

Минерагения, прогнозы, перспективы

ҚР ҰҒА-ның Хабарлары. Геология және техникалық ғылымдар сериясы.
Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук. 2011. №4. С. 13–37

УДК 553.078(574)

K. A. АБДРАХМАНОВ¹

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕСПУБЛИКИ

Металлогенацияның жаңа өзекті аспекттері қарастырылған, магма-металлогенация зоналалығы эндогендік кен пайда болуының геология-петрология-динамикалық үлгілері негізделген. Кен болашағы құрылымы және телімдер, жақын жылдарға арналған болжау-металлогенациялық зерттеулердің болашақ бағыты қарастырылған.

Рассмотрены новые актуальные аспекты металлогенеза, обоснованы типы магмо-металлогенической зональности и геолого-петролого-геодинамические модели эндогенного рудообразования, определены рудоперспективные структуры и участки, перспективные направления прогнозно-металлогенических исследований в ближайшие годы.

In article new actual metallogeny aspects are considered, magmo-metallogenetic zonation types and geology-petrology-geodynamic models of endogenic ore generation are proved, defined the ore-bearing structures and territories and perspective directions of the predictive-metallogenetic researches for the next years.

Актуальные аспекты металлогенеза рассмотрены в трудах С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, А. Д. Щеглова, Д. В. Рундквиста, А. И. Кривцова и других исследователей. Вопросы общей текtonики анализируются в работах Хaina B. E. [5], Пушаровского Ю. М. [4], Моссаковского А. А. и др. [3]. Металлогенез колчеданных месторождений освещена Смирновым В. М. [2]. Развитие минерально-сырьевой базы Казахстана требует разработки новых подходов в металлогенезе.

Важнейшим аспектом геодинамической металлогенеза является рудная и петрометаллогеническая зональность.

Вертикальная возрастная рудная и петрометаллогеническая зональность выражается триадой: раннеокеаническая хромит-кобальт-никель-медь-титан-железная в связи с расслоенным меланократовым слоем офиолитовой ассоциации и колчеданно-золото-медно-цинковая толеит-базальтовая (кипрский тип) — среднеокеаническая золото-цинк-медная базальт-андезит-плагиодацилитриолитовая, колчеданно-медно-полиметаллическая габбро-диорит-плагиогранитная (уральский тип) — позднеокеаническая колчеданно-полиметаллическая бариево-серебряная риолит-базальтовая контрастно-антидромная (рудноалтайский), золото-медно-порфировая с рением и

платиноидами габбро-диорит-плагиогранитная (бозшакольский). Указанная рудно-магматическая зональность проявлена с разной полнотой или редуцированностью одного или двух членов в разных геодинамических режимах океанического корообразования. Эта триада фиксируется во внутриокеанических околоспрединговых, периокеанических внешнедуговых, окраинноморских рифтогенно-спрединговых, окраинно-континентальных рифтовых, внутриконтинентальных рифтовых, внутриконтинентальных удалённо-тыловых авлакогенно-рифтогенных. Масштабность и редуцированность вертикальной возрастной рудной зональности различны при разных геодинамических режимах.

На примере Казахстана на раннекаледонском нижне-среднекембрийском уровне от осевой части Чингиз-Тарбагатайской островной дуги в центральную область Кокшетау-Ультауского континента выявляется развитие офиолитовой ассоциации со всеми её составляющими, но её интенсивность в этом направлении сокращается, особенно первого меланократового слоя, комплекса параллельных габбро-диабазовых даек и сокращение толеитбазальтового вулканизма и возрастание вулканогенно-осадочного осадконакопления. Наиболее ярко выражена петрохими-

¹ Казахстан, 050010, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра 69 а, Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева.

ческая специализация офиолитового магматизма в разных геодинамических структурах, а именно в направлении от внутриокеанических структур к внутриконтинентальным синхронные магматические образования менее щелочные и натриевые, более калиевые, железистые, алюминиевые, титанистые и менее рудоносны в отношении колчеданной металлогенезии кипрского типа. Поскольку Чингиз-Тарбагатайская океаническая область принадлежит к режиму окраинного моря, то её перспективы на крупные месторождения кипрского типа незначительны. Бозшакольская, Чу-Илийская, Кууспек-Имантауская структуры разных геодинамических режимов не сопровождаются промышленным колчеданно-золото-медным оруденением кипрского типа.

Среднеокеаническая стадия раннекаледонского цикла наиболее полно развита в Бозшакольской структуре периокеанического типа на энсиматической коре, где интенсивно проявлена среднекембрийская базальт-андезит-дацит-кератофировая и габбро-диорит-плагиогранитная формации с колчеданно-золото- медно-цинковым с рением и платиноидами месторождениями сложенным золото-медно-порфировым оруденением. В других геодинамических режимах эта стадия фиксируется в редуцированной форме со слабым оруденением.

Позднеокеаническая стадия в форме базальт-дацитлипаритовой и габбро-диоритовой (габбро-диорит-порфировой) формаций на раннекаледонском уровне устанавливается в Селеты-Ешкеольмской окраинно-континентальной и Кокшетауской внутриконтинентальной удалённо-тыловых областях. В первой риолит-базальтовая формация сопровождается колчеданно-барит-полиметаллическим оруденением (урумбайский петрометаллогенический комплекс), во второй— с риолит-базальт-диабазовым магматизмом ассоциирует колчеданно-цинк-медь-свинцовое оруденение с кобальтом и никелем (кууспек-имантауский комплекс). Указанные структуры имеют перспективы на месторождения колчеданно-медно-цинкового типа и требуют исследования. В Бозшакольской периокеанической области позднеокеаническая стадия выражена в виде габбро-диорит-плагиогранит-граносиенит-порфирового магматизма в форме дайковых тел с золото-медно-порфировым оруденением японского типа.

Вертикальная возрастная рудная и петрометаллогеническая зональность океанического корообразования в герцинских геодинамических структурах выявляется триадой: раннеокеаническая офиолитовая с меланократовым расслоенным комплексом с хромитовой, медно-никелевой, титаномагнетитовой минерализацией и толеитбазальтовым с колчеданно-золото-медным кипрского типа (нижне-среднеордовикский, силуро-ранне- среднедевонский уровни) – среднеокеаническая базальт-андезит-дацит-риолитовая колчеданно-цинк-медно-свинцовая с золотом, габбро-диорит-плагиогранитная с золото-полиметаллическим оруденением (средне-верхнеордовикский, среднедевонский) – позднеокеаническая липарит-базальтовая с колчеданно-золото-барит-полиметаллическими рудами, габбро-диорит-гранит-порфировая с медно-цинк-свинцовым оруденением (средне-верхнедевонский). Указанная возрастная рудная и петрометаллогеническая зональность проявлена с разной степенью интенсивности и редуцированности в Сакмаро-Орь-Илекской, Западно-Мугоджаро-Уральской и Зауральско-Иргизско-Южно-Тянь-Шаньской герцинских областях разной геодинамической обстановки.

Латеральная пространственная петрометаллогеническая и рудная зональность проявлена в синхронно развивавшихся геодинамических структурах с разным режимом. Нижнекембрийская офиолитовая ассоциация Балкыбек-Акчатауской внутриокеанической зоны сменяется с востока на запад нижнекембрийским диабаз-спилит-гипербазитовым комплексом Бозшакольской периокеанической структуры, затем диабаз-амфиболит-серпентинитовым Ерементау-Селетинской окраинно-континентальной, затем базальт-габбро-диабаз-гипербазит-серпентинитовым Чу-Илийской и Ешкеольмесской внутриконтинентальных рифтовых. В каждом геодинамическом режиме развита офиолитовая ассоциация с разной степенью интенсивности и редуцированности разных её слоев (меланократовый базит-гипербазитовый расслоенный, параллельно-дайковый габбро-диабазовый, толеитбазальтовый, покровно-осадочный). Развитие офиолитовых комплексов разных геодинамических обстановок выражается в направлении от океана вглубь континента в росте их общей и калиевой щелочности,

железистости, титанистости, глиноэёмистости и снижения натриевости, магнезиальности, основности, кальциевости. Следовательно, латеральная пространственная зональность офиолитового магматизма фиксируется её закономерной петрохимической эволюцией, которая не влияет на генетический тип рудообразования и металлогенических формаций, но отражается на рудном парагенезе. Однотипная раннеокеаническая колчеданная формация эволюционизирует от золото-медной с кобальтом и никелем специализации через цинк-медь-свинцовую до свинец-цинковой бариево-серебряной. Следовательно, латеральная океаническая пространственная металлогеническая зональность характерна для синхронно развивающихся геодинамических структур от внутри- и периоокеанических через окраинно-континентальных до внутриконтинентальных. Эта зональность наиболее ярко проявлена на раннеокеанической стадии, значительно слабее в редуцированном виде на средне- и позднеокеанической.

Ярко выраженной спецификой металлогении Казахстана является овально-концентрически-коническая скользящая пространственно-временная океаническая окраинно-континентальная магмо-рудно-металлогеническая зональность во внешнем обрамлении Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана в интервале ранний ордовик – нижний карбон (рис. 1). Эта зональность характеризуется синхронным омоложением и пространственным смещением однотипных по формационному составу, условиям залегания и образования, геодинамическому режиму магматогенных рифтовых дуг и ассоциирующихся с ними колчеданных рудных формаций по мере приближения к герцинской палеоокеанической области овально-дугобразной формы. Подобная зональность в классической форме установлена в Бозшаколь-Майкаин-Баянаул-Нуринско-Успенской металлогенической провинции в северном обрамлении Жонгаро-Балхашского палеоокеана, где с севера к югу последовательно нижне-среднеордовикский базальт-андезит-дацит-плагиолипаритовый колчеданно-золото-цинко-médный, серебряно-барит-полиметаллический (майкаинский) уровень в виде северо-восточного рифто-островодужного пояса с элементами субдукционного магматизма сменяется средне- верхне-

ордовикским андезибазальт-дацит-липаратовым колчеданно-цинко-свинцовым с барием и серебром (сувенир-александровским) в форме рифтогенного рудного пояса северо-восточной ориентировки, затем базальт-андезит-дацит-липаратовым, контрастным базальт-липаратовым колчеданно-медно-цинково-свинцовым средне-верхнедевонским (спасско-нуринским) и далее калиево-липарат-трахибазальтовым колчеданно-барит-полиметаллическим с железом и марганцем верхнедевоном – нижнекаменноугольным (успенским) в виде рудных рифтовых зон западно-восточного простирания. Пространственно-временная скользящая рудно-магматическая зональность обуславливает вокруг Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана дугообразное полукольцевое размещение рудно-магматических дуг от его внешней тыловой области через срединную к внутренней фронтальной. Вдоль внешнего тылового обрамления Жонгаро-Балхашского палеоокеана развита Текелийско-Сарытумско-Майкаино-Токайская нижне-среднеордовикская рудно-магматическая дуга рифтогенной природы. Токайский и Майкаинский сегменты рифтовой дуги развиты на океанической коре раннекаледонского возраста, при этом Токайский рифтовый пояс характеризуется интенсивным толеит-базальтовым вулканализмом раннекаледонской стадии со слабым островодужным, Майкаинский – выделяется доминирующим островодужным базальт-андезит-дацитлипаратовым вулканализмом известково-щелочной серии на фоне раннекаледонской офиолитовой ассоциации. Майкаинский рудный пояс вмещает колчеданно-золото-медно-цинковые, серебряно-барит-полиметаллические месторождения, сгруппированные в виде кольца вдоль периферии вулканической структуры кальдерно-купольного строения. Токайский пояс в виде нескольких субпараллельных зон перспективен на золото-медно-колчеданные руды кипрского типа. Сарытумская и Текелийская рифтовые зоны единой дуги развиты на коре континентального типа докембрийского возраста, вмещают крупные колчеданно-цинко-медно-свинцовые руды (текелийский тип), свинцово-цинково-серебряные, железо-марганцевые, серо-колчеданные (бурултасский). В рудных зонах рудогенерирующий магматизм не проявлен, рудовмещающими являются углисто-кремнистые

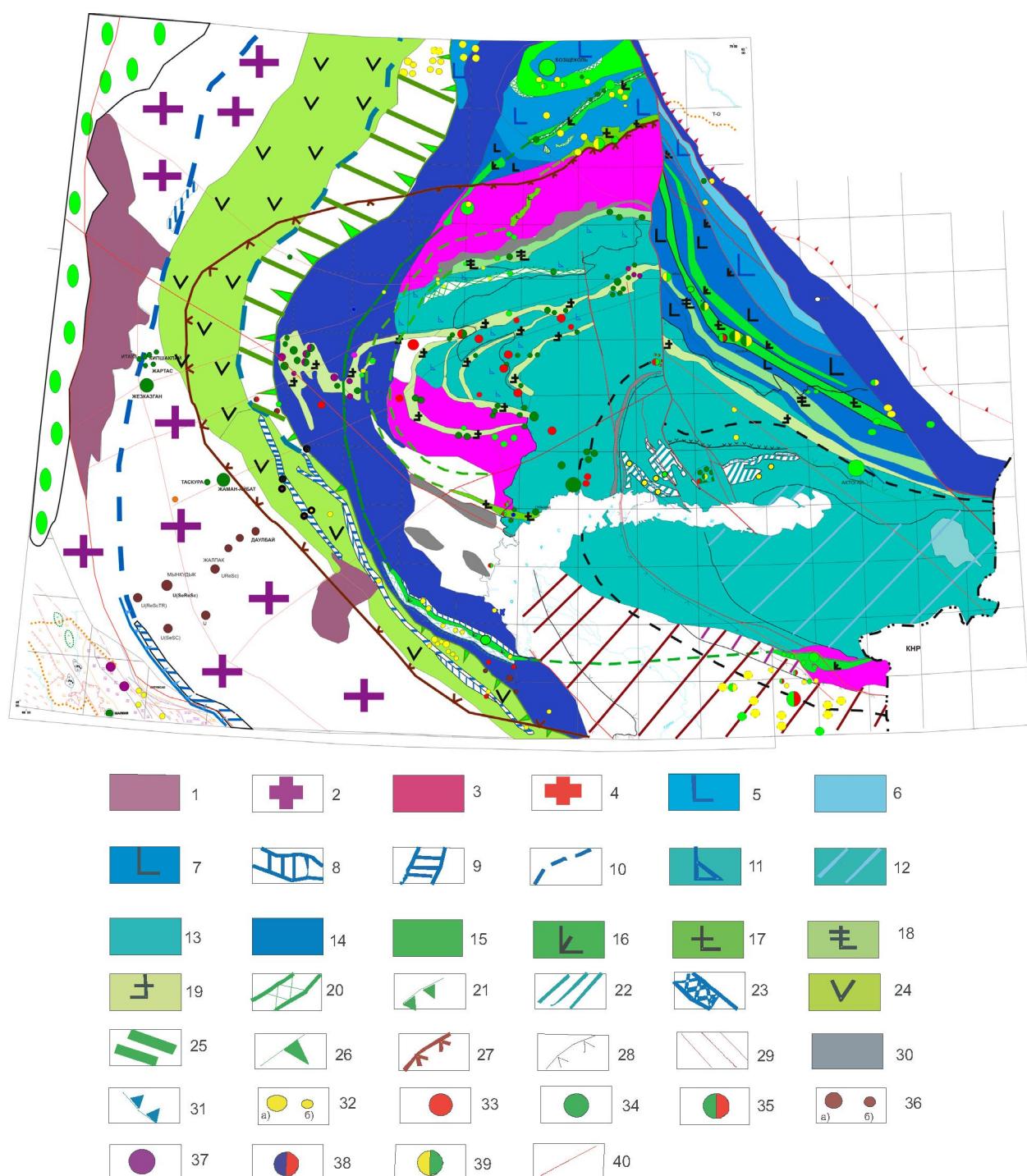


Рис. 1. Карта металлогенического и геодинамического районирования Центрального Казахстана позднекаледонского геодинамического цикла.

