

КР ҰФА-НЫҢ Хабарлары. Геологиялық сериясы. Известия НАН РК.
Серия геологическая. 2009. №5. С. 24–36

УДК 553.3/4(574.4)

В.Н. ЛЮБЕЦКИЙ¹, Л.Д. ЛЮБЕЦКАЯ², Л.В. ШАБАЛИНА³

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТРАТИФОРМНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД АТАСУЙСКОГО И РУДНО-АЛТАЙСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ

Атасуй және Кенди-Алтай, девонды палеорифті құрылымдарға үштастырылған екі ірі Қазақстанның полиметаллық кендену аудандардың басты терең құрылыш пен геодинамикалық дамудың ұқсастығы және айырмашылығы қарастырылған. Физикалық өріс пен терең құрылыштардың белгілі бір ұқсастығында кендену түзілу геодинамикалық жағдайлары әртүрлі болған, осы кеннің элементтік құрамы және қолемнің айырмашылығын анықтады.

The general similarity and difference features of deep construction and development geodynamics of two major areas of polymetallic mineralization of Kazakhstan are Atasu and Rudno-Altai confined to Devonian paleorift structures are considered. At definite analogy of deep structures and physical fields the geodynamical conditions of mineralization origin are differenced that stipulate a difference in volume and element ore composition.

Рассмотрены главные черты сходства и различия глубинного строения и геодинамики развития двух крупнейших районов полиметаллического оруденения Казахстана – Атасуйского и Рудно-Алтайского, приуроченных к девонским палеорифтовым структурам. При определенной аналогии глубинных структур и физических полей, геодинамические условия формирования оруденения были разными, что обусловило отличие в объеме и элементном составе руд.

Атасуйский рудный район расположен в области сложного сочленения структур Северного, Центрального Казахстана и Шу-Илийского складчатого пояса. На уровне докембрийского структурного этажа здесь сближаются два террейна некогда единой Казахстанской литосферной плиты: Тениз-Кокшетауский и Актау-Джунгарский. Их главными внутренними структурными элементами являются зоны ультраметаморфизма и гранитизации, гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса. Фрагменты этих структур уверенно фиксируются в Атасуйском районе и на прилегающих площадях геофизическими данными: гранито-гнейсовые купола – своеобразными отрицательными кольцевыми аномалиями Δg зонального строения и резкой потерей граничных скоростей, зеленокаменные пояса – высокоинтенсивными линейными положительными гравитационными аномалиями. На границах этих структур возникают длительно развивающиеся мобильные зоны.

В региональном гравитационном поле северо-западной части Актау-Джунгарского террейна отвечает гигантский Центрально-Казахстанский минимум, в то время как Сарысу-Тениз-

ская часть Кокшетауского террейна подобного выражения не имеет. Этот факт дает основание предполагать, что в этап деструкции развитие указанных микроконтинентов протекало по-разному. В северо-западной части Актау-Джунгарского террейна в деструктивный этап формировалась система внутренних рифтов [5]. Выделяются два этапа рифтогенеза – ранне- и среднепалеозойский. В пределы Атасуйского района с севера в меридиональном направлении входят зеленокаменный пояс и фрагменты гранито-гнейсовых куполов Сарысу-Тенизского и Кокшетауского террейнов, а с запада – сиалический цоколь Актау-Джунгарского террейна. По границам указанных блоков разного состава в деструктивный этап заложился трог с рифтогенным типом развития.

Атасуйский район стратиформного железомарганцевого и полиметаллического оруденения приурочен к Жайльминскому фаменскому палеорифту, являющемуся одним из элементов Центрально-Казахстанской внутренней палеорифтовой системы [4, 5, 7]. Жайльминский палеорифт сформировался на участке пересечения системы близширотно-северо-восточных

^{1,2,3}Казахстан, 050010. г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а. Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева.

разломов с еще более мощной системой глубинных разрывов близмеридионально-северо-западного направления. Последние на уровне докембрийского основания контролируют размещение гранулит-зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых куполов Сарысу-Тенизского и Кокшетауского террейнов, а на уровне каледонского структурного этажа представляют собой северо-западное продолжение структур Шу-Илийского пояса. Этим объясняется неправильная, близкая к изометричной, с многочисленными ответвлениями форма Жайльминского палеорифта.

На уровне каледонского основания Жайльминская мульда (грабен-синклиналь) наложена на отложения раннего (кембрий, средний-верхний ордовик) и среднего (ранний девон, эйфель, живет, фран) палеозоя. Образования раннего палеозоя, обнажающиеся в северном борту мульды, представлены основными вулканитами, кремнистыми породами, линзами железистых кварцитов, сменяющимися вверх по разрезу зеленоцветными флишоидными отложениями. Для среднего палеозоя характерны вулканиты контрастного состава, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Мульда выполнена морскими карбонатными и терригенными отложениями фамена-нижнего карбона сложного полифациального состава. Образования фаменского и турнейского ярусов принадлежат фации малых (пляжевые алевролиты и песчаники), умеренных (орногенные рифовые и биогермные известняки) и значительных (тонко- и криптозернистые углистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы, чередующиеся с детритовыми известняками) глубин. Локально присутствуют продукты подводного базальтового вулканизма. В визейское время накапливались терригенные алевролит-песчаниковые осадки.

Железо-марганцевое и свинцово-цинковое оруденение приурочено к породам фаменского яруса, причем первое встречается в различной фациальной обстановке, а второе – только в глубоководных отложениях иловых впадин, где образует крупные месторождения Жайремской, Ушкатынской и Бестобинской групп. Пластрообразные тела железо-марганцевых и свинцовых руд тяготеют к горизонтам, насыщенным углистым веществом. Наложенное прожилково-гнездовое свинцово-цинковое и сульфидно-баритовое оруденение развито по различным породам, включая железные и марганцевые руды, и образует

согласные и субсогласные пласто- и линзообразные залежи мощностью от первых метров до 100 м. Центры залежей совпадают с тектонически наиболее сложными участками, где интенсивно развиты гидротермальные процессы.

К настоящему времени окончательно сформировалось представление о рифтогенной природе фаменских рудовмещающих мульд. Практически уже ни у кого не вызывает сомнения, что Жайльминская мульда – это палеорифт, заполненный глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями, в осевой части которого располагаются тела базальтов и диабазов. Рудообразование связано с поступлением на дно трога гидротермальных растворов, несущих металлические компоненты, и осаждением последних в придонных резко восстановительных условиях. Большинством исследователей признается двухэтапность формирования месторождений: с первым (гидротермально-осадочным) этапом связано образование железо-марганцевых руд и, возможно, бедной свинцово-цинковой минерализации, со вторым (гидротермально-метасоматическим) – барит-полиметаллических руд [1, 5, 6, 7].

Отличительной чертой месторождений атасуйского типа является локализация в пределах узкого стратиграфического интервала двух типов руд: синседиментационных и наложенных метасоматических.

