

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ ЭКЗОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

А.А. Коковкин

ГП «Таежгеология», г. Хабаровск

Анализируются особенности развития процессов дефляционной эрозии и корообразования. Предлагается модель латеральной зональности этих процессов. В рамках данной модели на примере гидрогенных и россыпеобразующих рудоформирующих систем рассматриваются основные закономерности кайнозойского экзогенного рудогенеза.

Ключевые слова: экзогенная металлогения, дефляционная эрозия, корообразование, рудогенез, кайнозой, Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемый регион включает территорию к востоку от 90-го меридиана, в т.ч. Монголию и северо-восточный Китай, вплоть до побережья Тихого океана (рисунок). В геотектоническом плане основная ее часть соответствует восточному сегменту Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАП), граничащего на севере с Сибирским, а на юге с Северо-Китайским кратонами. На востоке субширотные структуры ЦАП сочленяются с субмеридиональными и северо-восточными структурами Тихоокеанского подвижного пояса. В позднем мезозое – кайнозое весьма напряженная геодинамика региона вызвала в нем развитие орогенных и рифтогенных процессов, широкое распространение коллизионных явлений. Все это, в конечном счете, обусловило достаточно сложный, нередко интерферируемый характер завершающего, кайнозойского этапа морфогенеза, определившего среду и взаимосвязи продуктивных экзогенных процессов и связанной с ними металлогении этого этапа.

Роль кайнозойской экзогенной металлогении в формировании минерально-сырьевой базы в российской части данного региона традиционно связывалась с образованием россыпей, продуктивных на золото, платиноиды, титан, вольфрам, олово, цирконий. В будущем к ним, по-видимому, могли бы присоединиться и алмазы. Так, по данным Л.А. Изосова [3], присутствие их известно в россыпях золота на севере Ханкайского массива. С 60-х–70-х годов спектр экзогенной металлогении региона стал существенно пополняться с выявлением в Монголии и Забайкалье уран-полиэлементных месторождений, связанных с развитием окислительного эпигенеза в рыхлых обводненных осадках мел-кайнозойских

рифтогенов и сопряженных с ними палеодолиньных систем.

Основные исследования россыпеобразования с моделированием самого процесса и классификацией сформированных им россыпей выполнены, как известно, на месторождениях современного этапа. Это обусловило некоторую ограниченность использования выработанных моделей при металлогенических построениях, осложняя их применение при прогнозировании продуктивных обстановок более ранних мел-кайнозойских этапов, достаточно широко проявленных в регионе. Дефицит исследований по этому направлению постепенно восполняется авторами, занимающимися исследованиями палеороссыпей золота [16].

В представлении автора, экзогенная металлогения является продуктом деятельности характерного для региона сообщества рудоформирующих систем (РФС) достаточно широкого спектра специализации. Вопросы, касающиеся классификации РФС и механизма их функционирования, рассмотрены автором в ряде работ [7–9,11] на примере юга Дальнего Востока и Монголии. РФС экзогенного класса, являющиеся предметом данного исследования, функционируют в условиях взаимодействия целой совокупности экзогенных процессов, формирующих ландшафтно-климатическую зональность региона, с соответствующей ей зональностью дефляционных, эрозионно-денудационных и корообразующих процессов, во взаимосвязи с динамично развивающейся морфоструктурой региона. Влияние ландшафтно-климатической зональности на деятельность экзогенных РФС осуществляется, главным образом, через регулировку гидродинамики и гидрохимического режима зоны гипергенеза, а также факторов, оп-