Докембрийский геодинамический цикл: 1 – ранне-позднепротерозойские метаморфиты Ульяуского мегаатклиниория, 2 – докембрийский субстрат ульяуского типа, перекрытый верхнепалеозойским и мезозойским осадочным чехлом, 3 -ранне-и позднепротерозойские комплексы Актау-Моинтинского, Новалы-Кызылэспинского, Текелийского антиклиниориев, 4 – кристаллический фундамент кокшетауского типа, перекрытый кембрийско-ордовикско-силурийско-девонскими формациями. Раннекаледонский геодинамический цикл: 5 – Чингизский и Бозшакольский островные дуги с нижне- среднекембрийскими офиолито-рифтогенными и островодужными вулканогенно-осадочными и магматическими формациями,

алевролиты, углеродистые известняки и доломиты. Рудоносные структуры представляют узкие щелевидные терригенно-углеродисто-сланцевые прогибы в удаленной тыловой области Жонгаро-Балхашского палеоокеана. В Сарытумской зоне за пределами рудного поля развиты базальтовый и габбро-плагиогранитный магматизм, что позволяет прогнозировать в Сарытумской зоне вулканогенно-осадочное колчеданно-медно-цинко-свинцовое оруденение. Важной особенностью Текелийской и Сарытумской рудоносных поясов является пространственное совмещение ниже-среднеордовикских терригенно-сланцевых рифтов с ниже- среднекембрийскими рифтами с офиолитовым магматизмом внутриконтинентального типа повышенной калиевой щелочности. Сарытумский и Текелийский рифты заложились в раннекаледонский нижне-среднекембрийский этап с яшмо-щелочно-базальт-кремнисто-спилит-диабазовым вулканизмом и связанным с ним колчеданно-медно-цинковым оруденением, на который наложен ниже- среднеордовикский рифтогенез позднекаледонского цикла со слабым вулканизмом, но интенсивным цинко-свинцово-серебряным рудогенезом.

Далее, ближе к Жонгаро-Балхашскому палеоокеану проявлена вторая средне-верхнеордовикская (верхнеордовикско-раннесилурейская) Гульшат-Кокзабай-Сувенир-Александровско-Абыз-Мизек-Кусмурын-Акбастауская срединная медно-свинцово-цинковая рудно-магматическая дуга полукольцевой морфологии вдоль юго-восточного (Гульшат-Кокзабайский сегмент), северного (Сувенир-Александровский), северо-восточного (Мизек-Кусмурын-Акбастауский) обрамлений Жонгаро-Балхашского палеоокеана. Северный сегмент единой дуги развит на континентальной коре с колчеданной свинец-цинк-медным с серебром и золотом оруденением и базальт-андезит-липаритовым вулканизмом, юго-западный – на докембрийском сиалическом фундаменте со свинцово-цинковыми стратiformными рудами в карбонатно-сланцевой рудовмещающей раме без признаков вулканизма, преобразованные в скарновые месторождения в результате плутоногранитоидного контактового метаморфизма, северо-восточный – имеет океанический раннекаледонский субстрат и колчеданно-цинко-медную с золотом специализацию с базальт-андезит-дацит-липаритовым вулканизмом островодужной природы.

6 – Аркалыкская предстроводужная зона с вулканогенно-терригенно-флишоидным разрезом, 7 – Балкыбекский окраинный океанический бассейн с офиолитовой ассоциацией (яшмо-спилит-диабазово-кератофировой и серпентинит-дунит-перidotит-габбро-диоритовой формациями), 8 – нижнекембрийская кремнисто-карbonатно-терригенно-базальт-диабазовая формация в раннекаледонских внутриконтинентальных рифтовых поясах, 9 – нижне-среднекембрийские внутриконтинентальные пояса с яшмо-спилит-диабазовой и серпентинит-гипербазит-базитовой формациями, 10 – продолжение нижне-среднекембрийских рифтовых поясов в фундаменте Чу-Сарысуйско-Жезказганской, Тенизской верхнепалеозойских осадочных бассейнах и Сарысу-Тенизской поднятии с ордовикско-девонскими формациями. Позднекаледонской геодинамической цикл: 11 – внешняя фронтальная окраинная область герцинского палеоокеана ранней консолидации, 12 – тыловая область герцинского палеоокеана поздней консолидации, 13 – герцинский Жонгаро-Балхашской палеоокеан, 14 – верхнекембрийско-раннеордовикский дугообразно-полукольцевой осадочный прогиб, 15 -нижне-среднеордовикский рифтовый прогиб, 16 – нижне-среднеордовикская кремнисто-терригенно базальтоидная рифтовая дуга с колчеданным золото-медно-цинковым, серебряно-барит полиметаллическим оруденением майкаинского уровня, 17 – средне-верхнеордовикские рифтовые дуги с кремнисто-терригенно-базальт-андезит-дацит-базальт-липаритовой формациями и увязанные с ними золото-колчеданно-цинко-полиметаллические месторождения, 18 – средне-верхнедевонские рифтовые дуги с кремнисто-терригенно-базальт-андезитовой и базальт-липаритовой формациями и колчеданно-цинко-полиметаллическим оруденением спасско-нуринского уровня, 19 -верхнедевоно- нижнекаменоугольные кремнисто-карbonатно-терригенно-базальтоидные рифтовые зоны, дуги и мульды с железо-марганцевым, колчеданно-цинко-полиметаллическим, барит-серебряно-свинцовым оруденением атасуйского типа, 20 -серпентинит-базит-гипербазитовые субдукционные пояса и автономные олис-тостромовые поля, 21 – субдукционные зоны третьего порядка под рифтовыми поясами ордовикского возврата, 22 – нижне- среднеордовикские кремнисто-терригенно-диабаз-базальтовые офиолитовые ассоциации внутриокеанических дугообразно-полукольцевых поясов, 23 -нижне-среднеордовикские серпентинит-гипербазит-базитовые зоны с жадеитами, 24 -Степнякская островная дуга с нижне- среднедевонской яшмо-терригенно-карbonатно-диабаз-базальтой и средне- верхнеордовикской андезит-базальт-габбро-диорит-плагиогранитной формациями, 25 – преддуговая Селетинская зона, с терригенно-флишоидной формаций 26 – субдукционная зона позднекаледонского возраста второго порядка. Окраинно-континентальные вулканические и вулкано-плутогенические пояса, 27 – девонского возраста, 28 – верхнепалеозойского, 29 – девонские вулканические поля на гетерогенном фундаменте. Другие знаки: 30 – наложенные верхнедевоно- нижнекаменоугольные рифтогенные прогибы, 31 – пограничная зона Чингиз-Тарбагатайской каледонской и Зайсанской герцинской складчатыми областями. Месторождения: 32 – Золотые-крупные (а), мелкие (б), 33 – редкometалльные, 34 – медные, 35 – молибден-медно-порфиревые, 36 -урановые крупные (а), мелкие (б), 37 – железо-марганцевые, 38 – железо-марганцево-полиметаллические, 39 – золото-медно-колчеданные. Тектонические нарушения: 40 – разломы

Таким образом, разные сегменты срединной дуги различаются типом фундамента, магматизма и рудообразования, при этом от ее юго-западной части к северной и далее северо-восточной происходит смена карбонатно-терригенно-углеродисто-сланцевых прогибов андезит-дацит-липаратовыми рифтами и затем базальт-андезит-дацитовыми и соответственно свинцово-цинковыми с серебром руд цинк-свинцовыми с серебром и золотом и далее цинк-медно-свинцовыми с золотом.

Третья фронтальная Каинды-Спасско-Нуринская рудно-магматическая дуга наиболее приближена к Жонгаро-Балхашскому палеоокеану и имеет медно-свинцовый профиль. В этой дуге наиболее полно представлен северный Спасско-Нуринский сегмент с базальт-липаратовым вулканализмом рифтогенной природы с небольшими медными месторождениями прожилково-вкрашенного типа.

Северо-восточный Каиндинский причингизский сегмент характеризуется живето-франским базальтовым вулканализмом рифтогенного типа и перспективен на колчеданно-медно-цинковое оруденение.

Верхнедевоно-нижнекаменноугольный металлогенический стратоуровень имеет двойственную природу. С одной стороны, крупные железо-марганцево-цинк-свинец-барий-серебряные месторождения атасуйского типа пространственно ассоциируют с наложенными на докембрийско-каледонский континентальный фундамент верхнедевоно-нижнекаменноугольными субмаринными мульдами в узле сочленения региональных северо-западных, субширотных и северо-восточных рифтогенных зон. Атасуйский рудный район в плане имеет форму осьминога с расходящимися вдоль разноориентированных разломов ветвями, в пределах которых возможны руды атасуйского типа. С другой стороны, Успенско-Акбастауская, Акжал-Аксоранская дугообразные рифты со стратiformным оруденением свинца, цинка, бария, серебра в карбонатно-углеродисто-кремнисто-сланцевом разрезе вписываются в дугообразную-полуколцевую металлогеническую нижнеордовикско-среднепозднедевонскую систему во внешней области Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана.

Пространственно-временная скользящая рудно-магматическая зональность вдоль внешней

континентальной и океанической периферии Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана имеет отраженную рифтовую океаническую природу. Подобная рудно-магматическая зональность вокруг Жонгаро-Балхашского палеоокеана свидетельствует о роли громадного океанического плюма в центре палеоокеанической области в развитии скользящего рифтогенного магматизма и связанного с ним колчеданного рудообразования. При этом рудно-магматическая активизация вначале происходила в наиболее удаленной тыловой области Жонгаро-Балхашского палеоокеана и затем омолаживалась, пульсационно приближаясь к его внутренней фронтальной части. По геофизическим данным мантийный плюм имел форму чащеобразного лополита под Жонгаро-Балхашским палеоокеаном, в центре которого возможно овальное валообразное поднятие, по периметру которого проявился океанический вулканализм с серпентинит-ультрабазит-базитовыми прорузыями и медно-колчеданным и кобальтникелевым оруденением. Пульсационное погружение докембрийских и раннекаледонских сегментов земной коры по системе дугообразно-конических рифтовых дуг в краевую область мантийного плюма привело к развитию рудно-магматической зональности скользящей по возрасту и пространственной локализации. Важно отметить, что рудно-магматическая отраженная океаническая активизация сопровождается гранитообразованием и окраинно-континентальным вулканализмом во внешних континентальных структурах Жонгаро-Балхашского палеоокеана. Ордовикско-девонская магмо-металлогеническая скользящая пространственно-временная латеральная зональность является отражением внутриокеанических процессов в палеоокеане и его внешнем континентальном обрамлении. Средняя и поздняя стадии ордовикско-девонской океанической активизации совмещены или чередуются во времени, но разобщены пространственно с процессами континентального корообразования. Средне-верхнеордовикская океаническая активизация (сувенир-александровско-акбастауский уровень) в Баянаул-Чингизском регионе и верхне-ордовикская гранитизация в виде автохтонных батолитов и мезозональных плутонов кварцево-диорит-плагиогранитного состава в Кокшетауском и Улытауском докембрийских террейнах развивались синхронно, на пространственно разобщенных сегментах земной коры.

Внутриоceanическая магмо-металлогеническая скользящая пространственно-временная зональность проявлена в Сакмаро-Западно-Мугоджарской и Иргизско-Западно-Торгайской линейных субмеридиональных океанических поясах. В обоих поясах с запада на восток от края континента (платформа, докембрийской террейн) вглубь океанической зоны наблюдаются скользящее омоложение возраста и пространственное смещение магматизма и оруденения от ордовика до нижнего карбона. Среднеордовикский яшмо-диабаз-базальтовый уровень с медно-колчеданной минерализацией последовательно сменяется вторым – ордовикско-силурийским, третьим – нижне-среднедевонским, четвертым – средне-верхнедевонским и пятым – нижнекаменноугольным. В Сакмаро-Западно-Мугоджарской зоне полно проявлены нижне-среднедевонский магматизм со всеми составляющими океанической коры и не-промышленным золото-медно-колчеданным орудением, средне-верхнедевонский островодужный андезибазалт-дацит-риолитовый и габбро-диоритовый магматизм с колчеданно-цинко-медно-свинцовым и барит-золото-полиметаллическим промышленными месторождениями.

