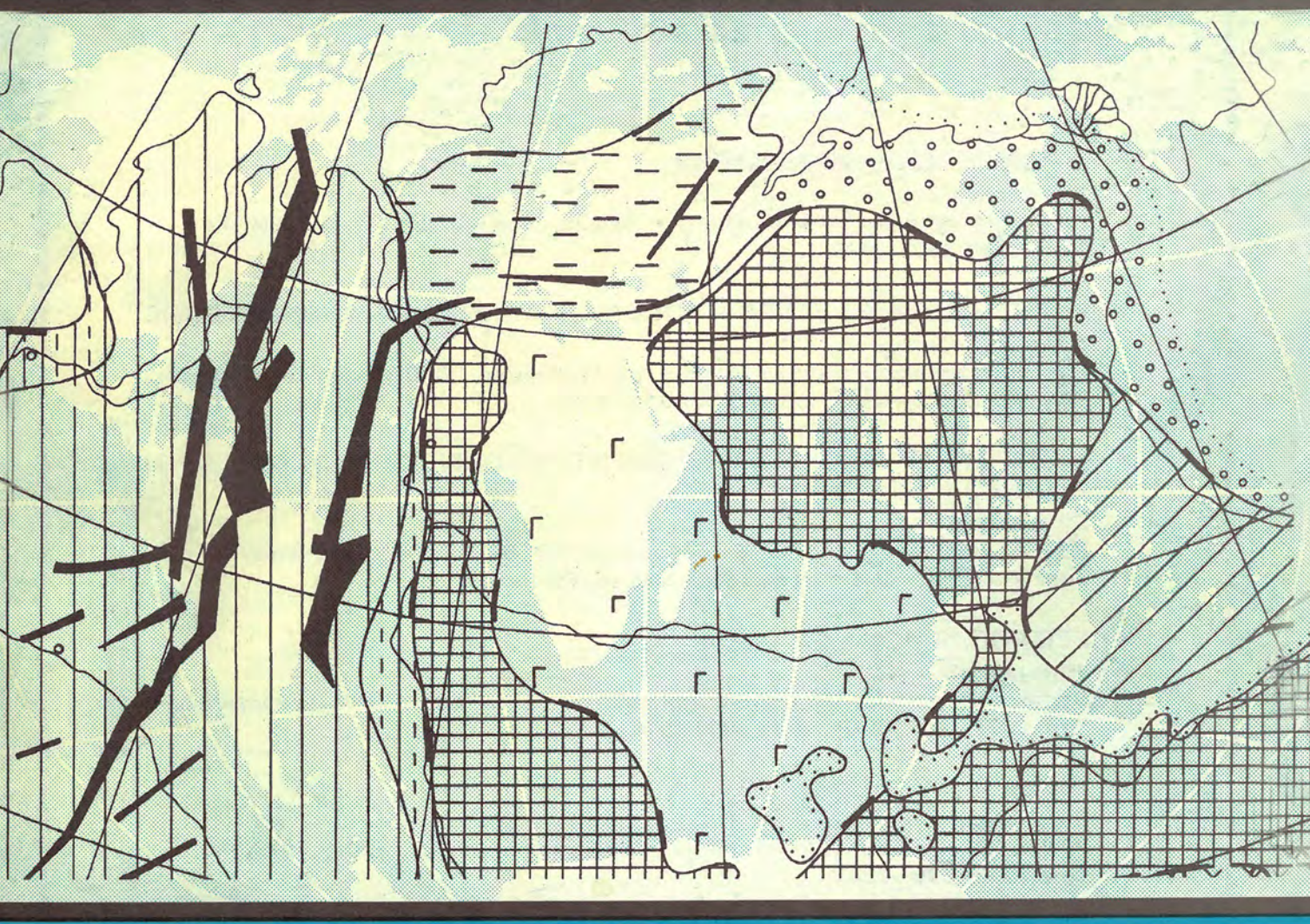
Отечественная геология



1/1999

НОВОЕ В ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ

АЛМАЗОНОСНОСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Продолжается подписка на РОССИЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЖУРНАЛЫ на 1999 год

- **ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ**
  6 выпусков в год
  Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-б, ЦНИГРИ
  Тел. (095) 315—2847

- **МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РОССИИ. ЭКОНОМИКА И УПРАВЛЕНИЕ**
  6 выпусков в год
  Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»
  Тел. (095) 915—6122, факс (095) 915—6120

- **БЮЛЛЕТЕНЬ «ЭКОНОМИЧЕСКИЕ И ПРАВОВЫЕ ВОПРОСЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ В РОССИИ»**
  24 выпуска в год
  Редакция: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»
  Тел. (095) 915—6181, факс (095) 915—6120

- **ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА**
  12 выпусков в год
  Редакция журнала: 109172 Москва, ул. Гончарная, 38, ЗАО «Геоинформмарк»
  Тел. (095) 915—6086, факс (095) 915—6120

- **РУДЫ И МЕТАЛЛЫ**
  6 выпусков в год
  Редакция журнала: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129-б, ЦНИГРИ
  Тел. (095) 315—2847

Подписка на журналы принимается во всех отделениях связи по каталогу агенства «Роспечать» или может быть оформлена в отделе распространения изданий ЗАО «Геоинформмарк», тел/факс (095) 915—6724

УДК 551.24:528(084.3М2500):31(571.1/.5)

© В.С.Сурков, В.П.Коробейников, Б.Г.Краевский, 1999

Новое в тектонике Сибири

В.С.СУРКОВ, В.П.КОРОБЕЙНИКОВ, Б.Г.КРАЕВСКИЙ (СНИИГГиМС)

СНИИГГиМС совместно со швейцарской фирмой Петроконсалтантс в 1995 г. издан Атлас палеотектонических и палеогеолого-ландшафтных карт нефтегазоносных провинций Сибири [8]. В этой работе предложена концепция развития земной коры Сибири в неогее с позиций мобилизма в широком понимании с учетом геодинамических моделей «горячих полей» и мантийно-корового диапиризма с сохранением классического принципа геоисторизма и унаследованности. При разработке концепции обоснована целесообразность разделения неогея как крупнейшего этапа в истории развития Земли на ранний и поздний.

Ранний неогей (1600—250 млн. лет) представляется как законченный суперцикл, в течение которого за счет рифейских и венд-палеозойских рифтогенно-спрединговых и коллизионнных систем сформировались сложные латеральные ряды структур с многообразной минерагенической специализацией. Его начало связано с глобальной, преимущественно рифтогенно-спрединговой деструкцией континентальной коры, прежде всего в гигантских сводовых поднятиях, существовавших в конце протогея на территории суперконтинента Пангея-I. Окончание раннего неогея ознаменовалось формированием в пределах новообразованного суперконтинента Пангея-II в позднем палеозое сводовых поднятий, в т.ч. на территории Западной Сибири.

Поздний неогей (250—0 млн. лет) включает мезозой и кайнозой. Он представляется как начальная стадия нового суперцикла, в течение которого образовались молодые и современные рифтогенно-спрединговые структуры, в т.ч. океанического типа, и связанные с ними пояса коллизий, рифтогенные и другие осадочные бассейны. Его начало, как и начало раннего неогея, обусловлено глобальной рифтогенной деструкцией континентальной коры в пределах суперконтинента Пангея-II.

На основе предложенной концепции развития земной коры территории Сибири в неогее, с учетом всей имеющейся геологической и геофизической информации, составлены две геостатические карты современного тектонического строения Сибири м-ба 1:2 500 000 (в компьютерном исполнении): Карта структурно-формационных комплексов раннего неогея (докембрий и палеозой) и Карта структурно-формационных комплексов позднего неогея (мезозой и кайнозой). Такого типа карты для Сибири составлены впервые. Они охватывают половину площади России, поэтому целесообразно дать краткую информацию о сущности, принципах и методах их построения с целью последующего обсуждения. Отличительная особенность этих карт — введение понятия «геостатические», чем акцентируется стремление авторов ограничиться реконструкцией тектонических структур и слагающих их геологических тел в современных условиях залегания и распространения.

С точки зрения авторов, региональные тектонические модели для того, чтобы служить наиболее адекватной основой прогнозо-минерагенических исследований, должны создаваться на общем фоне глобальных тектонических событий. Кроме того, такие модели должны удовлетворять ряду требований, среди которых (помимо их соответствия новейшим фактическим данным) основными являются: объемность, глубинность, историко-геологический подход к интерпретации структурных элементов и их систем. Перечисленные требования авторы попытались реализовать при создании вышеуказанных тектонических карт.

Карта структурно-формационных комплексов раннего неогея (докембрий и палеозой). Включает резко различные по геологическому строению и истории развития крупнейшие тектонические элементы: Сибирскую древнюю платформу и северо-западный сегмент Урало-Монгольского пояса (последний перекрыт на значительной части мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской плиты). Для каждого из этих элементов существуют свои методы построения тектонических карт. Легенды большинства тектонических карт подвижного пояса в основе являются генетическими, а для платформы — структурными. При разработке легенды карты, включающей оба этих региона, большое внимание было уделено поискам способов, позволяющих, не обедняя содержания ранее созданных тектонических карт, объединить их в рамках единой системы. Это достигнуто путем использования двух основных принципов: тектонохронологии и выделения структурно-формационных комплексов по типам их тектонического развития.

В рамках геосинклинальной концепции *тектонохронологический принцип* разрабатывался как «районирование по времени завершения геосинклинального развития». В первоначальном виде данный пространственно-временной принцип применялся для определения области и времени проявления так называемой главной (завершающей) фазы складчатости. По мере накопления фактического материала критерии ее распознавания утратили первоначальную кажущуюся определенность, вследствие чего получил развитие формационный вариант районирования, основанный на установлении геологических границ между геосинклинальными и орогенными комплексами с фиксацией времени принципиальных качественных изменений внутри геосинклинальной системы и смены в ее пределах тектонических режимов.

Сторонники последовательного применения принципа районирования по времени завершения геосинклинального развития столкнулись с трудностями в определении начала возникновения геосинклинальной системы и в установлении отличий формаций позднегеосинклинального и раннеорогенного классов. В ряде структур унаследованного сквозного развития данные рубежи терялись внутри однотипных комплексов. Эти трудности в значительной мере были преодолены путем выделения тектонических мегакомплексов. Указанный подход предложен в 1981 г. [2], апробирован в опубликованных монографиях [3—5] и принят при составлении рассматриваемых карт.

Под тектоническими мегакомплексами понимаются синхронизированные латеральные ряды различных по составу, строению и условиям образования тектонических комплексов в их современной структуре, сформированные в течение крупных отрезков времени, соответствующих основным эпохам тектонохронологической шкалы: архейской, раннепротерозойской (карельской), рифейской (байкальской), вендско-кембрийской (салаирской), ордовикско-силурийской (каледонской), девонско-пермской (герцинской). На тектонической карте раннего неогея мегакомплексы, составляющие важнейший элемент нагрузки, показаны цветом в примерном соответствии цветовой гамме, принятой для отображения геологического возраста. Применение данного принципа способствовало корреляции крупных тектонических событий в интервале формирования мегакомплекса и позволило выделять доорогенные, ранние и поздние орогенные структурно-формационные комплексы в пределах подвижного пояса и сопоставить их с плитными образованиями древней платформы.

При любом подходе — геосинклинально-платформенном, плитотектоническом, мобилистическом в свободном и широком понимании — в сферу анализа тектономагматических процессов, создающих структурный образ того или иного комплекса и в конечном итоге мегакомплекса в целом, привлекаются не только исчерпавшие себя представления об эмпирических «фазах складчатости», но также и о фазах (эпохах) растяжения (рифтогенеза, спрединга, деструкции и

т.п.) и сжатия (субдукции, обдукции, покровообразования, коллизии и т.п.). При этом очень важным представляется сделанный на мировом фактическом материале вывод о синхронности проявлений структуроформирующих дислокаций растяжения, с одной стороны, и сжатия — с другой, образующих, как правило, сложноподчиненные иерархические системы в пределах подвижного пояса. Обычно рифтогенез и последующий спрединг в одной части системы коррелируются со складчатостью, надвиго- и покровообразованием, а также формированием парных поясов метаморфизма и специфическим магматизмом — в другой.

Вместе с тем региональные и более широкие сопоставления тектогенезов разных типов свидетельствуют об их автономности в различных регионах и об отсутствии четкой корреляции во времени между однотипными событиями.

Итак, для достижения тектонохронологической типизации различных событий тектогенеза в пределах огромной площади, которую охватывает карта, в качестве необходимого этапа создания общей геостатической картины наиболее удачным и обобщающим, по-нашему мнению, является применение понятия «мегакомплекс», смысл которого приведен выше. Достоинством такого способа изображения является возможность передачи информации о тектонических событиях, синхронизированных в определенных временных рамках, что позволяет проследить структурные и формационные изменения как по латерали (в направлении древний кратон — подвижный пояс), так и по вертикали (структурные этажи).

Тип тектонического развития понимается как преобладающее направление морфологической и вещественной эволюции геологических структур, являющееся следствием специфических форм проявления в их пределах тектонических режимов, а также предыстории и места в структуре высшего ранга.

Основной единицей тектонического районирования в м-бе 1:1 000 000 — 1:2 500 000 и мельче, имеющей, как правило, более или менее определенное место в общей системе структур мегакомплекса, служит структурно-формационный комплекс (СФК). Поскольку мегакомплекс охватывает как подвижные пояса, так и смежные стабильные (платформенные) области, понятие СФК должно иметь соответствующее, существенно различное содержание.

Согласно общепринятому определению, СФК покровно-складчатых сооружений — это характерная группа или ассоциация формаций, образовавшаяся в особых типах тектонических структур при определенном тектоническом режиме в специфических физико-географических условиях. Конкретизируя эту формулировку, можно сказать, что СФК — это естественные геологические тела, характеризующиеся определенной спецификой состава отложений, в их современных залеганиях и конфигурации, представляющие собой, как правило, в той или иной степени дислоцированные реликты (фрагменты) первичных палеоморфоструктур (рифтов, прогибов, депрессий, гряд поднятий, устойчивых массивов и т.п.) и выделяемые по основному признаку — относительно однотипной вертикальной последовательности выполняющих их слоистых образований и дополнительному признаку — форме и степени дислоцированности этих образований.

