Проведенный анализ развития проявлений золотоносности в углеродистых толщах палеозоя в пределах Уральской складчатой системы позволил выявить ряд общих региональных критериев, контролирующих их пространственное размещение (таблица).

Проявления представлены тонковкрапленным оруденением золото-сульфидной формации в песчаниково-аргиллит-алевролитовых, местами карбонатизированных, и вулканогенно-осадочных углеродистых толщах, развитых в широком возрастном диапазоне палеозоя. В Западно-Уральской мегазоне углеродистые формации представлены черносланцевой, кремнистой, флишевой, доманикоидной глубоководными, а также молассоидными, флишоидными, терригенными и терригенно-карбонатными мелководными, развитыми от среднего ордовика до ранней перми. В Тагильской мегазоне углеродистые формации представлены вулканогенно-осадочными гетеробатияльными типами, а их развитие имеет циклический характер. Пики развития приходятся на средний–поздний ордовик и ранний–средний девон. В Магнитогорской мегазоне углеродистые терригенные формации начинают развиваться с силура. В девоне их сменяют осадочно-вулканогенные формации, обогащенные органическим веществом. И завершают цикл относительно глубоководные доманикоидные и сланцево-карбонатные углеродистые формации раннего–среднего карбона. В Восточно-Уральской и Зауральской мегазонах развитие углеродистых толщ имеет сходную направленность. В ордовике это преимущественно относительно глубоководные доманикоидные и сланцево-карбонатные углеродистые формации. Выше по разрезу, в силуре и девоне они сменяются существенно черносланцевыми и осадочно-вулканогенными углеродистыми формациями, причем в девоне отмечается преобладание вулканогенных разностей. Завершают разрез терригенные и карбонатно-терригенные мелководные углеродистые формации карбона с отдельными ареалами развития вулканогенно-осадочных углеродистых формаций.

Анализ золотоносности углеродистых толщ по отдельным и разрозненным материалам позволил только наметить некоторые тенденции поведения золота. Уровень золотоносности в осадочно-вулканогенных углеродистых толщах на несколько порядков выше, чем в терригенных, карбонатных, молассоидных и флишоидных углеродистых формациях. Удельная золотоносность углеродистых толщ нарастает вверх по разрезу, достигая своего максимума в девонских вулканогенно-осадочных образованиях. Именно в пределах этого возрастного уровня расположены и известные золоторудные месторождения Воронцовское, Муртыкты и Долгий

**СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ
И РАЗМЕЩЕНИЯ ТОНКОВКРАПЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА
В УГЛЕРОДИСТНЫХ ТОЛЩАХ**

Фактор	Проявленность в моделях месторождений		
	Штат Невада, США	Штат Колумбия, Канада	Урал, Россия
Вещественно-литологические	Тонкослоистые алевритистые известняки или доломиты с прослоями глинистых сланцев, обогащенные органическим углеродом	Тонкослоистые алевритистые известняки или доломиты с прослоями глинистых сланцев, обогащенные органическим углеродом	Известняки, вулканогенно-осадочные породы с примесью углеродистого вещества
Магматический	Дайки кислого состава	Интрузивные тела кислого состава мезозойского третичного возраста	Интрузии габбродиорит-гранодиоритовой формации
Возраст	Третичный	Третичный	Девонский
Тектонический	Зоны крутопадающих нарушений, региональных надвигов	Зоны крутопадающих нарушений, региональных надвигов	Полого-, крутопадающие зоны, приуроченные к межформационному надвигу
Обстановка формирования	Внешняя зона шельфа пассивной окраины континентов	Внешняя зона шельфа пассивной окраины континентов	Гетеробатальная зона шельфа
Минералогические	Замещение карбонатов кремнеземом, очень тонкое (микронное) золото, содержание рассеянных сульфидов менее 1 %	Замещение карбонатов кремнеземом, очень тонкое (микронное) золото, содержание рассеянных сульфидов менее 1 %	Замещение карбонатов кремнеземом, содержание рассеянных сульфидов около 1 %
Примеры месторождений	Карлин, Гетчел, Кортес, Голд Кворри, Меркури	Голден Беар, Брюэри Крик, Голд Крик	Светлинское, Воронцовское, Муртыкты

Мысы, которые большинством исследователей относятся к невадийскому типу. Начиная со среднего карбона удельные концентрации золота стремительно снижаются. Особый поисковый интерес в этом случае представляют углеродистые вулканогенно-осадочные отложения ордовика в Тагильской зоне, которые также характеризуются повышенной золотоносностью. Степень их изученности крайне невысокая. Они могли служить благоприятной рудовмещающей средой для формирования объектов невадийского типа.

Еще одной региональной особенностью зон повышенной золотоносности в углеродистых толщах Урала является обязательное присутствие ареалов магматической активизации в виде гипербазитовых или габбро-гранитоидных массивов, дайковых серий базитового состава, вулканических тел ультраосновного и основного состава.