В Иргизско-Западно-Торгайской зоне проявлены среднеордовикско-силурийский океанический, средне-верхнедевонский островодужный и нижнекаменноугольный постокеанический типы магматизма. Промышленное оруденение колчеданно-золото-цинко-медного и медно-порфирового типов известны только со средне-верхнедевонским андезит-базалт-габбро-диоритовым магматизмом. Гигантские скарно-магнетитовые с серебром месторождения связаны с андезит-базалт-габбро-диоритовым магматизмом в постокеанической рифтовой зоне субмеридиональной ориентировки во внешней океанической области, но не в окраинно-континентальном режиме. Месторождения пространственно сконцентрированы в центральной части линейно-ovalьных полей, характеризующихся повышенной мощностью вулканогенно-осадочной толщи и высокой интенсивностью аномальных магнитного и гравиметрического полей и сформированных над глубинным верхнемантийным чаше-лополитообразным очагом, в центре которого концентрировались натриево-кремнисто-железистые флюиды ответственные за контактно-гидротермально-метасоматическое рудообразование в бла-

гоприятном карбонатно-доломитовом горизонте вулканогенно-осадочной формации.

В Зайсанской океанической области скользящая пространственно-временная магмо-металлогеническая зональность фиксируется от ее центральной части к внутренней периферии по мере приближения к внешнему континентальному обрамлению. В Зайсанском герцинском палеоокеане с северо-востока к юго-западу от Чарско-Горностаевского офиолитового пояса к каледонидам Чингиз-Тарбагатайской складчатой области фиксируется смена нижне-среднеордовикской океанической коры нижне-среднедевонской, затем средне-верхнедевонской, развитой в субпараллельных рифтах со слабыми признаками колчеданно-медно-полиметаллического оруденения.

В Жонгаро-Балхашском герцинском палеоокеане округло-овальной морфологии смена океанического магматизма наблюдается от его внешней периферии к центральной части вдоль дугообразно-полукольцевых рифтовых зон и фиксируется яшмо-диабаз-базит-ультрабазитовой формацией на нижне-среднеордовикском уровне, яшмо-железисто-диабаз-базальтовой на верхнеордовикско-нижнесилурийском. На нижне-среднеордовикском уровне известны медно-колчеданное, никель-cobальтовое и жадеитовое оруденение (рис. 1).

Таким образом, внутриоceanическая скользящая пространственно-временная магмо-металлогеническая зональность в Сакмаро-Западно-Мугоджарской, Иргизско-Западно-Торгайской океанических линейно-поясовых структурах проявлена от одного (Западного) континентального края ко второму противоположному ограничению. Зональность фиксируется от восточного края Восточно-Европейской платформы до западного борта Восточно-Уральско-Восточно-Мугоджарского мегаантеклиниория, оторванного от Восточно-Европейской платформы и перемещавшегося к востоку по мере роста океанического пространства в процессе последовательного зарождения и последующей консолидации рифтовых поясов. Подобная зональность фиксируется от восточного края Восточно-Мугоджарского мегаантеклиниория к западному ограничению Казахстанского континента в виде Кокшетау-Улытуского докембрийско-калевидонского сегмента. В Зайсанском палеоокеане магмо-металлогеничес-

кая зональность фиксируется сменой внутриокеанических рифтовых зон от его осевой внутренней области к внешнему континентальному обрамлению. В Зайсанском герцинском палеоокеане от его осевой Чарско-Горностаевской оphiолитовой сутуры к Чингиз-Тарбагатайской раннекаледонской островной дуге наблюдается смена раннеокеанического нижне- среднеордовикского толеит-базальтового вулканизма нижне- среднедевонским и далее средне- верхнедевонским и, возможно, нижнекаменноугольным. В этих последовательно омолаживающихся и пространственно смещающихся внутриокеанических рифтовых поясах северо-западной зайсанской ориентировки не выявлена колчеданная металлогенация, хотя она возможна.

В Жонгаро-Балхашской герцинской области внутриокеанская магмо-металлогеническая зональность сильно нарушена многоэтапными дислокациями и перемещениями блоков земной коры, но можно предполагать внешнюю Казык-Итмурунды-Тектурмассскую оphiолитовую дугообразную зону, которая сменяется зонами яшмо-спилит-диабаз-железисто-кварцевой верхнего ордovика – нижнего силура и яшмо-базальт-диабаз-спилитовой верхнедевоно-раннекаменноугольной, фрагменты последней фиксируются в Северной Жонгарии в пограничной области с Китаем. Внутриокеанская магмо-металлогеническая зональность Жонгаро-Балхашской герцинской океанической структуры перекрыта верхнепалеозойским орогенным вулканическим покровом, но в целом, видимо, она направлена от ее внешнего континентального сиалического с раннекаледонского симатического обрамления к его внутренней зоне.

Следовательно, магмо-металлогеническая зональность герцинских палеоокеанов Казахстана разнится от таковой мезозойских океанов Тихоокеанского и Атлантического секторов Земли, где скользящее удревнение и пространственное смещение магматизма и рудогенеза направлено от осевой спрединговой зоны в центре океана к его периферии в сторону двухстороннего континентального обрамления. Это, возможно свидетельствует о специфике магматизма и рудообразования в герцинских палеоокеанах Центральной Азии, являющейся составной частью палеоазиатского океана.

На раннекаледонском геодинамическом цикле проявилась нижне-среднекембрийская латеральная пространственная и синхронная возрастная магма-металлогеническая зональность, которая отражает латеральную серию геодинамических структур разной металлогении.

На примере Северного Казахстана (рис. 2, 3) установлена латеральная серия: предполагаемый в районе Зайсанской герцинской складчатой области палеоазиатский океан со спрединговой системой, Бозшакольская симатическая островная зона с рядом дуг и междуоговых прогибов со средне-верхнекембрийской золото-молибден-медно-порфировой формацией, окраинно-морской бассейн с ранним колчеданно-золото-медным оруденением и поздним золото-колчеданно-полиметаллическим (таскуринский тип) в рифтовых зонах, внутриконтинентальные приразломные рифтовые пояса северо-восточной ориентировки с яшмо-спилит-диабаз-терригенно-сланцевой формацией с серпентинит-ультрабазит-базитовыми протрузиями (чу-балхашский тип), серпентинит-дунит-перидотит-габброидным и щелочно-ультрабазитовым комплексами в форме линейных цепочек малых интрузий, удаленно-тыловые осадочные бассейны (жаркаинагашский тип) со стратиформной минерализацией V, P, U. Ярко проявленные многочисленные внутриконтинентальные рифтовые пояса на раннем нижне-среднекембрийском уровне представляли терригенно-яшмо-сланцевые троги и только некоторые из них развивались как магматические дуги с интенсивным оphiолитовым магматизмом (Чу-Балхашский рифт). Средне-верхнекембрийский уровень сопровождался в ряде рифтовых поясов гипербазит-базитовым (шучинский тип) и щелочно-ультраосновным (красномайский) магматизмом, проявленным локальными массивами и цепочечными интрузиями.

Установленная раннекаледонская магмо-металлогеническая латеральная геодинамическая зональность типична для Казахстана в целом и фиксируется сменой от предполагаемого палеоазиатского океана на месте Зайсанской герцинской складчатой области на северо-востоке Чингиз-Бозшакольской островной структурой из серии субпараллельных дуг и междуоговых прогибов, предчингизско-бозшакольским преддуговым прогибом (Аркалыкская зона) и преддугово-

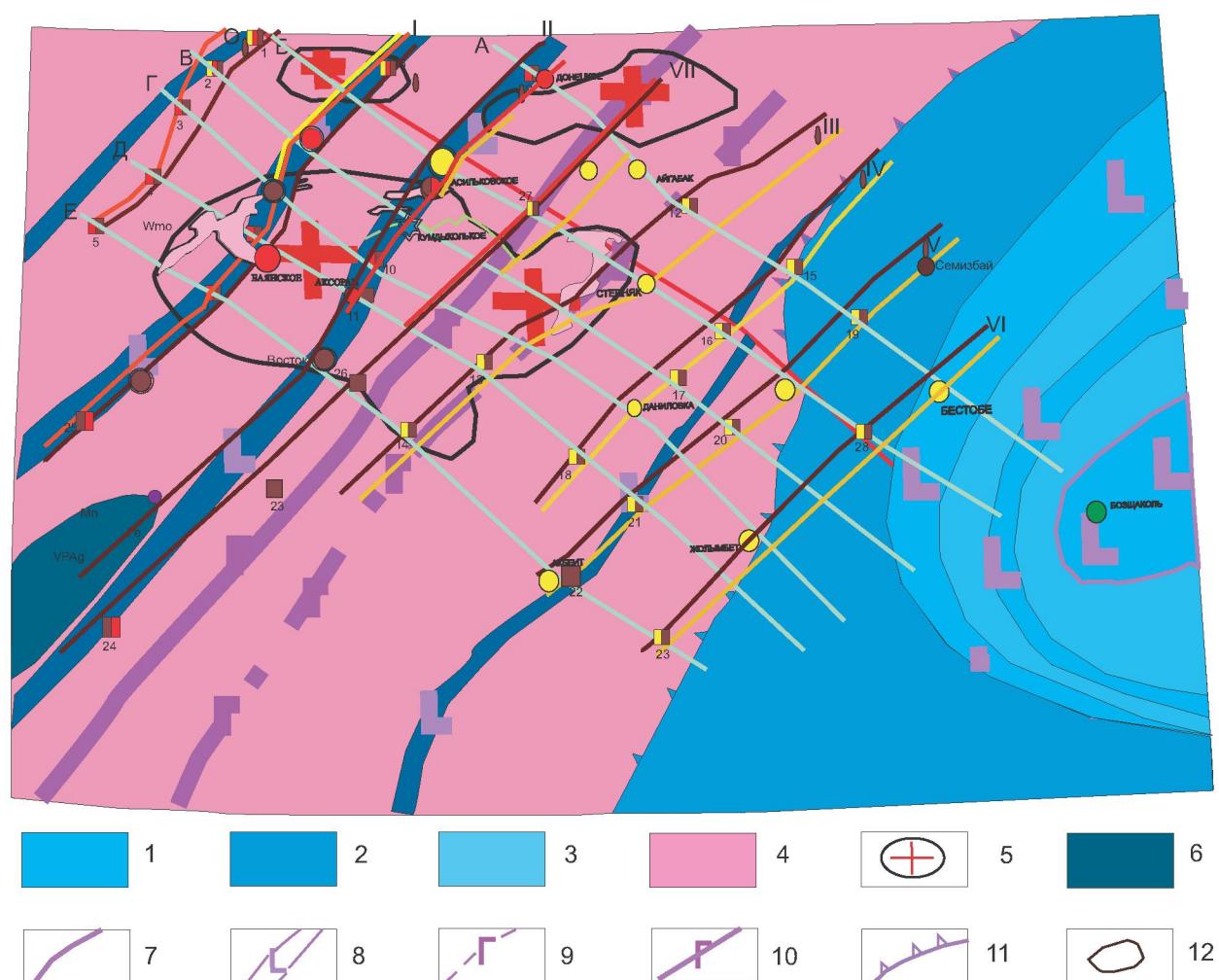


Рис. 2. Раннекаледонские обстановки и структуры Северо-Казахстанской металлогенической провинции

Геодинамические режимы и структуры: 1 – окраинное море нижнего-среднего кембрия, 2 – среднекембрийские островные дуги энсиматические (Бошкульская островодужная система), 3 – междуговые островодужные прогибы, 4 – континент (Кокшетауско-Шатско-Степнякско-Тенизский), 5 – выходы кристаллического фундамента на поверхность, 6 – внутриконтинентальные осадочные бассейны (Джаркаинагашский антиклиниорий), 7 – удаленно тыловые внутриконтинентальные амагматические северо-восточные рифты, 8 – внутриконтинентальные рифты с нижнекембрийскими кремнисто-терригенно-диабаз-базальтовой, базит-гипербазитовой и среднекембрийской перидотит-норит-габбро-диоритовой формациями, 9 – среднекембрийские серпентинит-базит-гипербазитовые пояса (щучинский тип), 10 – внутриконтинентальные средне-верхнекембрийские пояса с базит-габброидными и щелочно-ультраосновными интрузиями (красномайский тип), 11 – субдукционная зона, круто погружающаяся к западу под континент, 12 – контуры докембрийских блоков

вым субдукционным разломом с юго-западным вектором под Чингиз-Бозшакульскую островную структуру, заостроводужный окраинно-морской бассейн, включавшую Абралинскую, Акшатаускую, Бакылбекскую, Акбастау-Кусмуринскую зоны и северо-восточную половину Жонгаро-Балхашской складчатой области, включая Казык-Итмурудинскую структуру с герцинскими офиолитовыми поясами, далее докембрийский кон-

тиентальный блок с карбонатным разрезом нижнего-среднего кембрия и затем внутриконтинентальные офиолитовые пояса (Чу-Балхашской, Макбал-Ишимской, Сарытауской). Намеченные геодинамические структуры одной латеральной серии ниже-среднекембрийского уровня перспективны на металлогению и рудные формации, охарактеризованные на примере Северного Казахстана.

Юго-западное обрамление палеоазиатского океана Центральной Азии представлял Казахстан на раннекаледонском этапе, а его северо-восточное – находилось на территории Кузнецкого Алатау, Салаира, Тувы и Северной Монголии и представляло Салаирско-Тувинскую-северомонгольскую островную дугу энсиалического типа на позднепротерозойском фундаменте. Перед Салаирской дугой предполагается субдукционная зона северо-восточного вектора и глубоководный желоб на площади Горного Алтая и далее к юго-западу от субдукционной структуры морское плато с докембрийскими микроблоками, и далее спрединговый хребет в районе Чарско-Горностаевской оphiолитовой шовной сутуры. Подобная геодинамическая интерпретация Казахстана на раннекаледонском этапе является наиболее обоснованной и позволяет прогнозировать рудные месторождения раннекаледонской металлогенической эпохи.

Позднекаледонский этап Северного Казахстана (рис. 3,4) в отличие Жонгаро-Болхашского палеоокеана с дугообразно-подкольцевой рудно-магматической зональностью вдоль его внешнего обрамления имеет свою специфику, которая заключается в том, что этот регион развивается с верхнего кембрия до позднего девона по классической геодинамической модели.