Структурно-формационные комплексы чехла древней платформы относятся к плитным образованиям. Они также представляют собой группы или ассоциации формаций, которые в отличие от СФК подвижных поясов являются не показателем типа геологической палеоморфоструктуры или определенного тектонического режима, а преимущественно физико-географических условий их образования. Они слагают структуры типа авлакогенов, антеклиз, синеклиз, сводов, поднятий, прогибов и т.п.

Легендой предусмотрено выделение СФК рифейских и палеозойских фрагментов доорогенных зон деструкции (растяжения, прогибания), ранне- и позднеорогенных прогибов и поднятий в зонах сжатия и активизации; структур платформенного чехла (антеклиз, синеклиз, краевых прогибов, сводов, выступов, впадин и др.). Формации, слагающие СФК, даны в виде штриховой нагрузки. Сами СФК изображены цветом соответствующего мегакомплекса. Принадлежность их к доорогенным, орогенным или плитным образованиям выражена степенью густоты соответствующего цвета.

На Сибирской платформе выделены области распространения дорифейских, рифейских, венд-кембрийских, ордовик-силурийских и девон-пермских мегакомплексов. Последний расчленен на девонско-раннекаменноугольный и среднекаменноугольно-пермский. В пределах каждого мегакомплекса показаны крупные формационные комплексы, возрастной диапазон которых не остается постоянным и меняется по латерали, что отражено соответствующими возрастными индексами. Объемность плитных образований помимо их этажности отражена нанесением изопахит рифейско-палеозойских отложений. Важной дополнительной информацией для понимания объемной структуры плитного чехла служит обозначение контуров полей отсутствия рифейских отложений, в пределах которых венд-палеозойские отложения залегают непосредственно на образованиях кристаллического фундамента, подчеркивая крупные надпорядковые длительно и унаследованно развивавшиеся структуры, начиная с рифея. Другой элемент глубинного строения — это вынесенные на карту осевые зоны погребенных рифейских авлакогенов, установленные по сумме геолого-геофизических данных. Структурные элементы платформенного чехла (надпорядковые и первопорядковые) показаны с разделением их по времени формирования. Отмечается достаточно четкая унаследованность структурного плана палеозойских структур от рифейских.

В составе покровно-складчатых образований Сибирского сегмента Урало-Монгольского пояса выделяется ряд крупных систем, отличающихся по времени консолидации. Возраст покровно-складчатых систем определяется датировкой раннеорогенных формаций, соответствующих главным эпохам сжатия: в конце рифея — байкалиды, в раннем палеозое — салаириды, среднем палеозое — каледониды, позднем палеозое — герциниды. На территории Сибири расположены Саяно-Енисейская система рифеид (байкалид), Салаиро-Кузнецкая и Восточно-Тувинская системы салаирид, Западно-Саянская, Приказахстанская, Ануйско-Чуйская и Барнаульско-Западно-Салаирская системы каледонид, Центрально-Западно-Сибирская и Уральская системы герцинид. В пределах западно-сибирской части карты в качестве отдельного автономного элемента выделены линейные зоны раннемезозойской деструкции земной коры — прообразы будущих триасовых рифтов, которые в плане рассекают различные мегакомплексы. Предполагается такого же типа зона деструкции в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Разрывные нарушения классифицируются по их рангу и значимости. Многие из них снабжены дополнительными характеристиками: помимо вертикальных разрывов выделены разрывы с преобладанием сдвиговой и надвиговой (поддвиговой) компонент. В совокупности тектонические разрывы на карте составляют достаточно внутренне согласованную систему, позволяющую, в частности, использовать эти материалы при интерпретации современной сейсмичности.

Составленная по изложенным принципам геостатическая тектоническая карта докембрийских и палеозойских СФК Сибири может быть использована исследователями самых противоположных геотектонических направлений в различных практических и научных целях, в т.ч. и для геодинамических построений (рис. 1).

Карта структурно-формационных комплексов позднего неогея (мезозой и кайнозой). Мезозойский и кайнозойский мегакомплексы Сибири, за исключением погребенных раннетриасовой рифтовой системы Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба и кайнозойской Байкальской рифтовой системы, относятся к плитным образованиям. При этом среднетриасово-меловой комплекс чехла почти полностью перекрыт палеоген-неогеновыми и четвертичными образованиями. Поэтому в отличие от большинства мезозойских структур Сибирской платформы на плоскости карты нельзя отразить вещественный состав мезозоя Западно-Сибирской плиты. По указанной причине при составлении карты оказалось невозможным применить единый методический принцип изображения структурно-формационных особенностей образований позднего неогея. В связи с этим был использован дифференцированный подход с выделением следующих важнейших тектонических элементов: а) плато-базальтовая депрессия раннетриасового структурного этажа — Тунгусская синеклиза Сибирской платформы, с соответствующим формационным выполнением; б) рифтогенные осадочные бас-

сейны (Западно-Сибирский и предположительно Енисей-Хатангский) с обозначением для Западно-Сибирского бассейна внешней (моноклизы) и внутренней (надрифтовые желоба, депрессии, конседиментационные поднятия разного возраста от юры до неогена) зон; в) краевые прогибы и синеклизы (Предверхоянский, Вилюйская); г) внутриплатформенные депрессии юры в пределах Сибирской платформы, а также Алтае-Саянской области, поскольку с юрского периода вся территория Сибири развивалась в платформенно-квазиплатформенном режиме; д) кайнозойская рифтовая система (Байкальская).

На карте перечисленные тектонические элементы изображены цветовыми условными знаками, примерно соответствующими геологическому возрасту преобладающих осадков. На территории, где отсутствуют мезозойские и кайнозойские осадки, цветом показано распространение обобщенных мегакомплексов основания в соответствии с картой структурно-формационных комплексов раннего неогея.

Структурно-вещественное выполнение плато-базальтовой депрессии Тунгусской синеклизы Сибирской платформы дано на карте в соответствии с последними геолого-геофизическими материалами и структурными построениями. Показано также распространение сопровождающих Тунгусскую синеклизу ареалов интрузивных базитов, пронизывающих преимущественно верхнепалеозойские, в меньшей степени девонские, ордовик-силурийские и частично кембрийские отложения. Среди юрско-меловых осадков, распространенных главным образом по периферии Сибирской платформы, выделены плитные и орогенные комплексы с соответствующими формациями. Плитные комплексы выполняют и внутриплатформенные депрессии. На Сибирской платформе показано распространение плутонических формаций мезозоя — лейцитит-щелочно-сиенитовых, кимберлитовых и карбонатитовых. Структурный план мезозойско-кайнозойского мегакомплекса отражен на карте путем выделения структур 1-го (синеклизы, региональные и краевые прогибы), 2-го (суперпрогибы) и 3-го (впадины, поднятия, выступы, мегапрогибы, мегавалы) порядков. Дополнительную информацию о структурном плане и объемном строении дают изопахиты мезозойско-кайнозойских образований.

В пределах Западно-Сибирской плиты выделена рифтовая система раннетриасового возраста с соответствующим формационным выполнением (рифтогенные интрузивные и эффузивные гипербазит-базитовые комплексы). Рифтогенные комплексы сопровождаются примерно одновозрастными более широко распространенными осадочно-вулканогенными базитовыми образованиями.

Структурный план мезозойского и кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты формировался под воздействием постумных движений структурных зон и блоков фундамента, сформированных покровно-складчатыми системами рифейского и палеозойского возрастов, а также раннетриасовой рифтовой системой.

Как известно, импульс направленных тектонических движений в структурных зонах и блоковых структурах не затухает мгновенно, а сохраняется длительное время, не менее 200—250 млн. лет [6, 7]. Поэтому интенсивность и направленность движений в мезозойско-кайнозойских структурных зонах определяется возрастом покровно-складчатых и блоковых структур фундамента, их плотностной неоднородностью.

Грабен-рифты и межрифтовые поднятия, как наиболее молодые, продолжали унаследованно развиваться на протя-

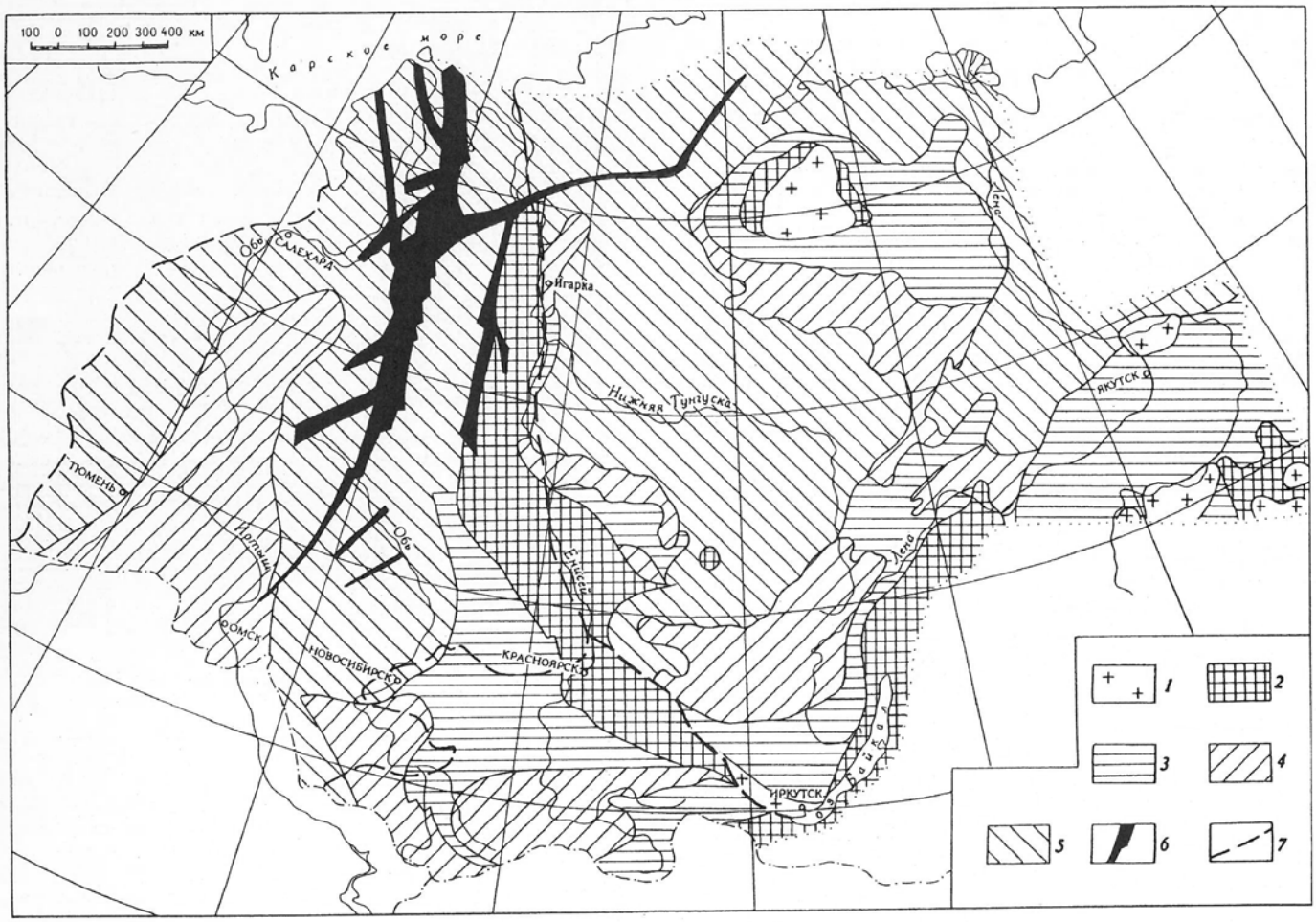


Рис. 1. Обзорная схема докембрийских и палеозойских тектонических мегакомплексов Сибири:

мегакомплексы: *1* — дорифейские, *2* — рифейский (байкальский), *3* — венд-кембрийский (салаирский), *4* — ордовикско-силурийский (каледонский), *5* — девонско-пермский (герцинский); *6* — зоны раннемезозойской деструкции земной коры; *7* — границы крупнейших тектонических элементов

жении всего мезозоя и кайнозоя. Они оказали определяющее влияние на формирование структур платформенного чехла. Над грабен-рифтами образовались структуры типа желобов (Колтогорско-Уренгойский, Худуттейский и др.). Над межрифтовыми поднятиями сформировались крупные сложнопостроенные структуры типа сводовых поднятий (Сургутское, Нижневартовское и др.). В целом во внутренней зоне Западно-Сибирской плиты выделены отрицательные и положительные структурные элементы, в которых структурообразование завершилось в юре — начале мела, раннем мелу, позднем мелу и неогене. Для части поднятий время структурообразования не установлено. В пределах крупных поднятий выделены структуры 2-го порядка. Возраст поднятий показан соответствующими штриховыми знаками.

Енисей-Хатангский региональный прогиб, по-видимому, заложился на рифтогенной зоне раннего триаса, имеющей большое сходство в строении и развитии с рифтами Западно-Сибирского бассейна. Поэтому он изображен в той же легенде, что и последний. Структурный план и объемное строение мезозойско-кайнозойского комплекса Западно-Сибирской плиты также подчеркнуты нанесением его изопахит.

Основными структурными элементами Байкальской рифтовой системы являются зоны крупных активных разломов — Главного Саянского, Тункинского, Обручевского и др. [1]. Они контролировали развитие ее структуры в кайнозое. Наиболее крупный сегмент Байкальской рифтовой системы — впадина оз. Байкал, в пределах которой выделяются более мелкие структуры разных порядков. За пределами впадины кайнозойская рифтовая система маркируется цепочкой рифтогенных депрессий, простирающихся далеко на северо-восток вплоть до Алданского щита (бассейн р. Чара) и на юго-запад. Н.А.Логачев и др. [1] указывают на специфическую черту развития рифтовой системы — двустороннее разрастание от Южно-Байкальской котловины, которая является наиболее древней, заложившейся в палеоцене. Начиная с олигоцена, рифтогенез развивался в обоих направлениях от Южно-Байкальской котловины (к северо-востоку и западу — юго-западу) .

Основные тектонические события в мезозое и кайнозое, вытекающие из анализа карты структурно-формационных комплексов позднего неогея, состоят в следующем.

