Литосфера, 2007, № 1, с. 3-31

УДК 55.553.3.078(084.3)528.94.065(470.5)

ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛА НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ПРОЕКТИРУЕМОГО ТРАНСПОРТНОГО КОРИДОРА «УРАЛ ПРОМЫШЛЕННЫЙ – УРАЛ ПОЛЯРНЫЙ»

К.К. Золоев*, Д.А. Додин, В.А. Коротеев***, Н.В. Межеловский****, А.Ф. Морозов*****, Н.М. Чернышов******, В.А. Душин*******, В.Я. Левин*, Г.А. Петров*, Г.Н. Савельева**********

**ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция*
620014, г. Екатеринбург, ул. Вайнера, 55
E-mail: zoloev@ugse.isnet.ru
***Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология)*
190121, г. Санкт-Петербург, Английский просп., 1
****Институт геологии и геохимии УрО РАН*
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: root@igg.e-burg.su
*****Межрегиональный центр по геологической картографии*
109017, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: geochemmap@imgre.ru
******Министерство природных ресурсов Российской Федерации*
128812, г. Москва, ул. Большая Грузинская, 4/6
E-mail: gosvb@mnr.gob.ru
*******Воронежский государственный университет*
394006, г. Воронеж, Университетская пл., 1
E-mail: gfkmp@main.vsu.ru
********Уральский государственный горный университет*
620144, г. Екатеринбург, ул.Куйбышева, 30
E-mail: snige.dep@usmga.ru
*********Геологический институт РАН*
109017, Москва, Пыжевский пер., 7
E-mail: savelieva@ginras.ru

Поступила в редакцию 14 июля 2006 г.

Обобщены и проанализированы геологические материалы по Уралу и его Полярной и Приполярной частям в целях структурно-тектонического и металлогенического районирования и прогноза новых месторождений полезных ископаемых в пределах территории транспортного коридора «Урал Промышленный – Урал Полярный» вдоль трассы железной дороги Салехард-Ивдель, проектирование строительства которой осуществляется по поручению Президента Российской Федерации. Металлогеническое и структурно-тектоническое районирование охватывает Западный континентальный склон, области палеошельфа и продолжение других основных структур более южных частей Урала, а также прилегающие структуры Западно-Сибирской плиты под мезозойско-кайнозойским чехлом осадочных образований. Районирование включает выделение на мелкомасштабных картах ранжированных структурных и металлогенических подразделений: мегазон, зон, подзон, рудных районов и узлов, их характеристику и прогноз разнообразных месторождений твердых полезных ископаемых.

Ключевые слова: *Урал Полярный, Приполярный, Северный, Западно-Сибирская низменность, тектонические циклы, мегазоны, рудные узлы, структурно-тектоническое районирование, самородные металлы, диапироидно-мантийный магматизм, минерагеническое районирование, рудный потенциал.*

TECTONICS AND METALLOGENY OF URALS BY EXAMPLE OF TERRITORY OF THE PROJECTED TRANSPORT CORRIDOR «INDUSTRIAL URALS – POLAR URALS»

K.K. Zoloev*, D.A. Dodin, V.A. Koroteev***, N.V. Mezhelovsky****, A.F. Morozov*****, N.M. Chernyshov******, V.A. Dushin*******, V.Ya. Levin*, G.A. Petrov*, G.N. Savelieva**********

**Urals Geological Survey Expedition*

***All-Russian Research Institute of Geology and Mineral resources of World Ocean*

****Institute of Geology of Geochemistry, Urals Branch of RAS*

*****Interregional Center on Geological Mapping*

******Ministry of Natural Resources of the Russian Federation*

*******Voronezh State University*

********Urals State Mining University*

*********Geological Institute of RAS*

The article presents the generalization and analysis of geological material on Urals and its Polar and Prepolar parts for the purpose of tectonic and metallogenic division and forecast of new mineral deposits within territory of the transport corridor «Industrial Urals – Polar Urals» along railway Salehard-Ivdel, which is projected according to task of the President of Russian Federation. Metallogenic and tectonic division spread all over the West continental slope, area of the paleoshelf, and the other Urals main structures as well as adjoining structures of West-Siberian plate buried under Mesozoic-Cenozoic sedimentary formation. Division into district includes the separation on small-scale maps of the ranked tectonic and metallogenic subdivisions: megazones, zones, subzones, ores regions and nodes, their description and forecast varied mineral deposits.

The Keywords: *Polar, Prepolar, North Urals; West-Siberian lowland, tectonic cycles, megazones, zones, subzones, ore nodes (fields), native metals, diapiric-mantle magmatism, metallogenic units, ore potential.*

На рассматриваемой территории периодизация геологического развития региона отражается в смене геологических и рудных формаций в рамках отдельных тектонических циклов с периодами завершающихся складчатостей, континентальных перерывов и периодов тектоно-магматической активизации (ТМА). Пример такой периодизации, разработанной нами для Полярного Урала, приведен на рис. 1. Периодизация развития Приполярного Урала была освещена и ранее [Золоев и др., 2001]. Оба варианта аналогичны и построены на принципах, предложенных В.Е. Хаиным [2000].

Сложное геологическое строение горной части Полярного Урала и специфические особенности его по сравнению с более южными широтами региона из-за значительной суженности главных его структурно-формационных зон и пространственного совмещения их вследствие надвиговых явлений, в особенности в палеоконтинентальной области, усложняют минерагеническое районирование. Тем не менее, довольно хорошая общая геологическая изученность севера Урала и установленные пространственно-временные соотношения разноранговой и разномасштабной минерализации позволяют выделить соответствующие эпохи рудообразования и произвести вполне удовлетворительное по масштабности ранжирование прогнозно-металлогенических площадей.

Исследования больших коллективов отраслевых, академических, вузовских и производственных учреждений и предприятий обусловили, естественно, разноречивые представления о геологической истории развития территории и ее металлогении. Вполне удовлетворительные современные представления о периодизации главнейших геологических событий

дают работы, выполненные в последние годы на основе точных геохронологических данных. Среди них следует отметить многие обстоятельные публикации:[Душин, 1977; Савельева, 1987; Голдин и др., 1999; Контарь и др.,1999; Гурская, 2000; Додин и др, 2000; Душин и др, 2000; Диденко и др., 2001; Золоев и др., 2001а, 2006; Контарь, 2001; Грязнов и др., 2004; Иванов К.С. и др., 2004]. Структурно-тектоническое, рудно-формационное и металлогеническое районирование рассматриваемого региона полностью корреспондируется со схемой металлогенического районирования территории России [Межеловский, Морозов, 2001].

Магматические формации всех трех главных мегазон территории выстраиваются в закономерные последовательные вертикальные ряды, своей периодичностью подчеркивая правомерность выделения крупных суперциклов Вильсона (рис. 1).

Первый суперцикл – архейский суперконтинент. Он просуществовал около 2,3 млрд. лет, когда начался его распад, продолжавшийся до конца раннепротерозойского периода в течение 650 млн. лет. Общая продолжительность суперцикла Вильсона составила, примерно, 2950 млн. лет. Во время распада суперконтинента сформировались метабазит-гипербазитовая, метабазальтовая и мигматит-гранитовая магматические формации (кстати, характерные и для Центрально-Уральской мегазоны Среднего и, в особенности, Южного Урала), отражающие полный раннепротерозойский магматический цикл со специфическими для него другими метаморфогенными и метаморфическими комплексами пород и полезными ископаемыми. Эти комплексы, свойственные в целом для субстрата Восточно-Европейской платформы (ВЕП), представлены на Полярном Урале выступами Харбейского блока, который параллелизуется на Урале с Тараташским выступом, а по набору полезных ископаемых – с Воронежским щитом ВЕП, в котором размещаются крупнейшие месторождения джеспилитов, медно-никель-кобальтовых с золотом и платиноидами руд. Вероятность нахождения в породах Харбейского блока аналогичных полезных ископаемых не исключается.

Существование следующего по времени раннепротерозойского суперконтинента подтверждается распространением в Центрально-Уральской мегазоне подщелоченных пород трахидиабаз-пикритовой и метабазальт-долеритовой (трапповой) формации, зафиксировавших начало его распада на рубеже раннего и среднего рифея, и появлением в позднем рифее нового суперконтинента – Родиния. Для истории развития последнего, по-видимому, как и для палеозойского Палеоуральского океана, характерны окраинные моря, в которых проявлялись процессы офиолитизации с формированием метадунит-гарцбургитовой (R_{2-3}) и клинопироксенит-габбровой формаций. Последняя сопровождалась связанными с нею островодужными магматитами, завершившимися базальт (андезит)-риолитовой формацией, которая фиксирует период распада суперконтинента Родиния с формированием многочисленных месторождений полезных ископаемых рифейско-раннекембрийской металлогенической эпохи. В связи с формированием пород метадунит-гарцбургитовой формации позднего рифея в них могли образоваться (по аналогии с антофиллитизированными гипербазитами Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория на Среднем и Южном Урале) мелкие месторождения медно-никель-кобальтовых руд с золотом и, возможно, платиной аллареченского (Кольский п-ов) типа.

Позднерифейская минерагения отмечается медно-цинково-колчеданными месторождениями и проявлениями Тышор-Монтолорской группы (юго-западнее массива Рай-Из), а также колчеданно-полиметаллическим оруденением в Малокарском выступе. К восточной окраине последнего тяготеет Лекынтальбейское молибден-меднопорфировое оруденение и другие месторождения и проявления, приуроченные к порфировым интрузиям диоритов и плагиогранодиоритов этой структуры. Вендский этап завершения позднерифейско-вендского суперцикла Вильсона отмечается разнообразными генетическими типами полезных ископаемых – скарновыми, грейзеновыми, стратиформными и др., связанными, в основном, с коллизионным геотектоническим режимом. Существование позднерифейско-вендского мантийного диапира (плюма) [Иванов и др., 1986], длившееся около 200 млн. лет, подтверждается новейшими изохронными датировками [Петров и др., 2005].

В позднем венде возник новый суперконтинент – Пантерра. Коллизионный режим в Центрально-Уральской зоне завершился на рубеже 600-550 млн. лет байкальской (кадомской) складчатостью с формированием гранит-лейкогранитовой формации. В среднем кембрии он сменился платформенным геодинамическим

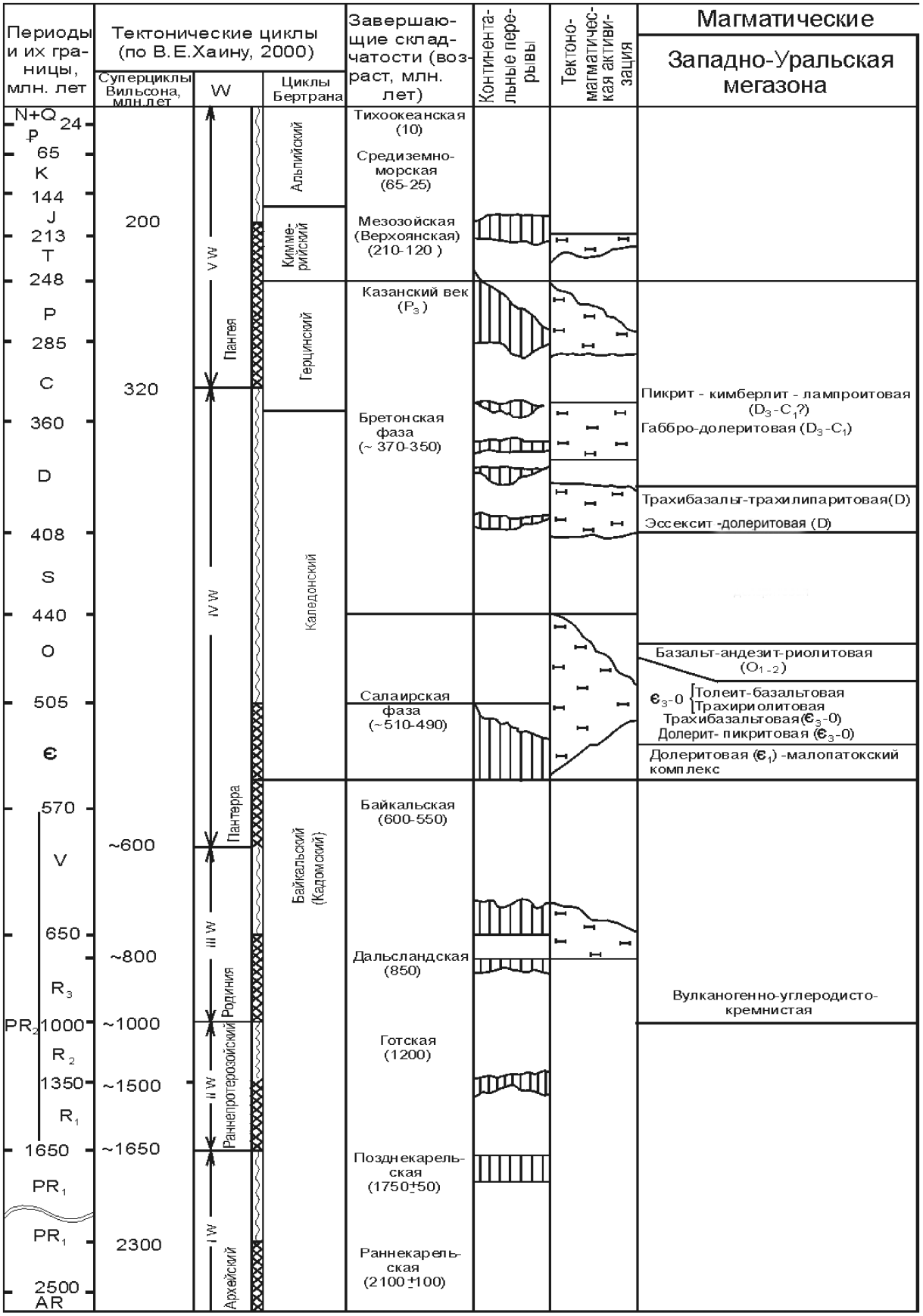
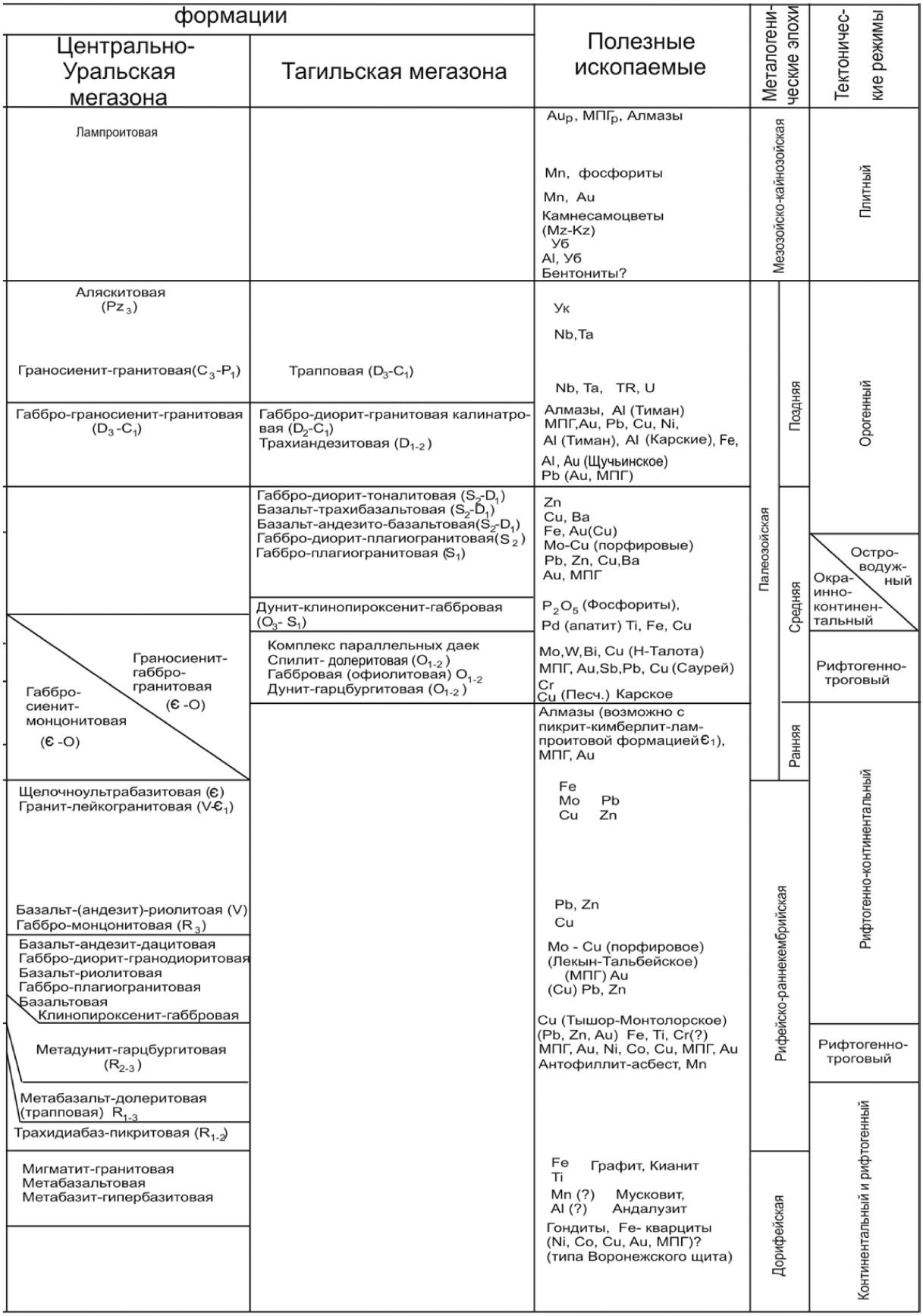