По данным Г.Н. Щербы, А.А. Рожнова, Б.И. Бузмакова, А.Б. Веймарна, В.И. Щибрика и др., для месторождений атасуйского типа характерны: 1) «стратиформность» руд (согласное залегание рудных тел среди морских углисто-глинисто-карбонатных отложений, концентрация оруденения в определенных литологических горизонтах фаменского яруса); 2) узкий возрастной интервал рудообразования (ранний фамен-ранний карбон); 3) комплексный железо-марганцевый и свинцово-цинково-баритовый состав руд; 4) пластовая форма рудных тел первого этапа, их значительная горизонтальная протяженность, отсутствие существенных оклорудных изменений; 5) линзообразная форма рудных тел второго этапа с многочисленными апофизами, интенсивные оклорудные изменения пород, приуроченность руд к тектонически осложненным участкам (ゾнам дробления, узлам сочленения складок и т.д.) [6, 8].

Месторождения и рудопроявления группируются цепочкой, образуя рудные пояса вдоль бор-

тов Жаильминской мульды. Основные концентрации металлов сосредоточены в ее восточной (железные и железо-марганцевые месторождения) и центральной (свинцово-цинковые) частях.

Глубинное строение Жаильминского палеорифта изучено методами ГСЗ, МОВЗ-ГСЗ, ГСЗ-МОВ (Каражальский, Жалпакский, Караоба-Кулундинский профили) и МТЗ. Блок земной коры, отвечающий палеорифту, резко отличается в разрезе от соседних блоков Атасуйского и Актау-Моинтинского поднятий невыдержанностью скростиных границ и обилием отражающих и преломляющих поверхностей, особенно в нижней коре, смещенных по вертикали и горизонтали и образующих резкие перегибы. Граница Мохоровичича (М) не фиксируется скачком скорости, на основании чего А.А. Поповым и др. (1967) под Жаильминской мульдой выделена разуплотненная мантия (коромантыйный слой), где мантийный материал обогащен коровым, а коровый, наоборот, – мантийным. Предполагается интенсивная базификация коры и насыщение ее мантийным веществом. Примыкающие блоки земной коры Атасуйского и Актау-Моинтинского поднятий характеризуются малым количеством отражающих границ и их устойчиво-выдержаным характером. Земная кора в пределах палеорифта общей повышенной мощности характеризуется мощным вулканогенно-осадочным слоем, сокращенным метагранитным и резко увеличенным метабазальтовым.

По данным среднечастотной сейморазведки, Жаильминская грабен-синклиналь в поперечном сечении представляет собой корытообразный прогиб глубиной от 5 до 8 км с уступообразным строением крыльев, сформированный на каледонском (раннепалеозойском) основании. Поверхность основания представлена отражающим горизонтом, резко несогласным к вышележащим субгоризонтальным границам; ниже разрез однородный. На глубине 8 км фиксируются сдвиговые перемещения в северо-восточном направлении, указывающие на надвигание складчатых комплексов Актау-Моинтинского поднятия на борт Жаильминской мульды.

Сейморазведкой четко выделяются тектонические границы мульды; причем южная и северная из них прослеживаются в пределах всей коры. На сейсмических разрезах хорошо выражена подошва герцинских осадочно-вулканогенных комплексов D_3 - C_1 и D_2 zv- D_3 f, кровля вулка-

нитов D_{1-2} , а также осложняющие горизонтальный разрез антиклинальные поднятия.

В геоэлектрическом поле по Каражальскому профилю (Альмуханбетов Д.А. и др. 1974) Жаильминская грабен-синклиналь также резко выделяется низкими значениями удельных сопротивлений (100–300 Ом·м). Судя по рисунку изолиний, грабен-синклиналь асимметричная: северо-западный борт ее крутой, юго-восточный – пологий. В северо-восточном борту фиксируются сдвигово-надвиговые структуры (рис. 1).

В региональном гравитационном поле Атасуйскому рудному району отвечает зона высоких градиентов силы тяжести, ограничивающая Центрально-Казахстанский гравитационный минимум с северо-запада. Градиенты гравитационного поля расположены почти перпендикулярно по отношению к структурам Жаильминской грабен-синклинали. Ряд исследователей (Кушербаев С.Б., Дилярова А.Б., 1974; Бекжанов Г.Р., Македон В.Д. и др., 1975) отождествляли зону градиентов с Атасуйским планетарным глубинным разломом, который разграничивает блоки земной коры разной мощности и состава и определяет позицию рудного района. В трансформированном гравитационном поле Жаильминской грабен-синклинали отвечают локальные линейные положительная и отрицательная аномалии и разделяющая их зона высоких горизонтальных градиентов силы тяжести, характеризующие структуры каледонского фундамента. Аномалии сближены в пространстве и ориентированы согласно меридионально-северо-западному направлению структур основания.

Положительная, Кунек-Каражальская, аномалия, увязывается с позднекаледонской антиклинальной структурой и отображает дугообразную, сопряженную со Спасской, зону взаимодействия коры континентального и субокеанического типов вдоль дивергентной пассивной окраины раннекаледонской литосферной плиты, ограниченную с востока Атасуйским глубинным разломом [3]. В среднем палеозое здесь широко проявился фаменский базальтоидный магматизм и сформировались промышленные железо-марганцевые месторождения.

Отрицательная, Сюртускан-Сарыжальская аномалия силы тяжести, характеризующая западную половину Жаильминской мульды, фиксирует реестры докембрийского гранито-гнейсового субстрата, вмещающего крупные интрузии перемещенных гранитов девонского возраста.