В раннем триасе под воздействием мантийных глубинных процессов на территории Сибири произошла «внутриплитная» деструкция. Она проявилась в двух главных формах: плато-базальтовым вулканизмом на Сибирской платформе и образованием рифтовой системы в пределах Западной Сибири и Енисей-Хатангского прогиба. Рифтогенез раннего триаса охватил огромные пространства Арктики и Северной Атлантики [3]. Западно-Сибирская рифтовая система в образовавшейся Арктико-Северо-Атлантической рифтовой мегасистеме занимает самое крайнее восточное положение. Здесь образовались Колтогорско-Уренгойский, Худуттейский, Худосейский, Енисей-Хатангский, Ямальский, Аганский, Усть-Тымский, Чузикский грабен-рифты и разделяющие их Северо-Ямальское, Красноселькупское, Уренгойское, Сургутское, Нижневартовское и другие межрифтовые поднятия. Рифтовая система положила начало формированию Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского седиментационных бассейнов.

Плато-базальтовый вулканизм на Сибирской платформе обусловил формирование гигантской депрессии — Тунгусской синеклизы с объемом продуктов базальтового магматизма около 900 тыс. км^3.

В Алтае-Саянской области мезозойская тектономагматическая активизация деструктивного типа проявилась в

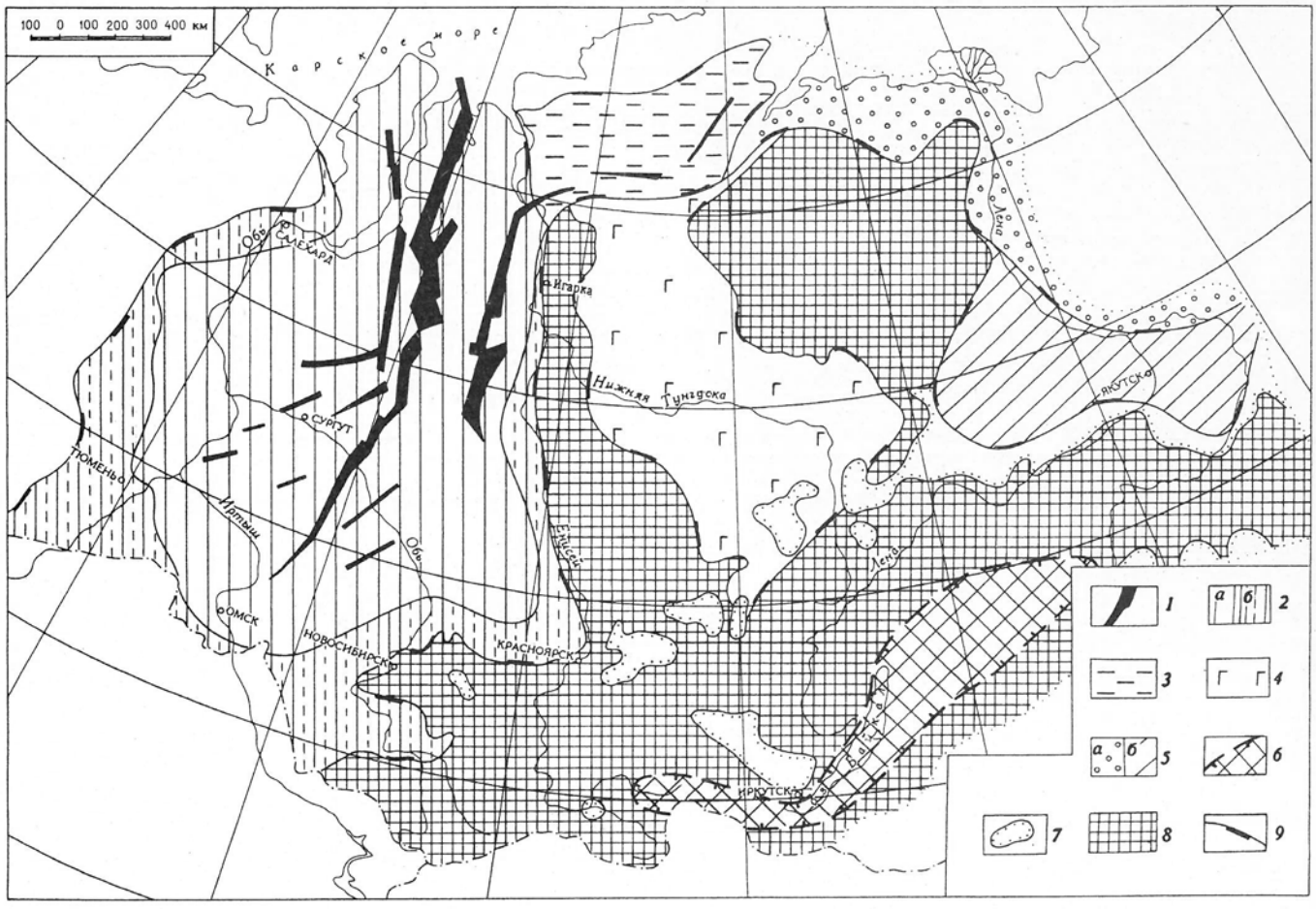


Рис. 2. Обзорная схема важнейших тектонических элементов мезозойского и кайнозойского мегакомплексов Сибири:

1 — триасовые грабен-рифты; *2* — Западно-Сибирский рифтогенный бассейн (*а* — внутренняя, *б* — внешняя зоны); *3* — Енисей-Хатангский предположительно рифтогенный прогиб; *4* — плато-базальтовая депрессия Тунгусской синеклизы; *5* — краевые прогибы (*а*) и синеклизы (*б*); *6* — Байкальская кайнозойская рифтовая система; *7* — внутриплатформенные депрессии; *8* — выходы домезозойских мегакомплексов; *9* — границы основных тектонических элементов

крайне ослабленной, так называемой «деффузивной» форме. Наиболее существенным ее проявлением было формирование траппов Кузнецкого прогиба.

Указанные выше тектонические процессы на юге Сибири в раннем мезозое, возможно, связаны с тектоническими процессами на юге Южно-Азиатского континента — закрытием Палеотетиса и раскрытием Мезотетиса, а возможно, и с поворотом Сибирского кратона по часовой стрелке.

Юрско-меловой этап в истории Сибирской платформы связан с активизацией обрамляющих ее складчатых сооружений. В частности, в пределах Вилюйской гемисинеклизы и Предверхоянского прогиба верхнеюрско-меловые отложения накапливались в результате орогенеза Верхоянской складчатой системы. Развитие Предсаянской и Предъенисейской групп депрессий обусловлено воздыманием Енисейского кряжа, Восточного Саяна и формированием сводового поднятия Байкальской области.

Таким образом, мезозойско-кайнозойскую историю развития территории Сибири объяснить какой-либо детерминированной моделью невозможно. В течение всего мезозоя и кайнозоя территория Сибири развивалась под одновременным влиянием диаметрально противоположных глобальных тектонических событий.

С одной стороны, для северной части Сибири такие события связаны с образованием глобальной рифтовой мегасистемы, итогом которой явилось формирование Северо-Атлантической и Арктической океанической депрессий. С другой стороны, на южную часть Сибири огромное влияние оказало формирование орогенных поясов, которые связаны с закрытием Палеотетиса и раскрытием Мезотетиса. В течение всего мезозоя и кайнозоя на литосферу Сибири воздействовали тангенциально-сжимающие напряжения с южного горного обрамления, а на севере преобладал режим пульсационного прогибания и растяжения. В сложном взаимодействии этих процессов и состоит специфика развития Сибири в мезозое и кайнозое.

Под воздействием указанных глобальных событий на территории Сибири в мезозое и кайнозое сформировались Западно-Сибирская плита с осадочным чехлом мощностью до 12 км, окраинные депрессионные зоны Сибирской платформы, Алтае-Саянская складчато-глыбовая область, Байкальская рифтовая система и внутриплатформенные депрессии и поднятия (рис. 2).

Важным дополнением к информации, содержащейся на геостатических тектонических картах, служат мелкомасштабные карты-врезки, на которых отражено распределение плотностей пород в земной коре, отдельно для гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев (карта раннего неогея), а также мощностей земной коры и литосферы (карта позднего неогея). Сопоставление этих характеристик с основными структурными элементами, изображенными на тектонических картах, позволит более четко представить объемную модель земной коры Сибири.

В заключение отметим следующее.

На тектонических картах раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея отражена современная модель строения литосферы Сибири. Анализ карт показал, что основные черты современной структуры литосферы Сибири были заложены в рифее и раннем мезозое в связи с проявлением глобальных рифтогенных процессов и распадом суперконтинентов Протопангея и Палеопангея.

В северной Евразии с ранним неогеем связано образование Урало-Монгольского подвижного пояса и древних платформ, в частности Сибирской и Восточно-Европейской, а с поздним — образование Урало-Сибирской молодой платформы и заложение в кайнозое спрединговых океанических бассейнов и рифтогенных систем.

Анализ особенностей строения структурно-формационных комплексов и глубинной структуры литосферы показал, что развитие литосферы Сибири в раннем неогее протекало направленно-циклически, причем тектономагматический цикл включал деструктивную (доорогенную) и конструктивную (орогенную) стадии, сменявшие друг друга во времени и пространстве, но проявлявшиеся одновременно (противофазно) в различных системах подвижного пояса.

В течение раннего неогея проявились четыре тектономагматических цикла, совпадающие с крупными отрезками времени (рифейский, венд-кембрийский, ордовикско-силурийский, девон-пермский). В позднем неогее проявилась первая (деструктивная) стадия тектономагматического цикла, характеризующая начало нового суперцикла в развитии Земли.

С тектономагматическими циклами связано формирование латеральных рядов доорогенных (этап растяжения, прогибания), раннеорогенных и позднеорогенных (этап сжатия) и платформенных формационных комплексов, составляющих в структуре земной коры крупные структурные этажи или мегакомплексы.

Выделение структурно-формационных комплексов различных этапов тектономагматического цикла позволяет лучше познать особенности строения и геологического развития территории Сибири и использовать эти данные для более глубокого анализа геологического строения как Сибири, так и других регионов России.

Особое значение эти карты приобретают для минерагенического районирования территории Сибири, так как выделенные структурно-формационные комплексы характеризуются набором свойственных им формаций, магматизмом и, следовательно, набором определенного типа эндогенных и экзогенных полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В.* и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992—1996 гг. Новосибирск, 1996. С. 57—80.
2. *Методические* рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири / Отв. ред. В.С. Сурков, Б.М. Чиков. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.
3. *Мегакомплексы* и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Ред. В.С.Сурков. — М.: Недра, 1986.
4. *Мегакомплексы* и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Ред. В.С.Сурков. — М.: Недра, 1987.
5. *Мегакомплексы* и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / Ред. В.С.Сурков. — М.: Недра, 1988.
6. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981.
7. *Яншин А.Л.* Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., 1965. С. 7—18.
8. *Atlas* of paleotectonic and palegeological-landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia / V.S.Surkov, V.P.Korobeynikov, L.V.Smirnov. — Novosibirsk — Geneva, SNIIGGIMS — Petroconsaltants, 1995.

УДК 550.814+629.78

© А.В.Перцов, 1999

Аэрокосмические методы в геологии на рубеже веков

А.В.ПЕРЦОВ (ВНИИ космоаэрологических методов)

История развития. Аэрокосмические методы при изучении природных ресурсов начали развиваться с конца 30-х — начала 40-х годов как средства получения информации о геологическом строении, полезных ископаемых, водных и лесных ресурсах. Первые работы в этом направлении были выполнены в лаборатории аэрометодов (ЛАЭМ) АН СССР (ныне ВНИИКАМ) и Всесоюзном аэрогеологическом тресте (ныне ГНПП «Аэрогеология»). Методы базирова-

лись на аэрофотосъемке и визуальном анализе получаемых изображений земной поверхности на основе комплексного ландшафтного подхода. Материалы аэрофотосъемки нашли успешное применение как в нашей стране, так и за рубежом при геологическом картировании и поисках месторождений полезных ископаемых, в географических, почвенно-ботанических, гидрологических, геокриологических и гляциологических исследованиях, в лесном и сельском хозяйствах, в инженерных изысканиях и проектировании сооружений, при проведении специальных исследований [2, 11, 12, 15—17, 19, 21, 23]. Определяющая роль в становлении аэрометодов изучения природных ресурсов в нашей стране принадлежит А.Е.Ферсману, В.А.Фаасу, А.В.Гаванеману, Н.Г.Келлю, В.П.Мирошниченко, Г.Ф.Лунгерсгаузену, И.И.Краснову и др. Опыт применения аэрометодов при решении геологических задач в нашей стране впервые был обобщен В.П.Мирошниченко в монографии, подготовленной к изданию еще в 1941 г. [12]. Аэрометоды в геологии начали развиваться как средства получения информации о геологическом строении хорошо обнаженных районов путем дешифрирования крупно- и среднемасштабных аэрофотоснимков. В дальнейшем в основу анализа аэрофотоизображений были положены контрастно-аналоговый и ландшафтно-геоиндикационный подходы, которые позволили по снимкам выявлять геологические структуры и структурно-вещественные комплексы в различных ландшафтных условиях при решении задач геологического картографирования среднего и крупного масштабов, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых [1, 15, 16].

В конце 60-х годов наиболее полно теоретические и методические вопросы использования материалов аэросъемок в геологии были обобщены в работе сотрудников ЛАЭМ, состоящей из двух томов: «Физические основы и технические средства аэрометодов» (1967 г.) и «Аэрометоды геологических исследований» (1971 г.). В этой монографии подробно рассмотрены не только теоретические вопросы геологической интерпретации данных аэросъемок, но и освещена методика выполнения работ, охарактеризованы особенности использования аэрометодов в различных геологических и ландшафтных условиях. К составлению монографии был привлечен большой коллектив авторов из числа сотрудников геологических учреждений, учтен зарубежный опыт. Все это позволило использовать монографию как основное учебное, справочное и методическое пособие в практической деятельности геологов-практиков на протяжении длительного времени. С появлением материалов съемок из космоса, а также тепловых и радиолокационных аэросъемок упомянутые подходы развивались с учетом физических основ дистанционного зондирования (ДЗ) в различных диапазонах электромагнитного спектра [3, 8, 9, 14—16, 18, 22].