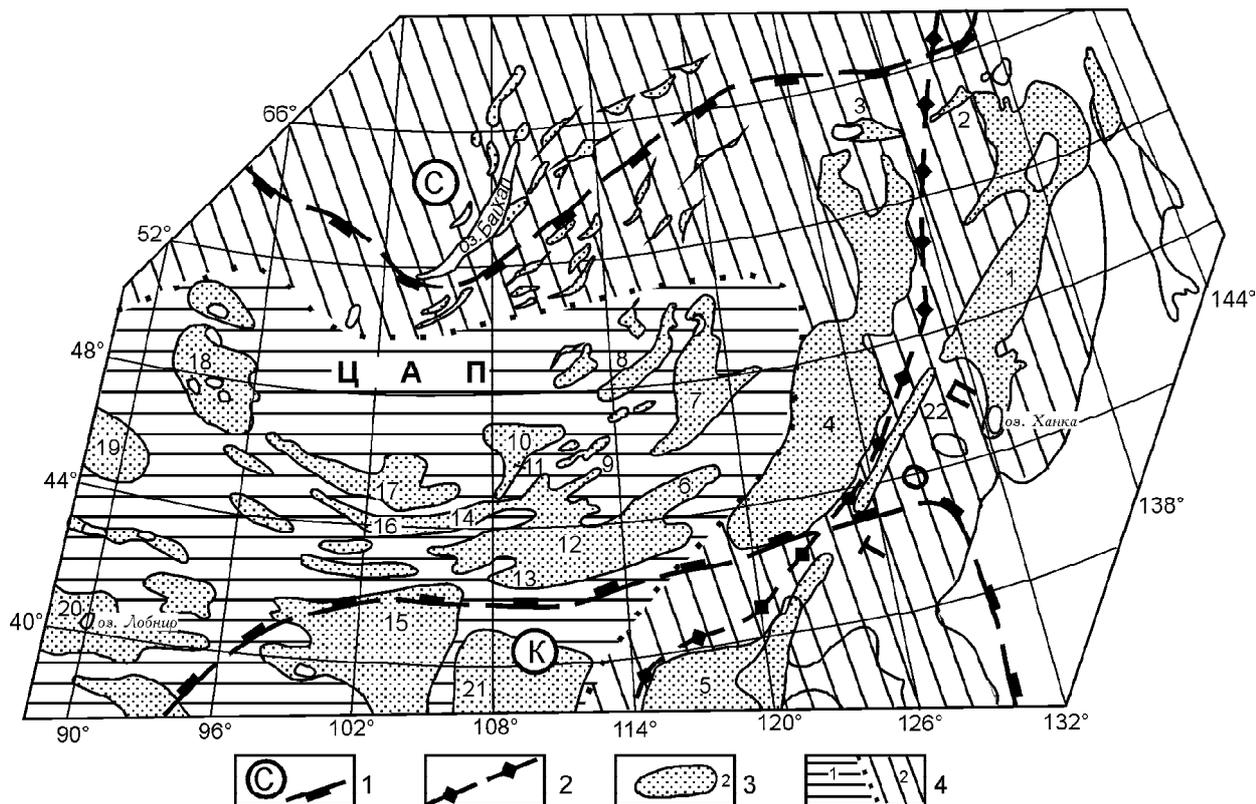


Рис. Схема экзогенной зональности области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов.

1 – граница Сибирского (С) и Северо-Китайского (К) кратонов; 2 – граница Центрально-Азиатского (ЦАП) и Тихоокеанского (ТОП) поясов; 3 – мезозойско-кайнозойские рифтогенные впадины (с элементами сдвигов на Мз этапе на востоке) с рыхлым осадочным выполнением: 1 – Амуру-Ханкайская, 2 – Боконская, 3 – Верхне-Зейская, 4 – Сунляо-Амуру-Зейская, 5 – Бохайвань, 6 – Эрлянская, 7 – Тамцагская, 8 – Чойбалсанская, 9 – Ульдзуйтинская, 10 – Нилгинская, 11 – Чойренская, 12 – Сайншандинская, 13 – Дзунбаинская, 14 – Ундуршилинская, 15 – Цейдам, 16 – Ошинуринская, 17 – Долиноозерская, 18 – Котловина Больших Озер, 19 – Джунгаро-Алакольская, 20 – Таримская, 21 – Ордосская, 22 – Тан-Лу; 4 – экзогенная зональность: 1 – зона дефляционной эрозии, 2 – зона корообразования.

ределяющих ход процессов выветривания и корообразования.

Особенности проявления характерных для региона экзогенных РФС в разных частях упомянутой экзогенной зональности в конечном счете и определяют экзогенную кайнозойскую металлогению региона. На выявление ее основных закономерностей и ориентирована данная работа. Фактической основой для нее послужили сведения, полученные в процессе прогнозно-поисковых и научно-исследовательских работ, выполняемых автором с 60-х годов на территории Средней Азии, Казахстана, Монголии и Дальнего Востока, а также ряд сводных картографических материалов [4–6]. Структурная основа на прилагаемой схеме представлена ранее в [10].

ЭКЗОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РЕГИОНА

Интересующая нас региональная зональность формируется, прежде всего, эрозионно-дефляционными и корообразующими процессами, которые, в

свою очередь, определяются тремя основными группами факторов. Первая связана с положением региона в поясной (широтной) климатической зональности Евразийского континента, на границе поясов субтропиков и умеренного климата, с характерным для нее набором переходных климатических зон аридного – семиаридного и семигумидного – гумидного типов.

Вторая группа факторов определяется воздействием Тихого океана, формирующего наложенную по отношению к первой меридиональную зональность семигумидного – гумидного профиля. Зона шириной 300–500 км от побережья океана выделяется интерферируемым характером ландшафтно-климатических условий с общей утратой признаков аридизации по мере приближения к океану, повышенной увлажненностью ее северной и восточной частей.

Третья группа факторов, особенно существенно влияющих на ландшафтно-климатическую зо-

нальность центральных и западных частей региона, связана с воздействием разнопорядковых положительных морфоструктур – орогенных сооружений (Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.) и поднятий сводового и сводово-глыбового типов (Монгольское, Становое нагорья и пр.). В зоне их влияния действует пресс охлаждения, вызывающий появление контрастной вертикальной зональности. Для наиболее крупных морфоструктур значительно возрастает при этом и градиент изменчивости региональной поясной зональности. Так, на территории Монголии, где средние абсолютные отметки поверхности составляют 800–1200 м, аридная зона пустыни Гоби сменяется к северу на гумидную зону горной тайги на отрезке в 200–300 км. В регионах же с абсолютными отметками в первые сотни метров (Казахстан, юг Сибири) подобная смена осуществляется на расстоянии до 1000 км.

В подобных условиях в регионе была сформирована весьма устойчивая, динамично развивающаяся зональность экзогенных процессов, во многом определяющая особенности действующих в нем рудоформирующих систем.