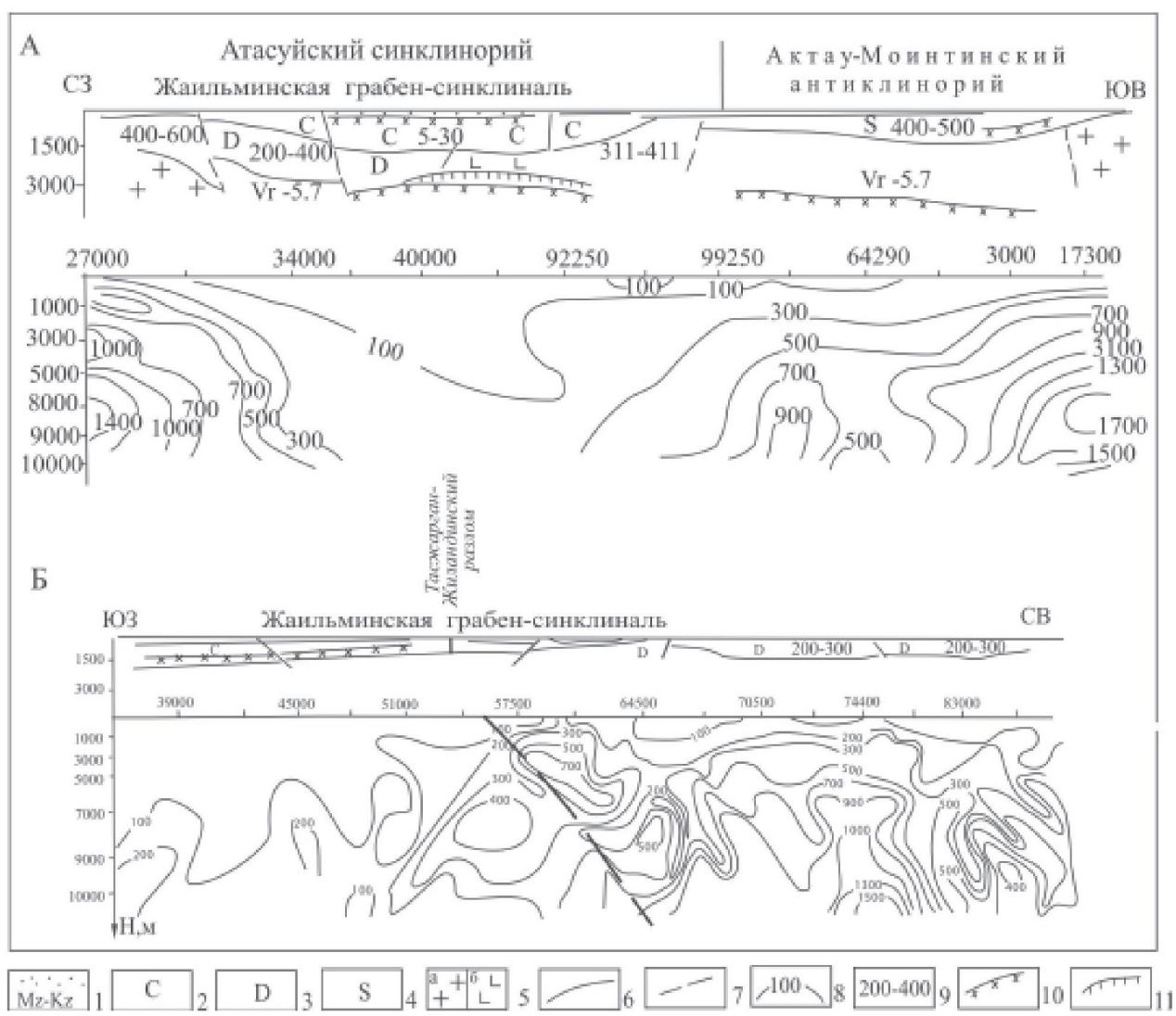


Рис. 1. Геоэлектрические разрезы по Каражальскому (А) и Жайремскому (Б) профилям МТЗ
(по Д.А. Альмуханбетову и др., 1974)

1 – рыхлые образования; отложения: 2 – карбона, 3 – девона, 4- силура; 5 -интрузивные образования;
а- кислого состава, б- основного состава;

6 – геоэлектрические горизонты;

7 – предполагаемые зоны разломов;

8 – изолинии кажущихся сопротивлений;

9- значение электрического сопротивления пород;

10 – сейсмические горизонты;

11 – геоэлектрические горизонты

На уровне каледонского структурного этапа в западной части мульды в геофизических полях фиксируется северо-западное продолжение структур Приатасуйской зоны, а в восточной – структуры раннепалеозойских рифтов.

Тасжарган-Жиландинская полоса высоких градиентов силы тяжести отвечает зоне глубинного разлома, контролирующего в фамен-раннекаменноугольном разрезе мульды горст-антеклиниорное поднятие шириной от 5 до 15 км, ядро которого сложено отложениями франского, а кры-

лья – фаменского и турнейского ярусов. Поднятие усложнено Срединной, Жайремской, Жомартской, Таскудук-Бестобинской антиклиналями и разделяющими их небольшими синклиналями. К этому поднятию тяготеют все барит-полиметаллические месторождения Жайремской и Ушкатауской групп, Жомарт, Арай и др. На бортах мульды этой зоны также отвечает область пологих сводовых поднятий (Тасжарганская, Джиндыобинская, Карагасская брахиантеклиниали), которые могут оказаться рудоперспективными.

Особенности глубинного строения, определившие специфику формирования оруденения «атасуйского» типа сводятся к следующему:

- присутствие в основании земной коры Атасуйского района большого объема мантийного вещества, обеспечившего образование коромантийной смеси и интенсивную базификацию земной коры;

- максимально высокая (52-53 км) общая мощность земной коры;

- резко увеличенная (до 33 км) мощность метабазальтового слоя и сокращенная (10-12 км) – метагранитного;

- гребневидное поднятие поверхности метабазальтового слоя и, соответственно подъем границ в вышележащих слоях;

- своеобразная структурная позиция рудного района на участке сближения структур Северного, Центрального Казахстана и Шу-Илийского пояса, на пересечении систем глубинных разломов восток-северо-восточного (близширотного) и север-северо-западного (близмеридионального) направления;

- высокая степень раздробленности основания мульды, повышенная мобильность и проницаемость земной коры для тепло- и флюидопотоков;

- наличие в каледонском основании Жаильминской мульды зоны Тасжарган-Жиландинского глубинного разлома, вдоль которого в фаментурнейский рифтогенный этап формировалась цепь горстовых поднятий, благоприятных для рудолокализации.

Полиметаллический пояс Рудного Алтая, включающий свыше 1000 месторождений и рудопроявлений меди, полиметаллов, железа и золота, характеризуется ярко выраженной зональностью. Зональность оруденения подчеркивается неоднородной характеристикой металлогенических подзон в гравитационном поле, которая в свою очередь, тесно связана с особенностями глубинного строения.

Рудный Алтай как металлоносная провинция начал формироваться на пассивной окраине Алтайско-Монгольского континента в переходной от континента к океану мобильной зоне как окраинно-континентальный пояс (в понимании Е.М. Долгинова, 1980). Пояса подобного типа формируются на пассивных окраинах континентов, в областях транзиталей. Для них характерно возврат-

но-поступательное развитие по типу молодых рифтов, выклинивание, либо сокращение гранитно-метаморфического слоя, наличие мощного метабазитового основания, метаморфизованного в гранулитовой фации.

Особенности глубинного строения Рудного Алтая тесно связаны с деятельностью линейного мантийного астенолита, зафиксированного региональным гравитационным максимумом, а также методом сейсморазведки и МТЗ.

Мантийному астенолиту пространственно отвечает гребневидное поднятие поверхности гранулит-базитового слоя и общее разрастание мощности последнего за счет интенсивной базификации гранитно-метаморфического слоя зрелой сиалической коры в краевой части Алтайско-Монгольского континента. Активное функционирование мантийного астенолита обеспечило растяжение, рифтогенез, мантийный магматизм в пассивный этап развития окраины континента и обширный разносторонний магматизм – в активный этап. Глубинные разломы Северо-Восточной и Иртышской систем служили проводниками восстановленных мантийных флюидов и магматических расплавов базитовых и ультрабазитовых магм в земную кору. В этих условиях формировалась Рудно-Алтайская металлогеническая провинция, со сменой медно-полиметаллического оруденения полиметаллическим и свинцово-цинковым, с ярко выраженным чертами стратiformности. По оси провинции возникла цепь купольных поднятий, сложенных термально-переработанными в зеленосланцевой фации толщами раннего палеозоя; произошла общая регрессия и перерыв в накоплении морских отложений (силур-ранний девон).

По мере остывания астенолита и его проседания морской режим возобновился (средний девон); по периферии астенолита образовались компенсационные прогибы – линейные вторичные рифты.