В 60-е — 70-е и в последующие годы применение материалов аэро- и космических съемок становится обязательным в системе геологической службы страны при проведении геологосъемочных работ среднего и крупного масштабов, при составлении Госгеолкарты м-ба 1:1 000 000 и карт обзорного характера. Кроме того, широкое применение находят аэро- и космические снимки при прогнозировании и поисках месторождений нефти и газа, рудных полезных ископаемых, кимберлитовых трубок, строительных материалов, подземных вод [3, 15, 16]. Проводятся исследования по использованию материалов дистанционного зондирования при глубинном геологическом картировании и определяются широкие возможности ДЗ для изучения геологического строения погребенного фундамента в условиях равнинных районов при мощности покровных отложений до 250 м [4]. Большое развитие получают исследования по изучению мелководных зон морей. Опыт исследований, накопленный в ходе научно-исследовательских работ на Охотском, Каспийском, Черном, Белом и Баренцевом морях, позволил разработать методические рекомендации по использованию аэро- и космических изображений морского дна и поверхности моря при геологическом картировании, поисках полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа, картировании подводных ландшафтов, мониторинге береговой зоны морей и т.д. [20].

Развитие методов ДЗ при тектономагматических и прогнозно-металлогенических исследованиях потребовало перехода к решению задач перспективной оценки территорий на базе комплексного анализа аэрокосмической информации, геолого-геофизических, геохимических и других данных. Решение этой задачи было основано на создании прогнозно-поисковых моделей как составной части прогнозно-поисковых комплексов на примере металлогенических таксонов, включающих крупнейшие месторождения [10].

Значительные успехи были достигнуты в области использования материалов аэро- и космических съемок при изучении состояния природной среды, выявлении уровня и источников ее загрязнения, проведении мониторинга природных систем, подверженных интенсивному антропогенному воздействию, проведении геоэкологического картографирования [6].

В значительной степени полученные результаты в использовании аэрокосмической информации были основаны на геоиндикационном подходе к анализу дистанционных данных. В результате развития этого подхода оформился метод геоиндикационного моделирования как основа геологического дешифрирования аэро- и космических снимков в различных ландшафтных и геологических условиях [5]. Данный метод предусматривает изучение взаимосвязи элементов геологического строения с элементами и компонентами ландшафта и последующее использование выявленных закономерностей при анализе аэрокосмической информации. Реализация метода геоиндикационного моделирования заключается в построении картографо-математических моделей на основе характеристик связей элементов и компонентов ландшафта (в т.ч. особенностей их пространственного распределения) с геологическими объектами. После апробации таких моделей, а также проведения в случае необходимости их корректировки они используются в конкретных геологических построениях [3]. В частности, геоиндикационное моделирование положено в основу методики прогнозирования строения различных горизонтов осадочного чехла в пределах нефтегазоносных бассейнов с последующим их тектоническим и нефтегазоперспективным районированием, выявлением структур, перспективных на поиски нефти и газа [7, 13].

Современное состояние. Качественно новый этап развития аэрокосмических методов изучения природных ресурсов наступил в 80-х годах с появлением нового поколения цифровых средств получения аэрокосмической информации (1), разработкой компьютерных средств обработки изображений земной поверхности (2) и технологий комплексного анализа разнородных (аэрокосмических, географических, геофизических, геохимических и геологических) данных (3) — географических информационных систем (ГИС-технологий).

Технические средства ДЗ нового поколения позволяют получать с космических и авианосителей информацию в нескольких диапазонах электромагнитного спектра (видимый, ближний инфракрасный, тепловой, радиоволновой) с регистрацией измерений в цифровой форме с малым (1000 м и более), средним (600—30 м) и высоким (10—2 м) пространственным разрешением.

Технические и программные средства компьютерной обработки аэрокосмической информации обеспечивают широкие возможности выполнения радиометрических коррекций, географической привязки данных в требуемых картографической проекции и масштабах. Обеспечивается также возможность интегрированного анализа данных, получаемых в разных спектральных диапазонах с целью выделения информации о различных видах природных ресурсов.

Компьютерные технологии комплексного анализа разнородных данных предоставили широкие возможности для создания и ведения значительных по объему баз аэрокосмических, географических, геофизических, геохимических, геологических и в целом природоресурсных данных на значительные по площади территории. Эти технологии, в первую очередь ГИС-технологии, дают возможность также совместного анализа данных для моделирования объектов и процессов природной среды для решения широкого круга природоресурсных задач.

В России в практической деятельности производственных организаций в настоящее время достаточно полно используются космические фотоснимки м-бов 1:1 000 000—1:200 000, полученные в видимом диапазоне электромагнитного спектра с пространственным разрешением от 30 до 10 м, а также аэрофотоснимки м-бов 1:100 000—1:25 000. В отдельных редких случаях применяются радиолокационные аэро- и космические снимки и материалы тепловых съемок. Материалы космических многоспектральных съемок, получаемые отечественными цифровыми сканерными и радиолокационными системами, практически не используются, так как опыт работы с цифровыми данными в производственных организациях практически отсутствует.

Дешифрирование и интегрированный анализ аэрокосмической информации в производственных организациях осуществляются в основном визуально и ручными методами. Компьютерная обработка изображений и содержательное моделирование, как правило, не проводятся. Все это приводит к низкому уровню использования информации, содержащейся на аэро- и космических снимках, и к крайне низкой производительности работ.

В то же время в практике зарубежных работ по изучению регионального геологического строения территорий, прогнозированию и поиску месторождений полезных ископаемых с середины 80-х годов широко используются цифровые данные многоспектральных космических съемок системами Landsat MSS, TM (США) и Spot XS, P (Франция). Эти системы позволяют получать информацию в нескольких зонах электромагнитного спектра (видимый, ближний инфракрасный, тепловой) с регистрацией измерений в нескольких узких диапазонах (7 для Landsat TM и 4 для Spot XS) с пространственным разрешением от 30 до 20 м, а также 10 м для панхроматических снимков Spot P и 120 м для тепловых снимков Landsat TM. Национальные космические программы США и Франции предусматривают развитие многоспектральных цифровых систем в отношении повышения их пространственной разрешающей способности до 5 и даже до 1 м, улучшения их спектрального разрешения, а также совершенствования компьютерных систем предварительной обработки получаемых данных.

В последние годы зарубежные организации начали использовать материалы космических съемок с европейского (ERS) и японского (JERS-1) спутников (многоспектральные и радиолокационные). С 1996 г. функционируют канадский спутник RADARSAT с радиолокационной станцией и японский ADEOS с многоспектральными съемочными системами. Выполняются национальные программы для исследования природных ресурсов, в т.ч. геологического строения, в Китае, Индии, Бразилии, Аргентине, предусматривающие использование данных с собственных космических съемочных систем.

В России в начале 90-х годов начали функционировать космические многоспектральные и радиолокационные системы получения дистанционной информации в цифровом виде МСУ-М, МСУ-СК, МСУ-Э, Алмаз, а также фотографические системы высокого пространственного разрешения КФА-1000, МК-4, КФА-3000, ТК-350, КВР-1000.

Цифровая форма записи информации обеспечивает расширение (в сравнении с фотографической) динамического диапазона регистрируемых энергетических величин и высокое спектральное разрешение, а также позволяет проводить ее компьютерную обработку без дополнительной подготовки. Использование различных участков электромагнитного спектра (видимый, ближний инфракрасный, тепловой и радиоволновой) с регистрацией измерений в узких диапазонах позволяет получать качественно новую информацию, что обеспечивает повышение эффективности решения геологических задач, традиционно решаемых методами дистанционного зондирования, а также расширить их число.

Фотографические системы до сих пор не утратили своего значения. Они обеспечивают высокое пространственное разрешение, что дает возможность в ряде случаев использовать их вместо аэрофотоснимков. После перевода их в цифровую форму они могут быть обработаны компьютерными методами, в т.ч. синтезированы с многоспектральными и радиолокационными данными, что позволяет объединять возможности этих двух видов дистанционной информации.

Компьютерные методы обработки материалов космических съемок, реализованные в виде специализированного программного обеспечения для компьютерной техники, позволяют приводить изображения в ту форму, в которой выявление геологической информации наиболее эффективно, а также анализировать весьма большие объемы получаемой информации непосредственно специалисту-геологу.

Перечень задач, решаемых с использованием материалов ДЗ, может быть рассмотрен на примере составления Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200. Анализ материалов ДЗ играет существенную роль при уточнении существующих представлений о геологическом строении района картографирования, анализе закономерностей размещения и прогнозе полезных ископаемых, проведении эколого-геологических исследований, оценке эколого-геологической обстановки и прогнозе ее развития, оценке геологических опасностей. При составлении основных документов Госгеолкарты-1000 (геологической карты дочетвертичных образований, геологической карты четвертичных образований, карты полезных ископаемых, эколого-геологической карты) материалы ДЗ применяются при решении следующих задач: уточнение структурного каркаса и блокового строения; уточнение контуров (границ) геологических тел с учетом естественной генерализации; уточнение рисунка складчатых структур; структурно-металлогеническое районирование; выявление эколого-геологических условий и потенциально опасных для обитания и деятельности человека геологических процессов и явлений (по С.И.Стрельникову, В.И.Захарову, В.С.Антипову, Е.В.Кузнецову, Требования к дистанционной основе Госгеолкарты-1000).

При составлении основных документов Госгеолкарты-200 (геологической карты, карты четвертичных образований, карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения, эколого-геологической схемы) материалы ДЗ используются при решении следующих задач: выделение площадных стратифицированных и нестратифицированных объектов, прослеживание их границ, получение информации о вещественном составе тел; выделение линейных объектов (прослеживание отдельных пластов и маркирующих горизонтов, даек, жил и жилообразных малых интрузий, разрывных нарушений и узлов их пересечения, зон смятения и повышенной трещиноватости); структурно-тектонические исследования (выделение структурно-формационных зон, тектонических блоков, кольцевых и складчатых структур); выявление скрытых на глубине геологических объектов, погребенных частей геологических тел, выходящих на поверхность, их геометризация; установление закономерностей размещения полезных ископаемых; минерагеническое районирование; выявление и локализация потенциально рудоносных объектов, перспективных участков; изучение эколого-геологических условий, выявление потенциально опасных для обитания и деятельности человека геологических процессов и явлений, прогноз их возможного развития (по В.И.Захарову, С.И.Стрельникову, В.С.Антипову, Требования к дистанционной основе Госгеолкарты-200).

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что широкое использование новых возможностей аэрокосмических методов и компьютерных технологий при региональных геологических исследованиях, составлении Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200, прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых позволит повысить эффективность этих видов работ, предоставит возможность с новых позиций подойти к интерпретации геолого-геофизических материалов. При этом могут быть решены вопросы оптимизации численности коллективов, выполняющих такие работы, за счет обеспечения возможности квалифицированным специалистам-геологам выполнять как содержательные, так и вспомогательные технические операции почти по всему циклу работ, перераспределения объемов финансирования за счет сокращения объемов полевых работ, которые необходимо будет выпол-

нять только на ключевых тестовых участках, а также сокращения общих сроков работ.

Концепция развития. Анализ развития аэрокосмических методов в России и за рубежом позволяет определить основные тенденции этого процесса. Приступая к такому анализу, процесс использования данных ДЗ при решении геологических задач следует рассматривать как интерактивный процесс изучения геологической реальности путем получения (сбора), обработки и интерпретации аэрокосмической информации. Таким образом, указанный процесс и вся система дистанционного зондирования могут быть разделены на три подсистемы: сбора данных ДЗ; обработки данных ДЗ; интерпретации данных ДЗ.

В рамках подсистемы сбора данных ДЗ основное применение в настоящее время находят фотографические (аналоговые), сканерные (цифровые) и радиолокационные (цифровые) системы, которые позволяют в различных диапазонах электромагнитного спектра получать информацию о дневной поверхности: в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах — изображение элементов ландшафта земной поверхности и их спектральные характеристики, в тепловом — температурное поле земной поверхности, в радиоволновом — изображение элементов ландшафта и их характеристики отражения, рассеяния, поглощения радиоволн. При этом основными тенденциями развития подсистемы сбора данных ДЗ являются: увеличение пространственного разрешения для фотографических, сканерных и радиолокационных космических систем; увеличение спектрального разрешения и числа одновременно действующих каналов для космических и авиационных сканерных систем; увеличение числа рабочих диапазонов и видов поляризации для космических и авиационных радиолокационных систем.

Исходя из этих тенденций, концепция развития технических средств получения (сбора) аэрокосмической информации должна заключаться в разработке, во-первых, сканерных многоспектральных систем с высоким пространственным (1 м и лучше) и спектральным (5 нм и лучше) разрешением в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах. Эти системы позволят решать не только геологические задачи, но и составлять карты землепользования, обновлять топографические карты, изучать состояние природной среды, решать лесо- и водохозяйственные проблемы.

Во-вторых, получат развитие цифровые измерительные многочастотные радиолокационные станции, устанавливаемые на авиа- и космических носителях. При дистанционном зондировании в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах возможно получение данных только о тех элементах ландшафта, которые непосредственно отражают солнечное излучение. При дистанционном зондировании в радиоволновом диапазоне излучаемые радиолокационной станцией волны в зависимости от их длины отражаются от разных элементов ландшафта, в т.ч. скрытых растительностью. Более того, в определенных условиях радиоволны дециметрового и метрового диапазонов могут проникать сквозь земную поверхность и, отражаясь от различных горизонтов, предоставлять информацию о подповерхностном строении на глубине от первых дециметров до десятков метров. Эти возможности радиолокационной съемки открывают новые перспективы, в первую очередь для поисков подземных вод. Преимуществом дистанционного зондирования в радиоволновом диапазоне является также возможность получения информации практически в любых погодных условиях и в любое время суток, что особенно важно для обеспечения работ по мониторингу состояния природной среды. При создании радиолокационных станций нового поколения будет реализована возможность улучшения пространственного разрешения до первых метров за счет использования высокой монохроматичности излучаемых радиосигналов, их последующего когерентного сложения и формирования импульсов малой длительности. Такие радиолокационные станции позволят получать информацию одновременно в нескольких диапазонах длин волн, с различной поляризацией, хорошим пространственным разрешением, что позволит эффективно ее использовать для решения геологических и других природоресурсных задач.

В третьих, получат развитие космические сканерные системы для получения более полной информации в тепловом диапазоне. Для геологических целей это особенно важно, так как в определенных условиях регистрируемая такими системами температура земной поверхности несет информацию о глубинном строении.