Зона дефляционной эрозии

Данная зона, характеризующаяся ландшафтно-климатической зональностью аридного – семигумидного типов, занимает основную часть структуры ЦАП. Масштабные процессы ветровой эрозии определяются в ней мощным приповерхностным струйным течением субширотного направления, имеющим устойчивые признаки муссонного характера [10]. В летнее время здесь превалирует западное направление переноса. Последний в значительной мере осложнен действием циклонов, обуславливающих рассеивающий эффект с переносом в южных румбах [19]. Зимой же отчетливо преобладает восточное направление переноса. Результирующий вектор переноса характеризуется, в конечном счете, восточной-юго-восточной ориентировкой. В обобщенном виде модель эоловой морфодинамической системы для северо-запада и центра региона представлена в работе [18].

С наибольшей интенсивностью процессы ветровой эрозии проявлены в условиях повышенной аридизации в центре и на западе региона, дополнительно усиливаясь на крупных поднятиях. В Монгольской Гоби они формируют наиболее выраженную зону дефляции, трассирующуюся цепочкой каменистых (гравийно-щебенистых) пустынь-гаммад. Развитию дефляционных процессов способствует контрастная смена температур сезонного и суточного характера с морозобойным эффектом в зимний период, что активно содействует разрушению горных пород. Основными агентами дефляции являются широко развитые здесь местные воздушные течения

струйного и турбулентного характера с весьма напряженной динамикой. По данным В. М. Синицина [15], скорость ветра в кайнозое для пустынь-гаммад соответствовала уровню урагана, что обеспечивало необходимые условия для развития активной ветровой эрозии. Механизм формирования местных атмосферных течений, характер их взаимодействия с региональными и планетарными потоками, условия транспортировки эолового материала известны, в частности, по работам Р. Барри [1].

В процессе дефляционной эрозии в регионе были сформированы весьма своеобразные типы микрорельефа. В широко развитых здесь рифтогенных структурах, выполненных слабо устойчивыми к выветриванию рыхлыми отложениями мезозоя – кайнозоя, под ее влиянием формируется весьма характерный вогнутый (до корытообразного) поперечный профиль. На поверхности впадин образуется при этом плащ реликтового грубообломочного элювия. На активизированных участках впадин нередко наблюдаются невысокие (несколько десятков метров) плоские возвышенности типа «столовых» гор – фрагменты неогеновой поверхности выравнивания, являющейся геологическим репером при проведении реконструкций кайнозойского этапа. «Столовые» возвышенности с обелисками в вулканических центрах характерны и для эродированных полей неогеновых платобазальтов. На гранитном обрамлении впадин получили развитие экзотические формы «курчавых» и «дырявых» скал, образования «кекурного» типа.

Активное развитие ветровой эрозии в течение достаточно длительного времени (по крайней мере, с плиоцена) обеспечило для данной зоны достаточно значительный уровень эрозионного среза. По реконструкциям, проведенным автором в гобийской части Монголии, его мощность оценивается, в среднем, около 0.5 км [11]. В динамичном равновесии с ветровой эрозией действуют россыпеобразующие процессы, на эрозионном фронте (как в контуре рифтогенов, так и на положительных морфоструктурах их обрамления) активно развивается окислительный эпигенез. Существенное влияние действующего здесь пресса аридизации обеспечивает повышенную минерализацию подземных вод зоны гипергенеза с содержанием урана в разных ее частях до $n \cdot 10$ г/л [11]. Это, в свою очередь, обеспечивает оптимальные условия для продуктивного развития окислительного процесса.

Значительный эрозионный срез, характерный для данной зоны, подтверждается масштабными процессами эолового седиментогенеза. Глины и алевролиты, занимающие в разрезе эродируемых рифтогенных впадин нередко довольно значительный

(до 50–70%) объем, обеспечивают поступление в процесс эолового переноса существенной части его лессовой составляющей. Выветривание грубообломочных осадков и литифицированного обрамления впадин, сложенного, кроме упомянутых выше гранитоидов, вулканитами и осадочно-метаморфогенными образованиями широкого возрастного диапазона, вовлекает в перенос значительные объемы песчаной фракции. Образующийся в процессе дефляции песчаный материал транспортируется местными потоками преимущественно в юго-восточном направлении.

У границ альпийских орогенов и вдоль северного фаса Тибета в условиях резкого ослабления динамики воздушных потоков формируется подзона эоловой седиментации [6] с цепочкой песчаных пустынь (Такла-Макан, Гоби, Алашань и др.). На локальных участках с озерными и солончаковыми ландшафтами, где действует барьер повышенной влажности, происходит сброс лессовой составляющей. На склонах северных предгорий Тибета формируется прерывистый и маломощный шлейф тонких эоловых осадков с мощностью лесса до 10–20 м. Образованию больших мощностей препятствует, по-видимому, рассеивающий эффект, обусловленный неустойчивостью местных воздушных течений.

Лессовая составляющая, поступающая на более высокие (до 3–4 км) уровни приповерхностного атмосферного течения, включается в процесс преимущественно восточного переноса. Она транспортируется до меридионального фронта зоны морского климата, где на барьере, обусловленном сменой условий аэродинамики, влажности и температуры, происходит сброс основной части лессового материала. Здесь, в районе Лессового плато (КНР) мощности лессовых отложений достигают 100 м и более. Значительная, если не основная, часть лессового материала выносятся в океан [13, 18].