Анализируя тектонические позиции развития углеродистых отложений с повышенной золотоносностью, необходимо отметить, что их границы в основном приурочены к зонам смятия, расланцевания и будирования, фиксирующим региональные сбросы и надвиги. Это подтверждает известный тезис о том, что сбросы и над-

виги являлись факторами, обеспечивающими температурный режим для высвобождения и дальнейшей концентрации тонкого золота, распыленного в углеродистых толщах.

Сравнительный анализ выделенных региональных факторов формирования и размещения тонковкрапленных месторождений золота в углеродистых толщах Урала с аналогичными объектами штатов Невада (США) и Британская Колумбия (Канада) показывает их высокое сходство, что дает основание при проведении прогнозных исследований использовать количественные модели месторождений американских и канадских геологов. Вместе с тем существуют два очень важных отличия в возрастном и магматическом факторах. Более древний, девонский, возраст и пространственно-генетические связи с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации уральских золоторудных объектов дают основание говорить о более древнем металлогеническом этапе формирования тонковкрапленного золотого оруденения в углеродистых толщах.

В заключение необходимо остановиться на нескольких методологических выводах, которые будут иметь важное значение при проведении

прогнозно-минерагенических работ, ориентированных на выявление крупнообъемных тонковкрапленных месторождений золото-сульфидной формации в углеродистых толщах.

1. Выявленные региональные факторы формирования и размещения золоторудных месторождений в углеродистых толщах Урала совпадают с таковыми для американских и канадских месторождений невадийского типа, что позволяет использовать их количественные модели в качестве объектов-эталонов при прогнозировании средствами объектного моделирования.

2. Углеродсодержащие формации Урала имеют более широкое, чем аналогичные образования в штатах Невада и Британская Колумбия, формационное разнообразие с ярко выраженной поперечной зональностью. В Западно-Уральской мегазоне они представлены черносланцевой, кремнистой, флишевой, доманикоидной, сланцево-карбонатной формациями; в Тагильской и Магнитогорской — осадочно-вулканогенными с резко подчиненным развитием черносланцевой;

в Восточно-Уральской и Зауральской — терригенными, карбонатно-терригенными, молассоидной и флишевой с резко подчиненным развитием осадочно-вулканогенной. Пик развития углеродсодержащих формаций приходится на девонский цикл, который совпадает с наиболее высокими коэффициентами удельной продуктивности золота в углеродистых толщах.

3. Формирование тонковкрапленного оруденения золото-сульфидной формации связано с девонским циклом палеозойского этапа развития Урала, в котором углеродистые толщи играют роль рудогенерирующей и рудоконцентрирующей среды. Более ранние циклы их развития являются подготовительными, а углеродистые формации выполняют в них роль рудовмещающей среды. При этом необходимо выделить для более детального изучения ордовикский цикл формирования углеродистых формаций в Тагильской мегазоне, в разрезах которых установлены повышенные содержания золота и платиноидов.

1. *Белякова Л. Т., Степаненко В. И.* Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1991. № 12. С. 106–110.

2. Геология вкрапленных золотых месторождений осадочных и вулканогенных толщ — поиск модели оруденения // Бюл. америк. геол. об-ва. 1985. С. 126–141.

3. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.

4. *Карпузов А. Ф., Карпузова Н. У., Токарева М. Н., Арсеньев Б. П., Степанов Д. Н.* Технология автоматизированного построения серийных легенд и корреляционных схем: СПб. ВСЕГЕИ, 2003. 71 с.

5. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала. Препринт. Свердловск: УРО АН СССР, 1991. 76 с.

6. Легенда Полярноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) / Отв. исп. М. А. Шишкин. Воркута, 1999.

7. Легенда Североуральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) / Отв. исп. Б. Я. Дембовский. Воркута, 1999.

8. Легенда Среднеуральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) // Сост.: В. В. Шалагинов, В. В. Стефановский. Екатеринбург, 1998.

9. Легенда Южноуральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия) // Сост.: Ю. Р. Беккер, Н. Г. Власов, Б. К. Львов и др. СПб, 1999.

10. *Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала // М.: Геоинформмарк, 1998.

11. *Петров Г. А., Десятниченко Л. И.* Особенности стратиграфии и строения Салатимской структурной зоны (зоны Главного уральского глубинного разлома). // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала: Сб. науч. тр. Екатеринбург, 1999. С. 165–170.

12. Прогноз, поиски и оценка золоторудных месторождений в «черносланцевых» толщах // Тр.Цнигри, вып.184, 1983. 105 с.

13. *Пучков В. Н.* Структура и геодинамика Уральского орогена // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, Урал. отд., 1996. С. 15–39.

14. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000, 146 с.

15. *Тимошин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.

16. *Хаин В. Е.* Региональная тектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 339 с.

17. *Хаусен Д. М., Керр П. Ф.* // Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада. // Рудные месторождения США. Т. 2. М.: Мир, 1973. С. 590–624.

18. *Шацкий В. С., Симонов В. А., Ягоуц Э., Козьменко О. А., Куренков С. А.* Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. 32-го тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 296–298.

19. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УРО РАН, 1998. 204 с.

20. *Radtke A. S.* Geology of the Carlin gold deposit // Ore Main, 1971. P. 68.

21. *Radtke A. S.* Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // Prof. Paper. 1985. N 1267. 124 p.