В рамках подсистемы обработки данных ДЗ основные тенденции заключаются в создании программных средств выполнения геометрических и радиометрических коррекций результатов съемок. При этом в соответствующих программах ряда стран предусматривается развитие специализированных аппаратно-программных средств, обеспечивающих передачу потребителям данных, не требующих дальней коррекции.

При рассмотрении подсистемы интерпретации данных ДЗ важно то обстоятельство, что определение характеристик природной среды в целом и особенностей геологического строения, в частности, т.е. решение обратной задачи дистанционного зондирования, не является однозначным. Решение геологических задач, особенно в области прогнозирования месторождений полезных ископаемых, связано не только и не столько с определением параметров объектов земной поверхности, а в первую очередь с построением их геоиндикационных моделей. Поэтому основные направления развития этой подсистемы ДЗ должны быть связаны с разработкой компьютерных технологий моделирования и, в первую очередь с созданием экспертных систем, аккумулирующих знания высококвалифицированных экспертов в этой области. При этом в базу знаний должны включаться как общие представления о геоиндикационных связях, так и эвристические знания, не зафиксированные в явном виде. Все это может существенно увеличить эффективность компьютерных систем моделирования геологического строения и прогноза месторождений полезных ископаемых. По сравнению с другими типами компьютерных моделей в экспертных резко уменьшаются требования к системе данных за счет того, что наборы признаков, описывающих прогнозные объекты, могут для разных объектов не совпадать. При этом одновременно учитываются как количественные, так и качественные признаки, что особенно важно при анализе аэрокосмической информации, становится возможной эффективная интеграция разнородных данных (разного вида данных ДЗ, геолого-геофизических, геохимических и т.п.), для которой неприменимы другие процедуры обработки.

Трансфер технологий. Трансфер (передача) современных методов и компьютерных технологий обработки и интегрированного анализа материалов аэро- и космических съемок в производственные геологические организации должен базироваться на существующем в производстве опыте работы с аэро- и космическими изображениями. Первый этап трансфера методов и компьютерных технологий должен быть основан на обеспечении площадей проведения различного вида геологических исследований материалами дистанционного зондирования. В первую очередь — это создание дистанционной основы*, оптимальным образом представленных в цифровом и аналоговом виде результатов космических съемок и их обработок, необходимых для решения задач современного геологического картографирования. При этом различают фактографическую и интерпретационную части дистанционной основы. Компонентами фактографической части являются нормализованные материалы дистанционного зондирования в цифровой и аналоговой формах, а также результаты формализованных преобразований этих материалов в цифровой форме. Нормализация — это приведение материалов съемок в требуемые картографическую проекцию и масштаб, коррекция

---

* «Концептуальные положения содержания и формирования дистанционной основы Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000» и «Требования к дистанционной основе Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000» подготовлены во ВНИИКАМ и утверждены Министерством природных ресурсов в 1996 и 1997 гг. соответственно.

фотометрических искажений, монтаж снимков в единое изображение, картографическая привязка. Формализованная обработка — это различные пространственно-частотные фильтрации, межканальные преобразования и т.п., имеющие целью выявление и подчеркивание тех элементов изображения, которые используются при дешифрировании геологического строения и анализе состояния природной среды. Интерпретационная часть дистанционной основы — это результаты экспертного анализа изображения с использованием геологической, геофизической и ландшафтной информации.

Второй этап трансфера должен быть основан на непосредственной передаче компьютерных технологий анализа аэрокосмической информации, в первую очередь тех, которые обеспечивают создание интерпретационной части дистанционной основы. Применительно к Госгеолкарте-1000 и Госгеолкарте-200 эти технологии призваны обеспечить получение информации для соответствующих компонентов госгеолкарт — геологического, минерагенического, геоэкологического содержания.

Компьютерные технологии обработки и анализа аэрокосмической информации в настоящее время находятся в разработке и по мере выхода из стадии научно-исследовательских работ они будут передаваться в производственные геологические организации, освоившие методики и технологии в рамках первого этапа. При этом последовательно должны решаться задачи технического и программного обеспечения соответствующих геологических производственных организаций на базе тех средств, которые будут функционировать при проведении работ по первому этапу трансфера компьютерных технологий использования материалов ДЗ.

Центральной частью стратегии второго этапа трансфера компьютерных технологий использования аэрокосмической информации в геологических исследованиях должна являться разработка и передача экспертных систем. Экспертные системы представляют собой программные средства, содержащие базы знаний, аккумулирующие опыт экспертов и позволяющие геологам производственных организаций использовать накопленные в отрасли знания в повседневной практической работе, минуя длительный этап традиционного повышения квалификации. Составными частями экспертных систем являются пользовательский интерфейс, база данных, база знаний, набор инструментальных средств.

Пользовательский интерфейс позволяет производить просмотр изображения из базы данных и материалов пользователя, формировать описания изображений для решения задач дешифрирования и получать экспертное заключение системы. Банк данных содержит аэро- и космические снимки, их описания в соответствии с решаемым кругом задач, технические данные, необходимые комментарии. База знаний содержит и поддерживает процедуры обращения к наборам дешифровочных признаков для различных геологических и ландшафтных условий классификации объектов дешифрирования, процедуры логического вывода для получения соответствующих заключений и процедуры объяснения для обоснования сделанного заключения.

Одновременно с реализацией указанных этапов трансфера компьютерных технологий обработки и интегрированного анализа материалов аэрокосмических съемок необходимы проведение дальнейших исследований по развитию методов ДЗ природных ресурсов и разработка новых технологий использования цифровых космических данных при изучении регионального геологического строения суши и шельфа, геологическом картографировании м-бов 1:1 000 000 и 1:200 000, проведении гидрогеологических и геоэкологических исследований. Особенно важными представляются задачи, которые необходимо решить в рамках создания интерпретационной части дистанционной основы Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200. Первоочередными задачами научно-исследовательских работ в этой области являются:

развитие методов геоиндикационного анализа материалов аэро- и космических съемок и создание геоиндикационных моделей типовых объектов геологического и геоэкологического картографирования;

исследование физических основ дистанционного зондирования в тепловом диапазоне электромагнитных волн и создание методов и компьютерных технологий использования материалов космической тепловой съемки при региональных геологосъемочных работах, изучении глубинного строения, прогнозировании и поисках месторождений полезных ископаемых;

исследование физических основ дистанционного зондирования в радиоволновом диапазоне электромагнитных волн и создание методов и компьютерных технологий использования материалов многочастотной радиолокационной съемки с самолетов-лабораторий и космических носителей при региональных геологосъемочных работах, гидрогеологических исследованиях, геоэкологическом картографировании;

создание компьютерных экспертных систем обработки и анализа материалов аэро- и космических съемок;

создание компьютерных технологий обработки и интегрированного анализа материалов различного вида космических съемок применительно к решению следующих задач: а) проведение мелко- и среднемасштабных геологических исследований и создание Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200; б) составление прогнозно-металлогенических карт мелкого, среднего и детального масштабов; в) осуществление комплексных исследований и картографирования шельфовых зон морских побережий, обеспечения ГСШ-200; г) проведение геоэкологических исследований, мониторинга геологической среды, гидрогеологических и инженерно-геологических работ на суше и на шельфе; д) выполнение работ по изучению нефтегазоносных территорий и прогнозированию перспективных структур.

Итак, аэрокосмические методы в геологии в своем развитии прошли путь от визуального дешифрирования аэрофотоснимков до компьютерного анализа цифровых данных, получаемых в нескольких диапазонах электромагнитного спектра как с авиационных, так и с космических носителей. Круг задач, решаемых с использованием данных ДЗ, расширился от составления схем геологического строения хорошо обнаженных районов, до выявления глубинных структур, в т.ч. рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих, а также перспективных на поиски углеводородного сырья. Значительную роль стали играть данные ДЗ при решении гидрогеологических и инженерно-геологических задач, эколого-геологических исследованиях.

Анализ тенденций развития дистанционных методов изучения природных ресурсов позволяет определить основные направления развития аэрокосмических методов в геологии. Это, в первую очередь, создание компьютерных технологий интегрированного анализа данных ДЗ, получаемых в разных диапазонах электромагнитного спектра и разного уровня генерализации. Реализация таких технологий на базе геоиндикационного моделирования элементов геологического строения, а также создания экспертных систем решения геологических задач разного типа позволит существенно повысить эффективность использования аэрокосмической информации, предоставляемой техническими средствами нового поколения (сканерные многоспектральные и радиолокационные многочастотные с высоким пространственным разрешением).

Особое место в развитии аэрокосмических методов геологических исследований в нашей стране будет принадлежать реализации программы создания дистанционной основы Госгеолкарты-1000 и Госгеолкарты-200 как в ее фактографической, так и особенно в интерпретационной части. Создание такой дистанционной основы будет сопровождаться детально проработанной системой трансфера технологий анализа аэрокосмической информации в геологоразведочное производство.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аэрогеологические* работы на Урале. Свердловское территориальное правление научн.-техн. горного общества. Свердловск, 1982.
2. *Аэрометоды* геологических исследований / Под ред. А.И.Виноградовой. — Л.: Недра, 1971.

3. *Брюханов В.Н., Моралев В.М.* Космическая информация и геологические исследования // Исследование Земли из космоса. 1980. № 1.
4. *Гальперов Г.В., Перцов А.В., Брусничкина Н.А.* Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения. — Л.: Недра, 1979.
5. *Геоиндикационное* моделирование (с использованием материалов аэро- и космических съемок) / Б.Н.Можаев, Н.Ф.Афанасьев, В.И.Астахов и др. — Л.: Недра, 1984.
6. *Кирсанов А.А.* Применение материалов аэро- и космических съемок в геоэкологических исследованиях (состояние и перспектива) // Отечественная геология. 1994. № 6. С. 50—54.
7. *Кирсанов А.А.* Развитие дистанционных методов изучения нефтегазоносных территорий // Отечественная геология. 1994. № 6. С. 34—38.
8. *Космическая* информация в геологии / Под ред. В.Г.Трифонова, В.И.Макарова, Ю.Г.Сафронова и др. — М.: Наука, 1983.
9. *Космическая* фотосъемка и геологические исследования / Под ред. Г.Б.Гонина, С.И.Стрельникова. — Л.: Недра, 1975.
10. *Металлогенические* и тектоно-магматические исследования на основе материалов аэро- и космосъемок / А.В.Перцов, Г.В.Гальперов, В.С.Антипов, И.К.Рундквист и др. — Л.: Недра, 1988.
11. *Миллер В., Миллер К.* Аэрофотогеология. — М.: Мир, 1964.
12. *Мирошниченко В.П.* Аэрогеосъемка. — Л.: Госгеолиздат, 1946.
13. *Можаев Б.Н., Можаева В.Г., Кирсанов А.А.* Применение материалов аэро- и космических съемок при изучении новейшей тектоники юго-западной Туркмении. — М.: Недра, 1988.
14. *Можаев Б.Н.* Место дистанционных методов в отечественных геологических исследованиях // Отечественная геология. 1994. № 6. С. 12—21.
15. *Можаев Б.Н.* Предприятию «Аэрогеология» 50 лет // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 3—16.
16. *Перцов А.В.* Развитие аэрокосмических методов в ЛАЭМ-ВНИИКАМ // Отечественная геология. 1994. № 6. С. 3—11.
17. *Петрусевич М.Н.* Аэрометоды при геологических исследованиях. — М.: Госгеолтехиздат, 1962.
18. *Применение* радиолокационной аэросъемки при геолого-географических исследованиях / В.М.Глушков, В.Б.Комаров, В.А.Старостин и др. — Л.: Недра, 1981.
19. *Физические* основы и технические средства аэрометодов. — Л.: Недра, 1967.
20. *Шарков В.В., Гурьева З.И., Кильдюшевский Е.И.* Аэрокосмические методы геологического изучения шельфа. — Л.: Недра, 1985.
21. *Bandat Von H.F.* Aerogeology. Culf publishing company, Houstan. Texas, 1962.
22. *Manual* of Remote Sensing // Edit. Robert N. Colwel, 1983. Vol. 1, 2.
23. *Sabet A.N.* On example of photo interpretation of crystalline rocks, 1962. Delft the Netherland. ITC publication, B 14/15.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.411(571.55)

© Б.Н.Абрамов, Л.Ф.Наркелюн, 1999

Золотоносность осадочно-метаморфических и интрузивных комплексов пород Кодаро-Удоканской структурной зоны

Б.Н.АБРАМОВ (Читинский институт природных ресурсов СО РАН), Л.Ф.НАРКЕЛЮН (Читинский государственный технический университет)

Кодаро-Удоканская структурная зона представляет собой крупный синклинорий, который в виде субширотной дуги огибает выступы архейского фундамента Чарской глыбы. В ее строении участвуют породы раннепротерозойской удоканской серии, менее широко развиты рифейские, вендские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Интрузивные образования представлены следующими раннепротерозойскими комплексами — кодарским, чинейским, куандинским, позднепротерозойским — дорогским, палеозойско-мезозойскими — ингамакитским и эймнахским.

В зоне, являющейся одной из крупнейших меденосных провинций России, известны месторождения многих полезных ископаемых: крупнейшее в России Катугинское — редкометалльное, Чинейское — титаномагнетитовое, Верхнесакуканское и Курунг-Юряхское — золоторудные, крупное россыпное месторождение золота 11 лет Октября, Апсатское — коксующегося каменного угля. В ходе исследований установлены многочисленные новые проявления золота, приуроченные к различным комплексам пород (рисунок).

Повышенной золотоносностью в регионе отличаются медистые песчаники и черносланцевые отложения удоканской серии, базитовые интрузии чинейского комплекса и сульфидно-кварцевые жилы палеозойско-мезозойской тектономагматической активизации (табл. 1) [1].

В ходе исследований нами были определены средние содержания рассеянного золота в основных типах осадочных и интрузивных пород изучаемого рудного района. При этом анализировались пробы лишь из безрудных и метасоматически неизмененных участков пород. Все анализы выполнены в лабораториях Забайкальского КНИИ Министерства природных ресурсов. Чувствительность пробирного и химического анализов 0,1 г/т, спектрозолотометрического 0,01 г/т. В пробах с содержаниями золота ниже порога чувствительности анализа в расчет брались общепринятые значения его половины: для спектрозолотометрического анализа 0,005 г/т, пробирного и химического — 0,05 г/т.