Рис. 1. Важнейшие геологические события в истории развития Полярного Урала.

1 – суперциклы Вильсона (по [Хаин, 2000]) – применительно к Палеоазиатскому океану; обозначетов; 4 – континентальные перерывы; 5 – периоды тектоно-магматической активизации. В графе «Магмалезные ископаемые»: Au_p – золото россыпное, то же $МПГ_p$; Уб – уголь бурый; Ук – уголь каменный; Al –



ны римскими цифрами с буквой «W»; 2 – суперконтиненты и их названия; 3 – периоды распада континентические формации» – циклы Штиле: группы магматитов соответствующих этапов развития. В графе «По бокситы (остальные обозначения в тексте).

режимом. Тогда же формировались алмазоносные комплексы пород и образовалось активизационное благороднометальное оруденение, подвергшееся процессам пенепленизации и выветривания с возможным образованием древних россыпей золота и радиоактивных элементов и последующим их превращением в соответствующие рудоносные конгломераты и песчаники.

Суперконтинент Пантерра, ознаменовавший начало нового суперцикла Вильсона и охвативший полностью каледонский цикл Бертрана (по В.Е. Хаину), подвергся распаду в кембрии-раннем ордовике с образованием Сибирского и Восточно-Европейского континентов и океанов – Палеотетиса и Палеоуральского. Распад Пантерры сопровождался формированием крупнейших для подвижных поясов мира базит-гипербазитовых масс мантийного вещества в зоне Главного Уральского глубинного разлома (ГУГРа), в пределах Тагильской (на юге региона – Магнитогорской) мегазон, на границе их с Центрально-Уральским поднятием (соответственно Райизско-Войкарский, Кемпирсайский и другие массивы). Этот временной рубеж начала распада Пантерры и формирования реперных породных комплексов дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса с геологическим возрастом O_3-S_1, которые в Тагильской мегазоне включают крупный Кытлымский массив. Недавно Ф. Беа, Г.Б. Ферштатер, В.Я. Левин и др. опубликовали новые данные, касающиеся особенностей морфологии и возраста цирконов из дунитов этого массива [Bea et al., 2001].

Среднепалеозойская металлогеническая эпоха зафиксирована на рассматриваемой территории в ЯНАО симптоматичным комплексом полезных ископаемых, связанных в ее начале со спрединогово-рифтогенными офиолитовыми магматическими образованиями, вскоре сменившимися полным рядом островодужных магматических формаций позднеордовикско-раннедевонского времени. Этому ряду островодужных формаций отвечает цикл Штилле, то есть группы магматических формаций, характеризующихся вулканическими ассоциациями как (в основном) бонинитовых и базальтовых пород с толеитовыми (энсиматическими) характеристиками, так и андезитоидных вулканитов, преимущественно подщелоченных (энсиалических), свидетельствующих о некотором выдвижении островных дуг в сторону океана. Характерна минерагения этого этапа развития региона. Вначале, в связи с дунит-гипербазитовым субстратом, формируются крупные позднемагматические месторождения хромитов Райизского и Войкарского дунит-гарцбургитовых массивов, сменившиеся железо-медно-ванадиево-апатитовым оруденением и титаномагнетитами в породах дунит-клинопироксенит-габброноритовой ассоциации северной части Платиноносного пояса.

В соседней Западно-Уральской мегазоне в терригенно-сланцевых комплексах пород формируются колчеданное (Нижнеталотинское), барит-полиметаллическое (Саурейское) и, возможно, значительные концентрации золото-платиноидного оруденения сухоложского геолого-промышленного типа в углеродсодержащих комплексах этих же пород в местах распространения шельфовых фаций и вблизи формирующихся базит-гипербазитовых ассоциаций пород (рис. 2); здесь же образуются также залежи медистых песчаников. Как и в более южных частях рассматриваемой структуры они могут концентрировать крупные промышленные рудные зоны Au и МПГ.

В породах Центрально-Уральского поднятия концентрируются грейзеновая молибден-вольфрамовая и гидротермальные сурьмяно-вольфрамовая и ртутно-вольфрамовая (киноварно-шеелитовая) минерализации. В орогенном тектоническом режиме завершения среднепалеозойской металлогенической эпохи в Харбейском блоке развивается кварцево-жильный шеелит – молибденоносный минеральный тип (Харбейское месторождение и ряд проявлений). Ведущая роль принадлежит здесь молибдену, значительно меньше – вольфраму с сопутствующими железом, медью и висмутом. Оруденение, образующее штокверки и вытянутые зоны в гранит-аплитах и в непосредственно вмещающих их терригенных метаморфизованных породах, имеет чаще грейзеновое, гидротермальное, а также скарново-метасоматическое происхождение. Указанная специфичность редкометально-молибден-вольфрамовой минерагении сохраняется в более южных районах Войкарско-Кемпирсайской зоны тектонитов и, в особенности, в пределах Сурьинско-Промысловской рудной зоны [Золоев и др., 2004].

Минерагения орогенного режима позднепалеозойской металлогенической эпохи завершается проявлением позднедевонско-раннекаменноугольного магматизма трапповой формации в Тагильской мегазоне и коллизионного

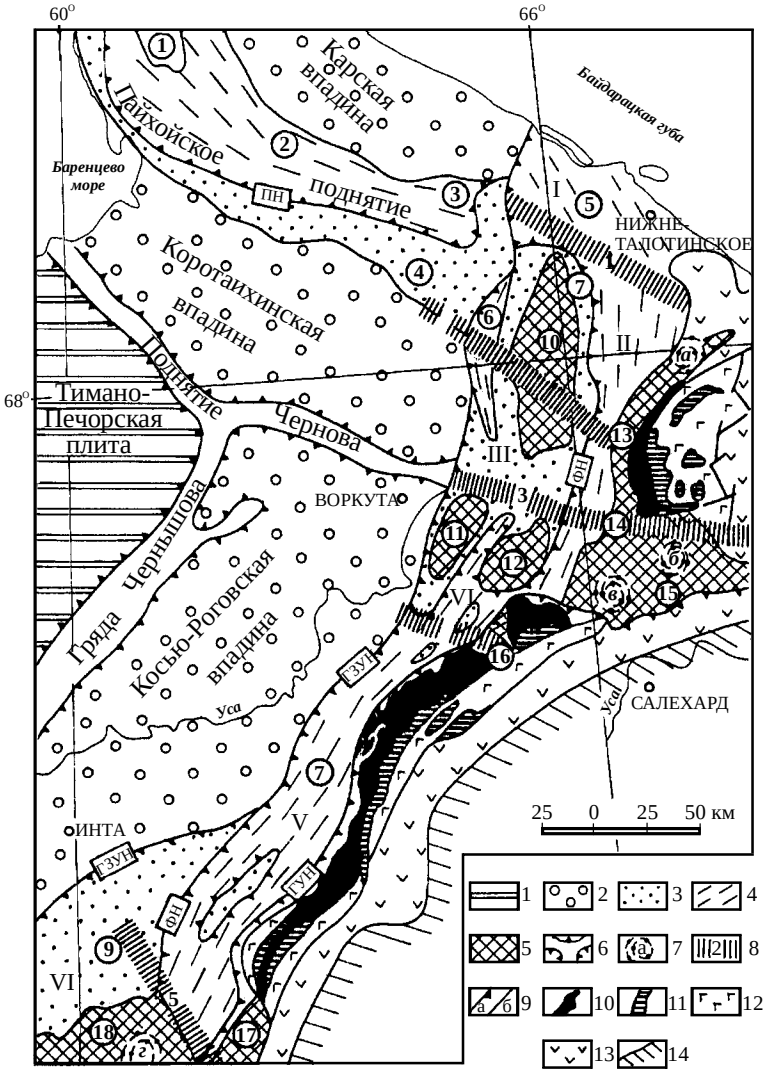


Рис. 2. Схема тектонического районирования севера Урала (по В.А. Душину [1997], А.Н. Диденко и др., [2001], с дополнениями).

1 – Восточно-Европейская платформа (Тимано-Печорская плита); 2 – Предуральский краевой прогиб (Карская, Коротаихинская и Косью-Роговская впадины, Гряда Чернышева и Поднятие Чернова); 3-4 – Западно-Уральская мегазона: 3 – Елецкая зона (образования пермского структурного этажа), 4 – Лемвинская зона; 5 – выступы протоуральского основания; 6 – выступы нижне- и среднепалеозойских образований елецкого типа в Предуральском краевом прогибе; 7 – гранито-гнейсовые купола (а – Гердизский, б – Лаптаюганский, в – Евюганский, г – Кожимский); 8 – поперечные глубинные зоны разломов (1 – Себета-Щучьинская, 2 – Гнетью-Немурюганская, 3 – Лонготско-Бадъяшорская, 4 – Тышорская, 5 – Кошимская); 9 – региональные зоны разломов (а – надвиго-взбросы, б – невыясненной морфологии): ГУН – Главный уральский надвиг (глубинный разлом), ГЗУН – Главный западноуральский надвиг, ФН – Фронтальный надвиг, ПН – Припайхойский надвиг; 10-12 – Западно-Тагильская мегазона: 10 – дуниты, гарцбургиты, серпентиниты офиолитовой ассоциации (около цифры 13 – массив Сыум-Кеу, справа от цифры 16 – Рай-Из, слева – Войкаро-Сыньинский массив), 11 – полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс по ультрабазитам офиолитовой ассоциации, 12 – плутонические габброидные комплексы (габбро-норитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый, оливиновых и роговообманковых габбро, в том числе мафиты и ультрамафиты Платиноносного пояса); 13 – Восточно-Тагильская (Малоуральская) мегазона; 14 – Западно-Сибирская эпигерцинская платформа.

Цифры на схеме (в кружках): Западно-Уральская мегазона, синклинории: 2 – Пайхойский, 5 – Талота-Собский, 6 – Карско-Нярминский, 7 – Лемвинский; здесь же автохтоны: 4 – Припайхойский, 8 – Саурейско-Пайпудынский, 9 – Саледский; Центрально-Уральская мегазона (поднятие), антиклинории: 1 – Амдерминский, 3 – Едунейский, 10 – Малокарский (включая Оченырдскую, Лекынтальбейскую и Изъяхойскую антиклинали), 11 – Енганепейский, 12 – Манитанырдский; 13-16 – Харбейский выступ (13 – Марункеуский блок, 14 – Лонготский блок, 15 – Харбейский блок, 16 – Хараматалоуский блок); 17 – Неркаюский выступ; 18 – Кожимский выступ. Поперечные блоки: I – Байдарацкое опускание, II – Оченырдское поднятие, III – Усинское опускание, IV – Собское поднятие, V – Лемвинское опускание, VI – Кожимское поднятие.

гранитоидного магматизма в мегазоне Центрально-Уральского поднятия. С крупной тектонической перестройкой в среднем-позднем девоне, завершившейся на рубеже 370-350 млн. лет бретонской фазой складчатости, связано формирование мощного Войкарско-Краснотурьинского вулкано-плутонического пояса (ВПП) в Тагильской мегазоне. С ним генетически и пространственно связаны скарново-метасоматические месторождения тагило-кушвинского и, скорее всего, естюнинского (метасоматоз в магматитах) типов, а также золоторуденение

воронцовского типа, обязанное процессам метасоматической джаспероитизации и аргиллизации. Парагенетически с основными вулканитами и сланцами связано их латеритообразование и широко развитое в регионе бокситообразование субровского (Щучьинская и Новогодненско-Войкарская рудоносные зоны) и более высокого верхнедевонско-нижнекаменноугольного уровней, охвативших северо-западную периферию Малокарского выступа и синхронные с последним комплексы Тиманского кряжа.

Характерные формационные комплексы Войкаро-Краснотурьинского ВПП с железорудными метасоматическими месторождениями тагило-кушвинского и естюнинского типов, а также золотооруденением воронцовского типа продолжаются в Ляпинской металлогенической зоне Приполярного Урала и южнее. Они там также сопровождаются бокситовыми залежами аналогичного временного уровня и молибден-урановым, тантал-ниобиевым и редкоземельным оруденением (Турупьинский рудный узел), сопоставимым с месторождениями Тайкеуской группы Харбейского блока на Полярном Урале и Сибирковским – на Южном Урале [Золоев и др., 2001б, 2004].

Герциниды и парагенетически связанная с ними минерагения редкометального (танталниобиевого) оруденения, по сути дела, фиксируют начало формирования нового суперконтинента Пангеи в рассматриваемой части территории. В древних гранитоидах Харбейского блока, где на них накладываются более молодые (356-280 млн. лет) редкометальные метасоматиты, проявляются послеметасоматические граниты (245 млн. лет), которые отмечают собой завершающуюся складчатость казанского века и формирование мелких, но многочисленных тел гранитоидов гранит-аляскитовой формации.