Верхнекембрийско-раннекаледонская океаническая дуга (дугообразно-полукольцевой терригенно-кварцово-сланцево-флишоидный прогиб на месте Ерементау-Нияз-Бурунтауско-Южно-Жонгарской структуры) расчленила Казахстан на Жонгаро-Балхашскую герцинскую область со своей магмо-металлогенической историей (рис. 1) и Степняк-Кокшетауский докембрийский сегмент (рис. 2, 3), где сформировались Степнякская энсиалическая островная дуга с типичной для них золото-урановой металлогенией, преддуговой Селетинский терригенно-флишевый прогиб с золотом гидротермально-метасоматического кварцево-жильного типа (Бестобе) и колчеданно-золото-медным оруденением с метаморфогенными редкими элементами и колчеданно-полиметаллической минерализацией (телескольский уровень), преддуговая субдукционная зона с западным вектором, задуговой терригенно-флишоидный прогиб, Кокшетауский докембрийский террейн и внутрикон-

тинентальные осадочные прогибы вдоль северо-восточных разломных структур со стратиформным оруденением U, V, P, Ag. При этом ранне-позднеордовикские осадочные прогибы унаследовали нижне-средне-верхнекембрийские, формируя единые кембрийско-ордовикские внутриконтинентальные осадочные бассейны (байконурско-каратауский тип) с несколькими уровнями стратиформной минерализации U, V, P, Ba, Fe, Mn, TR. Нижне-среднеордовикский базальтоидный рифтогенез, развитый в Степнякском синклиниории, проявился в Кокшетауском массиве вдоль глубоко проникавших северо-западных рифтов (Васильковско-Степнякский), вдоль которых образовались колчеданно-золото-медно-цинко-свинцовые руды и крупные кварцево-жильно-штокверковые месторождения золота (Васильковское), источником золота которых явился ордовикский золотоносный субстрат степнякского типа, подверженный верхнеордовикской гранитизации и мобилизации золота в форме кварцевого штокверка в безрудных гранитоидах. Для Кокшетауской глыбы на позднекаледонском этапе характерны урановые с редкими элементами и землями гидротермальные месторождения в айситах вдоль раннекаледонских северо-восточных зон проницаемости и узлах их сочленения с северо-западными разломами.

Кокшетауская глыба характеризуется двумя средне-кембрийским и средне-верхнеордовикским уровнями уранообразования и отсутствием связи с ней крупномасштабного архейско-протерозойского золота типа Калгурули (Австралия), Колар (Индия), Хемло (Канада) и докембрия Южно-Китайского массива.

С верхнего ордоваика – раннего силура Северный Казахстан подвергся мощной гранитизации до позднего девона, когда образовались абиссальные кварцеводиорит-плагиогранитные купола и автохтонные массивы (зерендинский тип) в Кокшетауском блоке, мезозональные, межформационные субгоризонтальные plutоны (крыккудукский) постзолоторудные, нижне-среднедевонские граниты-граносиениты, средне-верхнедевонские калиево-пломазитовые лейкограниты (сырымбет-донецкий комплекс), субщелочные аляскиты (балкашинский), альбитовые аляскиты (макинский), щелочные граниты и сиениты

(баянаульский). Гранитизационный этап сопровождался редкометалльным рудообразованием и только на средне-верхнедевонском уровне в связи с калиево-плюмазитовыми гипабиссальными лейкогранитами и только в северо-западной тыловой области Кокшетауского массива, где прогнозируются крупные редкометалльные с золотом, ураном и редкими землями объекты.

Установленные латеральная серия геодинамических структур и магмо-металлогеническая пространственно-временная зональность на позднекаледонском этапе Северного Казахстана характерны для Кокшетау-Улытау-Северо-Тянь-Шанского и Степняк-Бетпакдала-Согаты-Северо-Кетменского сегментов, обрамляющих широкой дугой Бозшаколь-Жонгаро-Балхашскую структуру раннекаледонского и герцинского возраста и составляющих северо-западную, западную и юго-западную части палеозоид Центрального Казахстана.

Наибольший интерес позднекаледонской металлогенической эпохи имеет глобальная Степняк-Бетпакдала-Кендыктас-Согатинская золотоносная дуга, протяженностью в несколько тысяч километров, уходящая на северо-восток в Западно-Сибирскую плиту, где фациально переходит в ордовикскую океаническую структуру и юго-востоке в Китай (Китайский сегмент Северного Тянь-Шаня, северная часть Южно-Гобийской зоны). Ордовикская островная дуга имеет отчетливую золотую специализацию, Степнякский сегмент этой дуги вмещает крупные золото-кварцевые месторождения, повышенная золотоносность характерна для нижне-позднеордовикских терригенных толщ, девонский золотоносный (акбакайский) северо-западный пояс локализован на субстрате степнякского типа. Островодужное золото близко во времени и нередко пространственно совмещено с ураном, хотя уран и золото проявлены разобщено в автономном залегании. Источником урана является древняя архейско-протерозойская сиалическая кора, подверженная базальтизации в связи с ордовикским базальтоидным вулканализмом и габброидным магматизмом, обусловившими развитие островной магматической дуги, наддуговых базальт-габброидных интрузий и рифтогенной базальтизации сиалия. Базальтизация сиалия сопровождалась высвобождением избыточных относительно базаль-

товой системы урана, гранитогенных редких элементов и земель. Выносившиеся уран, редкие элементы и земли концентрировались в благоприятных геолого-структурных ловушках, каковыми часто являлись узлы сопряжения северо-восточных и северо-западных разломов (рис. 3,5). Источником золота рассматриваются глубинные базальтоидные очаги, которые обогащались золотоносным флюидом в процессе консолидации островодужного вулканализма сверху вниз на фоне общего снижения температурного фронта. Следовательно, временная и пространственная сопряженность урана и золота в связи с общим базальтоидным магматизмом, хотя разными механизмами их концентрирования, является закономерной.

Таким образом, глобальная ордовикская островная дуга имеет золото-урановую специализацию, поэтому не только степнякский, но и слабо изученные казахстанские северо-восточный, центральный, юго-восточный и китайский сегменты дуги перспективны на месторождения золота и урана, хотя они в значительной части перекрыты мезокайнозойским чехлом.

Уранообразование проявлено как в ордовикской островной дуге, так и докембрийском Кокшетау-Улытау-Северо-Тянь-Шаньском и Китайском обрамлении, где докембрийская сиаль подверглась базальтизации на двух нижне-среднекембрийском и нижне-среднеордовикском уровнях. В докембрийских блоках среднекембрийской и средне-верхнеордовикской уран мигрировал вдоль единых северо-восточных зон базальтизации и концентрировался в геолого-структурных ловушках, каковыми были узлы сочленения разломных структур северо-восточной и северо-западной ориентировки, поверхности регионального несогласия типа шарыкского кварцитового горизонта позднего рифея.

Таким образом, ураноносной является как Степняк-Бетпакдала-Согатинская островная ордовикская дуга, так и обрамляющий ее тыловой Кокшетау-Улытау-Северо-Тянь-Шанский докембрийский континентальный дугообразный пояс микроконтинентов, спаянных базальтоидным магматизмом и последующей гранитизацией позднекаледонского цикла. Следовательно, докембрийские блоки (Кокшетауский, Улытауский, Кендыктасский, Чуйский, Заилийский, Терский

и Кунгей-Алатау, Киргизский хребет, Китайский Северный Тянь-Шань), перспективны на уран двух возрастных уровней (среднекембрийский, средне-верхнеордовикский). Предполагается, что среднекембрийско-ордовикский уран, сконцентрированный в ураноносных горизонтах под небазальтизированной частью древней сиалической коры и отдельных месторождениях, мог быть источником для осадочных инфильтрационных месторождений Чу-Илийской провинции на палеоген-неогеновом стратоуровне. Кроме того, кембрийско-ордовикские внутренние осадочные бассейны могли обогащаться ураном при его выносе подводными гидротермами, которые привносили и другие элементы (Fe, Mn, V, Re, Sc, P, TR). Для осадочных концентраций урана характерен рудогенез как с сидеро-халькофильными элементами, с одной стороны, так и гранитогенными (TR). Источником первых могли быть базальтовые системы, обязательные для выщелачивания урана из сиала, вторых — сиаль.

В Чу-Илийской ураноносной провинции стратиформные месторождения осадочно-фильтрационной природы группированы в северо-восточные приразломные структуры (Мынкудукская, Моинкумская). Это дает основание прогнозировать урановые скопления вдоль других северо-восточных разломов, выявление которых может локализовать урановый прогноз.

Большое золото связано с Северо-Казахстанской золото-уран-редкometалльно-редкоземельно-урановой провинцией (рис. 3,4,5), где в соответствии с новой концепцией золотоконцентрирования и золотолокализации в связи с средне-верхнеордовикским островодужным магматизмом выделены 13 рудоперспективных участков (рис. 5). На этих участках необходимо выполнить детальный анализ ранее выполненных геологических, геофизических и геохимических материалов с целью определения конкретных микроучастков для геологоразведки. Целесообразно провести геолого-геофизико-геохимическое исследование узкой полосы от Степняка до Васильковки длиной 3,5 км поперечными северо-восточными профилями через 100–150 м. Согласно новой модели образования Васильковского месторождения более крупные запасы золота сконцентрированы на глубине под верхнеордовикскими гранитоидами в разрезе подстилающей нижне-

позднеордовикской толщи Степняк-Васильковской рифтовой зоны северо-западной ориентировки (рис. 3,4). Орлиногорский участок №6 перспективен на золото, уран и редкие земли как эндогенного, так осадочно-инфилтратационного и россыпного типа. В участке размещён рудоперспективный дайкообразный купол рудоносных калиево-плюмазитовых лейкогранитов сырьембетдонецкого комплекса. На площади участков №1, 2 рекомендуется выполнить на площади одного листа 1: 50 000 глубинное геологическое картирование с целью оценки перспектив на золото, уран, редкие земли и ювелирный алмаз. На этой площади развиты северо-восточный ордовикский теригенно-осадочно-базальтоидный рифт, тело рудоносных калиево-плюмазитовых лейкогранитов, триасовая лампроитовая трубка (Кошкаровская). Здесь прогнозируется северное окончание громадного дугообразного Кумтор-Сарыджаз-Приишимского (золото-редкometального) пояса.

Необходимо переоценить глубокие горизонты известных золотых месторождений, Жолымбет, Аксу, Степняк, где возможно кварцево-штокверковое оруденение, подстилающее ныне эксплуатирующиеся и частью выработанные кварцево-жильные руды. Выполнение предполагаемого объема геолого-посковых работ гарантирует большое золото Северного Казахстана.

В юго-восточном сегменте Степняк-Бетпакдала-Кендыктас-Кетменского золото-уранового дугообразного пояса в его северо-восточной периферической зоне известна Акбакай-Алтынсайская зона северо-западного простирания, где золотое оруденение концентрируется в экзоконтакте девонских гранитоидных интрузий. Согласно новой модели золотые руды акбакайского типа следует интерпретировать, что золото имеет метаморфогенную природу и было ремобилизовано магматизмом девонского вулкано-плутони-ческого пояса из ордовикского золота субстрата. Северо-западное продолжение Акбакайской рудной зоны до южного края Сарысу-Тенизского поднятия и юго-западного обрамления Атасуйского железомарганец-цинк-свинец-барий-серебряного узла и юго-восточное окончание Акбакайской рудной зоны до Анрахайского докембрийского выступа перспективны на островодужное ордовикское золото степнякского и мобилизованное акбакай-

ского типов, и эти золотоперспективные узкие протяжённые полосы требуют детального геолого-поискового исследования.

Крупным золотоперспективным районом яв-ляется Южно-Кендыктасская зона северо-западной ориентировки, приуроченная к юго-западному краю юго-восточного Чу-Балхаш-Кендыктасского сегмента ордовикской островной дуги. Здесь золото связано с нижне-среднеордовикской кремнисто-терригенно-габбро-диабаз-базальтовой формацией островодужного типа. Южно-Кендыктасская золотая зона интрудирована и метаморфизована постзолотыми гранитоидами, поэтому наряду с первичным островодужным золотооруденением степнякского типа возможно метаморфогенное золото акбайского. Кроме того, в Южно-Кендыктасской зоне проявлены малые гарполитовые расслоенные интрузии пикрит-дунит-перидотит-норит-габбро-диоритового состава когадыр-умуртайского позднедевонского комплекса с золото-серебряно-медно-никелево-платиноидным оруденением син-эпигенетической природы. Южно-Кендыктасская площадь с её северо-западным и юго-восточным продолжениями требует дополнительной геологоразведки.

Континентальная металлогения Казахстана фиксируется развитием редкометалльно-редкоземельного рудообразования на позднеорогенной стадии в связи с калиевыми гранитами. Генетически единая серия калиевых гранитов проявляет латеральную петрохимическую зональность от внешней части континента к тыловой в последовательности: щелочные граниты – субщелочные аляскиты – субнормальные аляскиты – калиево-плюмазитовые лейкограниты. Крайние члены этой петрохимической серии имеют разную металлогеническую специализацию, а именно: щелочные граниты генерируют ниобий-циркон-тантал-редкоземельное оруденение, калиево-плюмазитовые лейкограниты – олово-вольфрам-молибденовое, промежуточные аляскиты не сопровождаются промышленными скоплениями редких металлов и земель.

Латеральная редкометалльно-редкоземельная зональность на позднеорогенной стадии фиксируется пространственной локализацией редкометалльных (Sn, W, Mo) месторождений в наиболее удаленной области гранитизируемого конти-

нента относительно смежного палеоокеана в связи с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами, а ниобий-циркон-редкоземельных – к его внешней фронтальной части, где развиты рудогенерирующие рибекитовые щелочные граниты гипабиссальной фации. Редкометалльное оруденение (Sn, W, Mo) проявляет зональность от преимущественно оловянных через вольфрамовые до молибденовых от наиболее тыловых зон к менее тыловым в связи с эволюцией рудоносных интрузий лейкогранитов от высокоглиноземистых мусковитсодержащих через умеренно- и затем низкоглиноземистые без мусковита. Редкоземельные месторождения характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов с tantalом, ниобием, цирконием с сопутствующими оловом, вольфрамом.