При расчете средних содержаний золота в безрудных участках пород применялись данные спектрозолотометрического анализа, в метасоматически измененных и минерализованных участках — пробирный и химический методы (начало анализа пробирное — сплавление королька, окончание — химическое).

Установлено, что средние содержания золота в песчаниках и алевролитах удоканской серии в основном соответствует кларку. Повышенными содержаниями золота характеризуются отложения читкандинской, александровской, бутунской и сакуканской свит. Характерно, что к этим же стратиграфическим уровням приурочены медистые и магнетитовые песчаники, что свидетельствует об едином их источнике (табл.2).

Из рассматриваемых золотоносных комплексов наиболее полно изучены условия формирования медистых песчаников. Выявлена приуроченность медистых песчаников к определенным стратиграфическим уровням удоканской серии, определен литологический контроль медного оруденения [4, 12 и др.].

В разрезе удоканской серии выделяются сакуканский (месторождения Удоканское, Ункурское, Бурпалинское, рудопроявления Саку, Лабазное и др.), александровский (рудопроявления Озеро Медное, Кукугунда и др.) и читкандинский (месторождение Красное, рудопроявления Правый Ингамакит, Луна и др.) меденосные уровни.

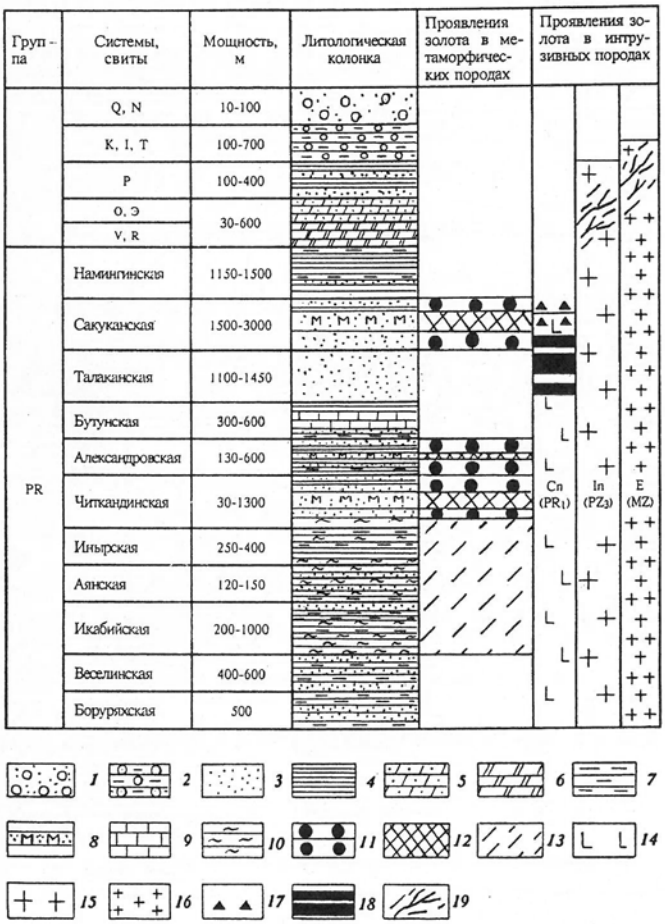
Наиболее полно изучена золотоносность Удоканского месторождения. Золотоносность медных минералов здесь возрастает в последовательности пирит — халькопирит — борнит — халькозин [2]. Эта закономерность прослеживается также в медистых песчаниках нижних стратиграфических уровней. Наиболее часто золото встречается в виде включений размером десятые и сотые доли миллиметра в халькозинах, борнитах и халькопиритах. В единичных пробах содержание золота в медных рудах достигает 20 г/т.

В медистых песчаниках сакуканского стратиграфичес-

кого уровня преобладают борнит-халькозиновые руды, в меденосных отложениях александровского — пирит-халькопиритовые, читкандинского — пирит-халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые. Наблюдается закономерное увеличение золотоносности медных руд от верхнего меденосного уровня к нижнему (табл. 3).

К числу факторов, обусловливающих увеличение золотоносности медных руд от верхнего меденосного уровня к нижнему, можно отнести следующие: повышенная золотоносность пород областей сноса, за счет которых формировались отложения нижних меденосных уровней; вынос золота в процессе регионального метаморфизма из зон эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (подстилающие отложения нижних меденосных горизонтов) в верхнюю зеленосланцевую; более широкое развитие в отложениях нижнего меденосного уровня углеродистых образований, являющихся адсорбентами золота.

Магнетитовые золотоносные песчаники в пределах Кодаро-Удоканской структурной зоны распространены преимущественно в Намингинском и Икабья-Читкандинском рудных районах. Они представляют собой мелко-среднезернистые полевошпат-кварцевые, реже кварцево-полевошпатовые образования, содержащие слойки, на 50—90 % сложенные мартитом, титаномагнетитом, ильменитом, турмалином и другими минералами тяжелого черного шлиха.



Распределение золотого оруденения в метаморфических и интрузивных комплексах пород Кодаро-Удоканского района:

1 — рыхлые аллювиально-делювиальные отложения; *2* — разнозернистые породы (песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты); *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — известняки, песчаники; *6* — доломиты; *7* — аргиллиты; *8* — магнетитовые песчаники; *9* — известняки; *10* — сланцы; *11* — золотоносные медистые песчаники; *12* — золотоносные магнетитовые песчаники; *13* — золотоносные черносланцевые отложения; *14* — габброиды раннепротерозойского чинейского комплекса; *15* — гранитоиды палеозойского ингамакитского комплекса; *16* — гранитоиды мезозойского эймнахского комплекса; *17* — золотоносная сульфидная минерализация эндо-экзоконтактных частей габброидов чинейского комплекса; *18* — золотоносные титаномагнетитовые горизонты габброидов чинейского комплекса; *19* — золотоносные сульфидно-кварцевые жилы палеозойско-мезозойского тектогенеза

В разрезе удоканской серии магнетитовые песчаники наблюдаются главным образом в отложениях сакуканской и читкандинской свит. К этим же стратиграфическим уровням приурочено большинство месторождений и рудопроявлений медистых песчаников, что свидетельствует об единых областях сноса, за счет которых сформировались данные отложения. Характерно, что масштабы распространения магнетитовых песчаников в различных стратиграфических уровнях соответствуют масштабам медного оруденения в этих же уровнях.

Выявлено, что средние содержания золота в магнетитовых песчаниках сакуканской свиты составляют 0,024 г/т, александровской — 0,030 г/т, читкандинской — 0,031 г/т. В единичных пробах содержание золота до 2,5 г/т.

В магнетитовых песчаниках сакуканской свиты было описано кластогенное золото [3], находящееся в тесной ассоциации с минералами тяжелого шлиха. Сравнительный анализ геолого-структурного положения Кодаро-Удоканской зоны и Тарквайского рудного поля (Африка), где золоторудные месторождения приурочены к магнетитовым песчаникам, выявил между ними аналогию.

Корреляционный анализ показал тесную связь ($r > 0,5$) золота с хромом, титаном, ванадием — элементами, являющимися типоморфными для минералов тяжелого шлиха, что подтверждает кластогенную природу золота.

Черносланцевые золотоносные отложения приурочены к нижним частям разреза удоканской серии — икабийская, аянская, инырская и читкандинская свиты. Породы рассматриваемого комплекса сложены тонкопереслаивающимися алевролитами, сланцами, песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов. Углеродистое вещество в черносланцевых отложениях представлено тонкорассеянными включениями графита размером 0,1—0,001 мм, концентрация которого составляет до 3 % от объема породы.

В ходе исследований в образованиях черносланцевого комплекса было установлено несколько уровней концентраций золота. Наиболее низкими содержаниями золота, не превышающими кларки, характеризуются отложения с убогой вкрапленностью ильменита, а также не содержащие рудную минерализацию. Несколько выше содержания золота в зонах сульфидизации, представленных большей частью вкрапленностью пирротина, реже пирита, халькопирита, а также единичными зернами сфалерита, марказита, галенита, арсенопирита. По данным Л.М.Ганжи, Ю.Н.Дерюгина (1980), наибольшие содержания золота отмечены в пиритовых и арсенопиритовых концентратах. При этом ими подчеркивалось, что золото находится в тонкодисперсном состоянии в сульфидах. На порядок выше содержания золота в сульфидно-кварцевых жилах (см. табл. 1). Пространственно они тяготеют к зонам глубинных нарушений. Обращает на себя внимание одинаковый набор рудных минералов в сульфидно-кварцевых жилах и вмещающих их отложениях. Это можно объяснить заимствованием рудных компонентов из вмещающих отложений при формировании рудоносных жил. Фактический материал по вещественному составу сульфидно-кварцевых жил и вмещающих их пород, характер сульфидной минерализации свидетельствуют о метаморфогенно-гидротермальном генезисе этих жил.

Корреляционный анализ показал, что золото в черносланцевых отложениях имеет относительно тесную связь (r 0,4) только с серебром.

Выявлено, что черносланцевые отложения Кодаро-Удоканской зоны по структурному положению, литологическому составу, степени метаморфизма, особенностям развития сульфидной минерализации и условиям локализации золоторудной минерализации близки к золотоносным черносланцевым отложениям Ленского района.

Золотоносный комплекс базитовых интрузий в Кодаро-Удоканской структурной зоне представлен дайками и небольшими интрузивными массивами доросского и чинейского комплексов. Из них потенциально золотоносны образования чинейского комплекса. В породах чинейского

1. Общая характеристика золотоносных комплексов пород Кодаро-Удоканского района

Золотоносные комплексы	Типы рудовмещающих пород и рудных образований	Парагенетические ассоциации рудных минералов	Содержание золота, мг/т			Промышленные аналоги
			n	$\bar{x}$	s	
Медистые песчаники	Стратиграфические меденосные уровни удоканской серии:					Мансфельд (Германия), Нижняя Силезия (Польша), Медный пояс Замбии и Заира (Южная Африка)
	сакуканский	Борнит-халькозиновая	33	27	26	
	александровский	Пирит-халькопиритовая	14	29	63	
	читкандинский	Халькопирит-пирротиновая	26	160	45	
Магнетитовые песчаники	—	Минералы тяжелого шлиха (магнетит, турмалин, циркон и др.)	71	19	4	Тарквайское рудное поле (Африка)
Черносланцевые отложения	Безрудные толщи	—	55	6	1	Сухой Лог (Ленский район), Мурунтау (Узбекистан)
	Зоны сульфидизации	Пирит-пирротиновая	23	180	6	
	Сульфидно-кварцевые жилы	Халькопирит-галенит-сфалеритовая	36	240	15	
Базитовые интрузии	Безрудные габброиды	—	18	7	2	Бушвельдский комплекс (Африка)
	Зоны сульфидизации контактовых частей интрузий	Пирротин-халькопиритовая	21	330	21	
	Титаномагнетитовые горизонты интрузий	Магнетит-титаномагнетитовая	20	336	22	
Сульфидно-кварцевые жилы палеозойско-мезозойского тектогенеза	Безрудные жилы	—	19	4	2	Ирокинда (Бурятия), Токурское (Амурская область и др.)
	Сульфидно-кварцевые жилы	Сфалерит-галенит-халькопиритовая	17	506	24	

Примечание: n — число анализов; $\bar{x}$ — среднеарифметическое значение; s — стандартное отклонение.

комплекса выделяются два типа золотоносности. Первый из них связан с зонами сульфидизации в экзо- и эндоконтактовых частях габброидных массивов, второй — с титаномагнетитовыми горизонтами габброидных массивов (см. табл. 1). Предшествующими исследователями [7, 9, 11 и др.] повышенные концентрации золота отмечены в сульфидных рудах экзоконтактовых частей Чинейского массива. Описаны включения золота размером от тысячных до сотых долей миллиметра в пирротине, борните и наиболее часто в халькопирите.

Второй тип золотоносности связан с титаномагнетитовым оруденением. На это указывают повышенные содержания золота в титаномагнетитовых рудах, а также тесные корреляционные связи золота с кобальтом, никелем, ванадием — элементами мантийного профиля. Это свидетельствует о глубинном источнике золота.

Размещение золоторудной минерализации в базитовых интрузиях рассматривались в работах ряда исследователей [10, 13, 14 и др.]. Отмечено, что необходимым условием концентрирования золота в титаномагнетитовых рудах базитовых интрузий является наличие серы в базит-гипербазитовых расплавах или заимствование серы из вмещающих пород базитовыми расплавами.

Сульфидно-кварцевые жилы, связанные с палеозойско-мезозойской тектономагматической активизацией в Кодаро-Удоканской зоне, имеют широкое распространение. С ними связаны месторождения Верхнесакуканское и Курунг-Юряхское, а также многочисленные мелкие золоторудные проявления.

Предшествующими исследователями выявлена тесная парагенетическая связь золотоносных сульфидно-кварцевых жил с малыми интрузивными телами ингамакитского и эймнахского комплексов. Среднее содержание золота, по данным Ю.Я.Кошелева (1993), в сульфидно-кварцевых жилах Верхнесакуканского месторождения составляет 18 г/т.

В качестве одного из возможных источников золота в сульфидно-кварцевых жилах палеозойско-мезозойского тектогенеза рассматриваются процессы гранитизации габброидов чинейского комплекса.

Концентрация золота в ходе процессов гранитизации отмечается многими исследователями [6, 8, 10 и др.]. По данным М.И.Грудинина [8], при гранитизации некоторых габброидных массивов Восточной Сибири происходила мобилизация золота из первичных габброидов, характеризующихся более высокими кларками золота, чем граниты. А.А.Кременецкий, Э.Ф.Минцер [10] отмечают, что на орогенном этапе с развитием корового гранитоидного магматизма механизм концентрации золота начнет работать тогда, когда гранитоидные расплавы будут взаимодействовать с базитовыми расплавами или с ранее сформированными базитовыми, и именно в этом случае с золотом тесно ассоциируют W, Mo, Sn, Bi и другие редкие элементы.

Один из возможных источников золота в сульфидно-кварцевых жилах палеозойско-мезозойского тектогенеза — процессы гранитизации габброидов. В пользу этого свидетельствуют такие нижеприведенные факторы.