Восточное направление дальнего эолового переноса подтверждают наблюдения за выпадениями радионуклидов. Так, по данным Росгидромета [12,17], на Дальнем Востоке отмечается выпадение цезия-137 и стронция-90, источниками которых, по-видимому, являются территории ядерных полигонов Семипалатинского и Лобнор, расположенных в подзоне дефляционной эрозии на западе региона. Юго-восточное направление ближнего переноса подтверждают данные радиационного мониторинга в районе Семипалатинского полигона [2].

В роли энергетического источника и, одновременно, комплексного катализатора действующих в регионе процессов атмосферного переноса, дефляции и эолового седиментогенеза выступает, по-видимому, солнечная радиация. По данным многолетних наблюдений Гидрометеослужбы [13], зона ее повышенного градиента соответствует положению суб-

широтного пояса аридизации, контролируя вместе с ним распространение упомянутых процессов на территории региона.

Направленный вынос материала за пределы зоны дефляционной эрозии практически исключает формирование в ней площадных кор выветривания (КВ). На основной части зоны фрагменты площадных КВ вместе с их линейными элементами наблюдаются лишь в контуре рифтогенных впадин под чехлом рыхлых осадков мезокайнозоя. Несколько большее распространение они получили вдоль северной границы зоны, что, по-видимому, свидетельствует о пульсационном возвратно-поступательном перемещении этой границы на неоген-четвертичном этапе в направлении основной зоны корообразования.

Зона корообразования

С севера и востока зона дефляционной эрозии оторочена конформным ей дуговым ареалом поздне-мелового – кайнозойского корообразования, развивающегося в динамичном равновесии с активизационными и эрозионно-денудационными процессами. На современном срезе это отражается реликтовым обликом кор выветривания, что характерно, в частности, для положительных морфоструктур Становой зоны, Буреинского и Ханкайского массивов [8]. На каждом конкретном участке профиль КВ определяется особенностями отдельной морфоструктуры и спецификой ее эволюции на рассматриваемом этапе.

Активность корообразования в целом нарастает к востоку, с приближением к зоне влияния морского климата. Здесь, по данным Н.А. Орловой [8], мощность площадных КВ оценивается в несколько десятков метров. Глубина же распространения линейных КВ, изучавшихся автором в зонах разломов фундамента кайнозойских впадин Ханкайского массива [7], достигает 400–500 м. Внешняя часть ареала корообразования сформирована под определяющим влиянием гумидного климата, более теплого и влажного на юго-востоке региона. Именно здесь КВ отличается максимальной мощностью, в составе их конечных продуктов преобладает каолинит. Во внутренней части дугового ареала на характер КВ существенное влияние оказывает пресс развивающейся с юга и запада аридизации. Здесь мощность кор выветривания заметно сокращается, преобладающее распространение в их профиле получают гидрослюда и монтмориллонит, при подчиненной роли каолинита.

В направлении с запада на восток в контуре ареала корообразования снижается общая минерализация подземных вод (до ультрапресных). Содержание урана в них при этом падает [8].

В процессе корообразования в экзогенный рудогенез вовлекается целый ряд полезных компонентов. Из специализированного матрикса освобождает-

ются при этом минералы и самородные элементы, участвующие в дальнейшем в процессе россыпеобразования. В зону действия окислительного эпигенеза выводятся подвижные элементы с переменной (U, Mo, Se, Re) и постоянной (Sc, TR и др.) валентностью, определяющие специализацию функционирующих в гипергенных условиях РФС.

ЭКЗОГЕННЫЕ РУДОФОРМИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ

В пределах обозначенной выше зональности функционирует система РФС, определяющая характер экзогенной металлогении региона. Их общая характеристика представлена в табл. 1.

РФС зон окислительного эпигенеза представлены в регионе двумя группами, различающимися по характеру рудовмещающей среды. К первой относятся сразу несколько типов РФС, функционирующих в рыхлых обводненных осадках рифтогенных впадин и палеодолинных систем позднего мезозоя – кайнозоя. Вторая представлена РФС, связанными с зонами трещинной кислородной инфильтрации и линейными корами выветривания.

В зоне дефляционной эрозии развиты РФС, с которыми связано уран-полиэлементное оруденение так называемого «харатского» типа, изучавшееся автором на рудных объектах Монгольской Гоби (табл. 2). Характерным для них является тесная пространственно-генетическая связь с площадной зоной поверхностного окисления, развивающейся на фронте дефляционной эрозии в динамичном равновесии с последней. Длительность рудообразующего процесса, начало которого датируется, ориентировочно, границей миоцен – плиоцен, обусловила масштабную мобилизацию урана с последовательным нарастанием его концентрации на комплексном геохимическом барьере у нижней границы зоны окисления. В процесс рудогенеза при этом оказывается вовлеченной масса подвижного урана со всего эродированного объема рифтогенов и их ближайшего обрамления.