В Казахстане крупные олово-вольфрамовые объекты Сырымбет и Донецкое генетически связаны с позднедевонским комплексом калиево-плюмазитовых лейкогранитов и размещены в северо-западной тыловой части Кокшетауского массива относительно Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана. Северо-западнее Сырымбет-Донецкого редкометалльного пояса северо-восточной ориентировки прогнозируются крупные редкометалльные с золотом и ураном объекты.

В глобальном масштабе может быть выделен Сырымбет-Сарыджазский олово-вольфрам-редкоземельный дугообразно-полукольцевой пояс вдоль внешнего тылового обрамления Кокшетау-Улытау-Срединно-Тянь-Шаньского континента, обрамляющего Жонгаро-Балхашскую палеоокеаническую область. Во внутренней фронтальной зоне этого континента выявлены мезоабиссальные катафорит-гастингситовые щелочные граниты Заилийского Алатау и гипабиссально-суббулканические эгириновые щелочные граниты девонского окраинно-континентального вулканического пояса. Эти типы щелочных гранитов формируют единый дугообразный пояс во фронтальной приокеанической области указанного континента и образовались синхронно с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами, слабо рудоносны.

Верхнепермские калиево-плюмазитовые лейкограниты сопровождаются редкометалльными месторождениями Караоба, Коктенколь, Акча-

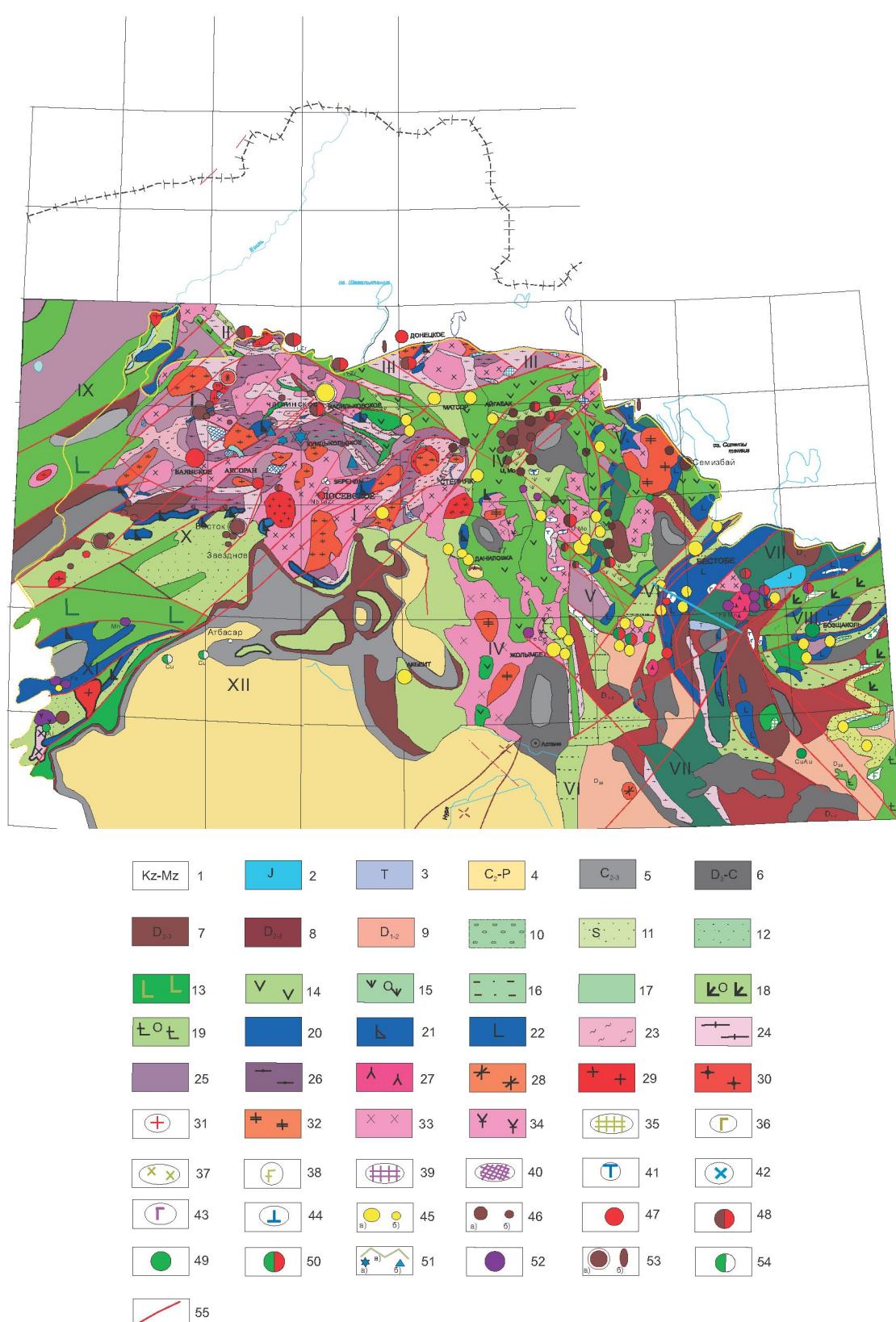


Рис. 3. Схема геолого-формационного строения Северо-Казахстанской золото-уран-редкометалльно-алмазной металлогенической провинции
(Составлена по материалам изданной геологической карты масштаба 1:1 000 000
и региональных геологических карт масштаба 1:500 000)

тай, Верхнее Кайракты, северный Катпар, Жанет, размещенными в северо-западной части Жонгаро-Балхашского палеокеана и его северо-западном континентальном обрамлении в виде дугообразного субмеридионально-северо-восточного пояса. Синхронно с редкометаллоносными калиево-плюмазитовыми лейкогранитами образовались рибекитовые щелочные граниты, которые сопровождаются крупными месторождениями редких земель, нибия, циркония только в Жарма-Саурской зоне на стыке с каледонидами Чингиз-Тарбагатайской области.

Третий верхнепротерозойский уровень редкометалльно-редкоземельной металлогенации проявлен в Актау-Моинтинском террейне, Кокшетауской глыбе (Баян, Аксуран) и западном окончании Заилийского антиклиниория (Актюз) в связи калиево-плюмазитовыми гнейсо-лейкограницами в форме штоков и дайковых тел.

Следующий тип континентальной магмо-металлогенической пространственно-временной зональности проявляется в смене молибден-медно-порфирового оруденения во фронтальной зоне орогенного вулкано-плутонического пояса, серебряно-золотым в его центральной осевой

Геолого-стратиграфические комплексы, формации свиты: 1 – нерасчененный мезокайнозойской осадочный чехол; 2 – юрские осадочные мульды; 3 – триасовые приразломные прогибы; 4 – среднекаменноугольно-пермские карбонатно-терригенные толщи верхнепалеозойских тыловых осадочных бассейнов; 5 – средне-верхнекарбоновые отложения верхнепалеозойских осадочных впадин и мульд; 6 – верхнедевоно-нижнекаменноугольные карбонато-терригенные отложения в основании верхнепалеозойских осадочных бассейнов и наложенных мульд и грабенов; 7 – средне-верхнедевонские молассоидные отложения наложенных мульд и впадин; 8 – средне-верхнедевонские молассовые толщи в тылу девонского вулканического пояса; 9 – терригенно-вулканогенные отложения вдоль тыловой периферии девонского вулканического пояса; 10 – верхнеордовикские олистостроммы; 11 – силурийские олистостроммы; 12 – средне-верхнеордовикские терригенные отложения внутриконтинентальных осадочных впадин; 13 – нижне-среднеордовикские внутриконтинентальные впадины с терригенно-карбонатно-кремнисто-диабаз-базальтовой формацией (братолюбовская серия); 14 – нижне-среднеордовикская кремнисто-терригенно-андезит-базальт-габбро-диоритовая островодужная ассоциация; 15 – яшмо-диабаз-базальт-габбро-диорит-плагиогранитная завершающая формация, островодужной ассоциации нижнего-среднего ордовика; 16 – терригенная флишевая кремнисто-базальт-диабазовая формация преддуговая селетинского типа; 17 – терригенная карбонатно-флишевая нижне-среднеордовикская задугового бассейна; 18 – нижне-среднеордовикская карбонатно-яшмо-спилит-диабазовая и кремнисто-базальт-андезит-дациториолитовая майкаинского нижне-среднеордовикского уровня; 19 – средне-верхнеордовикская базальт-андезит-дацитовая баянауыл-александровского уровня; 20 – нижне-среднекембрийская карбонатно-кремнисто-сланцевая формация внутриконтинентальных приразломных впадин; 21 – нижне-среднекембрийская яшмо-спилит-диабаз-терригенная формация внутриконтинентальных рифтов и впадин; 22 – среднекембрийская островодужная базальт-андезит-габбро-диорит-плагиогранитная бощекульская формация; 23 – кварцитовая шарыкская свита позднего рифея; 24 – верхнепротерозойская гнейсо-гранито-плагиогранито-сланцево-амфиболитовая; 25 – раннепротерозойская гранулито-гнейсо-кристаллосланцевая; 26 – архей-протерозойская эклогит-гранулит-амфиболит-кристаллосланцевая; Магматические комплексы тектоно-магматической активизации: 27 – монцониты, граносиениты триаса; 28 – лейкограниты, граносиениты перми. Интрузивные комплексы орогенные позднекаледонского цикла: 29 – средне-верхнедевонские калиево-плюмазитовые лейкограниты; 30 – аляскитовые граниты, аляскиты среднего-верхнего девона; 31 – альбитовые аляскиты лосевского типа; 32 – нижне-среднедевонские субнормальные граниты; 33 – позднеордовикские порфиробластовые кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты зерендинского, крыккульского комплексов. Магматические комплексы ордовикские рифтовых зон: 34 – граносиениты порфиры среднего-верхнего ордовика. Магматические комплексы ордовикские рифтовых зон: 35 – габбро-норитовые интрузии нижнего-среднего ордовика; 36 – габбро-диабаз-порфиритовые комплексы среднего ордовика; 37 – габбро-монцонит-сиенодиоритовые интрузии нижнего-среднего ордовика; 38 – габбро-диоритовые интрузии среднего-верхнего ордовика. Магматические комплексы раннекаледонского геодинамического цикла: 39 – среднекембрийский щучинский серпентинит-гипербазит-базитовый; 40 – средне-верхнекембрийской златогорской расслоенный перidotит-пироксенит-норит-габбро-диоритовый; 41-габбро-пироксенит-перidotитовый нижне-среднекембрийский. Магматические комплексы островодужные раннекаледонские: 42 – габбро-диорит-плагиогранит-порфиритовой бощекульского типа. Магматические комплексы раннеокеанические раннекаледонские: 43 – базит-гипербазитовые нижнекембрийские. Магматические комплексы раннекаледонские тектоно-магматической активизации: 44 – красномайский щелочно-ультраосновной. Месторождения: 45-золотые крупные (а), малые (б); 46 – урановые крупные (а), малые (б); 47 – редкометальные крупные (а), малые (б); 48 – уран-редкометально-редкоэлементные; 49 – золотомolibден-медно-порфировые (бощекульский тип); 50 – медно-редкоэлементные колчеданные; 51 – алмазные метаморфогенные кумдыкольского типа крупные (а), малые (б), алмазные сутуры (в); 52 – железорудные с кобальтом, редкими элементами; 53 – урановые инфильтрационно-гидрогенные семизбайского типа установленные (а), прогнозируемые (б); 54 – рудопроявления медиистых песчаников. Тектонические зоны: 55 – разломы. Геолого-формационно-тектонические структуры: I – Кокшетауский массив; II – Закрадовский блок; III – Шатский блок; IV – Степнякский синклиниорий; V – Ешкеольмесский антиклиниорий; VI – Селетинский синклиниорий; VII – Ерементау-Ниязский антиклиниорий; VIII – Бощекульская зона; IX – Марьевско-Стерлитамакской синклиниорий; X – Калмаккольский синклиниорий; XI – Джаркаинагашской антиклиниорий; XII – Тенизской осадочной бассейн.

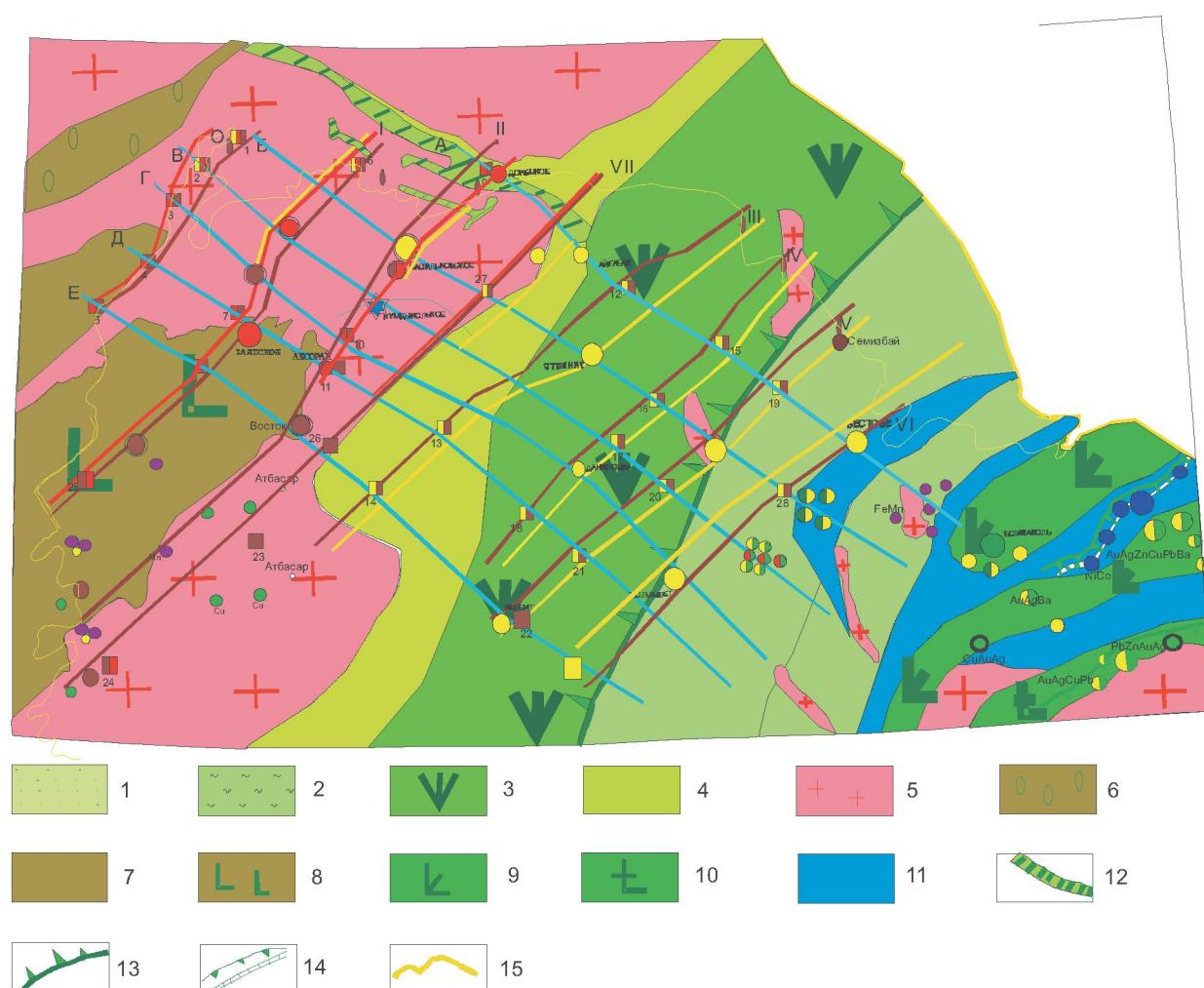


Рис. 4. Геодинамические структуры и металлогенические пояса позднекаледонского геодинамического цикла Северного Казахстана