Мезозойская (верхоянская) складчатость перед распадом Пангеи проявилась в виде «плитной» минерагении и, в частности, как широкое и разнообразное образование драгоценных, полудрагоценных и поделочных камнесамоцветов. В западной части Западно-Сибирской плиты в это время формировались мощные бассейны и месторождения углеводородного сырья (нефть, газ, угли каменные и бурые), а также другие полезные ископаемые.

Распад Пангеи, начавшийся на рубеже 200 млн. лет назад, фиксирует последний, пятый суперцикл Вильсона и, по-видимому, в настоящее время находится в своем апогее. В конце палеозоя и в мезозойско-кайнозойское время распад Пангеи сопровождался формированием Арктического океана, образовавшиеся комплексы магматитов которого вызвали активизацию ранее сформировавшегося субстрата палеозоя.

Таким образом, геологическое развитие региона выражается в конкретных группах геологических и рудных формаций, строго ограниченных временными (периодизация событий) и пространственными (мегазоны, зоны и подзоны) границами, соответственно показанными на рис. 1.

Основы структурно-тектонического районирования

Согласно общепринятым представлениям, под структурой тектонической понимается совокупность структурных форм какого-либо участка земной коры, определяющая его геологическое строение и обусловленная господством (преобладанием) того или иного тектонического режима. Соответственно, выделяемые нами геозоны, структурно-тектонические мегазоны, зоны, подзоны – это ограниченные в пространстве части (линейные, площадные, кольцевые и др.) земной коры, характеризующиеся совокупностью тектонических режимов, отражающих специфику движения земной коры для отдельных этапов развития данного участка.

Урал – крупное звено Урало-Монгольского или, точнее, Урало-Монголо-Охотского геосинклинального пояса. Специфика западного склона Урала и его отличия от восточного склона по особенностям проявления тектонических режимов и магматизма, отраженные на рис. 1, зафиксированы в схемах разных исследователей. В них Западный Урал фигурирует обычно как миогеосинклиналь, либо как активизированный край Восточно-Европейской платформы, или, наконец, как пассивная окраина палеозойского океана. Во всех без исключения случаях он противопоставляется его восточному склону (эвгеосинклинальному, палеоостроводужному, палеоокеаническому сектору, либо активной континентальной окраине, по разным представлениям). Наиболее отчетливо эти различия видны для палеозойской эры, но нельзя исключить их унаследованный характер, еще с позднего докембрия, а точнее с верхнего рифея. И только в мезозое в условиях развития плитного режима Сибирской платформы эти разли-

чия стираются. Для восточного склона Урала по особенностям геологического развития и смене индикаторных геологических и соответствующих им рудных формаций намечается последовательная смена в палеозое тектонических режимов (рифтогенного, рифтогенно-трогового, островодужного, окраинноконтинентального, орогенного); на западном склоне в этот же возрастной интервал происходили время от времени вспышки процессов отраженной тектоно-магматической активизации [Золоев и др., 2001б]. К важнейшим индикаторам тектонического развития относится офиолитовая ассоциация, широко развитая в Урало-Монголо-Охотском поясе.

Е.В. Хаиным, В.А. Душиным, Е.В. Бибиковой [1998] на Полярном Урале установлены рифейские метаофиолиты, возраст которых 670 млн. лет. Рифейские метаофиолиты развиты и в других местах Урала, в том числе и в гнейсово-сланцевых комплексах Среднего и Южного Урала. Соотношения позднерифейских и палеозойских офиолитов и их роль в определении главнейших рубежей истории развития Урало-Монголо-Охотского пояса и других аналогичных структур рассмотрены В.Е. Хаиным [2000, и др.]. Разновозрастные офиолиты на Урале занимают окраинноморское положение по отношению к обширному Палеозойскому океану и фиксируют складчатые пояса каледонид и герцинид. Смена во многих поясах офиолитов дунит-клинопироксенит-габброноритовыми комплексами свидетельствует о механизме «растяжения-сжатия», что имеет первостепенное значение для понимания последовательности проявления геологических событий и их корреляции во времени и в пространстве. Диапазон преобладания растяжения и раздвижения земной коры на восточном склоне Приполярного и Северного Урала и внедрения палеозойских офиолитов (в том числе альпинотипных гипербазитов) был предельно коротким, охватывая немногим более 30 млн. лет (ранний-средний и, возможно, начало позднего ордовика). Однако уже в лландовери, а местами и в конце позднего ордовика возобладали обстановки сжатия. Массовое внедрение в земную кору мантийного вещества происходило уже в частично консолидированные ордовикские образования, подвергшиеся предшествующим деформациям. Это зафиксировано появлением характерных пластических течений в формировавшихся зональных ультрамафит-мафитовых массивах дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации. Последние хорошо описаны в многочисленных публикациях А.А. Ефимова по Кытлымскому дунит-клинопироксенит-габбровому массиву на Среднем Урале. Преобладающие деформации сжатия отмечаются также массовыми излияниями дифференцированных колчеданоносных вулканитов контрастной формации позднеордовикско-силурийского возраста, самый нижний фаунистически охарактеризованный уровень внедрения которых зафиксирован в пределах «транспортного коридора» (ТК) в Шемурском рудном поле (Северный Урал) находками конодонтов этого возраста (сборы Г.Н. Бороздиной, определения В.А. Наседкиной). В дальнейшем в результате нарастающих напряжений сжатия произошла смена дифференцированных известково-щелочных магматитов субщелочными (базальт-трахит-габбро-сиенитовая ассоциация), завершившими островодужную стадию развития этой части Урала.

В целом рифтогенная (растяжения) и островодужные (сжатия) обстановки и их смена характеризуют границу (временную и пространственную) появления и развития шельфовых фаций – очень важной в истории развития складчатых поясов стадии. Шельфовая «структурная единица» вполне логично вписывается в общую схему структурно-тектонического районирования выделением зоны шельфа как переходной территории между затопленной частью континента и палеоокеанической акваторией. В континентальной части зона затопленного материкового склона постепенно переходит в зону шельфа, составляя с нею единое целое, а в окраинных и внутренних морях шельф постепенно (ступенчато) переходит в морские и океанические котловины. В мелководных местах территории шельфа совместно с терригенными отложениями накапливаются полезные ископаемые россыпей (ильменит, рутил, циркон, благородные металлы, хромит и др.), а также биогенные (ракушечники, кораллы, жемчуг, янтарь и др.), хемогенные и аутигенные (пирит-марказит, железомарганцевые конкреции, минеральные соли, фосфорит, глауконит) отложения [Патык-Кара, Иванова, 2003]. С учетом уральских данных, в зоне «линейного» шельфа, примыкающего к островодужному поясу Западно-Тагильской мегазоны формируются месторождения и проявления золота и металлов платиновой группы (МПГ) сухоложского типа.

Циклы Бертрана – каледонский, герцинский и более юные, на территории Полярного Урала просматриваются по главнейшим геологическим событиям. В частности, четко фиксируется смена байкальского цикла с его рифтогенными режимами и характерными полезными ископаемыми, соответствующим магматизмом каледонид и последовательными рифтогенно-троговым, островодужным и окраинно-континентальным тектоническими режимами, сменившимися траппами, пикрит-кимберлитовым магматизмом и гранитоидами зон стабилизации, ознаменовавшими начало возникновения Пангеи. Это наглядно подтверждает модель рифтообразования и разрыв земной коры под воздействием мантийного диапира, механизм формирования которого для Урала рассмотрен К.К. Золоевым [Золоев, Рапопорт, 1996; Золоев, 2001]. Важная роль «диапироидной» минерагении подтверждается образованием компенсированных депрессий, заполненных эвапоритами и углесодержащими отложениями, на чем мы остановимся ниже.

Орогенный режим в горноуральской части региона проявлен в весьма интенсивных складчато-надвиговых и сдвиговых деформациях. На западном склоне в позднем палеозое (пермский период) в результате отраженной ТМА сформировались лейкогранит-аляскитовые комплексы (например, в Кожимском блоке и на Полярном Урале), а вместе с ними рудно-метасоматические системы благородных металлов (золота, МПГ), меди, свинца, цинка и др. Орогенез в Центрально-Уральской мегазоне на Полярном, Приполярном и Северном Урале запаздывал, согласно данным В.В. Юдина [1994], по сравнению с его более южными районами и продолжался частично еще в триасе. Это коррелируется, или точнее, прямо соотносится с опережающим раскрытием рифтогенных зон ГУГР в этом же направлении и их последовательным заполнением базит-гипербазитовым веществом верхней мантии Земли. При этом, в Тагильской мегазоне, начиная с Полярного Урала и включая Средний Урал, спилит-долеритовые недифференцированные комплексы офиолитов, а также альпинотипные дунит-гарцбургиты рифтогенной спрединговой зоны формировались в O_{1-2}, а дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы – в O_3-S_1. Колчеданоносные формации этой зоны с месторождениями медноколчеданных руд образовались в силуре, за исключением Дегтярского месторождения, вмещающие вулканиты которого «продвинуты» в раннедевонское время.

Продолжавшийся в триасе в Центрально-Уральской мегазоне орогенез вскоре охватил все прилегающие к ней зоны, а в юрско-меловое время, в результате нового рифтогенеза и других внутриплитных процессов, на востоке региона (формирование Обского рифта) образовались крупнейшие месторождения углеводородов надрифтового Западно-Сибирского бассейна, охватившего на юге даже территорию Курганской области. В результате сложилась в общем симметричная картина распределения на Урале (по отношению к ее Центрально-Уральской мегазоне и Главному Уральскому глубинному разлому) однотипных по вещественному составу петротипов типоморфных минерагенических единиц верхнего структурного этажа. В западной зоне среди них превалируют средне- и позднепалеозойские месторождения каменных углей, минеральных солей, нефти и газа, в восточной – среднепалеозойские месторождения каменных углей, триасовые и мезозойские бурые угли, юрско-меловые нефтяные и газовые месторождения. Докембрийский и ранне-среднепалеозойский структурные этажи в приосевой зоне Урала характеризуются широким спектром твердых полезных ископаемых.

Особенности прогноза нетрадиционных типов месторождений

В качестве примера специфичности прогноза нетрадиционного комплексного редкометально-золото-платиноидно-полиметаллического оруденения приведем Сурьинско-Промысловскую минерагеническую зону Северного и Среднего Урала (южное замыкание ТК). Эта зона западного склона Урала тесно связана с шовной сутурой одноименной рифейско-палеозойской рифтогенно-надвиговой системы. Фронтальная ее часть, охватывающая Центрально-Уральское поднятие, развивалась в средне-позднерифейское время и послужила первоначальной ареной для формирования субстрата комплексного оруденения. Магматиты в ней представлены мелкими интрузиями формации железистых перидотитов и габбро (журавликский, сарановский и другие комплексы), а также гранодиоритами, граносиенитами и вулканитами щегровитского трахибазальт-трахитового комплекса (V-$Є_1$). Перидотит-габбровые комплексы имеют глинозем-хромитовую руте-

ний-осмий-иридиевую специализацию, габбродолеритовая формация – золото-палладий-платиноносна. С вулканно-терригенными и известняково-доломитовыми углеродсодержащими формациями здесь связаны платино-золото-палладиевая, полиметаллическая, фосфорно-редкоземельно-редкометальная минерализация.

Осевая часть рудной зоны сформировалась главным образом в среднем-позднем ордовике в процессе продолжавшегося континентального рифтогенеза с внедрением базит-гипербазитовых мантийных масс. Ее начальные продукты – офиолиты специализированы на осмий-иридиевое с золотом оруденение, а сменяющие их дунит-клинопироксенит-габброноритовые комплексы – на платино-палладиевое с золотом. Вследствие широко развитого процесса березит-лиственитизации и связанного с ним «прожилково-трещинного метасоматоза» в апикальных и фронтальных частях гипербазитов дунит-клинопироксенит-габбровых «штамповых» протрузий, а также «сброса» в окружающие породы кремнезема при серпентинизации ультрамафитов происходило массовое образование кварцево-сульфидно-благороднометального оруденения (Хионинское, Елизаветинское, Кварцевогорское месторождения и др.).

С тыловой частью Сурьинско-Промысловской рудной зоны в пределах островной дуги силурийско-раннедевонского палеоокеана связано медноколчеданное, полиметаллическое свинцово-цинковое и титано-магнетитовое оруденение, скарново-магнетитовые проявления золота и, реже, металлов платиновой группы в углеродистых и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных породах.

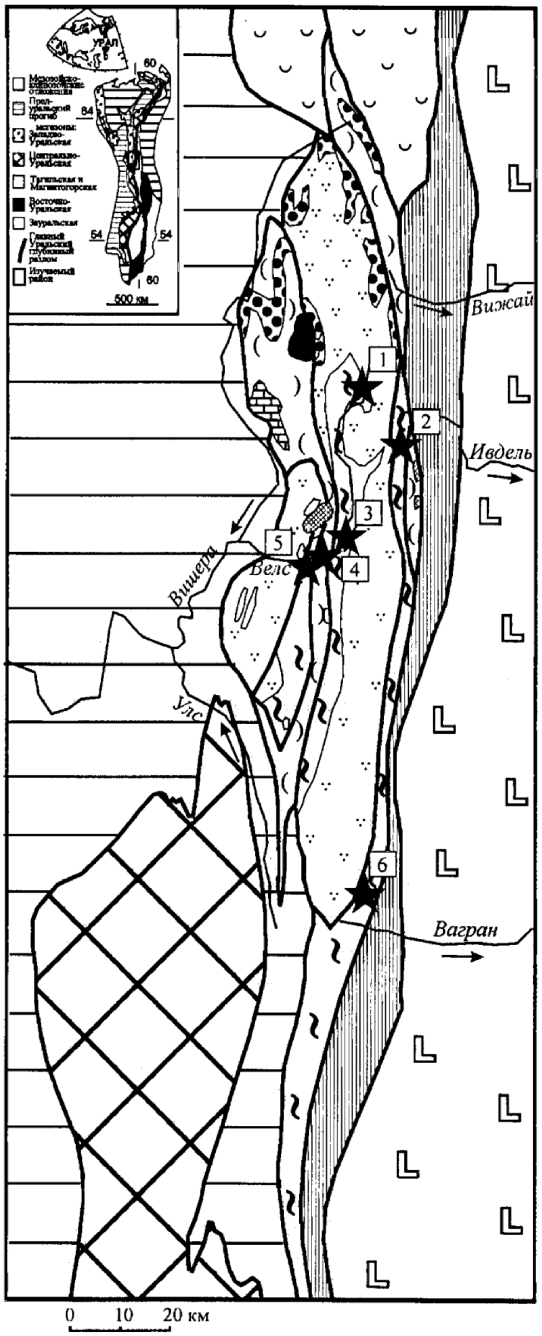
В триасе, юре и мелу широкое развитие получили процессы образования кор выветривания и низкотемпературной аргиллизации с перераспределением золото-платиноидно-редкометальных концентраций. Последние служили источниками для формирования многочисленных россыпных месторождений региона.