1. Гранитизация габброидов чинейского комплекса, характеризующихся более высокими средними содержаниями золота относительно гранитоидов ингамакитского комплекса. Развитие в контактовых частях габброидов с гранитоидами ингамакитского комплекса гибридных пород (диориты, гранодиориты), а также ксенолитов габброидов.

2. Пространственная приуроченность золоторудной сульфидно-кварцевой минерализации палеозойско-мезозойского тектогенеза к гранитизированным участкам габброидов.

2. Среднее содержание рассеянного золота в породах удоканской серии, мг/т

Стратиграфические подразделения	Породы	n	$\bar{x}$	s
Намингинская свита	Алевролиты	7	13,0	12,8
Верхнесакуканская подсвита	Песчаники	32	16,0	41,1
	Алевролиты	17	10,0	15,9
Нижнесакуканская подсвита	Песчаники	19	17,0	48,4
	Алевролиты	7	11,0	16,2
Талаканская свита	Песчаники	38	3,0	7,3
	Алевролиты	36	3,0	6,9
Бутунская свита	Песчаники	24	12,0	2,7
	Алевролиты	25	13,0	29,3
	Известняки	33	6,0	9,7
Александровская свита	Песчаники	28	11,0	23,8
	Алевролиты	21	13,0	24,9
Верхнечиткандинская свита	Песчаники	29	10,0	12,4
	Алевролиты	15	12,0	25,4
Нижнечиткандинская свита	Песчаники	17	11,0	21,4
	Алевролиты	23	13,0	26,0
Инырская свита	Песчаники	18	3,0	9,1
	Алевролиты	29	8,0	26,0
	Сланцы	22	11,0	10,2
Аянская свита	Песчаники	8	4,0	6,9
	Алевролиты	17	4,0	6,0
	Сланцы	38	9,0	22,6

3. Средние содержания золота в медистых песчаниках Кодаро-Удоканского района, мг/т

Месторождения и рудопроявления	Типы руд	n	$\bar{x}$	s
Сакуканский стратиграфический уровень				
Удоканское месторождение	Халькозин-борнитовый	—	—	—
	Борнит-халькозиновый	42	37	30
	Пирит-халькопиритовый	17	22	31
	Сульфидно-кварцевые жилы	17	87	33
	Антлерит-брошантит-малахитовый	38	16	19
Рудопроявление Саку	Пирит-халькопиритовый	7	45	50
Александровский стратиграфический уровень				
Рудопроявление Озеро Медное	Пирит-халькопиритовый	17	94	254
Читкандинский стратиграфический уровень				
Месторождение Красное	Пирит-халькопиритовый	27	126	148
	Халькопирит-борнитовый	1	380	—
	Сульфидно-кварцевые жилы	6	265	133
Рудопроявление Правый Ингамакит	Пирит-халькопиритовый	8	110	205
	Антлерит-брошантит-малахитовый	7	28	26

3. Тесная корреляционная связь золота в сульфидно-кварцевых жилах, являющихся дифференциатами остаточных расплавов гранитоидов ингамакитского и эймнахского комплекса, с Co (r 0,70), Mo (r 0,59), Sn (r 0,50). Тесная связь золота с этими элементами характерна при гранитизации базитов [10].

В рассмотренных золотоносных комплексах пород Кодаро-Удоканской зоны выделены следующие парагенетические ассоциации золота.

1. В медистых песчаниках различных стратиграфических уровней отмечаются типичные для них парагенетические ассоциации золота. Так, для медистых песчаников сакуканского стратиграфического уровня характерна золото-борнит-халькозин-халькопиритовая ассоциация, для медистых песчаников читкандинского уровня — золото-халькопирит-пирротиновая.

2. В магнетитовых песчаниках удоканской серии золото тесно ассоциирует с минералами тяжелого шлиха (магнетит, турмалин, циркон и др.).

3. В золотоносном комплексе черносланцевых образований повышенными содержаниями золота характеризуются метаморфогенно-гидротермальные сульфидно-кварцевые жилы, где наиболее перспективны участки развития золото-халькопирит-полиметаллической ассоциации.

4. В базитовых интрузиях чинейского комплекса установлены две парагенетические ассоциации золота: золото-пирротин-халькопиритовая в зонах сульфидизации в экзо- и эндоконтактовых частях массивов и золото-титаномагнетитовая, приуроченная к титаномагнетитовым горизонтам базитовых интрузий.

Золото в медистых песчаниках, черносланцевых образованиях и сульфидно-кварцевых жилах палеозойско-мезозойского тектогенеза тесно ассоциирует с халькофильными элементами (Cu, Ag, Bi, Pb, Zn, Mo), в базитовых интрузиях и магнетитовых песчаниках — с сидерофильными и литофильными (Fe, Ti, V, Co, Ni).

Приведенные данные свидетельствуют о наличии в различных комплексах пород Кодаро-Удоканской зоны проявлений золота, имеющих крупные промышленные аналоги в других золоторудных регионах мира, и могут служить основой для дальнейших детальных научных исследований и поисков золота в Кодаро-Удоканской зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.Н.* Золотоносные комплексы пород Кодаро-Удоканской структурной зоны: Автореф. дис... к-та геол.- минер. наук. — Чита, 1996.
2. *Безродных Ю.П.* Серебро и другие элементы-примеси в медных рудах Удоканского месторождения // Вестн. научной информации Забайкальского отдела Географического общества СССР. Чита, 1965. С. 34—42.
3. *Безродных Ю.П., Наркелюн Л.Ф., Трубачев А.И., Юргенсон Г.А.* Золото в осадочных толщах Кодаро-Удоканского района // Докл. АН СССР. 1968. Т. 1979. № 4. С. 927—930.
4. *Богданов Ю.В.* и др. Медистые песчаники Олекмо-Витимской горной страны. — Л.: Недра, 1966.
5. *Богнибов В.И., Павлов В.А.* Элементы платиновой группы в титаноносных ультрабазит-базитовых ассоциациях и механизм их концентрирования // Геология и геофизика. 1995. № 2. С. 33—49.
6. *Буряк В.А.* О возможности обогащения гранитного расплава золотом гранитизируемых пород // Докл. АН СССР. 1982. Т. 261. № 5.
7. *Гонгальский В.И., Криволуцкая Н.А.* Чинейский расслоенный плутон. — Новосибирск: Наука, 1993.
8. *Грудинин М.И.* Гранитизация габброидов и золотое оруденение // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск, 1983. С. 66—70.
9. *Конников Э.Г., Куликова А.В., Куликов А.А., Кислов Е.В.* Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области // Геохимия. 1987. № 7. С. 970—978.
10. *Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф.* Универсальность эволюции золоторудных систем — ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечественная геология. 1995. № 5. С. 19—27.
11. *Морозова Н.Н., Бегизов В.Д.* Рудоносность и благороднометалльная минерализация массива габбро-норитов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 9. С. 180—182.
12. *Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И.* Медистые песчаники и сланцы мира. — М.: Недра, 1983.
13. *Павлов А.Л.* Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. — Новосибирск: Наука, 1979.
14. *Павлов А.Л.* Генезис магнетитовых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1983.

УДК 552.326 (571.5)

© Коллектив авторов, 1999

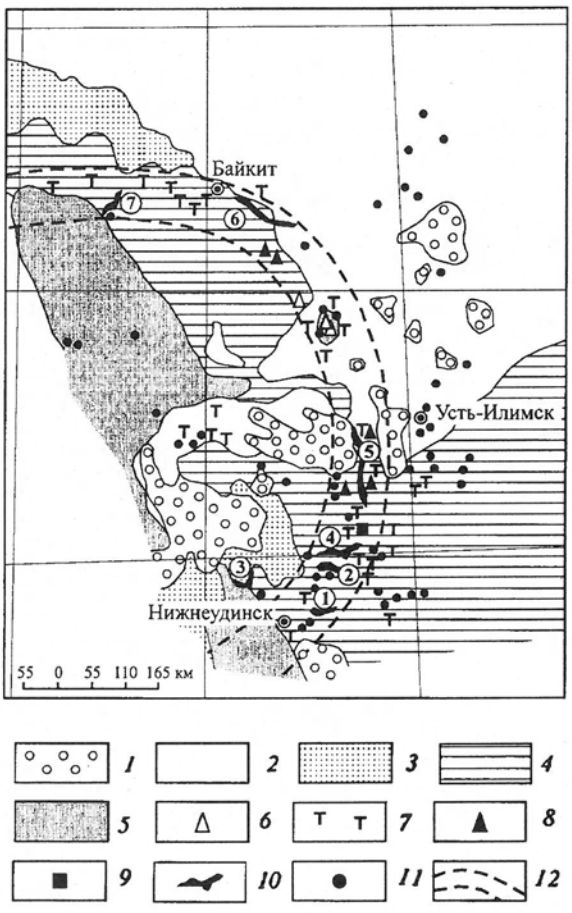
Проблемы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы

А.П.СЕКЕРИН, К.Н.ЕГОРОВ, Ю.В.МЕНЬШАГИН, В.А.ЛАЩЕНОВ (Институт земной коры СО РАН)

Юго-западная окраина Сибирской платформы — один из малоизученных, но перспективных на обнаружение алмазов районов России. В этом регионе наибольшая зараженность алмазами четвертичного аллювия установлена в пределах Иркутского амфитеатра, по долинам рек Бирюса, Уда, Чуна, Кова, Мура, Ангара, Игирма, Туба, Илим, Или, Тычаны, Вельмо (рисунок). Средняя масса алмазов этой территории значительно превышает таковую из россыпей Якутской провинции. В целом же на юго-западе Сибирской платформы древнейшими вторичными коллекторами для алмазов и их минералов-спутников являются базальные слои тычанской свиты карбона. Из коренных алмазоносных тел здесь известны среднепалеозойские (?) кимберлиты Чадобецкого поднятия и среднерифейские лампроиты Урикско-Ийского грабена Присаянья [5, 13].

На протяжении ряда лет при геологических исследованиях и поисках коренных алмазоносных тел основное внимание уделялось обнаружению пиропов и пикроильме-

нита как наиболее надежных минералов-спутников, указывающих на кимберлитовую природу материнских пород. В результате было установлено, что пикроильмениты в регионе отсутствуют, а пиропы в подавляющем большинстве сконцентрированы в девон-каменноугольных отложениях саранчетской, баероновской, тушамской, чукшинской, тычанской свит, представляющих собой континентальные отложения временных водотоков (грубообломочные осадки), прибрежно-морских и озерных фаций. В меньшей мере пиропы и другие минералы-спутники встречаются среди мезозойских толщ. Алмазы в этих древних коллекторах, исключая тычанскую свиту и единичную находку двух алмазов в тушамской и пеляткинской свитах в верховьях р.Нижняя Тунгуска, несмотря иногда на высокие содержания пиропов в аллювии водотоков, размывающих эти отложения, и достаточный объем опробования, обнаружены не были. В четвертичных отложениях наиболее высокие концентрации алмазов зафиксированы в русловом аллювии с закономерным уменьшением их концентрации от нижних террас к верхним [6]. Это указывает на возможность поступления алмазов в современный аллювий непосредственно из коренных источников. Следует заметить, что в долинах р. Уда и ее притоков — Тангуя, Андочи, Чукши и других, где выявлена россыпная алмазоносность, пиропы, как правило, встречаются реже, чем алмазы. Относительно бедны пиропами и алмазоносные отложения тычанской свиты. Подобная картина несоответствия концентраций алмазов и пиропов характерна для всего рассматриваемого региона.



Геолого-структурная схема юго-западной окраины Сибирской платформы с элементами алмазоносности:

структурные ярусы: *1* — мезозойский, *2* — позднепалеозойский, *3* — среднепалеозойский, *4* — раннепалеозойский, *5* — докембрийский; *6* — кимберлитовые трубки; *7* — места выходов интрузивных траппов; *8* — проявления базитов повышенной щелочности; *9* — локальные магнитные аномалии; *10* — участки речных долин с повышенной концентрацией алмазов (1 — Тангуй-Удинский, 2 — Андочинский, 3 — Бирюсинский, 4 — Чукшинский, 5 — Ковинский, 6 — Тычанский, 7 — Вельминский); 11 — места находок алмазов в аллювии; 12 — Тычано-Удинский алмазоносный пояс

Неоднократные попытки обнаружения в современных речных долинах и древних коллекторах коренных источников алмазов и пиропов не увенчались успехом. Одной из причин неудач поисков, возможно, является обширность территории заражения пиропами и алмазами, а также отсутствие типичных для якутских кимберлитов шлихоминералогических ассоциаций. В итоге это привело к представлениям о значительной (за пределами региона) удаленности коренных источников или о захоронении их под послесреднепалеозойскими осадками.

В свете современных данных о разнотипности коренных месторождений и проявлений алмазов (лампроиты, щелочные базальты, гипербазиты, метаморфиты) оценка перспективности территории по шлихоминералогическим ассоциациям не приводит к однозначным выводам относительно природы питающего источника. Каждый из перечисленных генетических типов пород характеризуется собственным спектром минералов-индикаторов, но практически эти спектры всегда частично перекрываются. Исходя из этого, присутствие пиропов в районе не является определяющим кимберлиты фактором, а играет лишь вспомогательную роль при выделении и оконтуривании площадей с проявлением глубинного магматизма. При допущении наличия в районе пород типа известных лампроитов Австралии, весьма бедных пиропами, мы будем иметь картину соотношения пиропов и алмазов, близкую к рассматриваемому региону. Таким образом, поисковая ситуация в юго-западной части Сибирской платформы принципиально отличается от ситуации в Якутии.

Отмеченная выше обширность площади разноса пиропов и алмазов, неопределенность генетического типа питающего источника не позволяют выделить относительно локальные участки для поисков коренных алмазоносных тел и наметить рациональную методику поисковых работ. В связи с этим целесообразно вернуться к некогда отвергнутой методике поисков коренных алмазоносных тел непосредственно по алмазам. При этом мы исходим из положения, что алмазы в силу своих механических свойств (гидрофобность, упругость, прилипаемость к глине) являются минералами, инертными к переносу, и не распространяются далее первых десятков километров от коренного источника [15]. По данным многолетних исследований алмазных россыпей страны было установлено, что расстояние одноразового сноса алмазов не превышает 400—600 м. При повторении и наложении циклов сноса алмазоносного материала с коренных месторождений это расстояние редко превышает 3—4 км.