Подавляющее количество месторождений приурочено к двум палеорифтовым зонам – Северо-Восточной и Юго-Западной. Первая (приконтинентальная) активно развивалась в интервале времени от D_1e до D_2zv , вторая (приокеаническая) – от D_1e до D_3fm_1 . Северо-Восточная палеорифтовая зона, усложненная поперечными грабенами, фиксируется полосой локальных минимумов Dg , соответствующих наиболее глубо-

ким рифтовым впадинам. Отвечающий осевой части зоны минимум своим северо-западным краем охватывает каледониды Горного Алтая, надвинутые с востока на Северо-Восточный палеорифт. Амплитуда надвига достигает 25 км. Западный борт палеорифтовой зоны, в свою очередь, надвинут на Срединную подзону Рудного Алтая. Амплитуда перемещения в Зыряновском районе составляет 35 км. За счет бокового сжатия со стороны Горного Алтая произошло раннее вырождение рифта ($D_2 zv$ – начало D_3) и его преобразование: смена ориентировки с меридиональной на северо-западную, смещение осевой линии, формирование надрифтового Быструшинского прогиба.

Юго-Западная палеорифтовая зона, почти полностью перекрытая, также выделяется цепочкой гравитационных минимумов. Она существовала более длительное время и характеризовалась большим объемом базальтового магматизма, на что указывает региональная положительная магнитная аномалия, фиксирующая значительные магнитовозмущающие массы. Базальты характеризуются повышенным содержанием титана, иттрия, ниobia. За счет интенсивной дифференциации магматического вещества в теле астенолита и его взаимодействия с сиалическим материалом земной коры, наряду с базальтовым, активно проявился кислый вулканализм.

Рудоносная базальт-риолитовая формация, в которой заключены основные месторождения свинца и цинка, накапливалась на фоне углубления морского бассейна: калиевые вулканиты сменились натриевыми, а полиметаллическое оруденение – колчеданно-полиметаллическим. По петрохимическим данным [2], контрастная базальт-риолитовая формация лениногорского рудного района сформировалась в обстановке рифтогенеза с отгонкой кислых дифференциатов мантии в земную кору связано насыщение ее калием, натрием и элементами халькофильной группы, в том числе свинцом и цинком.

В связи со сменой растяжения сжатием, Рудный Алтай стал развиваться в условиях активной окраины. Таким образом, он прошел рифтогенную, островодужную, коллизионную и постколлизионную стадии развития, и все они оказали свое влияние на формирование оруденения.

Палеозойские прогибы формировались на древнем сиалическом основании, поднятие кото-

рого в силуре и раннем девоне сопровождалось образованием на глубине 15-20 км очагов базитовых щелочноземельных магм, поступавших из мантии и обогащенных металлами халькофильной группы. Наиболее активное взаимодействие базитовых расплавов с веществом фундамента осуществлялось на глубине от 15 до 7 км. Очаги базитовых магм в течение длительного времени (эйфель-пермы) являлись источниками расплавов, создавших мощные накопления лав и пирокластов в островодужную стадию, а также огромные по объему внедрения коллизионных и постколлизионных интрузий средне- и позднепалеозойского возраста. Метаморфический фундамент, содержащий значительное количество метапелитовых и алюмосиликатных комплексов, метаморфизованных в амфиболитовой фации, обеспечил при плавлении большой объем гранитоидных расплавов повышенной и нормальной основности. Это привело к образованию раннеколлизионных последовательно дифференцированных интрузий гранодиорит-гранитного состава. Разновозрастные магматические породы имеют между собой отчетливое петрохимическое родство. Тесное взаимодействие мантийного, базитового и корового сиалического вещества привело к обогащению гранитов Ni, Co, Cr, Mg, Ca, а габброидов – Li, Be. На глубине 8-12 км возникли также остаточные очаги, давшие малые дифференцированные интрузии альбитофиров-порфириотов.

В пределах Рудного Алтая выделены три рудных уровня. В раннюю стадию рифтогенеза в подводных условиях накопление базальт-риолитовой карбонатно-терригенной формации сопровождалось образованием рассеянной стратиформной рудной минерализации и эксгальационным гидротермальным рудоотложением. Образование контрастной рудоносной формации увязывается с возникновением в верхней мантии на фронте мантийного диапира очага щелочных базальтоидов, их подъемом в земную кору и формированием здесь промежуточных камер с дифференциацией магм и обогащением сульфидами. Становление базальт-риолитовой формации и связанного с ней оруденения в пределах рифтовой системы происходило на разных временных и гипсометрических уровнях.

В осевой части Северо-Восточного палеорифта располагаются вулканогенно-осадочные месторождения железа с пластами марганцевых

руд, содержащих сульфиды Pb и Zn (Холзунское, Коробиха, Печи). Это I-й рудный уровень, сформированный в отложениях эмса, на границе эмса и эйфеля и в низах эйфеля, синхронно накоплению черневинской и коргонской свит. II-й рудный уровень формировался в западном борту палеорифта, в отложениях эмса-живета (месторождения Лениногорского и Зыряновского рудных районов), где полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды сингенетичны вмещающим известковистым, углеродистым и кремнистым алевролитам, туфлитам, эксплозивным брекчиям лениногорской, крюковской, ильинской, ревнюшинской, сокольной и маслянской свит, а также в восточном борту палеорифта – в верхах живетского яруса синхронно накоплению отложений коргонской свиты (месторождения Чекмарь, Гусляковское, Осеннее, Никитинское, Пневское и др.). Обобщенная модель формирования оруденения I-го и II-го уровней в Северо-Восточном палеорифте соответствует типу рудогенеза современного Красногорского рифта.

В Юго-Западном палеорифте руды I-го уровня не сохранились, хотя поперечный профиль рифта выражен более резко, мощность отложений в осевой части достигает 4000 м, а в бортах – не превышает 1500 м. Рифтогенная базальт-риолитовая формация характеризуется особо контрастным соотношением основных и кислых вулканитов (1:10). Она формировалась на фоне углубления морского бассейна и смены ранних калиевых вулканитов натриевыми. Присутствие подушечных лав базальтов (гериховская свита) указывает на глубокое раскрытие рифта, близкое к океаническому. Зрелая стадия рифтогенеза фиксируется глинисто-кремнистыми, углеродистыми и известковистыми отложениями, типичными для застойных иловых впадин. В этих условиях формировались колчеданно-полиметаллические руды II-го и III-го уровней. Оруденение II-го уровня близко к таковому Северо-Восточного палеорифта, проявлено широко и локализуется в отложениях шипулинской свиты (Белоусовское, Березовское, Иртышское и другие месторождения). Оруденение III-го уровня свойственно только Юго-Западному палеорифту, также широко распространено и тяготеет к отложениям таловской, гериховской и николаевской свит (Камышинское, Артемьевское, Николаевское, Шемонаихинское и другие месторождения).

Руды I уровня на Алтае по своей зональности, компонентному составу отчетливо подводного происхождения и сформированы за счет просачивания из недр глубинных флюидов, обогащенных металлами.