С целью определения критериев прогноза и форм нахождения золота и МПГ в черных сланцах северного фланга Сурьинской рудоносной зоны в пределах развития углеродистых сланцев Ишеримского антиклинория (рис. 3) в 2005 г. были проведены аналитические работы по этим сланцам из проб, отобранных при проведении геологического доизучения площадей и прогнозно-поисковых работ на Вагранской площади (А.И. Зубков, Г.А. Петров). Аналитические исследования проводились В.В. Кнауфом (ООО НАТИ, г. Санкт-Петербург), В.Н. Ослоповских (Уралмеханобр), Ю.А. Волченко, Л.К. Ворониной, Ю.Л. Ронкиным (ИГГ УрО РАН), В.В. Александровым (ОАО УГСЭ), Т.А. Шерендо (ИГ УрО РАН).

В большинстве исследованных проб тяжелые концентраты состоят преимущественно из циркона и различных минералов редких земель (Y и Ce-La группы). Зерна некоторых самородных минералов, наблюдавшиеся при исследовании не являются техногенными, в отличие от агрегатов зерен карбида вольфрама в пробе К-12/6. Последний присутствует еще в одной пробе. Как выясняется, самородные фазы типичны для гипергенеза.

При исследованиях отмечались зерна, замещенные при гипергенезе сульфоарсенидов. Возможно поэтому, в тяжелом концентрате пробы 52 так мало сульфидов и сульфоарсенидов, и не происходит концентрирования БМ (благородные металлы) в тяжелой фракции. Зерна арсенопирита статистически обладают меньшим идиоморфизмом по отношению к другим (кубическим) сульфоарсенидам, вероятно, они представляют разные генерации. Видимо при гипергенезе минералы платиноидов разлагаются (в данном случае разлагаются сульфоарсениды) и элементы переходят в подвижную форму, иногда переотлагаются в виде сорбционно-солевых форм в рыхлых осадках. Только эти формы и фиксируются при геохимической съемке, если пробы не представительны для того, чтобы в навески попадали зерновые формы БМ.

Во всех исследованных пробах обнаружены только зерна золота, а зерна минералов собственно платиноидов отсутствуют. Как показывают химические анализы по различным фракциям проб, высоких содержаний БМ в изученных пробах нет. Вероятнее всего, в этих пробах БМ «распылены» и не образуют собственных минеральных форм, причем БМ находятся и в сульфоарсенидах, и в углеродистом веществе и, кроме того, могут присутствовать в сорбционно-солевых формах, вследствие разложения первичных минералов при гипергенезе. Если для изучаемых сланцевых толщ остается в силе (а мы уверены, что остается) следующая тенденция: наличие минеральных форм БМ = повышенным-высоким концентрациям БМ в пробах, то приобретает смысл поиск наиболее сильно перекристаллизованных сланцев, в которых произошло переконцентри-



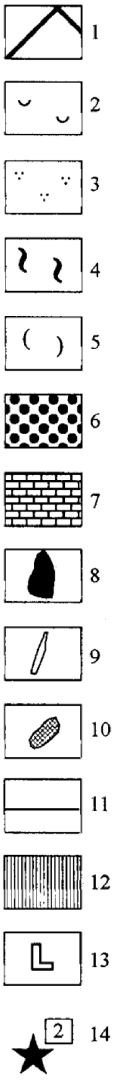


Рис. 3. Геологическая схема Ишеримского антиклинория (составлена с использованием материалов О.А. Кондиайна и В.В. Шалагинова).

1 – верхнерифейские и вендские образования Кваркушско-Каменногорского антиклинория; 2 – верхнерифейские и вендские образования Ляпинского антиклинория; 3 – карбонатно-сланцево-терригенные толщи среднего и верхнего рифея (муравьинская, мойвинская, ишеримская свиты); 4 – велсовская свита верхнего рифея: углеродистые сланцы, известняки; 5 – чувальская свита ордовика (?): метавулканиты, метапесчаники, метаалевролиты; 6 – хапхарская свита нижнего-среднего ордовика: конгломераты и песчаники; 7 – щугорская свита среднего-верхнего ордовика – известняки; 8 – вишерский перидотитовый комплекс; 9 – ишеримский и чурольский комплексы: габбро и габбродолериты; 10 – велсовский и мойвинский комплексы: гранодиориты и граниты; 11 – ордовикско-каменноугольные терригенно-карбонатные толщи палеошельфа Восточно-Европейского материка (Бельско-Елецкая структурно-формационная зона); 12 – ордовикские вулканогенно-терригенные толщи палеоконтинентального склона Восточно-Европейского материка (Сакмаро-Лемвинская структурно-формационная зона); 13 – ордовикско-девонские вулканические и интрузивные образования Тагильской структурно-формационной мегазоны; 14 – точки отбора проб (результаты анализов – см. табл. 4)

рование БМ с образованием собственных минералов под действием возможно регионально проявленных термальных процессов, следы которых фиксируются по результатам минералогии даже в изученных пробах.

После проведения в лаборатории ООО НАТИ (г. Санкт-Петербург) части исследований на благородные металлы (БМ) по пробам ОАО УГСЭ (табл. 1) были обнаружены пока лишь единичные мелкие зерна золота. Отсутствие собственных минералов палладия, платины и золота (по крайней мере в тех количествах, которые могли бы объяснить высокие содержания БМ, приведенные в табл. 1) в пробах 49, 52 и К-12/5 потребовало дополнительных исследований, цель которых состояла в выяснении в какой же из рассеянных форм могли быть локализованы столь высокие содержания БМ. Если полагать, что данные по концентрациям БМ в пробах действительно столь высоки, как это показано в табл. 1, то логика исследований должна быть достаточно простой: породу следовало разделить на несколько составных частей и посмотреть, какие из них обогащены, а какие обеднены БМ элементами. Поскольку основные из рассеянных форм нахождения БМ в различных фазах, содержащихся в породах, уже достаточно изучены, то такая задача не представлялась сверхсложной и представительные навески исходных проб (аналитическая фракция < 250 мкм, табл. 2) были обработаны следующим образом: из размоченных навесок, с поверхности воды с растворенным деструк-

Таблица 1

№ пробы	Описание породы	Свита	Содержания (г/т)			
			Аи	Ag	Pt	Pd
45	Угл-сер-кв сл. с обохр. пиритом	Велсовская, R_3, р. Велс	0,023	1,145	0,110	3,195
49	Угл-сер-кв сл. Тонкополосчатый	Велсовская, R_3, р. Велс	0,011	0,857	0,090	2,444
52	Угл-сер-кв сл. с охр-кв жилками	Чувальская O_{2-3}? р. Велс	0,020	2,185	0,227	6,300
К-12/4	Угл-сер-кв сл. с сульф-кв прож	Велсовская, R_3vl, р. Вагран	<0,02	–	0,630	0,560
К-12/5	Угл-хл-сер-кв сл. с сульф-кв прож	Велсовская, R_3vl, р. Вагран	5,460	–	0,010	0,041
К-12/6	Угл-хл-сер-кв сл. с сульф-кв прож	Велсовская, R_3vl, р. Вагран	0,770	–	1,150	1,230
К-12/15	Угл-хл-сер-кв сл. с сульф-кв прож	Велсовская, R_3vl, р. Вагран	0,710	–	0,490	0,430

тором были собраны пленки, обогащенные углеродистым веществом. При этом не преследовалась цель сделать полные вытяжки углеродистого вещества из пород, поскольку достаточно было узнать, насколько оно само по себе обогащено-обеднено БМ по сравнению с другими частями разделенных проб.

После сбора углеродистых пленок вся остальная часть пробы поступала на гравитационное концентрирование с небольшими коэффициентами сокращения (до 200 раз), что обеспечивало высокое извлечение БМ в гравиконцентраты (70-90 % для различных тяжелых фаз). С учетом того, что содержания самих относительно тяжелых фаз с плотностью от 5 г/см^3 и выше (а у платиноидов и золота плотность существенно выше) в пробах невелики (~ 0,1-0,5 %), то в гравитационном концентрате накапливались практически все минеральные формы БМ и даже минералы, в которых БМ могут присутствовать в качестве изоморфной примеси в кристаллических решетках (например, в сульфидах и сульфоарсенидах), а также, продукты гипергенного изменения сульфидов и сульфоарсенидов.

Следует отметить в этой связи (что важно для интерпретации полученных данных), что в пробе 49 основная масса гравиконцентрата – это сульфиды с сульфоарсенидами, в пробах 52 и К-12/5 в гравиконцентратах преобладают минералы редких земель и цирконы, а сульфиды и тем более сульфоарсениды находятся в резко подчиненных количествах.

Хвосты гравиконцентратов также собирались для последующего анализа, но надо отметить, что полностью собрать весь хвост без потерь невозможно, поэтому в табл. 2 можно видеть, что существует небольшая разница между массой исходной навески и суммой масс углеродистого вещества, гравиконцентрата и хвоста гравиконцентрирования. В хвосте гравиконцентрирования присутствует также часть углеродистого вещества, которая осталась в пробе после сбора углеродистой пленки с поверхности воды в размоченной пробе.

На этой стадии мы ограничились только этими химическими анализами и не делали анализов исходных проб: в задачу входило разобраться в каких фазах присутствуют рассеянные формы БМ путем анализа относительных количеств этих элементов в различных частях разделенной пробы, а не определения абсолютных содержаний БМ в этих пробах. Как видно из табл. 3 ни одна из частей породы не содержит очень высоких концентраций БМ, однако, даже из имеющихся данных можно сделать содержательные выводы.

– В пробах пород присутствуют палладий и платина, причем содержание платины несколько выше, чем палладия, что нетипично для сланцевых толщ. Концентрации этих элементов явно «надфоновые»: даже в расслоен-

Таблица 2

Проба	Фракция (-250 мкм) на разделение и х/а продуктов (г)	Массы продуктов (г)		
		Угл. в-во	Конц.	Хвост*
49	200,0	1,9	1,0	194,0
52	190,0	0,7	1,5	183,3
К-12/5	180,0	1,2	1,3	172,7

Примечание. *При гравиконцентрировании теряется до 3% массы исходной навески (хвост собирается с неизбежными потерями)

Таблица 3

Содержание химических элементов в продуктах разделения проб (г/т)

Продукт разделения пробы	Au	Pd	Pt
Проба 49, концентрат	<0,03	0,31	0,96
Проба 49. угл. в-во	0,04	0,21	0,33
Проба 49, хвост	0,03	0,17	0,30
Проба 52, концентрат	<0,03	0,02	0,17
Проба 52, угл. в-во	0,08	0,34	0,69
Проба 52, хвост	0,07	0,27	0,40
Проба К-12/5, концентрат	0,07	0,29	0,32
Проба К-1 2/5, угл. в-во	0,10	0,46	0,39
Проба К-12/5, хвост	0,09	0,42	0,29

ных платиноносных комплексах Pt-Pd специализации только в некоторых горизонтах фоновые содержания БМ столь высоки.

– Содержания палладия и платины в изученных породах достаточно высоки, чтобы образовывать свои собственные минеральные формы (что сплошь и рядом наблюдается для БМ минерализации различных генетических типов), здесь, однако, этого не происходит: собственные минералы БМ в изученных пробах отсутствуют. Сам факт весьма интересен, но он ни в коей мере не свидетельствует, что минеральных форм БМ не может быть. Как раз наоборот: очень интересно в какой геологической ситуации (при каких условиях) минеральные формы будут обнаружены. Все предпосылки для этого есть; опробованная рудная зона, в целом, содержит достаточно высокие концентрации платиноидов. Как только минеральные формы появятся, речь сразу же может пойти не опросто о БМ минерализации, а именно о рудной минерализации, тем более о платиновом тренде БМ минерализации.

– Рассеянные формы БМ (упрощая, все, что менее 1-3 мкм, – это рассеянная форма) в изученных пробах ведут себя по-разному. В пробе 49 платина совершенно отчетливо накапливается в гравиконцентрате. Золото не накапливается, потому что его практически нет и все аналитические данные по золоту в этой пробе на уровне порога обнаружения. Эта же тенденция к накоплению отмечается и у палладия, но в значительно меньшей степени. Для платины и для палладия также характерно незначительное присутствие их и в углеродистой части пробы, и в хвосте гравиконцентрирования. Платина (и в меньшей степени палладий) локализованы в гравиконцентрате, вероятнее всего – в решетках сульфоарсенидов, причем в этом случае понятно, почему именно платина сконцентрировалась в большей степени: кубические сульфоарсениды с формулой MeAsS (группа кобальтина (Co)-герсдорфита (Ni)) не только часто содержат примеси Ru, Rh, Os, Ir, Pt, но и имеют собственные конечные члены изоморфных рядов: руарсит(Ru), холлингвортит (Rh), осарсит (Os), ирарсит (Ir), платарсит (Pt). Только для палладия не характерно вхождение в решетку сульфоарсенидов и только палладий из всех платиноидов в сульфоарсенидах не имеет собственного минала. Вероятно именно потому что палладий неохотно входит в решетку сульфоарсенидов (в отличие от платины) мы и наблюдаем более значительную степень концентрирования платины в гравитационном концентрате пробы 49, который состоит из сульфидов и значительной доли сульфоарсенидов Co-Ni.

Кроме того, в этой же пробе (№ 49) углеродистое вещество обогащено платиной и палладием относительно хвоста гравиконцентрирования, поэтому углеродистую часть пробы также можно считать фазой-концентратором БМ. Наличие платины и палладия в хвосте гравиконцентрирования может быть объяснено тем, что при сборе углеродной пленки из размоченной исходной пробы была извлечена лишь некоторая часть углеродистого вещества, а другая его часть осталась в пробе и перешла в хвост гравиконцентрирования, что и обусловило наличие БМ в хвосте.

Эти выводы подтверждаются также тем, что в пробах 52 и К-12/5 гравиконцентраты состоят из минералов редких земель и циркона, а сульфидная и тем более сульфоарсенидная части находятся в резко подчиненном количестве, и именно в этих пробах не происходит концентрирования БМ в тяжелом концентрате как по отношению к углеродистому веществу,

так и по отношению к хвосту гравиконцентрирования. Основная часть БМ оказывается локализованной в углеродистом веществе, рассеянном в породе.

Резюмируя, можно заключить, что в изученных пробах БМ могут находиться в двух основных рассеянных формах: в составе углеродистой части, и в составе сульфоарсенидов. Этот вывод представляется весьма важным в поисковом смысле. Становится актуальным вопрос: «А с чем же связано появление той или иной (иных) форм нахождения БМ в пробах, отобранных на данном участке?» Это, на наш взгляд, почти эквивалентно вопросу: «Какой именно процесс и какого типа ответственен за переконцентрирование БМ в породах?». Для седиментогенных сланцевых толщ такой процесс переконцентрирования БМ должен иметь по крайней мере субрегиональный масштаб и обладать не только микро-, но и макропризнаками, которые, в свою очередь, могут быть использованы в качестве поисковых признаков БМ минерализации, имеющей промышленное значение. Вероятнее всего, за переконцентрацию БМ ответственен некий термальный метаморфогенно-метасоматический процесс, который сопровождается пятнисто-зональной перекристаллизацией сланцевых толщ, а перекристаллизация так или иначе имеет макропризнаки, что и можно было бы использовать в поисковой практике. Некоторые признаки наличия термального процесса в пробах отмечаются, хотя мы их специально не изучали: мелкие слюды (фенгиты-гидробиотиты); минералы различных редких земель и циркона, составляющие значительную часть тяжелых концентратов; наличие в сульфидной части относительно высокотемпературных сульфоарсенидов и т.д. Если же известны участки с проявлением тонко-, криптозернистого калишпата и гистерогенного мелкозернистого биотита, то это только усилит приведенную аргументацию. Конечно, выявление криптометасоматитов задача не из простых, и даже в пределах Мурунтауского рудного поля и в его окрестностях подобная зональность и ее связь с рудоформированием были установлены только через 25 лет после открытия месторождения[1].