Характер локализации, уровень концентрации и качество оруденения определяются условиями конкретных морфоструктур – проницаемостью, восстановительной и сорбционной емкостью осадочного разреза, напряженностью динамики и гидрохимией подземных вод, геохимической специализацией пород фундамента впадин. Для рифтогенов Монголии, с их в целом «вялой» гидродинамикой, наиболее значимые концентрации урана и сопутствующих ему элементов связаны с участками относительного оживления движения подземных вод в зонах повышенной проницаемости разреза, с преобладающим развитием отложений русловых фаций.

РФС зон поверхностного окисления развиты в регионе, по-видимому, по всей зоне дефляционной эрозии. Это подтверждает широкая распространенность данного типа оруденения на территории Монголии (Чойренская, Хайрханская, Ульдзуйтинская и другие впадины) и на севере Китая (Эрленская впадина), а также наличие подобных рудных объектов в сопредельных регионах Казахстана и Средней Азии. Частным примером последних может служить редкометалльно-урановое месторождение Нижне-Илийское в Южном Казахстане, локализованное в одноименной впадине на нижней границе зоны поверхностного окисления в кровле юрских бурых углей. Восточной границей распространения этого типа РФС является, по-видимому, впадина Сунляо, поверхность которой несет признаки процессов дефляционной эрозии кайнозойского возраста [6].

РФС зон грунтового и пластового окисления функционируют внутри и по периферии зоны дефляционной эрозии в обводненных сероцветных осадках мезозойско-кайнозойских рифтогенов и палеодолинных систем. Действие этих РФС усиливается в периоды относительной аридизации климата, с расширением ареала их распространения к северу и востоку, что наблюдается, в частности, на территории Забайкалья в плиоцене. В неогеновых палеодолинах, заложенных здесь на отпрепарированной эрозией поверхности специализированного на уран Витимского батолита, распространено уран-полиэлементное оруденение так называемого «палеодолинного» типа [14]. На юге Дальнего Востока признаки подобного оруденения проявлены в кайнозойских палеодолинных системах Буреинского и Ханкайского массивов.

Уран-полиэлементные месторождения, локализованные в рыхлых осадках, отличаются высокой технологичностью руд, добыча которых весьма эффективно осуществляется методами подземного и/или кучного выщелачивания.

РФС зон трещинной кислородной инфильтрации, продуктивные на уран, развиты практически по всей территории рассматриваемого региона. В плане они, в основном, совмещены с ареалом корообразования, развиваясь в блоках и массивах специализированных на уран пород. Последнее нередко подчеркивается площадными аномалиями подвижного урана, выделенными по данным гидролитохимической съемки. В пределах зоны устойчивой аридизации, где активность корообразования и связанной с ним мобилизации урана заметно снижены по сравнению с областями гумидного климата, по-видимому, невысока и распространенность продуктивных трещинно-инфильтрационных систем.

Модель уранового рудогенеза в трещинно-инфильтрационных системах разработана на рудных объектах Средней Азии, Казахстана, Украинского

Таблица 1. Экзогенные рудоформирующие системы кайнозой в восточном сегменте Центрально-Азиатского пояса.

Тип РФС	Основные элементы РФС			Факторы-регуляторы динамики рудотенеза	Типоморфные признаки оруденения			Проявленность оруденения*** на территории юга Дальнего Востока и промышленные аналоги	Промышленная значимость
	Источники энергии и вещества	Агенты и формы переноса	Тип барьера* и среда осадитель		Полезные компоненты**	Морфоструктурные	Минералогическо-геохимические		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1. Кор выветривания	Материнские породы	Катионные комплексы	Динамичные	Морфология	Каолинит, минеральные краски, (U)	Плащеобразные, линзо- и лентовидные залежи	Слюдково-черниевая минерализация и сорбционные формы урана в линейных корях выветривания, каолинит, гидрослюда	9	Непромысленный
	для поли-жильных морфо-структур	поровых и трещинно-капиллярных систем	ЕН-, рН-барьеры	рельефа, климат, петрогеохимия материнских пород					
1.1. Соответственно	То же для специализированных блоков и массивов	---	Гр-барьер	Устойчивость первичной минерализации в зоне гипертенеза	Sn (TR, W, Au, Ti, Pt, U, Pb)	Реликтовая минерализация подзон "усадки" в корях выветривания	Оловянные россыпи с.Васильковка, Павловской впадины (Ю.Приморье); ГР-месторождение Томтор (Анабарский пщит)	9	Потенциально промышленный
1.2. Элювиальные россыпи	Коры выветривания	Твердая фаза	Гр-барьер в системе осадконакопления	Морфология	Au, Sn, W, Pt, TR, Ti, A*, другие драгоценные камни	Аллювиальные, пролювиальные, морские россыпи	Золото- и оловянно-россыпные узлы юга Дальнего Востока; месторождение Кондер (Р); алмазы россыпного узла Ушуй (КНР)	9	Промышленный
2. Седиментенный	Зона гипертенеза на поли-жильных морфо-структурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза	Гр-, рН-, Ел-, МВ-барьеры зоны седиментогенеза	рельефа, тектоника, динамика и солевой режим бассейнов седиментации	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литологическими факультетным контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	9	Неясной значимости
2.1. Россыпобразующий	Зона гипертенеза на поли-жильных морфо-структурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза	Гр-, рН-, Ел-, МВ-барьеры зоны седиментогенеза	рельефа, тектоника, динамика и солевой режим бассейнов седиментации	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литологическими факультетным контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	9	Неясной значимости
2.2. Хемогенный	Зона гипертенеза на поли-жильных морфо-структурах	Катионные комплексы и коллоидная фаза	Гр-, рН-, Ел-, МВ-барьеры зоны седиментогенеза	рельефа, тектоника, динамика и солевой режим бассейнов седиментации	P, (U), Mn, Fe	Пластовые и линзовидные залежи с литологическими факультетным контролем	Фосфорит, карбонат, оксиды и сорбционные формы урана, гидроксиды Fe и Mn, сидерит	9	Неясной значимости