Более неоднозначным является вопрос о происхождении руд II и III уровней, поскольку они, в основном, полиметаллические, медно-полиметаллические и пространственно разобщены с проявлениями железа. Для многих из них не отмечена ассоциация с марганцем. Вероятной причиной этого может быть регенерационное воздействие магматизма и высокотемпературных тепловых полей островодужной стадии на руды I этапа. Регенерация оруденения признается многими исследователями, причем главная роль в этом процессе отводится тепловому влиянию интрузий. Мобилизация рассеянного рудного вещества в девонских вулканогенно-осадочных образованиях и его переотложение на фронте теплового потока от интрузий установлена для барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского района, Зыряновского полиметаллического месторождения, Талово-Тургусунского и Парыгинского редкометалльно-полиметаллических месторождений.

В итоге специфика глубинного строения, развития и металлоносности Рудного Алтая определяется следующими факторами:

- присутствием в основании Рудного Алтая скрытого древнего окраинно-континентального пояса, сформировавшегося в переходной зоне на границе пассивной окраины Горного Алтая с океаническим бассейном по рифтогенному типу, претерпевшего в палеозое деструкцию, погружение и тектономагматическую активизацию;

- крупной мантийной неоднородностью – выступом линейного астенолита верхней мантии, обеспечившего деструкцию и многоцикловый рифтогенез пассивной западной окраины Алтайско-Монгольского континента;

- сокращенной (10-12 км) мощностью гранитно-метаморфического слоя и увеличенной (25-27 км) мощностью линзы метабазальтового слоя, обусловленными активным поступлением мантийного вещества в сиалическую земную кору, ее интенсивной базификацией и обогащением халькофильными элементами;

- длительно функционировавшими магматическими очагами, давшими сложнодифференцированные магматические серии, оказавшие вли-

яние, как на формирование оруденения первого уровня, так и на его последующую ремобилизацию и регенерацию;

- функционированием Иртышской зоны субдукции, обеспечившей, начиная с $D_3 fm_2$, развитие Рудного Алтая по типу активной окраины Алтайско-Монгольского континента, и сопряженных с этой зоной системой крутопадающих глубинных разломов;

- развитием систем глубинных разломов северо-западного направления и большей частью скрытых разломов субширотного направления. Последние выявлены в полном объеме только по геофизическим данным, но играют рудоконтролирующую роль, так как к ним тяготеют поперечные рифты и приразломные грабены, контролирующие свинцово-цинковое оруденение стратiformного типа (Лениногорско-Зыряновский район). С крутопадающими разломами северо-западного направления и развитыми вдоль них зонами рассланцевания чаще связаны лентовидные рудные залежи (Прииртышский район). Преvalирующая приуроченность месторождений к участкам пересечения разломов разных направлений обеспечивает их узловое размещение в пределах металлогенических подзон.

Общими чертами глубинного строения Атасуйского и Рудно-Алтайского рудных районов являются: высокое положение активной мантии, ее интенсивный метасоматоз, большой объем мантийного вещества в основании коры (коромантийная смесь), обеспечивающие интенсивную базификацию коры; а) высокая общая мощность (47-53 км) земной коры; 3) линзовидные приращения метабазальтового слоя и резкое увеличение его мощности до 27-33 км; 4) сокращенный в мощности (10-12 км) метагранитный слой, обогащенный меланократовой компонентой; 5) гребневидные поднятия глубинных границ; 6) структурная приуроченность оруденения к узлам пересечения глубинных разломов мантийного заложения поперечными разрывами; 7) приуроченность к мобильным зонам, разграничивающим разнородные блоки земной коры.

Вместе с тем, линейный мантийный астенолит под Рудным Алтаем расположен непосредственно, а в Атасуйском районе его влияние, хотя и весьма сильное, являлось опосредованным, поскольку сам астенолит располагался в цент-

ральной части палеорифтовой системы, а Атасуйский район занимал положение на его западной периферии.

Есть и коренные различия в истории геодинамического развития этих районов, определивших практическую ценность и рентабельность полиметаллических месторождений. Оруденение в Атасуйском районе формировалось в сокращенный фаменский этап рифтогенеза в краевой части внутренеконтинентальной Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы. Рифтогенный этап сменился здесь сразу коллизионным и постколлизионным этапами, в течение которых оруденение стратиформного типа подверглось частичной регенерации. В то же время на Рудном Алтае оруденение формировалось вначале в условиях рифтогенеза на пассивной окраине литосферной плиты, затем – в островодужной обстановке активной окраины (рис. 2). Следовательно, процесс рудообразования, регенерации, переноса и переотложения руд здесь был более длительным. Этим и объясняется комплексный состав руд и более высокий уровень концентрации в них металлов на Рудном Алтае.

При сопоставлении Атасуйского и Рудно-Алтайского рудных районов, установлено большое сходство их гравитационных полей. Для них характерны три элемента: положительная и отрицательная аномалии и разделяющая их зона высоких градиентов силы тяжести. В Атасуйском районе это Кунек-Каражальская и Сюртускен-Сарыжальская, а на Рудном Алтае – соответственно Рудно-Алтайская и Белоубинско-Сарымсактинская аномалии. Общий рисунок поля, пространственное положение и размеры аномалий в плане весьма близки (рис. 3). В обоих случаях аномалии имеют резко выраженную линейную форму, образуя сближенные пары, ориентированные согласно северо-западному направлению структур и находящиеся в зеркальном отображении друг к другу.

Рудно-Алтайская положительная аномалия фиксирует глыбово-складчатую структуру, сформированную на докембрийском складчатом основании в краевой части Алтайско-Монгольской литосферной плиты. Ядра горстовых поднятий сложены метаморфическими сланцами раннего палеозоя, а крылья – вулканогенно-осадочными отложениями среднего палеозоя. Природа этой