Геодинамические режимы и структуры: 1 – верхнекембрийско-нижнеордовикский палеоокеанический прогиб (Ерементау-Ниязская зона с кремнисто-терригенно-флишевой формацией и локальными рифтогенным спилито-диабазовым вулканизмом, торткудышская серия), 2 – преддуговой терригенно-флишевой прогиб (Селетинской синклиниорий), 3 – Степнякская островная дуга нижнего-позднего ордовика с андезит-базальт-габбро-диорит-плагиогранитным магматизмом, 4 – задуговой флишоидный прогиб, 5 – континент Кокшетау-Шатско-Тенизский, 6 – внутриконтинентальный нижне-среднеордовикский тыловой амагматичный авлакогенный пояс, 7 – внутриконтинентальный нижне-среднеордовикский рифт с признаками, базальтоидного вулканизма, 8 – внутриконтинентальный нижне-среднеордовикский бассейн с кремнисто-терригенно-карбонатно-трахибазальт-андезит-сиеногаббро-диабазовой формацией, 9 – нижне-среднеордовикский островодужный рифт базальт-андезит-дацит-липаритовой формацией (майкаинский уровень), 10 – средне-верхнеордовикский островодужный рифт с базальт-андезит-габбро-диоритовым магматизмом (баянаул-сувенирско-александровский) уровень, 11 – фрагменты раннекаледонской энсиматической дуги и океанической коры балыкбекского типа, 12 – северо-западный щелевидный рифт в континентальном массиве с островодужной ассоциацией, представленной базальт-андезитовым вулканизмом и терригенной флишоидной толщей, 13 – верхнекембрийско-нижнеордовикская субдукционная зона с северо-западным наклоном в сторону континента, 14 – нижне-среднеордовикская субдукционная зона с надсубдукционным базит-гипербазит-серпентинитовым меланжевым поясом, 15 – граница мезокайнозойского чехла.

области и редкометалльно-редкоземельным вдоль внешней периферии. При этом медно-порфировое и серебряно-золотое оруденение формируется синхронно в едином возрастном ин-

тервале, а редкометалльно-редкоземельное – более молодое. На примере верхнепалеозойского орогенного вулканического пояса выявлена латеральная зональность от молибден-медно-

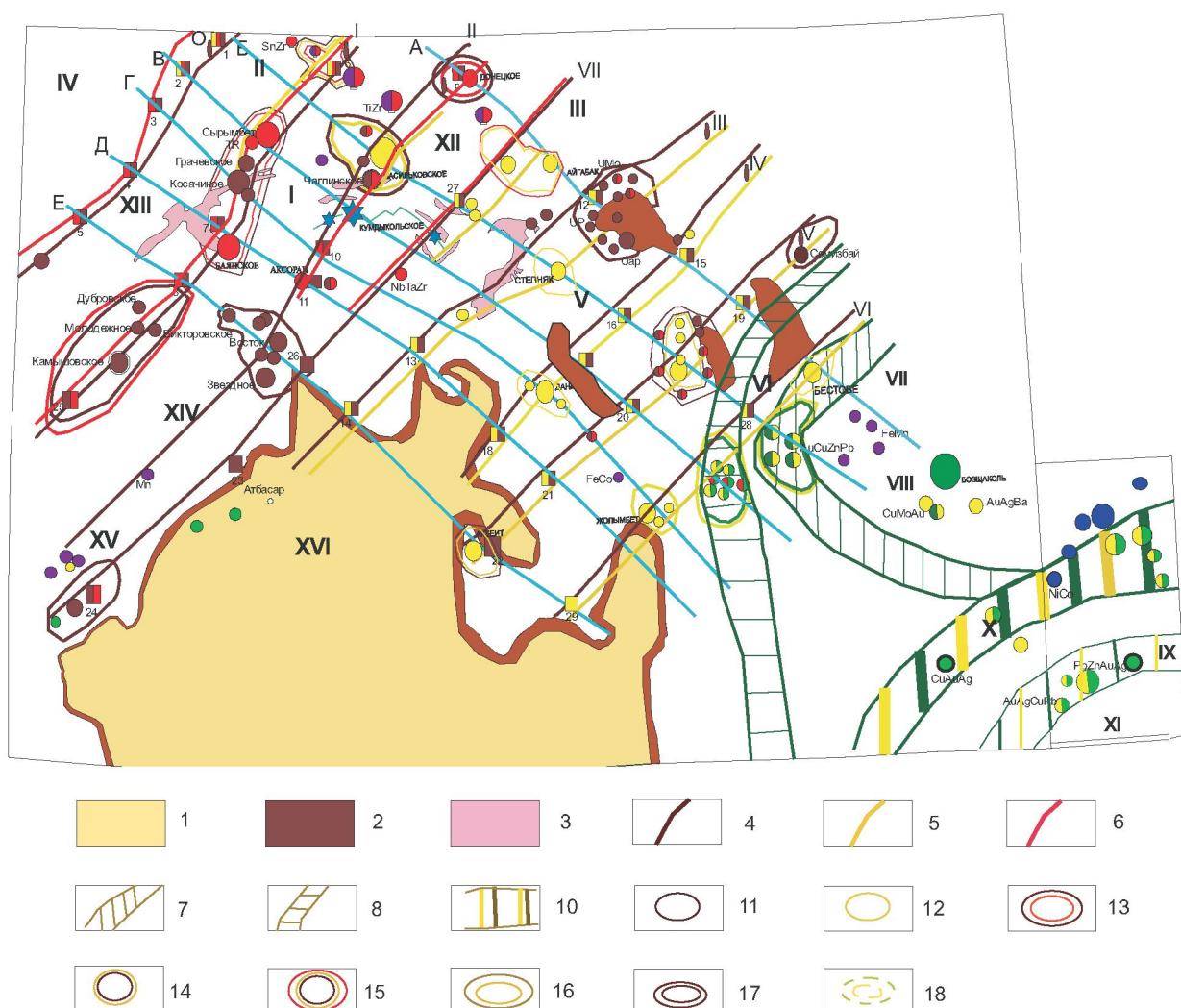


Рис. 5. Схема металлогенического районирования Северо-Казахстанской уран-золото-редкометалльно-редкоземельно-алмазной провинции

Региональные стратоуровни структурно-геологического несогласия и осадочные бассейны, мульды: 1 – верхнепалеозойские осадочные бассейны (Тенизская впадина) с девонским основанием; 2 – девоно-каменноугольные грабены; 3 – шарыкский кварцитовый стратоуровень верхнего рифея. Рудные пояса, зоны и узлы: 4 – урановые пояса; 5 – золотые; 6 – редкометалльные; 7 – Селетинский колчеданно-золото-полиметаллический и золото-медно-порфировой нижнего-среднего ордовика; 8 – ранне-среднекембрийский колчеданно-золото-медно-цинко-свинцовый островодужный; 9 – Майкаинский колчеданно-золото-медно-барит-серебряно-полиметаллический нижнего-среднего ордовика; 10 – Баянауыл-Сувенирский колчеданно-золото-полиметаллический с медью среднего-верхнего ордовика. Рудные зоны и узлы: 11 – урановые, 12 – золотые, 13 – уран-редкометалльные, 14 – уран-золотые, 15 – уран-золото-редкометалльные, 16 – колчеданно-золото-медно-полиметаллические, 17 – урановые инфильтрационно-гидрогенные семизбайского типа, 18 – золото-медно-порфировый с платиноидами башкуюльского типа. Месторождения на рис. 1, 3. тектонические структуры: I – Кокшетауский массив; II – Заградовский докембрийский блок; III – Шатский докембрийский блок; IV – Макушинский докембрийский блок; V – Степнякский синклиниорий; VI – Селетинский синклиниорий; VII – Ерементау-Ниязский антиклиниорий; VIII – Башкуюльский синклиниорий; IX – Баянауыл-Сувенирский рифт; X – Майкаинский рифт; XI – Баянауылский докембрийский блок; XII – Ишимско-Васильковско-Степнякская рифтовая зона; XIII – Марьевской синклиниорий; XIV – Калмаккольский синклиниорий; XV – Джаркайнагашской антиклиниорий; XVI – Тенизской осадочный бассейн

порфировой металлогенези актогай-конырат-коксайского дугообразно-полукольцевого пояса во фронтальной зоне через серебряно-золотую таскора-слушокы-архарлинскую дугообразно-полу-

кольцевую в срединной до олово-вольфрам-молибденового во внешней тыловой и затыловой частях в виде субмеридионально-северо-восточного пояса.

Важнейший аспект глобальной металлогении – разработка геолого-геодинамических моделей промышленных типов месторождений и критериев их прогнозирования.

На примере Рудного Алтая (рис. 6), создана новая порфиро-вулканическая коро-мантийная окраинно-континентально-флишево-рифтовая модель колчеданно-полиметаллического рудообразования, приемлемая для всех известных колчеданно-полиметаллических поясов рудноалтайского типа и его мировых аналогов. Эта модель предполагает формирование вторичной порфировой магмосистемы в процессе коро-мантийного взаимодействия в фундаменте окраинно-континентального рифта на месте более раннего флишевого прогиба. Порфировая магма в промежуточном очаге над мантийным выступом в виде валообразного поднятия насыщалась флюидами и рудными компонентами, которые концентрировались в основании промежуточного очага под порфировой магмосистемой. Затем развивался порфировый вулканализм и следующее за ним колчеданное вулканогенно-осадочное рудообразование. Исходя из этой модели главными рудоконтролирующими структурами явились дугообразные разломы, по которым континентальные блоки коры опускались в мантийную очаговую область, и пограничные разломы, отделяющие рудоносную рифтовую зону от смежных сегментов земной коры (северо-восточный от горноалтайского, иртышский–калбанарымского).

Максимумы порфирового рудоносного вулканизма проявлены в поперечных дугообразных разломах и связанных с ними грабенах (Лениногорский). Известные месторождения, рудные узлы и прогнозируемые рудоперспективные участки тяготеют к узлам сочленения поперечных дуговых разломов с северо-восточной, срединной (Зыряновско-Лениногорской) и юго-западной (Иртышской) рифтогенетически – тектоническими зонами северо-западной ориентировки. Важно конкретизировать, что площади вне дуговых разломов около 65–70 % практическинерудоносны и сложены в основном пострудными гранитоидами, силурийскими и фамено-нижнекаменноугольными образованиями. В Рудном Алтае прогнозируются 4 дуговые приразломные структуры, к которым приурочены все известные рудные узлы и месторождения (рис. 6), и 3 новые

приразломные дуги (рис. 6). Узлы сопряжения приразломных дуг с северо-восточным, срединным и юго-восточными системами разломов интерпретируются как рудоперспективные. В новых дугах намечены 9 участков, дугах с известными месторождениями – 7. Эти участки требуют детального исследования и геологоразведки. При этом целесообразно выполнить обобщение по рудоперспективным дугам и участкам геофизической и геохимической информации. Российскими специалистами, изучавшими Рубцовский и Змеиногорский рудные районы, выявили, что рудоконтролирующие поля характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями. Согласно нашей концепции подобные аномалии связаны с интенсивными наложенными ультракислыми рудоносными порфирами, слагающими субвертикальные колонны. Этот геофизический поисковый критерий следует использовать в Рудно-Алтайской провинции.

Весьма перспективна северо-восточная ветвь Зыряновской дуги, где вблизи сопряжения с северо-восточной разломной системой в 12–15 км к северо-востоку от Малеевского месторождения возможно выявление нового объекта.

Железо-маргенец-цинк-свинец-барий-серебряные руды атасуйского вулканогенно-осадочного генезиса (рис. 1), формировались по порфиро-вулканической модели рудноалтайского, но в отличие от последнего первые формировались над локальными мантийными диапирами в форме округло-локальных выступов, вследствие чего взаимодействие корового вещества и мантийного очага было менее интенсивным и возрастала роль мантийных рудных компонентов. Узловые надмантийные зоны, ответственные за рудообразование, определялись полями пересечения разноориентированных разломов, которые в Атасуйском рудном районе имели северо-западную (Северо-Улытауско-Шубарколь-Атасуйскую), северо-восток-восточную (Теректинско-Успенскую), субмеридиально-северо-восточную дугообразную (Спасско-Нуринско-Жайльминскую) ориентировку. Следовательно, рудоконтролирующими факторами месторождений атасуйского типа рассматриваются окраинно-континентальные и периокеанические рифтовые пояса и мульды с карбонатно-терригенно-сланцевой толщей верхнего девона – нижнего карбона, внутри последних

узлы сочленения разноориентированных разломов как наиболее благоприятные участки мантийного диапиризма.