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
3. Диагенетический	Водная среда аккумуляционных ландшафтов	Катионные комплексы и коллоидная фаза бассейнов седиментации	C ₁ , Eh, pH, ЭХ, МБ-барьеры зон седиментации-диагенеза	Климат, солевой режим бассейна седиментации, динамика сопряженной ТИС	U, TR, Th	Субблаготворные залежи в слабопроницаемых серо- и черноцветных осадках	Металло-органические соединения, оксиды урана	Аномалия участков Ягдынья, Илистый (Бурейнский массив)	Непромышленный
4. Экодиагенетический	Рыхлые обводненные осадки	Процессы диффузии, сорбции и катионного обмена в подземных водах	Локальные C ₁ , Eh, pH, ЭХ, МБ-барьеры в пестроцветных подгорно-верного шлейфа	Солевой режим и динамика подземных вод, окислительно-восстановительные свойства осадков	U, Ge, TR	Субблаготворные залежи в слабопроницаемых серо- и черноцветных осадках	—	р-е Березянок; отдельные залежи м-я Раковского, р-е Григорьевского (Ю. Приморье). Промышленные аналоги неизвестны	Непромышленный
5. Зон поверхностного и грунтового окисления	Рыхлые обводненные осадки	Катионные комплексы подземных вод осадочных бассейнов	C ₁ , Eh, pH, ЭХ, МБ-барьеры на границах зон окисления	Динамика и солевой режим подземных вод, петрогеохимия осадков и пород фундамента, климат	U, (Mo, Se, Ge, TR, Re, Sc)	Линзы, ленты и роллы, преиму-щественно в проницаемых серо- и черноцветных осадках	Слоdkово-черниевая минерализация, металло-органические соединения, коффеинит, нипчеит	Аномалия скважины №56 (Самарский грабен). М-я Витимского района (Забайкалье)	Потенциально промышленный
6. Зон трещинной кислотной родной инфильтрации	Вмещающие породы и подземные воды ТИС	Катионные комплексы подземных вод ТИС	C ₁ , Eh, pH, ЭХ, МБ-барьеры на нижней границе зоны окисления	Морфология рельефа, проницаемость и петрогеохимия ТИС, климат, солевой режим подземных вод	U, (TR, Mo)	Уровневые плащеобразные залежи вблизи урновыx грунтовых вод	Слоdkово-черниевая минерализация, сорбция урана в глинистом материале и гидроксиды железа	р-е Вассиановское (Ю. Приморье), р-я Бурейнского массива (участки Крутой, Мостовой и др.). М-я Северное, Катумское, Бутыгычаг	Потенциально промышленный

Примечание. * Типы барьеров-осадителей: МБ – микробиологический, ЭХ – электрохимический, С – сорбционный, Гр – гравитационный, pH – кислотно-щелочной, Eh – окислительно-восстановительный. ** В скобках – второстепенные элементы; А* – алмазы. *** – проявленность оруденения: месторождение (м-е), рудопроявление (р-е). ТИС – трещинно-инфильтрационные системы.

Таблица 2. Модель уранового рудогенеза в позднемезозойских рифтогенах Монголии.

Эпигенетическая зональность	Зональность рудогенеза	Геохимические параметры	Гидрогеологические условия	Морфоструктурные условия	Первичные литотипы вмещающих пород	Эпигенетическая минерализация зоны рудогенеза	Морфоструктурные типы оруденения
Зона поверхностного окисления	Зона мобилизации и нисходящей миграции урана	$O_2 = n \times 10 \text{ мг/дм}^3$ $Eh = +n \times 10 \text{ мВ}$ $pH = 5-8$ UO_2 - растворенная форма в порово-капиллярной системе	Зона нисходящего движения подземных вод в условиях сезонных ритмов с резким перепадением порово-капиллярной системы $C_u = n \times 10^{-5} - n \times 10^{-4} \text{ г/л}$	Условия устойчивого поднятия с сопряженными процессами дефляционной эрозии, равновесного окислительного эпигенеза	Серо- и черноцветные отложения аллювиального и пролювиального комплексов фаций (пески, алевролиты, глины, бурые угли, лаггумы переменного состава)	Гидроксиды Fe, (Mn); гипс, Fe-сульфаты	
	Зона рудогенеза	$Eh = \pm n \times 10 \text{ мВ}$ $O_2 = n \times 10 \text{ мг/дм}^3$ $pH = 3-6$ Барьеры-осадители: Eh, pH, C, ЭХ, МВ*	Устойчивые концентрированные потоки с вялой динамикой в условиях безнапорных вод и вод с местным напором Зона колебания уровня грунтовых вод			Гидроксиды Fe, (Mn); гипс, Fe-сульфаты	Реликтовые линзы в водоупорах и углистых разностях
Зона первично неокисленных пород	Подзона устойчивого рудогенеза	$Eh \text{ от } +n \text{ до } -150 \text{ мВ}$	Зона свободного водообмена с безнапорными водами и водами с местным напором $C_u = n \times 10^{-6} \text{ г/л}$	<ul style="list-style-type: none"> • Проницаемые осадки ○ Непроницаемые осадки ▬ Граница окисленных осадков ▬ Урановорудные залежи 		Сульфиды, оксиды U, коффинит, нингсит	Ленто- и линзовидные залежи, иногда роллы, чаще в проницаемых разностях
	Зона безрудных пород	Режим устойчивых восстановительных условий			<p>* Примечание. Барьеры-осадители урана: Eh - окислительно-восстановительный рН - кислотно-щелочной ЭХ - сорбционный МВ - микробиологический</p>	Сульфиды	