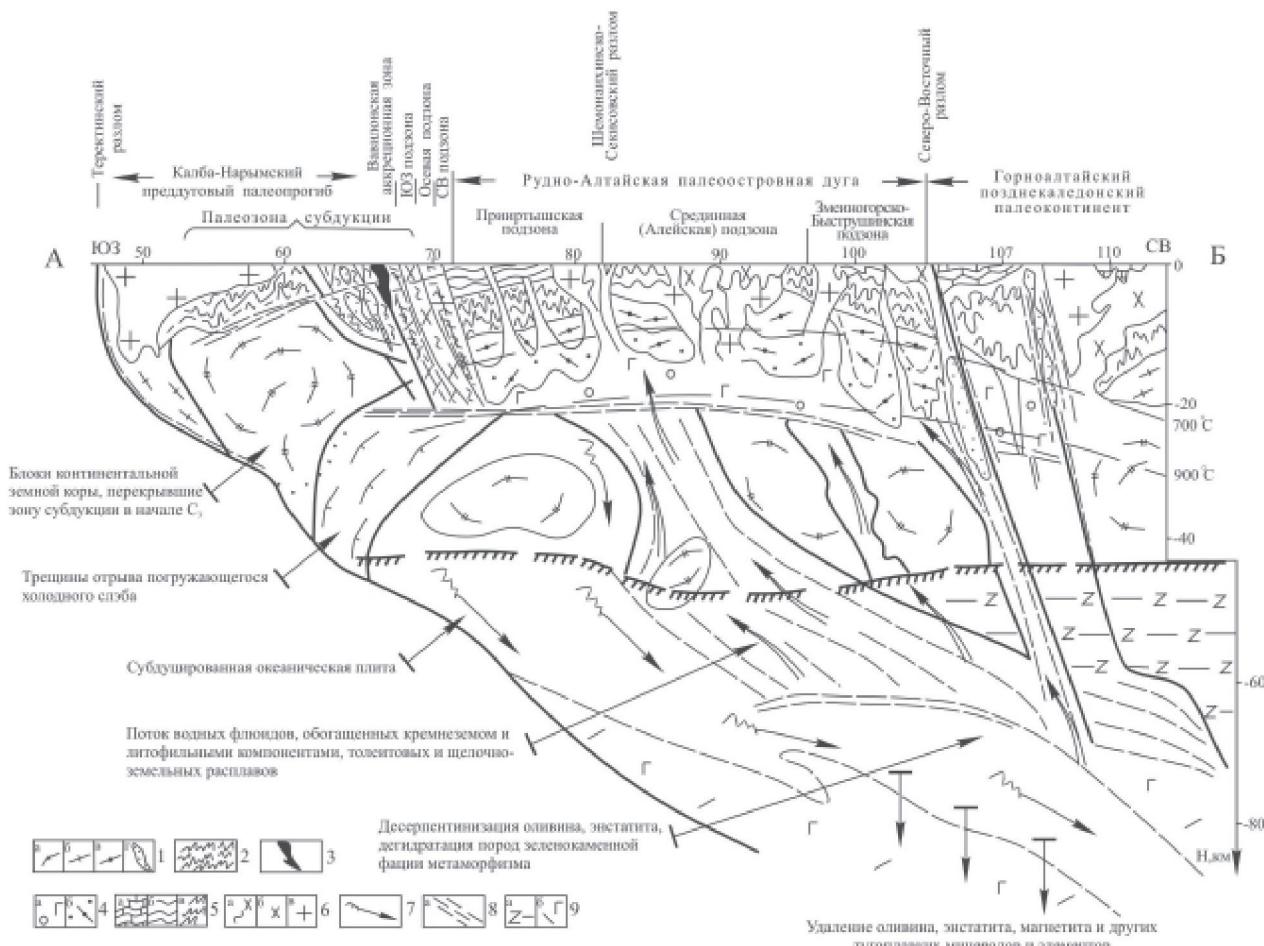


Рис. 2. Модель глубинного строения Рудно-Алтайской активной континентальной окраины ($D_3 fm_2-T_1$)

1-4 – земная кора: 1 – блоки докембрийского фундамента: гранулиты основного состава – а, ультраметаморфиты по метапелитовым комплексам – б, парагнейсы, кристаллические сланцы – в, включения дистеновых, силиманитовых сланцев в отложениях такырской свиты в зоне аккреции – г; 2 – метаморфиты зеленосланцевой фации по отложениям PZ_1 и $D_1 l-p$; 3 – метафиолитовые комплексы; 4 – глубинная интрузия основного состава (VC_3) – а, гранодиоритовые реститы коровых очагов плавления в ее апикальной части – б; 5 – карбонатные толщи силура Горного Алтая – а, осадочно-вулканогенные среднего-позднего девона и раннего карбона Рудного Алтая – б, девона и раннего карбона Калба-Нарымской зоны – в; 6 – интрузивные комплексы: саурский (C_1) – а, змеиногорский (C_3) – б, калбинский (P_2) – в; 7 – метаморфиты по углеродсодержащим породам с низким электрическим сопротивлением, «затянутым» в верхнюю мантию; 8 – динамосланцы по коровым и мантийным породам; 9 – верхняя мантия: альпинотипные гипербазиты – а, шпинелевые гарцбургиты – б

аномалии отчасти обусловлена и мощной линзой метабазальтового слоя. Белоубинско-Сарымсактинская аномалия соответствует одноименной зоне с глубоким залеганием каледонского основания и большой мощностью преимущественно осадочных пород среднего палеозоя. Для зоны характерно значительное погружение и сокращение мощности метабазальтового слоя, увеличение мощности метагранитного слоя и широкое развитие, наряду с базальтоидным, гранитного магматизма. В ее пределах выявлено полиметаллическое, медное, железное и редкометалль-

ное оруденение. Лениногорско-Зыряновская полоса высоких градиентов силы тяжести отвечает одноименной подзоне, являющейся переходной между указанными выше структурами. В девоне она характеризовалась рифтогенным типом развития, сменившимся позднее – островодужным. Лениногорско-Зыряновской подзоне свойственен как базальтоидный, так и гранитоидный магматизм. Здесь известны крупные узлы с существенно свинцово-цинковым оруденением.

Основание разреза Жайльминской мульды уверенно сопоставляется со структурами осно-

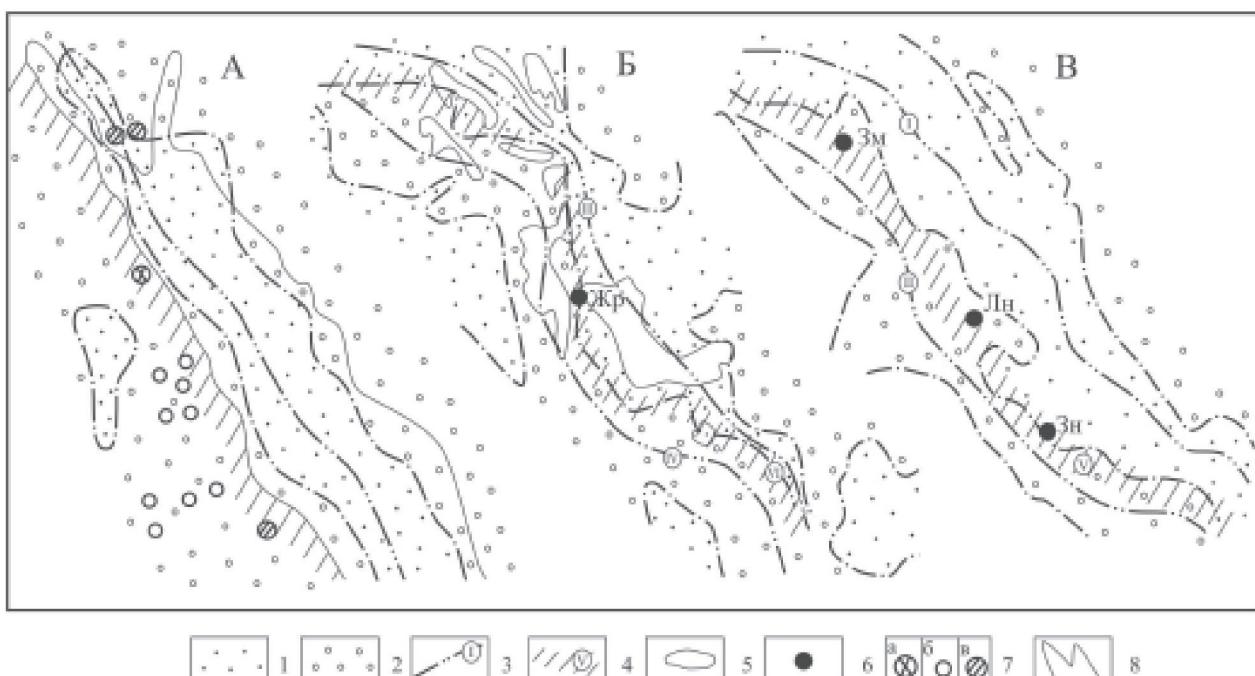


Рис. 3. Схемы трансформированного гравитационного поля Красноморского (А), Атасуйского (Б) и Рудно-Алтайского (В – зеркальная проекция поля) (по данным Н.Б. Сажиной, В.В. Попова, В.Н. Любецкого)