Данные по золоту, приведенные в табл. 3, не позволяют делать определенные выводы из-за низких абсолютных содержаний в разных частях разделенных проб. В предположительной форме можно заключить, что золото ведет себя несколько отлично от платиноидов. Даже при очень низких абсолютных значениях концентраций (почти на порядок ниже, чем концентрации платиноидов) редкие мелкие зерна золота все-таки обнаружены в 5 пробах в концентратах, по которым проводились детальные минералогические работы, а зерен платиноидов не выявлено при той минералогической чувствительности работ. (Гравиконцентраты для минералогических исследований делались из отдельных навесок с коэффициентами сокращения n·10000 раз по каждой из трех гранулометрических фракций каждой изученной пробы: 250-71, 71-37 и < 37 мкм). Вероятно, это свидетельствует, что «золотоемкость» углеродистого вещества и сульфоарсенидов ниже, чем для платиноидов и золото находится преимущественно в минеральной форме там, где оно вообще есть в количествах, существенно превышающих фоновые значения. Это может означать, что места локализации повышенных концентраций золота и платиноидов могут не совпадать, что имеет смысл иметь в виду (и попутно проверить) при производстве дальнейших поисковых работ в пределах Сурьинско-Промысловской зоны и далее на север в пределах всей остальной территории ТК.

В химическом составе минералов отмечается присутствие высокопробного и серебросодержащего золота в породах. Платиноиды, обычно в больших количествах отмечаемые в пробирных анализах, выполненных с учетом повышенных содержаний углеродистого вещества с разложением материала проб и с последующим концентрированием, связаны с минералами-носителями в примесной форме. На Кедровской площади Сурьинско-Промысловской минерагенической зоны установлена самостоятельная теллур-висмутовая форма платины – меренскиит $(Pd,Pt,Bi)Te_3$. Благороднометальная часть рудного вещества в большей мере связана с пиритом, затем с кобальтином, герсдорфитом и, в меньшей мере – с пирротином.

Высокие содержания палладия в исследованных нами породах могут означать связь их с самостоятельной его минеральной формой – высоцкитом (PdS), а также с примесью в

[1] Это резюме принадлежит В.В. Кнауфу – нашему соавтору по книге [Золоев и др., 2006]

сульфосолях Ni, As и в пирите. В ряде проб отмечается содержание родия.

В углеродистых сланцах Сурьинской рудной зоны кроме осмия в опробованных породах встречаются все пять других элементов платиновой группы (табл. 4). В наибольшем количестве присутствует палладий. Отмечаются корреляционные связи его с мышьяком, оловом, сурьмой, свинцом. Серебро превалирует над золотом, но и то отмечается в невысоких значениях.

Таким образом, непосредственно в пределах Сурьинской рудоносной зоны на Сурьинском и Оленевском участках постоянно обнаруживаются повышенные содержания благородных металлов в углеродистых сланцах. Содержания золота достигают 8 г/т, Pt – до 1,7 г/т; Pd – до 6 г/т. Район обладает также высокой россыпной золотоносностью.

Сурьинская минерагеническая зона в пределах Сурьинского и Оленевского участков включает Сурьинскую и Оленевскую рудоносные зоны. В Сурьинской рудоносной зоне углеродистые сланцы относятся к велсовской свите R_3, а в пределах Оленевской – к Войкаро-Кемпирсайскому D_3-P комплексу тектонитов. Углеродистые сланцы в пределах этих двух рудоносных зон имеют как сходные черты, так и существенные отличия.

Углеродистые сланцы велсовской свиты верхнего рифея в зонах с повышенной тектонической напряженностью содержат повышенное количество карбонат-кварцевых сульфидсодержащих маломощных жил и прожилков как подчиняющихся направлению рассланцевания пород, так и секущих их. Кроме того, на такие породы с прожилкованием часто накладываются зоны катаклаза, смятия с интенсивным прокварцеванием и сульфидизацией. Содержание рудных минералов в наиболее измененных участках пород концентрируется до 30 %, а содержание углеродистого вещества в породах велсовской свиты достигает 3-4 %.

Наиболее распространенным минералом в породах Сурьинской рудоносной зоны является пирит, причем по структурным и морфологическим признакам выделяются три разных его генерации. Все они почти всегда присутствуют в породах совместно, но их соотношения непостоянны.

Пирит I приурочен к кварцевым прожилкам и жилам, которые часто разбудинированы, перемяты, катаклазированы. Отличительная особенность такого пирита – крупные размеры зерен, достигающие 2 мм, наиболее характерные формы – кубы и октаэдры. Часто разбит трещинами, по которым развиваются другие рудные минералы.

Пирит II – наиболее распространенная генерация пирита. Образует гнездовую вкрапленность в кварцевых прожилках и часто приурочен к перемятым, катаклазированным метасоматически прокварцованным участкам пород. Если для предыдущего типа пирита характерны размеры до 2 мм, то для пирита II характерны размеры в первые сотые доли мм. Характерны формы как простые кубические, так и более сложные пентагондодекаэдрические. Пирит II постоянно находится в ассоциации с герсдорфитом, кобальтином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклой рудой.

Пирит III встречается несколько реже и в гораздо меньшем количестве чем пирит I и пирит II. Обычно его количество в породах намного меньше 1 %. Образует тонкие вытянутые прожилковидные, волосовидные зерна толщиной не более 5 мкм, интерстициально развивается между зернами нерудных минералов.

Второстепенными рудными минералами в углеродистых сланцах Сурьинской рудной зоны являются: халькопирит, герсдорфит, кобальтин, галенит, сфалерит, пирротин, блеклая руда, арсенопирит. Все эти минералы ассоциируют с пиритом II. Из других обнаруженных минералов пока уверенно диагностируются пентландит, макинавит, золото, магнетит, брейтгауптит, купростибит, самородные свинец, олово, цинкистая медь, алюминий.

По своим структурным взаимоотношениям с другими рудными минералами, по оптическим свойствам, по морфологии зерен, размерам, самородное золото в минерализованных породах Сурьинской рудоносной зоны очень разнообразно, вследствие чего выделяются 3 типа выделений самородного золота, можно предположить, что это три разные генерации. Золото изучено В.В. Александровым (ОАО УГСЭ).

Золото I, вкрапленное в кварцевых прожилках и жилах в срастаниях с выделениями пирита I либо рядом с ним. Для такого золота характерны наиболее крупные размеры, от 0,07 до 0,1 мм. Форма зерен такого золота изометричная, очертания в большинстве случаев ксеноморфные, но в одном случае выделение золота имеет идиоморфные очертания.

Золото II чаще образует в породе вкрапленность редких и единичных зерен. Характер-

Таблица 4

Содержания редких и благородных металлов
в углеродистых сланцах Ишеримского антиклинория (г/т)

№ проб / Элементы	1	2	3	4	5	6
Ge	16,91325	13,15800	14,11875	13,48200	16,06725	–
As	11,73375	6,03225	6,85575	6,12675	4,88250	–
Ru	0,02250	0,01800	0,02925	0,01350	0,01575	–
Rh	0,00675	0,00900	0,01125	0,00450	0,00675	< 0,005
Pd	3,19500	1,36350	2,58300	6,30000	2,46375	1,97
Ag	1,14525	0,49275	0,86175	2,18475	0,86400	–
Cd	0,17325	0,07200	0,10800	0,10125	0,13725	–
In	0,07875	0,02475	0,05850	0,07650	0,06525	–
Sn	3,73950	1,65600	2,76975	3,35700	3,06225	–
Sb	0,09450	0,15525	0,11250	0,34425	0,06525	–
Te	0,05400	0,03600	0,03600	0,04500	0,04725	–
Pa	0,03375	0,17550	0,05625	0,06975	0,02700	–
Os	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	–
Ir	0,01800	0,00900	0,01800	0,04500	0,01575	–
Pt	0,11025	0,05400	0,09450	0,22725	0,09225	1,74
Au	0,02250	0,00450	0,01350	0,02025	0,01575	3,08
Hg	0,07875	0,10125	0,05175	0,05175	0,04275	–
W	1,41525	1,91925	0,93825	0,97200	0,66150	–
Re	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	0,00000	–
Tl	0,70650	0,13050	0,40500	0,74475	0,65025	–
Pb	9,18225	3,75525	8,24175	6,94575	13,92075	–
Bi	0,16425	0,04050	0,14400	0,11925	0,22725	–
Th	0,03375	0,17550	0,05625	0,06750	0,02700	–
U	5,24025	6,14475	2,06325	2,28825	2,64825	–

Примечание. Анализы 1-5 выполнены методом ICP-MS в лаборатории ИГГ УрО РАН, аналитик Ю.Л. Ронкин, 6 – пробирно-атомно-абсорбционным методом в лаборатории ЦНИГРИ. Места взятия проб см. рис. 3.

ной особенностью золота II является его ассоциация с пиритом II. Вкрапленность отмечается в гнездах и зонах развития кварца, карбоната, пирита II, халькопирита, герсдорфита, кобальтина, галенита и других минералов. Чаще она присутствует в кварце около выделений пирита. Размеры таких зерен 0,01-0,02 мм, иногда до 0,04 мм, форма зерен вытянутая или округлая, очертания ксеноморфные. В некоторых случаях зерна золота II вкраплены непосредственно в агрегатах пирита II. Например, в аншлифе КС-23/47,0 зерно золота II размером 3 мкм, вкрапленное в агрегаты пирита II, находится в срастании с герсдорфитом и брейтгауптитом. Золото имеет желтовато-белый и зеленовато-желтый цвет, возможно, это серебристое золото или электрум.

Золото III не имеет связи с кварцевыми прожилками и зонами сульфидизации и прокварцевания, оно вкраплено в породе в нерудных минералах, бывает в срастании с углеродистым веществом и иногда ассоциирует с пиритом III. Форма выделений золота III очень своеобразна, обычно это тонкие толщиной 1-3 мкм, вытянутые зерна, интерстициально развивающиеся между зернами нерудных минералов, длиной 0,01-0,02 мм. Цвет золота III всегда насыщенно желтый, что характерно для высокопробного золота.

При фазовом анализе углеродистых сланцев, содержащих благороднометальную минерализацию, обнаружены три золотины размерами 16, 25 и 8 мкм. Первые две содержат серебро (22-25 %) и, вероятно, относятся к второму типу золота, ассоциирующего с пиритом II, герсдорфитом, кобальтином, халькопиритом и др. Третья золотина содержит 1,8 % серебра, и вероятно, относится к третьему типу золота, не связанному с сульфидами.

Углеродистые сланцы войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов D_3-P также содержат повышенное количество карбонат-квар-

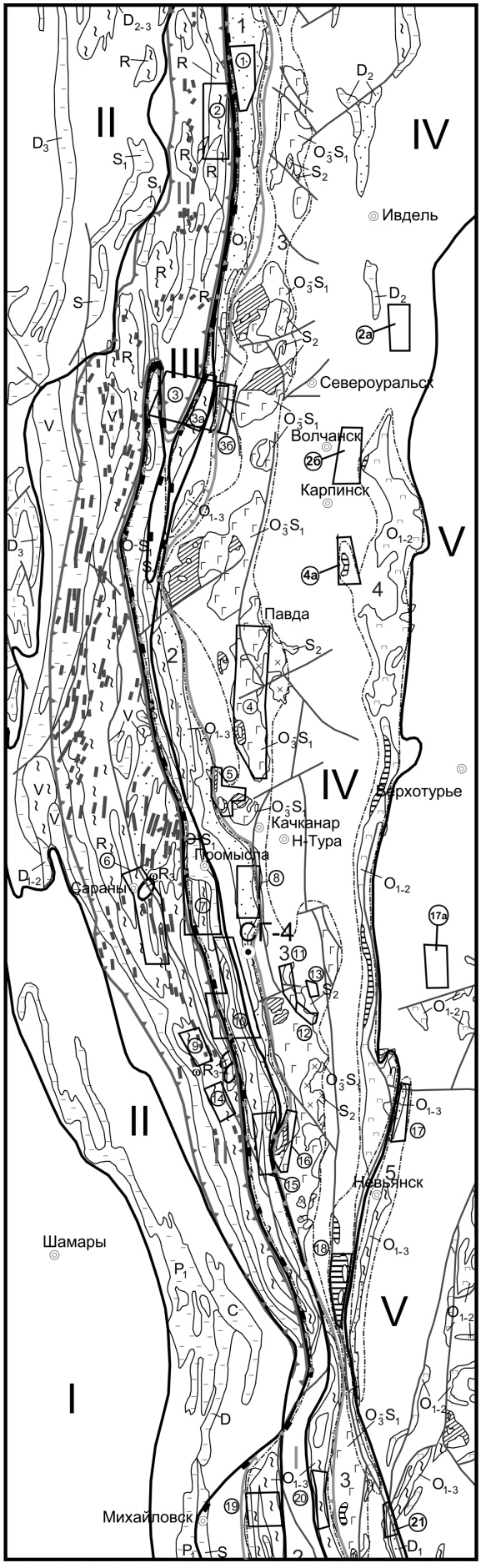


Рис. 4. Прогнозно-минерагеническая схема золото-платиноидного оруденения Сурьинско-Промысловской рудной зоны и ее ближайшего окружения (Северный и Средний Урал).