Гигантские хромитовые месторождения кемпирсайского типа, связанные с дунит-гарцбургит-троктолитовой формацией, представляют доокеанические или постокеанические плюмно-мантийные рудно-магматические системы.

Амагматичные полиметаллические (цинк-свинец-барий-серебряные) месторождения каратауского типа идентичны миссури-миссисипскому мировому стандарту, залегают в карбонатно-терригенно-сланцево-углеродистой толще верхнего девона — нижнего карбона, развитой в окраинно-континентальном рифте северо-западного простириания вдоль пассивной окраины Казахстано-Киргизской континентальной плиты.

Гигантские скарново-магнетитовые месторождения Торгайского железорудного пояса (Западный Казахстан) связаны с высококальциевой андезит-базальт-габбро-диоритовой формацией нижнего карбона в постокеанической рифтовой зоне, возникшей в краевой области герцинского палеоокеана. На вулканическом этапе, возможно, формировались гидротермально-осадочные колчеданные руды в подошве андезит-базальтовой толщи, плутоническом — скарново-магнетитовые с серебром контактово-метасоматические. При этом натриево-кремнисто-железистые растворы обособлялись вследствие ранней кристаллизации основного плагиоклаза и кальциево-магниевых фемических минералов и затем концентрировались в основании магмоочага путем, как гравитационной аккумуляции, так и отжимания при консолидации магмосистемы сверху вниз. Эти факторы обусловили формирование обогащенных железом натриево-кремнистых флюидов в подошве магмоколонны, которые поднимались вверх вслед за габбро-диоритовыми малыми интрузиями, локализовались вдоль их приконтактовых частей, замещая благоприятные карбонатно-доломитовые породы в андезито-базальтовом вулканогенно-осадочном разрезе. Разработанная модель суперкрупных железорудных месторождений торгайского типа предполагает наличие под ними крупных овально-чашеобразных депрессионных структур в верхнемантийном субстрате, центральные подошвенные части которых максимально обогащены железом, фиксируемые ги-

гантскими рудными скоплениями. Выявление подобныхrudогенерирующих базальто-мантийных структур представляет собой важный прогностический критерий.

Месторождения золота бакырчикского типа (рис. 6), в черносланцевой формации нижнего карбона (Восточный Казахстан) формировались в осевой части Зайсанского герцинского палеоокеана на постокеаническом этапе, когда на океаническом субстрате терригенно-кремнисто-офиолитового сложения возникли субмаринные осадочные бассейны вдоль периферии базит-гипербазитового альпинотипного пояса, где накапливались кремнисто-углеродисто-терригенно-песчаниковые толщи. Серпентинит-базит-гипербазитовый и яшмо-диабаз-базальтовый пояс в виде тектонизированного комплекса представлял серию валообразных поднятий и горстов, выступавших над дном осадочного бассейна, вдоль бортов которых образовались локальные прогибы и седиментационные ванны-ловушки, где концентрировались обогащенные золотом углеродисто-терригенные осадки. Седиментационная модель золота черносланцевого типа наиболее приемлема для месторождений бакырчикского типа. Орогенно-коллизионная активизация сопровождалась флюидно-тепловым потоком, способствовавшим циркуляционной деятельности, какeteorных вод, так и привносу эндогенных флюидно-гидротермальных растворов, привносивших золото и другие рудные элементы в седиментационные ванны-ловушки. Золотосодержащие осадки в последующем явились субстратом при развитии ремобилиционного оруденения.

Абсолютный возраст рудоносных тоналитовых интрузий Нурказганского месторождения [1] свидетельствует, что это месторождение связано со средне-верхнеордовикской Акбастау-Кусмурин-Сувенир-Баянаулской рифтогенно-островодужной дугообразно-полукольцевой зоной с колчеданно-медно-цинковым и колчеданно-цинко-свинцовыми месторождениями вулканогенно-осадочного генезиса. Возможно, что на поздней стадии рифтогенно-островодужных поясов развивается золото-медно-порфировое оруденение с полиметаллами нурказганского типа. Подобная картина характерна для раннекаледонских энсимальных островных дуг, завершающихся золото-медно-порфировым оруденением бозща-

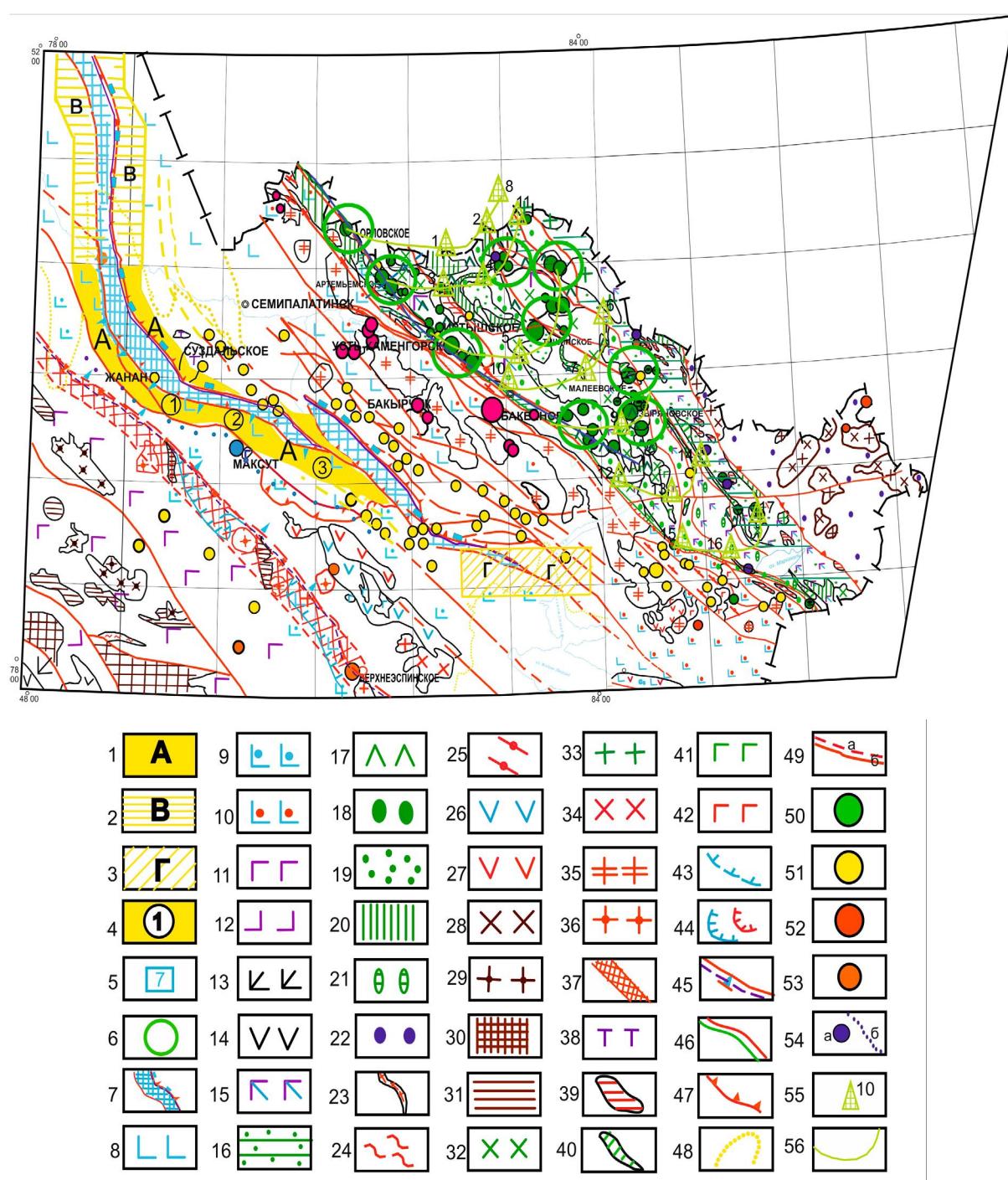


Рис. 6. «Геолого-петролого-геодинамические особенности колчеданно-полиметаллического, золоторудного (и редкometаль-но-редкоземельного поясов Зайсанского герцинского палеоокеана и его обрамления».

Рудоперспективные площади и участки на золотое месторождения: 1 – Жангызтобе-Жанан-Курчатовская площадь первой очереди; 2 – Северо-Курчатовская площадь второй очереди; 3 – Северо-Призайсанская площадь третьей очереди; 4 – Рудоперспективные участки; **Геолого-геодинамические структуры, геологические формации, свиты, комплексы:** 5 – рудоперспективные площади и участки; 6 – рудно-порфировые очаговые центры; 7 – вулканическая островная дуга-горст (Чарско-Горностаевский базалт-гипербазитовый пояс с позднекаледонско-герцинскими прорузызовыми офиолитами, меланжированными ксеноблоками; 8 – герципский преддуговой флишевый прогиб девон-каменноугольного возраста; 9 – офиолито-рифтовые герциниды девон-каменноугольного времени (Жарма-Саурская зона); 10 – терригенно-Сланцевые герциниды на предположительно докембрийском фундаменте; 11 – океанические офиолитовые ранние каледониды Чингиз-Тарбагатайской океанической мега-

кольского уровня. Можно полагать, что майкаинский и спасско-нуринский рифтогенно-островодужные пояса также завершаются поздним порфировым рудообразованием.

В этой связи перспективы нурказганского типа должны интерпретироваться с несколькииных позиций и не полагать, что девонский вулкано-плутонический пояс (фронтальная и тыловые зоны) может создать крупные золото-медно-порфировые месторождения. Кызык-Итмурундинская герцинская структура может интерпретироваться как часть окраинного моря баянобекского уровня в раннекаледонском геодинамическом цикле, мигрировала в конце ниж-

него карбона в южном направлении в современных координатах, и она тогда могла сопровождаться нижне-среднеордовикским рифтогенным поясом с яшмо-спилит-диабазовым и серпентинит-гипербазит-базитовым магматизмом, являющимся продолжением текстурмасской рифтовой системы, и более поздним средне-верхнеордовикским габбро-диоритовым магматизмом и золото-колчеданно-медно-цинковым акбастау-кусмурун-ского возрастаального уровня. В этой связи в Кызык-Итмурундинско-Тюлькуламской структуре возможно колчеданно-медно-цинковое оруденение Акбастау-Кусмурунского уровня. По крайней мере цифры абсолютного возраста (П. В. Ермолов) свидетельствуют о разви-

зоны ($V-O_2^1$); 12 – поздние андезибазальт-габбро диоритовые каледониды Чингиз-Тарбагатайской мегазоны ($\Theta 3-O_3$); 13 – позднеокеанические окраинно-континентальные и периокеанические рифты базальтоидно-карбонатно-терригенно-углеродисто-сланцевые ($D_{2,3}-C_1$); 14 – верхнепалеозойский континентальный вулканический пояс; 15 – Рудно-Алтайская герцинская островодужно-рифтовая зона на докембрийско-каледонском фундаменте; 16 – сланцево-терригенные рифтогенные прогибы (Северо-Восточная зона Рудного Алтая (D_1-C_1); II-порфирио-карбонатно-кремнисто-терригенно-углеродисто-сланцевые позднеокеанические рифтовые системы Рудного Алтая; 18 – базальт-карбонатно-терригенные рифтогенные депрессионные структуры Рудного Алтая (пихтовская свита (D_3-C_1); 19 – карбанотно-терригенные толщи нижнего карбона Рудного Алтая; 20 – терригенные толщи силура-девона Рудного Алтая; 21 – терригенные толщи нижнего-среднего девона; 22 – кемброродовикские осадочные структуры Горного Алтая; 23 – Иртышская тектоническая зона смятия, совмещенная с субдукционной структурой на границе Зайсанского палеоокеана и Рудно-Торно-Алтайского континента; 24 – докембрийские блоки Чингиз-Тарбагатайской мегазоны; 25 – кристаллические сланцы Курчум-Кальджирского блока Зайсанской мегазоны; 26 – позднеокеанические герцинские рифты с базальт-габбро-карбонатно-терригенно-кремнисто-сланцевой фармацией; 27 – средне-верхнекарбоновые верхнепалеозойские андезибазальтоидные мульды; 28 – гранодиорит-диоритовые комплексы позднекаледонского геодинамического цикла; 29 – гранитные комплексы позднекаледонского геодинамического цикла; 30 – известково-щелочные андезит-дацитовые континентальные вулканиты; 31 – субкалиевые трахибазальт-дацитолипаритовые вулканиты; 32 – диорит-гранодиоритовые комплексы Рудного Алтая; 33 – гранитные комплексы Рудного Алтая; 34 – гранодиориты-диориты верхнепалеозойские позднегерцинского геодинамического цикла; 35 – граниты верхнепалеозойские; 36 – щелочные граниты верхнепалеозойские; 37 – tantal-ниобий-редкоземельный Верхнеэспинско-Тлеумбетский пояс; 38 – трахибазальт-латит-эссексит-монцонит-сиенитовый комплекс (Семейтауский вулкано-плутонический центр); 39 – дайковые пояса гранит-, липарит-, граносиент-порфиров нижнего карбона; 40 – малые интрузии габбро-базальтоидного состава; 41 – габбро-порфиры, габбро диабазы среднего-верхнего девона; 42 – малые интрузии габбро-диабазов верхнего девона-нижнего карбона; **Тектонические нарушения, пограничные зоны:** 43 – граница Зайсанской океанической мегазоны с предполагаемым континентальным **фундаментом** докембраия (Калба-Нарымской гранитоидный пояс); 44 – покровно надвиговые структуры; 45 – погружение ранних каледонид под герциниды; 46 – пограничная зона Рудного Алтая и Иртышской зоны смятия; 47 – пограничная зона Рудно-Алтайской рифтовой зоны и Горно-Алтайского континента; 48 – **мезокайнозойские** отложения; 49 – главные разломы; а-обнаженные, б-перекрытые предполагаемые. **Месторождения и рудопроявления:** 50 – колчеданно-полиметаллические Рудного Алтая; 51 – золоторудные месторождения и проявления Западно-Калбинский зоны; 52 – олово-вольфрам-тантало-редкоземельные; 53 – тантало-редкоземельные верхнеэспинского типа; 54 – медно-никелевые рудопроявления **максутского** типа (а), предполагаемая медно-никелевая зона (б); 55 – рудоперспективные участки на колчеданно-полиметаллическое оруденение; 56 – рудолокализующие тектонические зоны формирование вторичной порфировоймагмосистемы в процессе коромантийного взаимодействия в фундаменте окраинно-континентального рифта на месте более раннего флишевого прогиба. Порфировая магма в промежуточном очаге над мантийным выступом в виде валообразного поднятия насыпалась флюидами и рудными компонентами, которые концентрировались в основании промежуточного очага под порфировоймагмосистемой. Затем развивался порфировый вулканизм и следущее за ним колчеданное вулканогенно-осадочное рудообразование. Исходя из этой модели главными рудоконтролирующими структурами явились дугообразные разломы, по которым континентальные блоки коры опускались в мантийную очаговую область, и пограничные разломы, отделяющие рудоносную рифтовую зону от смежных сегментов земной коры (северо-восточный от горноалтайского, иртышский-калбанарымского)

тии в этой структуре средне-верхнеордовикского золотоносного магматизма.