Гравитационные аномалии: 1 – положительные; 2 – отрицательные; 3 – оси гравитационных аномалий (I- Рудно-Алтайской, II- Белоубинско-Сарымсактинской, III- Кунек-Каражальской, IV- Сюргускен-Сарыжальской); 4 – зоны высоких градиентов относительно большой ширины в плане (V – Лениногорско-Зыряновской, VI – Тасжарган-Жиландинской); 5 – наложенные мульды в Атасуйском районе; 6 – положение наиболее крупных узлов полиметаллического оруденения (Жр- Жайремского, Зм- Змеиногорского, Лн-Лениногорского, Зн-Зыряновского); 7 – месторождения: свинцово-цинковых руд (Ум-Гейг) -а, редких металлов -б, меди и никеля -в; 8 – береговая линия Красного моря

вания Рудного Алтая. Интерес представляет со-поставление Лениногорско-Зыряновской и Тас- жарган-Жиландинской зон, к которым тяготеют наиболее крупные полиметаллические месторождения. Тасжарган-Жиландинская полоса высоких градиентов силы тяжести пересекает центральную часть Жаильминской мульды и пространственно отвечает сводовым поднятиям горст- антиклинального типа, к которым тяготеют наи- более крупные барит-полиметаллические место- рождания: Жайрем, Ушкатын, Жомарт и др.

Лениногорско-Зыряновская зона градиентов поля силы тяжести совпадает с осевой частью Синюшинского антиклинального поднятия, сопоставимого с зоной антиклинальных поднятий в фундаменте Жаильминской мульды. В центральной части Синюшинского поднятия расположен близширотный Лениногорский грабен рифтоген- ного происхождения, по структуре и веществен- но-формационному составу выполняющих его отложений сходный с Жаильминской мульдой. В

Лениногорском грабене выделяется Риддер-Сокольное поднятие, к которому приурочены крупные залежи полиметаллических руд.

В.Н. Любецким и другими [3, 4, 5] было выполнено сопоставление гравитационных полей и глубинного строения ряда полиметаллических провинций. В итоге установлено, что все указанные провинции полиметаллического оруденения разных генетических и формационных типов (от стратиформных эпигенетических гидротермально-осадочных до гидротермальных, парагенети- чески связанных с теми или иными магматиче- скими формациями) характеризуются сходным аномальным гравитационным полем.

Наибольший интерес для сопоставления представляли Атласская и Красноморская про- винции, формирующиеся в современных геоди- намических системах.

Рудная провинция Атлас расположена на пас- сивной северо-западной окраине Африканского континента с Атлантическим океаном и Среди-

земным морем, развивавшейся по рифтогенетическому типу. Месторождения Атласской провинции, по данным Л.П. Рудовской (1969) и В.В. Попова (1980), тяготеют к областям древних поднятий в составе эпигерцинской плиты. В породах герцинского фундамента развито жильное свинцово-цинковое оруденение непромышленного характера, а основные рудные концентрации приурочены к доломитам лейаса и карбонатно-терригенным отложениям миоценена. Промышленное оруденение стратиформного типа образует линзо- и пластообразные согласные залежи вкрапленных и прожилковых руд, контролируемые флексурами и трещинами.

Гравитационное поле рудных зон Атласа представлено совокупностью полос аномалий разного знака. Северная полоса положительных аномалий охватывает побережье и шельфовые зоны Атлантического океана и Средиземного моря, с максимальными выходами на поверхность домезозойского фундамента. Центральная полоса высоких градиентов силы тяжести отвечает площади с широко развитым недислоцированным эпипалеозойским чехлом. Южная полоса гравитационных минимумов характеризует краевую часть Высокого и Сахарского Атласа, с поверхности сложенную дислоцированными отложениями эпипалеозойского чехла. Характер поля определяется массивами палеозойских пород, прорванных гранитами.

Красноморская рудная провинция включает месторождения свинцово-цинковых руд на западном берегу Красного моря, металлоносные осадки и рассолы придонных впадин. Строение фундамента этой провинции резко неоднородное. Западное побережье представлено Аравийско-Мозамбикским срединным массивом архейско-раннепротерозойского возраста, а восточное входит в состав Оманско-Сомалийского покровно-складчатого пояса, завершившего свое развитие в позднем кембрии-раннем ордовике. Разделяющий их современный рифт Красного моря сформировался по системе разломов северо-западного направления.

Геофизические данные свидетельствуют о разрывах коры в осевой долине Красного моря и присутствии здесь линейных интрузивных тел основного состава. Рифтогенез сопровождался базификацией континентальной коры до ее полного разрушения и формирования коры океани-

ческого типа (Аденский залив). Рифтовой зоне отвечает линейная положительная гравитационная аномалия, восточному побережью – обширная по площади отрицательная аномалия, а западному – узкая зона высоких градиентов силы тяжести, отделяющая расположенную еще западнее (в 250 км от берега) отрицательную аномалию силы тяжести от положительной аномалии над рифтом Красного моря. Градиентная зона охватывает всю рудную провинцию (см. рис. 3).

Месторождения сосредоточены в пределах узкой прибрежной равнины, погружающейся под воды Красного моря. Основные рудные залежи месторождений Зуг-Эль-Бахор, Умм-Гейг, Абу-Аиз и других концентрируются в карбонатных разностях базального горизонта среднего-верхнего миоценена. Природные впадины заполнены погребенными рассолами, содержащими повышенные концентрации цинка, меди, свинца (в виде окислов и сульфидов), ванадия и фосфора. Отложение металлоносных осадков в Красном море началось 13 тыс. лет назад и продолжается по настоящее время (В.В. Попов, 1980).

В целом, аномальное гравитационное поле Атласской и Красноморской провинций имеет хорошо выраженную связь с рифтовыми структурами и его можно рассматривать в качестве эталонного для полиметаллических рудных провинций.