1-4 – углеродсодержащие формации шельфа и континентальной окраины Русской плиты платино-палладий-золотоносные: 1 – флишевые, флишоидно-терригенные формации: сланцы глинистые, углисто глинистые, кремнисто-глинистые; алевролиты, песчаники, известняки, доломиты; 2 – граувакково-аспидная формация: сланцы глинистые, углисто-кремнисто-глинистые, глинисто-кремнистые; песчаники, алевролиты; 3 – терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные формации: известняки, мергели, аргиллиты, сланцы глинистые и углисто-глинистые; 4 – вулканогенно-осадочные формации: метабазиты, туфы основного состава, сланцы кремнистые и кремнисто-углисто-глинистые, песчаники; 5-11 – магматические формации окраинных морей Уральского палеоокеана: 5 – диориты, кварцевые диориты габбро-диорит-гранодиоритовой формации S_2; 6 – дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация (O_3-S_1); 7 – ферроклинопироксенит-габброноритовый комплекс (S_1) – палладиеносный: 7а – дунит-клинопироксенит-тылаитовый комплекс нерасчлененный (O_3) – платиноносный, 7б – дуниты платиноносные (O_3); 8-9 – дунит-гарцбургитовая формация (O_{1-2}): 8 – комплексы дунит-гарцбургитовые: хромитоносный полосчатый осмий-иридий-рутенieносный (кемпирсайский) и хромитоносный шлирово-такситовый платино-рутений-осмиеносный (кракинский); 9 – комплекс полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый рутений-осмий-иридиеносный (верхнейвинский); 10 – габбро-долеритовая формация золото-платино-палладиеносная (R_3-D_3) и диорит-пикритовая (пикритовая) формация палладий-осмий-рутениеносная (R_3-С) – нерасчлененные; 11 – формация железистых перидотитов рутений-осмий-иридиеносная (R_3). 12 – границы и номера тектонических и соответственно минерагенических зон: I – Предуральский краевой прогиб, II – Западно-Уральская внешняя мегазона линейной складчатости; III – Центрально-Уральское краевое поднятие; IV – Тагильская мегазона; V – Восточно-Уральская мегазона; 13 – тектонические нарушения; 14 – Сурьинско-Промысловский надвиг; 15 – Сурьинско-Промысловская рудоносная зона; 16 – Ашкинская рудоносная зона; 17 – рудоносные подзоны и их номера: *1* – Сурьинская, *2* – Промысловская, *3* – Платиноносного пояса, *4* – Серовско-Невьянская, *5* – Долгомысовская; 18 – площади обсле-

дованные и их номера (в кружках): *1* – Вижайская, *2* – Мартайская, *2а* – Екатерининская, *2б* – Чернореченская; *3* – Вагранская, *3а* – Сурьинская, *3б* – Оленевская, *4* – Павдинская, *4а* – Воронцовская; *5* – Вересовоборская, *6* – Сарановская, *7* – Промысловская (с Леневским участком), *8* – Мало-Имменовская, *9* – Даньковская, *10* – Кедровская *11* – Баранчинская, *12* – Баронская, *13* – Волковская, *14* – Ашкинская, *15* – Висимская, *16* – Соловьевогорская, *17* – Долгомысовская, *17а* – Салдинская; *18* – Верх-Нейвинская, *19* – Бардымская, *20* – Мариинская, *21* – Мраморская; 19 –Уральская сверхглубокая скважина.

цевых сульфидсодержащих прожилков и жил, но главным их отличием от сланцев велсовской свиты является неоднородное содержание УВ (в среднем 1-3 %), которое представлено графитом и в меньшей степени битумами. Наблюдаются также существенные отличия в наборе главных и второстепенных рудных минералов. Главными рудными минералами являются пирит, пирротин, пентландит, сфен.

Пирит I образует 3 кристаллографических генерации: редкие сравнительно крупные (до 5 мм) метакристаллы кубического облика вкрапленные в углеродистых сланцах; кристаллы кубического, октаэдрического и пентагондодекаэдрического облика, приуроченные обычно к кварцевым прожилкам и жилам. Ассоциирует он с пирротином, полиметаллическими сульфидами, герсдорфитом, виоларитом. Иногда содержит микроскопические включения золота размерами до 15 мкм.

Пирит II образует ксеноморфные прожилковые выделения, ассоциирует с марказитом, грейгитом, точилинитом, бравоитом. Замещает пирротин. Толщина таких прожилков не более 10 мкм, а длина достигает нескольких мм.

Пирит III обычно образует в породах гнездовую вкрапленность или, редко, разбудинированные прожилки и постоянно находится в срастании с пентландитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, реже – с пиритом, герсдорфитом.

Второстепенными минералами являются халькопирит, сфалерит, галенит, герсдорфит, марказит, грейгит, точилинит, вольфрамит. Редкими – золото, молибденит, самородное железо, самородный алюминий.

В результате исследования методом рентгеноспектрального микроанализа рудных минералов Сурьинского и Оленевского участков, были обнаружены повышенные содержания платины и палладия. В пределах Сурьинской зоны в пирите II (?) содержание Pt достигает 0,09 %, в образце кс-21-74,5 Pd содержится в пирите (0,09 %), герсдорфите (0,1 %) и сфалерите (0,06 %).

В пределах Оленевского участка Pt содержится в пирите II (0,12 %), в герсдорфите (0,1 %), Pd в пирротине (0,1 %), пентландите (0,1 %), и в галените (0,23 %).

По этим данным можно сделать предварительный вывод что Pt и Pd образуют повышенные (!) примеси в разных рудных минералах. Это, по-видимому, характерно для всех шовных сутур Урала, где отложение рассматриваемых металлов происходило в морских условиях палеошельфа.

Несмотря на отсутствие пока самостоятельных минеральных фаз МПГ, в Сурьинской рудоносной зоне установлены все признаки возможного нахождения промышленных концентраций Pd и Pt как в рифейских, так и в раннепалеозойских углеродистых сланцах. Это же свойственно, вероятно, как уже указано, всем шовным зонам (сутурам) Урала и территории ТК.

Рассматриваемые рудоносные зоны на Среднем и Северном Урале расположены в западном борту Тагильского прогиба в пределах Западно-Тагильской зоны (рудные зоны района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 и Ашкинская) и в его восточном борту – Восточно-Тагильская зона (Мраморская рудная зона). Первые две рудоносные зоны Западно-Тагильской зоны – Ашкинская и района СГ-4 – трассируются в пределах Тылайско-Промысловского надвига (рис. 4). При этом Ашкинская рудоносная зона фиксируется во фронтальной его части, приурочиваясь к глинисто-кремнистым и глинистым сланцам и песчаникам граувакково-аспидной формации верхнего рифея, а рудоносная зона сверхглубокой скважины СГ-4 приурочена к тыловой части этого же надвига. Она сложена здесь углисто-глинистыми сланцами, песчаниками, известняками и кремнисто-углистыми сланцами флишоидно-терригенной, терригенно-карбонатной и вулканогенно-осадочной формаций ордовика-раннего силура.

В Ашкинской рудоносной зоне фиксируется золотое оруденение с Pd, реже – с Pt. Эта зона на самой Ашкинской площади фиксируется значительными содержаниями золота в окисленных рудах (до 40 г/т и более), а также повышенными количествами МПГ. Среднее содержание Au на Ашкинской площади равно

Таблица 5

Содержание благородных металловв рудоносных зонах Среднего и Северного Урала

	$Au_{ср.}$	$Pt_{ср.}$	$Pd_{ср.}$	Pt/Pd
Даньковская площадь	4,4	0,21	0,47	0,2-0,53
Кедровская площадь	2,18	0,9	0,45	0,8-7,5
Леневская (Регина-Настасьинская) площадь	1,0	2,47	0,9	1,5-5,0
Сурьинская зона Вагранской площади	1,2	0,6	0,8	0,75
Оленевская зона Вагранской площади	1,9	0,9	0,4	2,25

Примечание. Анализы углеродсодержащих пород выполнены в лаборатории ГЕОХИ РАН электротермическим атомно-абсорбционным методом (спектрофотометр Перкин-Элмер, модель Зозо Зееман) после автоклавного разложения проб и сорбционного концентрирования элементов, что позволило резко повысить точность анализа (в три раза!) по сравнению с пробирными анализами по дубликатам тех же проб без их предварительного химического разложения.

5 г/т, Pt – 0,16 г/т и Pd – 1,1 г/т; соотношение Pt/Pd составляет 0,11-0,27. Эти же параметры на других участках показаны в табл. 5.

Приведенные соотношения свидетельствуют о преимущественно платиновой специализации участков оруденения палеозойских образований по сравнению с палладиевым уклоном специализации МПГ толщ позднего рифея. В отдельных местах указанных площадей концентрации благородных металлов достигают 5,8 г/т и более.

В восточном борту Тагильского прогиба в рассматриваемой северной и средней частях Урала (то есть, в пределах широтных отрезков Сурьинско-Промысловской минерагенической зоны) фиксируется Серовско-Невьянская минерагеническая зона благороднометального оруденения. Она пространственно и генетически приурочена к массивам базит-гипербазитов одноименного перидотитового пояса, залегающего среди аналогичных сурьинско-промысловским породам толщ флишоидов и вулканогенно-терригенных образований с прослоями углеродсодержащих «черных сланцев». В отличие от золото-платино-палладиевой специализации Сурьинско-Промысловской минерагенической зоны, Серовско-Невьянская зона имеет четко специализированную Pt-Os-Ir-специализацию. Последняя характерна для комплексов продуктивных габбро-гипербазитовых пород дунит-гарцбургитовой формации и вмещающих их флишоидных и вулканогенно-терригенных толщ ордовика.

В направлении с юга на север в пределах Серовско-Невьянской рудоносной подзоны (рис. 4) находятся Мраморская, Верх-Нейвинская, Долгомысовская и Салдинская площади, аналогичные вышеописанной Сурьинско-Промысловской.

В целом, как показано выше, Сурьинско-Промысловская рудная зона с комплексным разнообразным оруденением соответствует таксону – «рудный район» и является составной частью Тыкотловско-Промысловского рудного района, который с юга (наиболее изученной его части) на север подразделяется на Промысловский (Средний Урал), Сурьинский (Северный Урал), Саранхапнерский (Приполярный Урал) и Тыкотловский (Полярный Урал) рудные узлы. Впервые такой рудный район под названием минерагенической зоны описан в работе [Золоев и др., 2002], характеризующей геологию и минерагению Полярного Урала и прилегающей к нему окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП). На схеме тектонического районирования Полярного Урала (рис. 2) Тыкотловский рудный узел из-за мелкомасштабности схемы не показан. На приведенном рисунке он в виде маломощной (2-5 км) полосы совпадает с линией Главного Уральского, а далее на север – Фронтального надвига территории Полярного Урала. В юго-западном углу рис. 2 линия Главного Уральского надвига (глубинного разлома), контролирующая южную часть Тыкотловского рудного узла между Неркаюским и Кожимским выступами Центрально-Уральской мегазоны, переходит в Саранхапнерский рудный узел, который протягивается в Тагильскую металлогеническую мегазону вдоль граничащего с нею Центрально-Уральского поднятия. Здесь же, в Кожимском выступе последнего, ареал водораздела верховьев рр. Б. Патока, Вангыра, Манараги (западный склон Приполярного Урала) и истоков рр. Парнука, Маньи,

Щекурьи и др. (восточный склон) характеризуется золото-платино-палладиевой минерализацией в выделенном [Золоев и др., 2001б] «дайковом» поясе интенсивно минерализованных метадолеритов и долеритов западного склона Урала с платинопроявлениями саранинского (чурольского) типа. Пояс прослеживается роями и сериями даек габбродолеритов, долеритов (метадолеритов) ишеримского, талахтумского, илычвишерского и других комплексов, имеющих разные возрастные датировки (от венд-кембрийских до девонско-каменноугольных) в зоне сочленения Западно-Уральской мегазоны и Центрально-Уральского поднятия. Трассируется он от границ Свердловской области и далее через рассматриваемый район Кожимского поднятия в район Малокарского выступа Полярного Урала (рис. 2). Сопровождается пояс «даек», по данным [Гурская, 2000], широким развитием фосфатных терригенно-карбонатных отложений ранне-среднего палеозоя, обогащенных углеродистым веществом (3-8 %). В этих породах, наряду со стратиформными полиметаллическими рудами (месторождения Саурейское, Орангское), обнаружены месторождения фосфатов (Софроновское) и проявления марганца на Осовейской, Нярминской и Лядгейской площадях [Лычаков и др., 1991; Контарь, 2001]. Л.И. Гурской [2000] в черносланцевых толщах Елецкой и Лемвинской зон в обстановке эпиконтинентального рифтогенеза [Сазонов и др., 2001] установлена широко проявленная золотая и платиноидная минерализация. В ряде мест (к северу от золоторудного узла с месторождением Дальним) она достигает значительных концентраций в коренных породах и, в особенности, в россыпях [Волчков, 2001; Кузнецов, 2001].

В 20-40 км к северо-востоку от Саурейского полиметаллического рудного района, начиная от его восточной части Малокарского выступа и находящегося здесь Лекын-Тальбейского меднопорфирового рудного поля, а также одноименного рудного поля молибден-вольфрамового и редкоземельного оруденения, выделяется вторая восточная зона проявления благороднометальной минерализации в углеродсодержащих породах, а также во вмещающих образованиях и рудах цветных металлов (на севере) и хромитов (на юге).

В рудном поле Лекын-Тальбейской группы меднопорфировых рудопроявлений, по данным [Лычаков и др., 1991; Душин, 1997; Контарь, 2001, и др.], в среднерифейских породах базальт-риолитовой формации среди зоны кварцевых и барит-кварцевых метасоматитов располагаются прожилково-вкрапленные и полосчато-вкрапленные медно-цинковые и свинцово-цинковые руды (Брусничное, Восточное и др. проявления). Они характеризуются повышенными содержаниями золота и серебра. В некоторых интервалах руды мощностью 2-3 м количество золота составляет 0,9-13,4 г/т, в отдельных пробах – до 33,6 г/т (в среднем 5,7 г/т). Содержание серебра – 14,4-34,6 г/т (в среднем 29,4 г/т).

Черные углеродсодержащие сланцы рудной зоны Приполярного Урала прослеживаются на юг вдоль западного борта салатимских серпентинитов в зоне палеошельфовых фаций осадочно-вулканогенных пород саранхапнерской свиты. Южнее, на Северном и Среднем Урале, они переходят в сравнительно крупные Сурьинский и Промысловский рудные узлы черных углеродистых сланцев с пиритом и халькофильной минерализацией с многочисленными рудопроявлениями, содержащими 0,5-1,5 г/т, иногда до 2-3 г/т золота и платиноидов [Золоев и др., 2000]. В средней части этой зоны (на широте г. Кушва), в пределах Кедровской площади отмечаются повышенные концентрации (от 2-3 до 4-6 г/т) золотого и (от 0,3-0,4 до 2,5-3,5 г/т) платинового оруденения в углеродсодержащих толщах метасоматитов, сопровождающихся зонами березитизации, лиственитизации, аргиллизации и жилами типа минерализованных зон.

В 20-40 км (как и на Полярном Урале) к западу от Сурьинского и Промысловского рудных узлов (параллельно им) прослеживается Ашкинский золото-платино-палладиевый рудный район. Он фиксируется в западной части Кедровской площади широкой (600-800 м) полосой углеродсодержащих вулканогенно-осадочных пород верхнерифейского возраста с интенсивной сульфидной минерализацией и рудопроявлениями золота до 1,2 г/т, платины 0,5 г/т и палладия до 5,3 г/т. На севере приполярноуральской части Ашкинский рудный район смыкается с Западно-Уральской зоной охарактеризованного выше «дайкового» пояса хребта Малдынырд с многочисленными месторождениями и проявлениями цветных и редких металлов, золота, платиноидов и других полезных ископаемых. Платинометальное оруденение имеет в этой части Урала платино-палладиевую специализацию, проявленную в верхо-

вьях бассейна р. Кожим, а в бассейне р. Лемвы – преимущественно, если не исключительно, платиновую. Последняя фиксируется размывом россыпеобразующих коренных источников платины нижнетагильского типа эродированных массивов Платиноносного пояса Полярного Урала [Тарбаев и др., 1996]. Палладиевая же специализация платиноидов золоторудных месторождений района Чудное-Амфитеатр, обстоятельно проанализированная Д.А. Додиным и др. [2001], весьма симптоматична, хотя пока и не известна здесь в высоких концентрациях. Важно, что в сростках с золотом палладий постоянно присутствует в аллювиальных россыпях района. Б.А. Голдин с коллегами [1999] на основании высоких содержаний в золотых рудах вышеуказанного района Pt и Pd в халькопиритах и пентландитах делают вывод о сопоставимости их с содержаниями платиноидов в сульфидах печенгского и норильско-талнахского типов, заключенных в аналогичных породах трапповой (пикрит-габбро-долеритовой) и ультрамафитовой (дунит-перидотит-габброноритовой) формаций по Д.А. Додину и др. [2000].