щита и Ханкайского массива [20, 21]. На положительных формах рельефа, в зоне аэрации над уровнем грунтовых вод происходит активная мобилизация подвижного урана в увлажненной порово-капиллярной системе с транспортировкой его к поверхности открытых трещин и последующим перемещением с нисходящим потоком атмосферных осадков к комплексному геохимическому барьеру, функционирующему вблизи уровня грунтовых вод. Контрастность барьера может быть значительно усилена восходящим потоком «разбавленных» гидротерм, довольно широко распространенных в регионе на плиоценовом этапе активизации [7–9].

В зависимости от характера основных элементов РФС и факторов-регуляторов процесса рудогенеза, зоны трещинной кислородной инфильтрации способны сформировать как локальные аномалии и крупнообъемные зоны с содержанием урана до сотых долей процента, так и рудные объекты промышленного уровня. Примером последних на рассматриваемой территории могут служить месторождения Горное и Березовое в Забайкалье, дискуссионный генезис которых предполагает, в том числе, и инфильтрационную модель формирования оруденения. Легкоизвлекаемая форма нахождения урана в данном типе руд предполагает достаточно высокую технологичность их добычи с возможностью извлечения металла методами кучного и/или подземного выщелачивания. Хотя и слабая, изученность данного типа РФС позволяет рассматривать их в качестве потенциально промышленных.

Условия функционирования и продуктивность **россыпеобразующих РФС** существенно различаются для зон дефляционной эрозии и корообразования. В зоне корообразования подготовительная стадия россыпеобразующего процесса, определяющего ход мобилизации полезного компонента, связана с освобождением его из материнской породы преимущественно хемогенными агентами выветривания. Последующее их извлечение, перераспределение и накопление связано с нарушением корообразования активизационными процессами, с развитием эрозии КВ. В основную стадию россыпеобразования здесь происходит концентрация полезных компонентов под влиянием гравитационной сепарации в водной фазе временных и постоянных водотоков. Сформированные таким образом россыпи «чистой» линии могут в дальнейшем после очередной активизации территории перераспределяться в последующие этапы россыпеобразования.

В зоне дефляционной эрозии, действующей в условиях аридного пресса, механизм россыпеобразования представляется несколько иным. Мобилизация полезного компонента определяется здесь, главным образом, механическим разрушением ма-

теринской породы при параллельном действии гравитационной сепарации в ходе дефляционных процессов. При этом резко отличается характер россыпеобразования для рыхлого осадочного выполнения рифтогенных впадин и литифицированных пород фундамента этих структур. В рыхлых осадках, крайне неустойчивых к воздействию ветровой эрозии, процесс россыпеобразования идет наиболее продуктивно, при условии определенной специализации этих осадков на соответствующий полезный компонент. Подобные РФС с россыпями золота в отложениях поздне мелового возраста известны, в частности, на юге Монголии, в районе Даланзадгада.

Участие водной фазы в процессе россыпеобразования в зоне дефляции определяют, в основном, временные водотоки. Россыпеобразование заметно усиливается на положительных морфоструктурах и их ближайшей периферии, где действие водотоков заметно усиливается. Подобная картина наблюдается, в частности, на обрамлении новейших активизационных поднятий Центральной и Западной Монголии, где образование россыпей золота проявлено достаточно активно [5].

В северной части зоны дефляции на процесс россыпеобразования весьма благоприятное воздействие оказывает достаточно хорошо развитая сеть временных и постоянных водотоков. Продуктивность россыпеобразования здесь заметно возрастает. Полоса устойчивого россыпеобразования прослеживается на большей части территории Монголии вдоль северной границы зоны дефляции. Можно отметить общую тенденцию к уменьшению глубины залегания россыпей в южной части ареала россыпеобразования, что связано, по-видимому, с усилением действия в этом направлении процессов ветровой эрозии.

ВЫВОДЫ

1. Совокупность экзогенных факторов, действовавших в зоне сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов в кайнозойский этап тектогенеза, обусловила формирование в регионе ландшафтно-климатической зональности с конформной ей зональностью эрозионно-дефляционных и корообразующих процессов.