Для полиметаллических провинций характерны линейные пояса глубинных разломов, сопровождаемых зонами смятия. Они рассекают земную кору, вскрывают и активизируют глубокие горизонты, обеспечивая пути проникновения мантийных флюидов в ее верхние слои. В частности, формирование полиметаллического пояса Рудного Алтая тесно увязывается с развитием системы двух сопряженных на глубине разломов – Иртышского и Северо-Восточного, сопровождаемых зонами смятия (Иванкин П.Ф., 1962). В Центральном Казахстане – это Успенская зона смятия и Атасуйский глубинный разлом. Для районов свинцово-цинкового оруденения характерна зрелая земная кора с полноразвитым вулканогенно-осадочным слоем, сопоставимым по мощности с метагранитным. Характерна высокая базальтонасыщенность земной коры: метабазальтовый слой превосходит по мощности метагранитный в 2,0-2,5 раза, образуя своеобразные раздувы (линзы). Следствием рифтогенеза являет-

ся повышенная мощность осадков в среднепалеозойском разрезе, внедрение в древнюю континентальную кору расплавов основного состава, их взаимодействие с кислым веществом земной коры, плавление последнего и формирование интрузий бимодальных габбро-гранитных серий.

Процессы взаимодействия метагранитного слоя с базальтоидными расплавами в какой-то мере объясняют закономерности пространственных соотношений оруденения и глубинных слоев земной коры. По мере удаления от оси рифтов внутрь континентов, взаимодействие базальтоидных расплавов и вещества континентальных кор становится все более полным, возрастает доля умеренно-кислых и кислых выплавок. Эти участки земной коры отмечаются градиентными зонами. Далее по латерали области взаимодействия сменяются глубинными зонами ультраметаморфизма, гранитизации и становления линейных поясов гранитов, которым отвечают отрицательные гравитационные аномалии.

В тех случаях, когда метагранитный слой на уровне взаимодействия с базитовыми расплавами представлен метапелитовыми и алюмосиликатными комплексами, метаморфизованными в амфиболитовой и более низких фациях, обогащенных водой и щелочами, образовались большие массы перемещенных гранитоидов (Рудный Алтай); при гранулитовом, метабазитовом или карбонатном его составе – объем гранитоидов ограниченный (Атасуйский район).

Таким образом, главной особенностью рудных провинций со стратiformным полиметаллическим оруденением является формирование их на зрелых континентальных корах. В этих условиях базальтоидные расплавы зарождаются на больших глубинах при высоких Р и Т, что в конечном итоге приводит к обогащению их щелочами и формированию щелочно-земельных магматических серий, обладающих специализацией на медь и полиметаллы и высокой способностью к дифференциации.

Поступление рудного вещества из мантии обусловлено потоком мантийных флюидов (Лутц Б.Г., 1975). В связи с различными глубинными уровнями их поглощения или окисления на разных этапах тектоно-магматического развития, металлическая нагрузка флюидов передается в земную кору различными путями. На ранних эта-

пах флюидная фаза полностью поглощается выплавляющейся щелочно-земельной базальтовой магмой; происходит обогащение последней медью, цинком, свинцом, барием и значительно меньше – золотом. В глубинных базальтоидных и промежуточных очагах дифференциации халькофильные компоненты захватываются и выносятся к поверхности, главным образом, кислыми дифференциантами расплавов. В этом случае формируется оруденение, связанное с вулканогенными формациями.

В предколлизионную и коллизионную стадии, когда мантия обедняется базальтовым веществом, и соответствующий магматизм прекращается, эмульсия базальтовых капель в мантии застывает и происходит прорыв флюидов в земную кору. В зависимости от состава субстрата метагранитного слоя дальнейший процесс протекает по одному из следующих направлений:

- либо ювенильные подкоровые растворы обеспечивают региональный метаморфизм и гранитизацию этого слоя, мантийный флюид при этом окисляется и выделяющееся тепло, кремнезем и щелочи расходуются на выплавление синорогенных гранитоидных расплавов, обогащенных халькофильными элементами;

- либо гранитизация метагранитного слоя происходит ограниченно; подкоровый флюид прорывается в верхние горизонты земной коры, в связи с чем формируются месторождения интрателлурического ряда. Под воздействием глубинных флюидов происходит широкое заражение металлами полостей глубинных разломов и соединенных с ними слоистых толщ. Накапливается рассеянная минерализация, синхронная по возрасту эндогенному углероду и битумоидам. Затем оруденение концентрируется под воздействием вторичных окисленных флюидов и других факторов (Иванкин П.Ф., Крутый Ю.Б., 1985).

Из анализа стратiformных месторождений различных полиметаллических провинций видно, что образование их сложное, полигенное и многоэтапное. Об этом свидетельствует и тот факт, что им свойственны черты, характерные для месторождений эндогенного генезиса (сходные физические поля, глубинные структуры, узловое размещение оруденения, его локализация в зонах поперечных разломов, полях развития даек, сле-

пых интрузий и т.д.). Изучение этого вопроса на примере ряда провинций дает основание полагать, что формирование месторождений происходило в три этапа.

Первый этап характеризовался эндогенным рудообразованием, связанным с этапом активного рифтогенеза. Радиологические данные в большинстве случаев свидетельствуют о более древнем возрасте свинца по отношению к рудовмещающим толщам. Там, где эти процессы протекали наиболее полно, происходила экстракция халькофильных рудных элементов, и формировались первичные эндогенные проявления. В бортах и осевых частях рифтовых долин накапливались металлоносные осадки с барием, цинком, свинцом, фосфором, ванадием.

Второй этап рудообразования протекал при более поздней активизации процессов рифтогенеза. Он характеризовался разрушением ранее сформированных проявлений, переводом рудного вещества в разогретые растворы и рассолы, переносом и переотложением его во вмещающие толщи. Новообразованные месторождения не смешались далеко от древних, выступающих в качестве источника рудного вещества. Этим и объясняется ряд эндогенных признаков пространственного размещения стратiformного оруднения.

В третий, эпигенетический, этап, в результате высокой обводненности вмещающих толщ и их прогретости, возникли гидротермы, преобразовавшие рудные залежи.

Привлечение данных по глубинному строению главнейших полиметаллических рудных провинций подтверждает точку зрения о многостадийной полигенной природе свинцово-цинкового оруднения и вскрывает много новых, ранее мало обсуждавшихся аспектов этой проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веймарн А.Б. Железо-марганцевые месторождения фамена Центрального Казахстана. – Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 122-128.
2. Демина Л.И. Промыслова М.Ю. Палеогеодинамические условия формирования рудовмещающей базальто-риолитовой серии Лениногорского района (Рудный Алтай) – Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: 2001. С. 197-200.
3. Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. Сравнение глубинных структур Атасуйского и Рудно-Алтайского рудных районов по геофизическим данным. – Закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, КАЗИМС. 1981. С. 36-44.
4. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. О связях свинцово-цинкового оруднения с особенностями глубинного строения рудных провинций. – Сов. Геология. 1987. № 12. С. 48-54.
5. Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Науменко А.В. Рифтогенные структуры Центрального Казахстана. – Сев. геология. 1998. №9. С. 58-65.
6. Рожнов А.А. Месторождения Атасуйского рудного района и их перспективы. – Автореф. докт. дисс. Алма-Ата, 1988. 32 с.
7. Шабалина Л. В. Модель глубинного строения Центрально-Казахстанской палеорифтовой системы. – Изв. НАН РК. Серия геол. 2003. № 4. С. 16-23.
8. Щерба Г.Н. Месторождения Атасуйского типа. – Геология рудных месторождений. Изд. АН СССР. Т. IX. Вып. 5. М.: 1967. С. 106-114.