Ведущую роль на западном склоне Урала (активизированного и деформированного края Восточно-Европейской платформы) играет Центрально-Уральская структурно-металлогеническая зона (СМЗ). С востока Центрально-Уральская мегазона по зоне ГУГР граничит с Главным эвгеосинклинальным поясом, представленным здесь габбро-гипербазитовыми массивами Войкара, Рай-Иза, Сыумкеу и др.

Само древнее жесткое обрамление Уральской палеозойской эвгеосинклинали характеризуется корой континентального типа. Длительное время оно являлось буферной структурой, в которой происходила разрядка напряжений, возникающих между структурами Урала и ВЕП. В результате это привело к появлению системы надвигов и крупных дизъюнктивных нарушений, обусловивших блоковое строение всей структуры.

Ряды комплексного редкометально-золото-платиноидно-полиметаллического оруденения

Вопросы комплексности оруденения подвижных и перикратонных структур складчатых поясов мира с крупными и сверхкрупными (гигантскими) месторождениями, интенсивно обсуждаются в ряде работ [Додин и др., 2000, 2003; Коробейников, 2004; Лаверов и др., 2002; Недра …, 2001; Чернышов, 2003; Золоев и др., 2006].

К комплексным золото-редкометально-платиноидным месторождениям в черносланцевых формациях фанерозоя А.Ф. Коробейников [2004] относит месторождение Цзуньи (Китай), рудопроявления бассейна Селвин (Канада), штатов Индиана, Айова, Канзас, Миссури, Кентукки (США), месторождения Западной Сибири (Россия): Сухой Лог, Наталкинское, Нежданинское и др.; месторождения Мурунтау (Узбекистан), Олимпиадинское в Енисейском кряже и Воронцовское на Урале (Россия) и др. Природа формирования перечисленных рудных объектов, как отмечает А.Ф. Коробейников, вызывает у исследователей разные толкования. Одни из них рассматривают комплексные руды в черносланцевых формациях как продукты осадкообразования, диагенеза, вулканизма, другие – регионального метаморфизма, третьи считают их производными магматогенно-метасоматических и мантийно-эманационных процессов. Д.А. Додин и А.Ф. Коробейников [1998] полагают, что наиболее крупные и гигантские рудные поля и месторождения формировались на участках активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма, магматизма и метасоматизма. Рудоносные черносланцевые толщи нередко размещаются в наложенных (компенсационных) прогибах рифтогенного типа, приуроченных к крупным разломам (трогам) в складчато-рифтогенных, терригенно-вулканогенных и офиолитовых поясах.

По нашим представлениям, комплексное редкометально-золото-платиноидно-полиметаллическое оруденение, связанное генетически с мантийным диапиризмом, формируется в черносланцевых толщах эволюционирующих рифтогенных структур. Оно полигенно, полихронно, вследствие этого телескопировано; проявлено совмещенными в единых рудных полях прожилково-жильной кварцево-сульфидно-золотой минерализацией, рудными редкометально-золото-платиноидными метасоматитами, минерализованными рудными жилами, лиственитами, березитами, рудными аргиллизитами и др. Непременным признаком этого оруденения, как показано выше, является пространственно-генетическая связь его с зонами палеошельфа, континентального склона, островодужными и островодужно-континентальными системами внутренних и окраинных морей палеоокеанов. Физико-химические процессы в этих зонах ре-

ализуются интенсивным проявлением флюидного биогенно-углеродистого вещества, при этом система углерод–железо с водородом создает восстановительные условия, а окислительно-восстановительные переменные обстановки способствуют появлению в морской воде массы самородных металлов.

Раннекембрийские углеродистые сланцы и метаморфизованные эффузивы и туфы с ванадий-молибденовой и фосфатной минерализацией образуют огромный пояс протяженностью 2000 км, от Южного Китая до Центрального Казахстана [Сидоров, Томсон, 2000]. Кембрийские горизонты сульфидизированных черных сланцев Китая содержат до 2 % Mo и аномально высокие концентрации Zn, Ni, Au, Pt, Pd. Они во многом аналогичны упомянутым выше рудным проявлениям штатов Индиана, Канзас, Миссури и др. США [Coveney, Nansheng, 1991; Коробейников, 2004]. В ряде случаев отмечается положительная корреляция между рудным (V, Mo, Ni, Co) и углеродистым веществом.

По данным О.А. Богатикова [2003], наночастицы сульфидных минералов – элементарной серы, барита, ангидрита переносятся на огромные расстояния в морской воде, в ней же отмечается сохранность металлов (Al, Cr, Zn, Ni, Cu и др.) в самородном виде, при этом здесь же нередки полиметаллические отложения около выходов гидротермальных растворов на морском дне, а в субмикронном состоянии (например, в «черных курильщиках» хребта Хуан де Фука, в шельфовой впадине Калифорнийского побережья, на юго-восточном продолжении Алеутского желоба вдоль СЗ США) распространены редкие земли, а также Cr, Ni, Fe, Mo, W, Nb и др.

Аналогичная минерализация в дисперсной (микронной, наноминеральной) и самородной металльной формах, как показано выше, отмечается во всех палеошельфовых зонах и зонах континентального склона шовных сутур Урала, а именно – в зоне Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) и в других более восточных зонах. Главная их особенность – постоянство в рассматриваемых уральских рудах Zn, Pb, арсенидов, стибнита. Галенит фиксируется в тяжелых фазах субстрата совместно с платиноидами и золотом и характерен для сухоложского геолого-промышленного типа месторождений, встречаясь в их рудах в виде матрицы и интерметаллических соединений, например, теллуровисмутита Pd и Ag – $(Pd,Ag)_n(TeBi)_m$.

Разновозрастный палеошельф и сопряженные с ним зоны континентального склона распространены на западном склоне Урала, в передовой зоне ГУГР, в пределах Тагильской мегазоны и в Уралтауской зоне Южного Урала. В крайних западных структурах зоны палеошельфа погребены под пермско-триас-юрскими образованиями Предуральского передового прогиба и зонами активизированного края Русской и Тимано-Печорской плит ВЕП. Омоложение палеошельфа с востока на запад указывает на трансгрессию ордовикско-силурийского и пермского палеоокеанов в западном направлении, к центру Русской плиты.

В более восточных мегазонах палеошельф в масштабах имеющихся геологических карт не выделяется, но нередко фиксируется черносланцевыми толщами к востоку от Новогодненского золоторудного месторождения (Полярный Урал), золото-платиноидными рудопроявлениями и мелкими месторождениями в подошве и кровле Райизско-Войкарских хромитовых массивов Полярного Урала. Южнее, на Приполярном Урале (к югу от Саранпауля), он отмечается в Вольинской потенциально-золоторудной зоне воронцовского типа в комплексе с железорудным (джаспероидные фации?) оруденением. Еще южнее палеошельф фиксируется в Воронцовском золоторудном поле и сближенными с ним оцененной Чернореченской и потенциально перспективной Екатерининской площадями, расположенными западнее Серовско-Невьянского перидотитового пояса. К востоку от крупных Лобвинского и Серовского массивов ультраосновных пород (рис. 5) Серовско-Невьянский перидотитовый пояс, а вместе с ним обрамляющие его черносланцевые толщи деформированных фрагментов палеошельфа, возможно, включающие золоторудные месторождения воронцовского типа, образуют самостоятельную ветвь базит-гипербазитов. Последняя протягивается в западном борту Восточно-Тагильской мегазоны, по восточную сторону компенсационной впадины (рис. 5), выполненной преимущественно бурыми углями Салехардско-Сосьвинского бассейна. Аналогичная картина отмечается южнее территории ТК.

В целом, в структурах переработанного основания края Русской плиты западнее зоны ГУГРа фиксируются мощные перикратонные пояса (рис. 5) прогибов и впадин, компенсационных веществу мантийных диапиров и выпол-

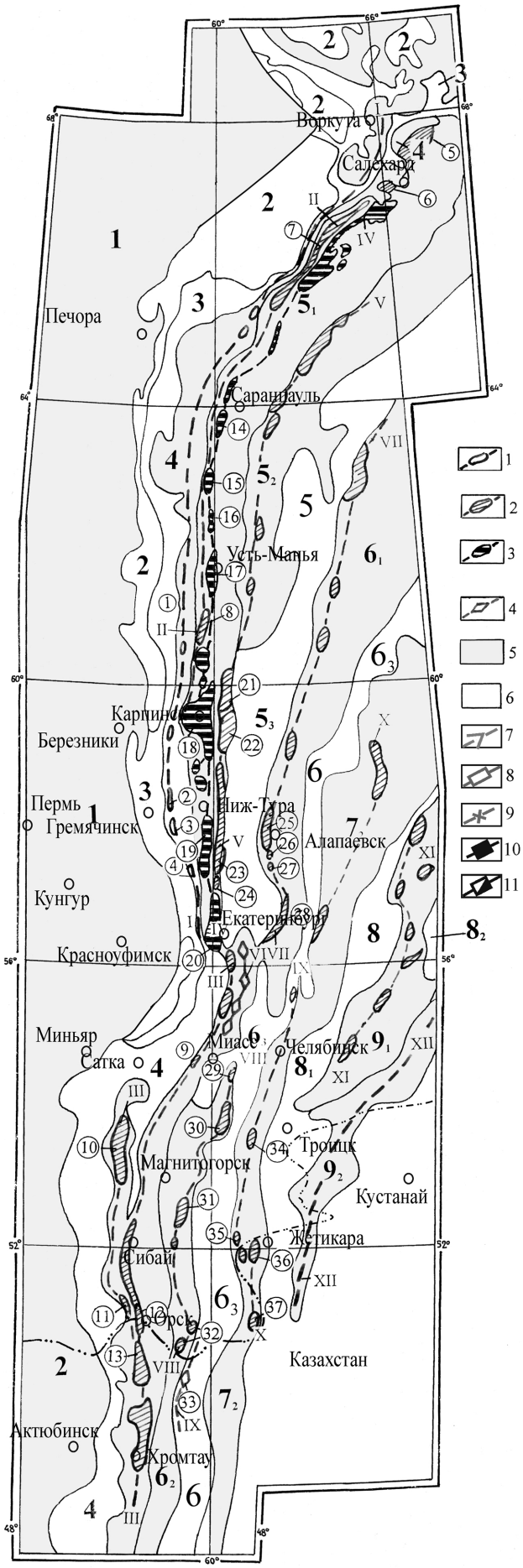


Рис. 5. Схема распространения поясов базит-гипербазитового диапироидно-мантийного магматизма и связанных с ними компенсационных впадин. Масштаб 1 : 5 000 000.

Основные структурно-тектонические зоны и их номера: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – Западно-Уральская внешняя зона складчатости; 4 – Центрально-Уральское поднятие; 5 – Тагильская мегазона: 5_1 – Западно-Тагильская зона, 5_2 – Восточно-Тагильская зона, 5_3 – Северо-Восточная зона; 6 – Магнитогорская мегазона: 6_1 – Западно-Магнитогорская зона, 6_2 – Восточно-Магнитогорская зона, 6_3 – Мугоджарско-Челябинская зона; 7 – Восточноуральская мегазона: 7_1 – Таборинско-Камышловская зона, 7_2 – Варненская зона; 7_3 – Шадринско-Мариинская зона; 8 – Зауральская мегазона: 8_1 – Тюменская зона, 8_2 – Ялуторовская зона; 9 – Курганско-Кустанайская мегазона: 9_1 – Глубочинская зона, 9_2 – Валерьяновская зона.

1-4 – Базит-гипербазитовые комплексы: 1 – «стратиформные» железистых перидотитов (сарановского типа); пироксенит-перидотитовые (мойвинский комплекс); габбро-верлитовые; 2 – дунит-гарцбургитовой ассоциации; 3 – дунит-клинопироксенит-габброноритового комплекса (зональные); 4 – вторичных гипербазитов (регенерированные), 5-6 – области относительного увеличения (5) и уменьшения (6) гравитационного поля; 7-11 – полезные ископаемые: 7 – гипс, ангидрит; 8 – калийные и каменные соли; 9 – магнезиты; 10 – каменный уголь; 11 – бурый уголь.

Базит-гипербазитовые пояса и основные массивы гипербазитов: I – Мойвинско-Сарановский (R_3), массивы: 1 – Мойвинский, 2 – Сарановский, 3 – Журавлик, 4 – Ашка; II – Войкарско-Салатимский (O_{1-2}), массивы: 5 – Сыум-Кеу, 6 – Рай-Из, 7 – Войкаро-Сыньинский, 8 – Салатимский; III – Таловско-Нуралинско-Кемпирсайский (O_{1-2}), массивы: 9 – Нуралинский, 10 – Крака, 11 – Медногорский, 12 – Хабарнинский, 13 – Кемпирсайский; IV – Чистопско-Нижнетагильский (O_3-S_1), массивы: 14 – Хорасюрский, 15 – Вольинский, 16 – Ялпинг-Ньер, 17 – Чистопский, 18 – Кытлымский, 19 – Нижнетагильский, 20 – Ревдинский; V – Серовско-Невьянский (O_{1-2}), массивы: 21 – Лобвинский, 22 – Серовский, 23 – Восточно-Тагильский, 24 – Верх-Нейвинский; VI – Сысертско-Ильменогорский (R_3), (Сысертская группа, Калмацкое, Савелькульское и др.); VII – Алапаевско-Асбестовский (O_3-S_1), массивы: 25 – Алапаевский, 26 – Останинский, 27 – Режевской, 28 – Асбестовский; VIII – Куликовско-Киембайский (O_3-S_1), массивы: 29 – Сахаринский, 30 – Куликовский, 31 – Амамбайский, 32 – Киембайский; IX – Олы-Талдыкский (R_3), 33 – Бугетысайская группа массивов; X – Верблюжьегорско-Бурыктальский, (O_3-S_1), массивы: 34 – Верблюжьегорский, 35 – Наследницкий, 36 – Джетыгаринский, 37 – Бурыктальский; XI – Притобольский (O_3-S_1), (Гришинский, Максимовский, Ме-

четинский и др. массивы); XII – Валерьяновско-Денисовский (базит-гипербазиты Валерьяновского ВПП, возможно ранне- и среднекаменноугольного возраста) (C_1), XII – Валерьяновский (C_1).

Пояса эвапоритовых и каменно-буроугольных компенсационных мантийным диапирам бассейнов: XIII – Пермско-Миньярский; XIV – Верхнепечорско-Верхнекамский; XV – Воркутинско-Гремячинский; XVI – Салехардско-Усть-Маньинский; XVII – Саткинский; XVIII – Монастырский; XIX – Артёмовско-Челябинский; XX – Шумихинский; XXI – Тургайский; XXII – Соль-Илецкий.