2. В зонах дефляционной эрозии и корообразования распространены наиболее характерные для них типы экзогенных РФС – разнообразных по специализации россыпеобразующих и уран-полиэлементных, связанных с процессами окислительного эпигенеза.

3. В зоне дефляционной эрозии РФС уран-полиэлементной специализации, связанные с зонами поверхностного и пластового окисления, действуют в условиях аридного пресса, развиваясь на фронте

окислительного процесса в динамичном равновесии с процессом ветровой эрозии.

4. Россыпеобразующие РФС в зоне дефляционной эрозии получили преимущественное развитие в ее северной части и по периферии внутренних поднятий, действуя в условиях относительно широкого распространения временных и постоянных поверхностных водотоков. В зоне корообразования они развиваются повсеместно, в динамичном равновесии с активизационными процессами, корообразованием и эрозией, под определяющим влиянием поверхностных водотоков (современных и древних).

5. К северу и востоку от зоны дефляционной эрозии, в области перехода к зоне корообразования развиты РФС, связанные с зонами грунтового и пластового окисления, формирующие уран-полиэлементное оруденение «палеодолинного» типа. Характерным для них является приуроченность к блокам и массивам пород, обогащенных подвижным ураном.

6. РФС зон трещинной кислородной инфильтрации, продуктивные на уран, распространены преимущественно в зоне корообразования и в области перехода к зоне дефляционной эрозии, в блоках и массивах пород, специализированных на уран.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барри Р. Г. Погода и климат в горах. Л.: Гидрометиздат, 1972. 212 с.
2. Дубасов Ю. В. и др. Радиационная обстановка за пределами Семипалатинского полигона // Бюллетень ЦОИАЭ. 1993. №9. С. 42–46.
3. Изосов Л., Лю Зин Му, Син Ен У и др. Геотектонические и структурные предпосылки прогнозирования алмазов в зоне перехода континент-океан: Препр. Владивосток, 1995. 83 с.
4. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. 2 500 000 / ВАГТ, ИГ АН СССР. М., 1971.
5. Карта полезных ископаемых Монгольской Народной Республики. 1:1 500 000 / Гл. ред. Н. А. Маринов. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1971.
6. Карта четвертичных отложений Евразии. 1:5 000 000 / ВСЕГЕИ; Ред. Крюкова В.П., Аронсон Д.Я. М., 1982. 12 л.
7. Коковкин А. А. История геологического развития и перспективы ураноносности Синегорской рудно-магматической системы в Южном Приморье: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М., 1990. (Фонды ВИМС).
8. Коковкин А. А. и др. Комплексная прогнозно-металлогеническая модель кайнозойского уранового рудогенеза Юга Дальнего Востока: Отчет по кайнозойскому объекту. Хабаровск, 1998. (Фонды ГП «Тажгеология»).
9. Коковкин А. А. Кайнозойский урановый рудогенез в геоструктуре Юга Дальнего Востока // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск, 1998. С. 229–232.
10. Коковкин А. А. Некоторые особенности восточного сегмента Центрально-Азиатского пояса в связи с процессами гидрогенного рудогенеза и нефтегазообразования // Строение и эволюция востока Азии. II Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С.160–166.
11. Коковкин А.А. Модель экзогенного уранового рудогенеза в позднемезозойских рифтогенах Монгольского Гоби // Сб. КНТС по геологии месторождений редких и радиоактивных элементов. М.: ВИМС, 2000.
12. Матушенко А. М. и др. Китайский испытательный полигон Лобнор: анализ аэросиноптических условий переноса примеси // Бюлл. ЦОИАЭ. 1993. №9. С. 38–40.
13. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 254 с.
14. Самович Д.А. и др. Новый ураново-рудный район России // Разведка и охрана недр. 1999. №1. С. 38–42.
15. Синицин В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
16. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 301 с.
17. Состояние экологии и природных ресурсов Хабаровского края в 1992. Хабаровск, 1993.
18. Уфимцев Г.Ф. и др. Генезис рельефа. Новосибирск.: Наука, 1998. 175 с.
19. Чистякова Е.А. и др. О возможности прогноза летних условий погоды в Монголии с учетом циркуляции атмосферы // Труды ГидрометНИИЦ. СПб., 1992. Вып. 319. С. 58–62.
20. Щеточкин В. Н., Машковцев Г. А. и др. Оценить возможности выявления промышленных урановых месторождений чернивого трещинно-инфильтрационного типа. М., 1987 (Фонды ВИМС).
21. Щеточкин В. Н. Геолого-геохимические основы гидрогенного рудообразования на примере урановых и медно-полиметаллических месторождений: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1995. (Фонды ВИМС).

Поступила в редакцию 19 июня 1999 г.

Рекомендована к печати А.П.Сорокиным

A.A. Kokovkin

On some peculiarities of Cenozoic exogenic metallogeny of Central Asian and Pacific mobile belts joint areas

Peculiarities of the development of deflation and crust-forming processes are analyzed. The model of lateral zonation of these processes is suggested. Within the framework of this model, the basic regularities of Cenozoic exogenic ore-genesis are considered taking hydrogeneous and placer-forming ore-forming systems as an example.