В Кызык-Итмурундинско-Тюлькуламской зоне возможны фрагментарное продолжение Успенско-Карагайлы-Кентобинского рудоносного пояса. Возможно, что Саякская мульда на верхнедевоно-нижнекаменноугольном уровне являлась продолжением Карагайлы-Кентобе-Дугалинской депрессивной структуры с активным гранитоидным plutоногенным магматизмом. Данная проблема требует специального исследования при оценке металлогенических перспектив Кызык-Итмурундинско-Тюлькуламской структуры.

Имеются достаточные основания полагать, что мамантасский магматический пояс в южном борту Успенской зоны имеет своё продолжение в Каркарилинско-Музбельском поясе в северном обрамлении Итмурундинско-Тюлькуламского антиклиниория. Если этот единый нижне-среднекаменноугольный магматический пояс вдоль дугообразно-полукольцевого разлома с вектором в сторону Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана сформировался в процессе погружения, скольжения и смятия блоков вдоль ранее образованной Тектурмасско-Тюлькуламского диабаз-базит-гипербазитовой сутуры в над – и подокеаническую область с последующим зарождением смешанных контаминированных магмосистем, деятельность которых обусловила формирование нижне-среднекаменноугольного Каркарилинско-Музбельско-Мамантасского вулкано-плутонического андезит-дацит-плагиолипаритового пояса. На поздней завершающей стадии вулкано-плутонического процесса остаточные коро-мантийные локальные очаги оказались ответственными за формирование рудоносных порфировых интрузий в габбро-монцонитовом субстрате и связанных с ними молибден-медно-порфировых месторождений.

Следовательно, молибден-медно-порфировое оруденение с возрастом 305-310 млн. лет [1] является производной коро-мантийного взаимодействия, происходившего в процессе погружения, сползания и скучивания континентального сиалическо-симатического материала в над – и подокеаническую область. Можно прогнозировать молибдено-медно-порфировое оруденение вдоль южного обрамления Успенской зоны на стыке с

Жаман-Сарысуйским антиклиниорием. Северное обрамление Успенской зоны на стыке с Тектурмасским антиклиниорием может вмещать медно-порфировое оруденение.

Анализ металлогенеза Казахстана позволяет выделить базальтоидный океанический, гранитогенно-сиалический орогенно-континентальный и мантийный плумо-тектонический типы.

Базальтоидная океаническая металлогенеза проявлены на ранне- и позднекаледонском геодинамических циклах. Раннекаледонская металлогеническая эпоха в интервале нижнего-среднего кембрия характеризуется латеральной пространственной и синхронно-возрастной магмо-металлогенической зональностью (Рис. 2), в связи с латеральной серией разнотипных геодинамических структур и режимов по классической геодинамической модели, разработанной для мезокайнозойского этапа Тихоокеанского и Атлантического секторов планеты.

Эта зональность фиксируется сменой по латерали металлогенеза океанического дна и спрединговой системы палеоазиатского океана, уничтоженной и захороненной более молодыми структурами и формациями, металлогенезом симатической островной дуги, задугового и окраинного бассейна заокраинно-морских внутриконтинентальных приразломных рифтовых поясов и амагматичных осадочных прогибов. Раннекаледонский геодинамический базальтоидный цикл в отличие от орогенического Вильсона не завершается и не сопровождается в Казахстане орогенно-коллизионными процессами и магматизмом.

Позднекаледонская металлогеническая эпоха (рис. 4). в интервале поздний кембр – средний-верхний девон проявилась вслед за раннекаледонской и характеризуется, во-первых, внутриокеанической скользящей пространственно-временной рифтогенно-островодужной магмо-металлогенической зональностью колчеданного рудообразования в обособившихся от палеозойского океана палеобассейнах, во-вторых окраинно-континентальной скользящей пространственно-временной рифтогенно-островодужной магмо-металлогенической, ярко выраженной во внешнем обрамлении Жонгаро-Балхашского герцинского палеоокеана, в-третьих, латеральной пространственной окраинно- и внутриконтинентальной магмо-металлогеничес-

кой зональностью островодужного типа в Кокшетау-Степняк-Улытау-Бетпакдала-Северо-Тянь-Шанской докембрийской континентальной области в форме громадной дуги, расчленяющей Урало-Мугоджаро-Туркестанский и Жонгаро-Балхашский и Зайсанский океанические сегменты (рис. 4). Позднекаледонская металлогеническая эпоха завершается орогенной редкометально-редкоземельной, золото-серебряной, молибден-медно-порфировой металлогенезом в связи с окраинно-континентальным вулканическим поясом и внутриконтинентальным гранитообразованием (редкометально-редкоземельная гранитогенно-гипабиссальная, молибден-медно-порфировая с золотом, золото-серебряно-вулканогенно-гидротермальная).

Позднегерцинская металлогеническая эпоха представлена только орогенным типом металлогенеза.

Мантийная плюмно-тектоническая металлогенез связана с глобальными металлогеническими эпохами особого типа геодинамики, магматизма и рудогенеза, каковыми в Казахстане являются верхнедевонско-раннекаменноугольный и триасовый продолжительностью 25-30 млн. лет.

Металлогеническая и магматическая специфика верхнедевоно-нижнекаменноугольного стратоуровня обусловлена следующими индикаторными факторами: во-первых, верхнедевоно-нижнекаменноугольный стратоуровень характеризуется специфическим геодинамическим режимом, когда океанические процессы в одних сегментах земной коры завершились, в других не наступили, коллизионно-континентальные процессы в одних сегментах земной коры проявились, а в других не начались, слабым развитием субгоризонтальной плитной тектоники, снижением контрастности погружения океанических и поднятия континентальных областей. Этот уровень в континентальных структурах наступает после орогенного андезитового и гранитоидного процесса, а в океанических он фиксирует завершение офиолитового магматизма и начало постокеанической тектономагматической активизации. Верхнедевоно-нижнекаменноугольный стратоуровень характеризует переходный геодинамический режим между двумя последовательными во времени геодинамическими циклами плитной тектоники океанического и континен-

тального корообразования. Во-вторых, верхнедевоно-нижнекаменноугольный стратоуровень характеризуется активизацией глубинных разломов субвертикального заложения, способствовавших вскрытию мантийных магматических очагов, рудоносные флюиды которых проникали в земную кору и достигали ее верхней области. В-третьих, для верхнедевоно-нижнекаменноугольного стратоуровня типичен базальтоидный и мантийный магматизм разной и контрастной щелочности-основности от кимберлит-лампроитового через базальт-мантийный до базальт-андезит-габбро-диоритового, порфири-базальтоидного, эсексит-монцонитового, щелочно-сиенитового. В-четвертых, верхнедевоно-каменноугольный этап характеризуется рассредоточенной плюмной формой магматизма. В-пятых, верхнедевоно-каменноугольный этап характеризуется масштабным рассеянным рифтогенезом, сопровождаемым депрессионными структурами, базальто-мантийным магматизмом и флюидно-гидротермальной деятельностью. В-шестых, высокая металлогеническая продуктивность верхнедевоно-нижнекаменноугольного стратоуровня, несмотря на локальный рассредоточенный магматизм, обусловлена интенсивной рудогенерацией в глубинных мантийных и промежуточных коровых очагах в форме флюидно-гидротермальных систем, способных мигрировать к поверхности земли вдоль глубинных разломов и узлов их сочленения. Это создает благоприятные условия для крупномасштабного рудообразования на фоне слабого магматизма даже в амагматичном режиме. В-седьмых, верхнедевоно-нижнекаменноугольный этап с локальным рассеянным плюмным магматизмом благоприятен для рудоконцентрации и рудоотложения в глубинных магматических очагах. Малые объемы магматических систем способны быстро консолидироваться, кристаллизоваться по модели как сверху вниз, так и снизу вверх. Поэтому нижние и верхние области магмоочагов обогащаются флюидами и дорудными компонентами в процессе их отжимания.

Триасовый уровень характеризуется расслоенными интрузиями с медно-платиноидно-никелевым оруднением (Мончегорск, Россия), трапповым магматизмом в Западной Сибири и Торгайском прогибе, толеит-базальтовым вулканализмом и базальтоидным дайкообразованием в Центральной Атлантике, уникальным медь-цинк-сви-

нец-серебро-рений-осмиеевым месторождением Жезказган ((Центральный Казахстан), лейцит-тепфрит-шонкинитовой золото-медно-магнетитовой, трахиандезит-эссеексит-монционит-сиенитовой формациями (Южный Казахстан), гиганто-порфировыми сиенитовыми интрузиями (Казахстан, Кыргызстан), алмазоносными лампроитами (Австралия), свинцово-цинковыми и медными месторождениями Верхней Силезии (Польша).

В глобальном плане верхнедевоно-нижнекаменноугольный этап проявился вслед за формированием Евразийского суперконтинента, сформированного к началу позднего девона. В то же время верхнедевоно-нижнекаменноугольный уровень не связан с началом распада суперконтинента Пангеи, начавшегося в начале юры. Между верхнедевоно-нижнекаменноугольным этапом и началом распада Пангеи фиксируется интервал времени 150-170 млн. лет, поэтому верхнедевоно-нижнекаменноугольный уровень не может интерпретироваться как начальная стадия континентального рифтинга орогенического цикла Вильсона. Кроме того, верхнедевоно-нижнекаменноугольный этап сопровождается магматизмом и рудогенезом, не проявленным в связи с океаническим и континентальным корообразованием. Триасовый уровень в отличие от верхнедевоно-нижнекаменноугольного предшествует распаду суперконтинента Пангея.

В верхнедевоно-нижнекаменноугольную и триасовую эпохи происходили мантизация земной коры по системе рассеянного рифтинга и сопровождающее ее масштабное рудообразование. Можно полагать, что в эти периоды континентальная и океаническая литосфера и верхняя мантия насыщались неистощенным мантийным флюидно-магматическим расплавом вдоль субгоризонтальных зон проницаемости. Предполагается, что тепломассоперенос, начавшийся на уровне нижняя мантия – внешнее ядро, осуществляется вдоль субвертикальных радиальных разломных структур и затем переходит в субгоризонтальный тепломассоперенос на уровне верхней мантии и литосферы.

Верхнедевоно-нижнекаменноугольный и триасовый мантийный магматизм и связанный с ними рудогенез отражает только малую верхнюю фацию более масштабного глубинного тепломассопереноса в литосфере и верхней мантии, имеющего субвертикальные корни. Эти периоды отражают коренную перестройку в мантии

земной коры с заложением новых океанов и континентов и отмиранием ранее существовавших.

Верхнедевоно-нижнекаменноугольный и триасовый уровни вмещают уникальные и крупные месторождения чёрных, цветных и благородных металлов специфической генетической природы и вмещают значительный объём мирового минерально-сырьевого комплекса.

Геодинамическая металлогенез Казахстана, начиная с верхнего кембрия до среднего-позднего девона, развивалась как внутри палеоокеанов, так и их обрамлении в связи с дугообразно-полукольцевыми коническими глубинными разломами с вектором во внутрь океанической структуры, обусловившими заложение и развитие рифтовых поясов и связанных с ними магматизма и рудообразования. Вдоль этих разломов, видимо, происходило погружение и сползание огромных сиалических масс в над- и подокеаническую область. Система дугообразно-полукольцевых конических глубинных разломов, сменяющихся по латерали с одновременно омоложением их возраста, характерна для Казахстана от верхнего кембрия до перми включительно. Можно полагать, что девонский и верхнепалеозойский континентальные вулканические и гранитоидные пояса связаны с дугообразно-полукольцевой конической тектоникой. Дугообразно-полукольцевые конические разломные структуры можно интерпретировать как субдукцию сиалической коры в над- и подокеаническую в отличие от классической субдукции океанической коры под континент.

Установленные рудогенерирующие, рудоконтролирующие и рудолокализующие факторы формирования месторождений полезных ископаемых и закономерности геодинамической металлогенезии являются основой составления геодинамических прогнозно-металлогенических карт Казахстана масштаба 1: 1 000 000 и 1: 1 500 000 для основных горно-промышленных районов, которая позволит оценить минерально-сыревой потенциал республики и определить новые подходы в локальном металлогеническом прогнозе месторождений приоритетных видов минерально-сырья, разработать программу научного сопровождения геологической отрасли на 2012-2014 годы, 2015-2020 гг, комплексные программы «Золото Казахстана», «Медь и полиметаллы Казахстана», «Редкие металлы и редкие земли Казахстана».

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермолов П. В., Жолтаев Г. Ж., Жаутиков Т. М. Геология и металлогения Казахстана с позиций современных научных концепций // Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук № 2(430) 2011 г. с 4-16. Казахстан, г. Алматы.

2. Колчеданные месторождения зарубежных стран / Ред. Смирнов В. И. М.:Наука, 1984. 214 с.

3. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Меланхолина Е. Н. Главнейшая структурная асимметрия

Земли. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 285-314.

4. Пущаровский Ю. М. Тектоника и геодинамика Земли. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 10-33.

5. Хайн В. Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 403-424.