ненных эвапоритовыми и каменноугольно-буроугольными отложениями (калийные и каменные соли, гипс, ангидрит, магнезиты, каменные и бурые угли). В калийных солях крупнейшего в России Верхнекамского месторождения содержится золото-платиноидная минерализация [Недра…, 2001]. Во многих угольных бассейнах России, наряду с известными в них редкими металлами, также фиксируются резко повышенные концентрации благородных металлов.

Данные, приведенные в предыдущем разделе, позволяют развить имеющиеся на сегодня представления [Додин и др., 2000; Коробейников и др., 1999; Коробейников, 2004; Алапатов, и др., 2002; Буряк и др., 2002; Додин и др., 2003; Золоев, Коротеев и др., 2004; Золоев и др., 2004, и др.] о комплексности оруденения сухоложского типа. Вместе с тем, имеются все основания обосновать самостоятельный рудноформационный ряд такого комплексного оруденения. Совсем недавно это показали А.В. Волков, Н.Е. Савва, А.А. Сидоров и И.Н. Томсон [2004] на примере рудных комплексов Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса.

В одной из первоначальных моделей А.Ф. Коробейникова [Додин и др., 2000, и др.] обосновывалась мантийно-коровая диапироидная природа формирования золото-платиноидных месторождений в офиолитовых поясах. При этом предполагалось наличие трех подтипов сухоложского геолого-промышленного типа месторождений, представленных преимущественно жильными, штокверковыми и вкрапленными рудами. Жильные руды располагаются по отношению к гипербазит-гранитоидам в апикальных и периферийных частях их в пределах рудных полей, месторождений и рудных тел, штокверковые – в более глубинных частях, включая сланцевые ореолы и апикальные эндогенные зоны продуктивных интрузий, а вкрапленные руды обрамляют их по периферии. В зависимости от уровня современного эрозионного среза они могут быть представлены близповерхностными прожилково-вкрапленными рудами с жилами золото-кварцево-сульфидного состава, которые располагаются непосредственно в периферии интрузивных тел.

По А.В. Волкову с коллегами [2004], уникальные рудные комплексы северо-западного сектора Тихого океана пространственно и генетически связаны с осадочными и осадочно-вулканогенными углеродсодержащими толщами. При этом, по А.А. Сидорову и И.Н. Томсону [2000], зоны золотоносности, тонкой сульфидизации и наноминерализации явились важным недостающим звеном в концепции базовых рудных формаций, определяющих в конечном счете природу единого рудноформационного ряда комплексного оруденения, возглавляемого месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд.

Большое значение, особенно с учетом длительности формирования комплексного оруденения, имеет завершающий период становления месторождений рассматриваемого рудноформационного типа, а именно – активизационный. Тектоно-магматическая активизация (ТМА) сыграла огромную роль в концентрации ранее образовавшейся тонко рассеянной сульфидной минерализации. Напомним, что эта тонкая рассеянная минерализация на микросферульном и наноминерализационном уровне организации вещества, проявляется совместно с углеродистой составляющей и в самородно-металльной форме основных рудных компонентов (редкие металлы, Cu, Pb, Zn, самородные Al, Os, Jr, Pd, Pt, Au), что формирует своеобразный субстрат. Этот субстрат образовался в морской среде и уже тогда претерпел глубокое подводное выветривание (гальмиролиз). Кстати, еще одно недостающее звено в виде широко проявленной анкеритизации (известковистости) свидетельствует, в том числе об относительно глубоководной морской среде формирования терригенного и вулканогенно-терригенного субстрата. Доломит-анкеритизация зафиксирована на Кумакском золоторудном месторождении [Новгородова, 1983], на Мраморской площади [Азовскова, 2005], а также на детально изученном с этой точки зрения Воронцовском золоторудном месторождении [Грязнов и др., 2004].

Охарактеризованный рудноформационный ряд месторождений и проявлений форми-

Таблица 6

Редкометально-золото-платиноидно-полиметаллическое и другое оруденение в черносланцевых и ассоциированных с ними формациях Урала

Этап (эпоха), млн. лет	Геотектоническая обстановка (режим, структура)	Магматические, метасоматические и осадочно-вулканогенные формации	Благороднометальная и другая рудная специализация	Примеры месторождений, проявлений
1	2	3	4	5
Позднерифейский (1000-800)	Рифтогенез; рифтогенные пояса	Железистых перидотитов (верлитов), габбро-долеритовая, углеродистые вулканогенно-терригенные сланцы	Y-TR, Zr, P (апатит-фосфоритовая), Ru-Os-Jr, Au-Pd-Pt, Al-хромиты	Ашкинское, Сарановское, Сурьинская зона
Вендско-кембрийский (700-500)	Рифтогенно-авлакогенный; осадочно-вулканогенные впадины	Базальтовые, базальт-риолитовые, пикрит-трахибазальтовая, долеритовый комплекс, черносланцевая	Pt-Pd-Au, TR-Y-редкометальная, полиметаллическая, золото-кварц-сульфидная	Кедровское, Леневское (Регина-Настасьинское), Даньковское,
Ордовикско-раннесилурийский (500-420)	Рифтогенно-троговый; рифтогенные пояса	Дунит-гарцбургитовая, габбровая (офиолитовые), спилит-долеритовая, дунит-клинопироксенит-габброноритовая, черносланцевая	P (апатит) Ti-Fe-Cu-Pd, Pt-Pd-Au, Os-Jr-Au, Ni-Co, хромиты, золото-кварц-сульфидная.	Войкаро-Сыньинское, Райизское, Кемпирсайское, Алапаевская группа (Ключевское), Волковское, Хионинское, Кварцевогорское
Позднесилурийско-раннедевонский (420-380)	Островодужно-континентальный; вулкано-плутонические пояса, вулканические структуры	Габбро-диорит-тоналитовая, габбро-диорит-плагиогранитовая; базальт-андезит-базальтовая, лиственит-березитовая, черносланцевая	Zn, Ba, Cu, As, Sb, Bi, Au, Ag, Pt, Os, Jr, золото-кварц-сульфидная	Воронцовское, Чернореченское, Водораздельное, Светлинское, Кумакское и др.
Позднедевонско-пермский (370-270)	Коллизионный, вулкано-плутонические пояса, перикратонные прогибы, впадины	Гранит-адамеллитовая, монцодиорит-гранитовая, габбро-гранитовая, базальт-риолитовая (березовская свита), черные сланцы	TR, Y, Ni, МПГ (Pt, Pd), Au, Fe; в прогибах – каменные и бурые угли, калийные соли	Джетыгаринское, Тахтаровское, Чудное, Новогоднее
Триас-юрско-меловой, (270-140)	Тектоно-магматическая активизация (плитной стадии), авлакогены, впадины	Базальтовая, аргиллизитовая, коры выветривания	Cu, Mn, P, Au, МПГ, Уб, Ук*	Гумешевское, Крылатовское и др.; аргиллизиты и продукты кор выветривания
Кайнозойско-антропогеновый (140 и по настоящее время)	Тектоно-флюидная активизация, структурно-эрозионные депрессии	Углеродистый метасоматоз, коры выветривания, аргиллизитовая, «белики», россыпи	Au, TR, Y, самородные металлы, битумы, золото-платиновые и золото-палладиевые россыпи	Водораздельное в Мраморской зоне, россыпные месторождения

Примечание. * Уб – уголь бурый, Ук – уголь каменный.

ровался полихронно на значительных отрезках геологического времени, нередко занимающих часть эры (палеозой) или целиком эру (мезозой) (табл. 6).

Генетические типы месторождений и рудопроявлений включают разные формы проявления оруденения и ряд рудных формаций: золото-платиноидно-сульфидно-кварцевую, полиметаллическую золото-платиноидно-сульфидную и золото-платиноидно-сульфидную.

Региональные поисковые критерии (признаки) отмечаются рифтогенезом, рифтогенно-авлакогенными, рифтогенно-троговыми, вулкано-плутоническими и другими структурами и завершаются тектоно-магматической активизацией плитной стадии развития подвижных зон Земли с формированием эрозионно-структурных депрессий и россыпных месторождений редких металлов, золота, МПГ и др. Они характеризуются определенной геотектонической обстановкой, соответствующими магматическими и осадочно-вулканогенными формациями, специфическим оруденением (табл. 6). Многие другие прогнозно-поисковые критерии приведены выше.

Уральский экономический регион является одной из основных сырьевых баз Российской Федерации. Его рудный потенциал огромен [Коротеев и др., 1997; Рыльков и др., 2005]. В 1990-1991 гг. он давал 25-30 % железных и медных руд, 70 % алюминиевого сырья, 95 % ванадия, около 90 % хризотил-асбеста и калийных солей; западные области и республики региона – Пермская и Оренбургская области, Башкортостан и Удмуртская Республика – около 15 %, Тюменская область – до 60 % нефти от общей добычи этих полезных ископаемых в России. Уникальная минерально-сырьевая база Урала является фундаментом дальнейшего развития промышленности Уральского экономического региона. Здесь работают крупные предприятия и заводы, производящие чугун и сталь, медь и цинк, алюминий и никель, золото и платину, продукты нефтепереработки и др. Руды, концентраты, металлы и изделия из них составляют основную долю экспорта; только по Свердловской области она традиционно составляет 90 %. Однако, в последние годы сложилась ситуация, при которой темпы добычи сырья значительно (нередко в 2-4 раза) превышают прирост разведанных запасов. Переломить эту негативную тенденцию можно за счет следующих мер:

– резкого увеличения финансирования геологоразведочных работ из всех источников, включая собственные средства горнодобывающих компаний;

– радикального повышения геолого-экономической эффективности геологоразведочных работ;

– технического перевооружения геологоразведочного производства.

Важное место в расширении минерально-сырьевой базы Урала занимает проектируемая железнодорожная магистраль Салехард–Ивдель. Поручение Президента Российской Федерации Правительству государства (от 10 июня 2005 г., № ПР-974) и реализация основных его решений несомненно в корне изменят многое в дальнейших акцентах сосредоточения финансовых, материальных и кадровых ресурсов в пределах Полярного и Приполярного Урала. В перспективе перевозки минерального сырья будут осуществляться не только на юг, в места расположения основной горно-металлургической сферы Урала (от Ивделя к югу), но и в Тимано-Североуральский регион, где уже намечаются предприятия по металлургическому переделу пока вывозимого на юг и в другие области сырья.

Список литературы

Азовскова О.Б. Углеродистый метасоматоз, особенности золотого оруденения и самородные металлы Мраморской зоны смятия (Средний Урал). Автореф. канд. дисс. Екатеринбург, 2005. 30 с.

Алпатов В.В., Гамянин Г.Н., Коробейников А.Ф. Нежданинское уникальное (платиноидно)-золоторудное месторождение // Российская Арктика: геохимическая история, минералогия, геохимия. СПб., 2002. С. 730-740.

Богатиков О.А. Неорганические наночастицы в природе // Вестник РАН. 2003. Т. 73. № 5. С. 436-428.

Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цимбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25-36.

Волков А.В., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Томсон И.Н. Уникальные рудные комплексы Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса // Докл. РАН. 2004. Т.399. № 3. С. 369-372.

Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минерагения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1999. 214 с.

Грязнов О.Н., Баранников А.Г., Григорьев В.В. Перспективы выявления месторождений золото-ар-

гиллизитовой формации на Полярном Урале // Матлы II Полярноуральской науч.-практ. конф. «Полярный Урал – Стратегия освоения». Салехард, 2004. С. 117-131.

Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.

Диденко А.А., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 190 с.

Додин Д.А., Коробейников А.Ф. Особенности размещения и генезиса крупных и уникальных месторождений платиновых металлов России // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: СПбГИ, 1998. С. 193-209.

Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометальные месторождения мира. Т. II. Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: «Геоинформцентр», 2003. 409 с.

Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 755 с.

Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

Душин В.А., Малюгин А.А., Сердюкова О.П. и др. Перспективы коренной алмазоносности Арктического Урала. // Изв. УГГГА. Сер. Геология и геофизика. Вып. 10. Екатеринбург, 2000. С. 100-108.

Золоев К.К. Спрединго-островодужный магматизм и рудообразование подвижных поясов Земли // Проблемы геологии и рудообразования в геологической истории Урала. Ежегодник-2001 / Под ред. К.К.Золоева. Екатеринбург: УГСЭ, 2001. С. 12-19.

Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, 2001а. 200 с.

Золоев К.К., Додин Д.А., Коротеев В.А. и др. Тектоника и металлогения Урала. М.: МПР РФ, Геокарт, 2006.

Золоев К.К., Коротеев В.А., Душин В.А. и др. Геология и минерагения Полярного Урала и прилегающей к нему окраины Восточно-Европейской платформы // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. С. 328-346.

Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена и вольфрама Урала. Екатеринбург, 2004. 336 с.

Золоев К.К., Рапопорт М.С. Геологическое строение и эволюция развития Урала. // Рудные месторождения и физические поля Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 6-56.

Золоев К.К., Рапопорт М.С., Сурганов А.В. и др. Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горнорудного производства. Екатеринбург–Ханты-Мансийск: Правительство ХМАО, ДПР по Уральскому региону, 2001б. 176 с.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др. Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литосфера. 2004. № 2. С. 108-124.

Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 248 с.

Контарь Е.С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: ДПР по Уральскому региону, ОАО УГСЭ, 2001. 133 с.

Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В. и др. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999. 120 с.

Коробейников А.Ф. Платинометальные месторождения мира. Т. III. Комплексные золото-редкометально-платиноидные месторождения. М.: Научный мир, 2004. 236 с.

Коробейников А.Ф., Гамянин Г.Н., Олейников Б.В. Платиноносность Нежданинского золоторудного месторождения (Якутия) // Платина России. Т. III. Кн. 1, 2. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 274-277.

Коротеев В.А., Лещиков В.И., Прокин В.А. и др. Пути развития сырьевой базы и добычи минерального сырья в Уральском регионе // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург, 1997. С. 7-30.

Лаверов Н.П., Рундквист Д.В., Додин Д.А. Проблемы минерагении Арктики // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеанология, 2002. С. 407-420.

Межеловский Н.В., Морозов А.Ф. Схема металлогенического районирования территории России. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001. 163 с.

Недра России. Т.1. Полезные ископаемые / А.А. Смыслов, Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов и др. СПб.-М., 2001. 547 с.

Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 228 с.

Патык-Кара Н.Г., Иванова А.М. Геохимические поиски месторождений твердых полезных ископаемых на континентальном шельфе / Отв.ред. Н.П. Лаверов, И.С.Грамберг. М.: Научный мир, 2003. 416 с.

Рыльков С.А., Коротеев В.А., Алешин Б.М. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Урала // Мат-лы науч.-практ. конф. «85 лет геологической службе Урала». Екатеринбург, 2005. С. 9-44.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Сидоров А.А., Томсон И.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник РАН. 2000. Т. 70. № 8. С. 719-724.

Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15-30.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3-14.

Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты (Мат-лы XXXI Тектонич. совещ. Т. 2). М.: ГЕОС, 1998. С. 244-246.

Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УНФ «Наука», 1994. 285 с.

Bea F., Fershtater G.B., P.Montero et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. № 1.

Coveney R.W., Nansheng G. Ni-Mo-CGE rich ores in Chinese black shales and speculations on possible analogues in the United States // Mineralium Deposita. 1991. V. 26. № 2. P. 83-88.

Рецензент доктор геол.-мин. наук К.С. Иванов