Анализ распределения находок алмазов в Ангаро-Чунском районе показывает, что наибольшие их концентрации приурочены к полосе шириной 60—70 км, протягивающейся дугообразно от г. Нижнеудинск на север через реки Тангуй, Андоча, Чукша, вдоль долины р. Кова, приустьевой части р. Могдон, далее на правобережье р. Ангара, через Чадобецкое поднятие к алмазным россыпям рек Тычаны и Вельмо. Эта полоса, названная нами Тычано-Удинским алмазоносным поясом, представляет интерес для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов. Практически все известные алмазные россыпи находятся в пределах пояса и имеют разную протяженность. Они сравнительно коротки в местах поперечного пересечения пояса реками (Тангуй, Андоча, Чукша, Вельмо) и гораздо более протяженны там, где реки протекают вдоль него (Кова, Тычаны).

Геолого-тектонические особенности Тычано-Удинского алмазоносного пояса состоят в следующем. Его северный фланг проходит по границе нижнепалеозойских и пермских отложений, подчеркивая контуры Байкитской антеклизы. Здесь геолого-тектоническое положение пояса очевидно. Он располагается на крупной флексуре, сопряженной с зоной Ангаро-Подкаменнотунгусского глубинного разлома, отделяющего Байкитскую антеклизу от юго-западного борта Тунгусской синеклизы, и трассируется мощными телами интрузивных траппов. Южнее он проходит через Чадобецкое поднятие, где известны многочисленные трубочные и дайковые тела щелочно-ультраоснов-

ных и кимберлитоподобных пород с барофильной минерализацией и слабоалмазоносные кимберлиты. Обнаруженные недавно щелочные калиевые базальтоиды предположительно девонского возраста (бассейн р. Подкаменная Тунгуска), ультрабазитовые тела (бассейн р.Таймба), а также мезозойская кимберлитовая трубка Хоркич [4] находятся в пределах выделенного пояса и свидетельствуют о наличии здесь долгоживущей глубокопроницаемой зоны.

Структурная позиция пояса на левобережье р. Ангара, в пределах Иркутского амфитеатра — более сложная. Здесь Тычано-Удинский пояс пространственно сопряжен с известной Ангаро-Катангской зоной разломов, интенсивного магматизма и магнитных аномалий [11]. В последние годы на одном из участков этой зоны, в пределах Ангаро-Ковинского глубинного разлома, были установлены проявления среднепалеозойского и позднемезозойского базитового магматизма повышенной щелочности, несущего барофильную минерализацию [7, 8]. Кроме этого, позднепалеозойско-раннемезозойский трапповый магматизм в интрузивной фации проявлен по Тычано-Удинскому поясу, особенно в его южной части. Меридиональное направление выходов трапповых тел от пос.Вихоревка к г. Нижнеудинск образует дугообразный плавный изгиб. Пояс является также естественным ограничением на юго-востоке Мурской и Канско-Тасеевской позднепалеозойских впадин, на севере — мезозойского Тулунского прогиба. В геоморфологическом плане южная часть Тычано-Удинского пояса представляет собой ступень с крутым восточным и пологим западным склонами.

При сравнении обоих флангов пояса обнаруживается много общего в структурно-тектоническом развитии и магматизме. По нашим представлениям, Тычано-Удинский алмазоносный пояс очерчивает контур крупного девонского сводового поднятия, в центре которого ныне обнажаются древние породы Енисейского поднятия, а западное крыло погребено под молодыми отложениями Западно-Сибирской плитформы. Свод имеет размеры около 750 км в поперечнике. Возраст сводового поднятия может быть датирован достаточно однозначно. Все события, связанные с поднятием свода и проседанием его купола в районе Мурской и Канско-Тасеевской депрессий, отмечаются поздним девоном — карбоном (осадочные свиты), появлением девонских субщелочных базитов. С этими же событиями нами связано внедрение алмазоносных глубинных магматитов. Подтверждением может служить появление в Присаянье девонских высококалиевых лампроитоподобных пород с барофильной минерализацией [4], тела которых трассируют радиальные разломы сводового поднятия. В непосредственной близости от диатрем лампроитоподобных пород сформировалась Бирюсинская алмазоносная россыпь (см. рисунок).

Специальное изучение алмазов юго-западной части Сибирской платформы [1, 2] показало, что они по комплексу признаков отличаются от алмазов центральной части платформы (Малоботуобинский, Далдыно-Алакитский, Мунский районы) и обнаруживают значительное сходство с алмазами из кимберлитов архангельского типа и лампроитов. В некоторой степени это подтверждает наши представления о геолого-структурном единстве выделяемого пояса, обособленности и независимости его от Якутской алмазоносной провинции, что, возможно, свидетельствует о некоторой специфике вещественного состава магматических алмазоносных пород.

По морфологическим особенностям алмазов в пределах Тычано-Удинского пояса можно выделить южный (Чуно-Бирюсинский), центральный (Муро-Ковинский) и северный (Тычано-Вельминский) алмазоносные районы. Средняя масса алмазов на юге пояса варьирует по отдельным рекам (Тарма, Уда, Бирюса, Тангуй-Удинский, Чукша) от 14 до 72 мг и составляет в среднем 33 мг (табл. 1). Наибольшая средняя масса кристаллов — 52 мг — установлена на севере пояса. Известно, что средняя масса алмазов из россыпных и коренных источников зависит главным образом от содержания кристаллов размером −1...+0,5 мм. Поэтому следует согласиться с выводом К.П.Аргунова [2] о возможно завышенной оценке средней массы алмазов региона вследствие низкого качества технологии извлечения кристаллов (в частности, неиспользование пенных и жировых аппаратов).

Анализ гранулометрического спектра алмазов пояса показал резкое преобладание двух классов: −4...+2 и −2...+1 мм. Находки более крупных кристаллов (−8...+4 мм) редки. По соотношению основных кристаллографических форм алмазов в пределах пояса преимущественно развиты ромбододекаэдры при относительном увеличении количества октаэдров с юга на север. Кристаллы кубического габитуса обнаружены лишь в северной части пояса. Алмазы в основном бесцветные (66,2—85 %), содержание дымчато-коричневых кристаллов колеблется от 7,5 до 14 %. На юге Тычано-Удинского пояса встречаются дефектные кристаллы, среди которых значительную долю составляют корродированные и графитизированные разновидности. Кроме того, велик процент (11 %) алмазов с зелеными и бурыми пятнами пигментации. Далее, на север, происходит возрастание содержаний алмазов с включениями графита (до 27 %) и понижение числа корродированных кристаллов (13 %). Алмазы с пятнами пигментации отсутствуют в центральной и составляют 4 % в северной части пояса. Количество целых кристаллов понижается, а осколков — значительно возрастает в направлении с юга на север.

Типоморфные признаки алмазов в совокупности с геолого-минералогической информацией свидетельствуют о возможном существовании нескольких генетических типов коренных источников в пределах Тычано-Удинского пояса. В северной его части прогнозируются среднепалеозойские алмазоносные лампроитовые и кимберлитовые тела. На наличие здесь кимберлитов может указывать повышенное количество плоскогранных остроребериых октаэдров, октаэдров с полицентрически растущими гранями, с параллельной штриховкой, ромбододекаэдров с полосами пластической деформации, характерных для Малоботуобинского кимберлитового поля. В ассоциации с этими алмазами постоянно отмечаются хромшпинелиды кимберлитового происхождения, пиропы дунит-гарцбургитового парагенезиса составляют не менее 2—3 % [4]. Присутствие среди крупных кристаллов ромбододекаэдров с «леденцовой» скульптурой позволяет предполагать среди возможных пород, участвовавших в формировании россыпей северной части пояса, кимберлиты архангельского типа и лампроиты. Это подтверждается и тем, что состав слюд и хромшпинелидов из каменноугольных коллекторов идентичен составам этих минералов из лампроитов [5].

В центральной части Тычано-Удинского пояса морфологические особенности алмазов и высокая концентрация

1. Сравнительная характеристика морфологических особенностей алмазов из россыпных проявлений Тычано-Удинского пояса

Типоморфные признаки алмазов	Южная часть	Центральная часть	Северная часть
Средняя масса, мг	33	15	52
Преобладающий размер, мм	−4...+2; −2...+1	−4...+2; −2...+1	−4...+2; −2...+1
Габитус, %:			
октаэдры	8	12,5	24
ромбододекаэдры	71,2	56,2	62,2
переходные формы	12,2	12,5	12,3
Окраска, %:			
бесцветные	66,2	72	85
дымчато-коричневые	10,8	14	7,5
окрашенные	23	14	7,5
Степень дефектности, %:			
графитизированные	21	25	27,1
корродированные	41	18,8	13,1
зеленые и бурые пятна пигментации	11	—	3,7
Сохранность кристаллов, %:			
целые и поврежденные	74,5	71	49
осколки	25,5	29	51

Примечание: табл. 1 и 2 составлены по материалам работ [2—4, 10, 12].

2. Соотношение октаэдров и ромбододекаэдров в кимберлитах, лампроитах и россыпных проявлениях, %

Источник алмазов	Октаэдр	Ромбододекаэдр
Кимберлитовые трубки с промышленной алмазоносностью:		
Удачная	33	50
Айхал	19	61
Сытыканская	22	58
Ломоносовская	15	68
Кимберлитовые трубки слабоалмазоносные:		
Амакинская-Южная	15	82
Жила Ан-21	4,9	83,6
Лампроитовая трубка Аргайл	15	70
Алмазоносный Тычано-Удинский пояс (среднее)	14,8	63,2

(до 200—300 знаков на 30 кг аллювия) пиропов, среди которых содержание гранатов дунит-гарцбургитового парагенезиса в отдельных пробах достигает 10—15 %, указывают на возможный кимберлитовый характер источника. Пиропоносность каменноугольных отложений в районе рек Кова и Мура определяет среднепалеозойский возраст предполагаемых магматических источников. Не исключена возможность проявления здесь и лампроитов, обогащенных глубинными включениями.

Максимальное количество ромбододекаэдров в южной части Тычано-Удинского пояса дало основание отдельным исследователям прогнозировать в Чуно-Бирюсинском районе кимберлитовые трубки архангельского типа или считать их алмазами из неоднократно переотложенных вторично обогащенных россыпей [2, 12]. Однако подобная интерпретация типоморфных признаков алмазов неоднозначна. Близкое соотношение ромбододекаэдров и октаэдров имеют богатые кимберлитовые месторождения Айхал, Сытыканская, Удачная, а также слабоалмазоносные трубки Амакинская-Южная, Ан-21, расположенные в одном кимберлитовом поле с высокопродуктивными телами (трубки Мир, Интернациональная) (табл. 2). Повышенная степень дефектности алмазов (коррозионные скульптуры, большое количество окрашенных кристаллов, пятна пигментации) свидетельствует о вещественном своеобразии коренных источников на юге пояса, а также о возможном воздействии на отдельные алмазоносные тела трапповых интрузий. Процесс возникновения аналогичных типоморфных свойств алмазов в результате воздействия траппов на алмазосодержащие кимберлитовые трубки и древние промежуточные коллекторы хорошо известен в литературе [9, 17]. К этому следует добавить, что в южной части Тычано-Удинского пояса позднепалеозойско-раннемезозойский цикл траппового магматизма очень интенсивно проявлен в виде мощных силлов и даек, ориентированных согласно направлению пояса.

Шлихоминералогические ассоциации и состав минералов-спутников из алмазоносных россыпей юга пояса и бассейна р.Бирюса тождественны, что позволяет предполагать преобладающий на юге пояса лампроитовый тип питающего источника. С учетом современных представлений о транспортирующей роли глубинных магм приведенные характеристики алмазов свидетельствуют об особенностях состава алмазоносной мантии, дренированной магматитами, в меньшей мере о составе магм. Состав же последних, судя по шлихоминералогическим ассоциациям алмазоносного аллювия региона, наиболее близок к лампроитовому.

Как указывалось выше, спутниковая шлихоминералогическая нагрузка юго-запада Сибирской платформы характеризуется отсутствием пикроильменита, слабой зараженностью пиропами и контрастными ореолами рассеяния хромшпинелидов. Целые зерна пиропов встречаются очень редко, в основном это обломки угловато-округлой формы. Большинство пиропов имеют размер менее 0,2—0,3 мм и сильно изношены. Подавляющее количество хромшпинелидов размером 0,1—0,5 мм отличается остроребериой и островершинной морфологией, реже наблюдаются октаэдры с притупленными ребрами, что связано с полицентрическим ростом граней. Часть хромшпинелидов по соотношению хрома, алюминия и по железистости идентична хромитам алмазной ассоциации. Подобный комплекс минералов-спутников и типоморфные особенности алмазов говорят о том, что возможным источником могут являться непосредственно размываемые высокоалмазоносные лампроитовые породы жерловой фации.

Таким образом, по геолого-структурным данным, характеру распространения алмазов, особенностям шлихоминералогических ассоциаций и составу минералов на юго-западе Сибирской платформы установлено существование глубинной кольцевой структуры, контролирующей распределение в регионе потенциально алмазоносных мантийных магм, предположительно лампроитового, в меньшей мере кимберлитового, типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-64744).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Крюков А.В.* Типизация ореолов рассеяния алмазов юго-западной части Сибирской платформы и ее поисковое значение // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990. С. 300—302.
2. *Аргунов К.П.* Типоморфизм алмазов и использование его при прогнозировании, поисках и оценке месторождений: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 1996.
3. *Бартошинский З.В., Квасница В.Н.* Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. — Киев: Наук. думка, 1991.
4. *Вопросы* алмазоносности юго-запада Сибирской платформы. — Красноярск: ВНИИКАМ. 1992. Вып. 2.
5. *Геология* промежуточных коллекторов алмазов / А.А.Немиров, А.И.Скрипин, В.И.Сафьянников и др. — Новосибирск: ВО Наука, 1994.
6. *Дибров В.Е., Миронов И.К., Холь Ф.И., Андрианов В.Т.* Геологическое строение и алмазоносность юго-западной части Сибирской платформы. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
7. *Домышев В.Г., Лащенов В.А., Лепин В.С.* О возрасте трахибазальтов Среднего Приангарья // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295. № 2. С. 239—242.
8. *Домышев В.Г.* Новые данные о проявлении позднемезозойского субщелочного базальтоидного магматизма в Среднем Приангарье // Геология промежуточных коллекторов алмазов: Тез. докл. IV чтений памяти М.М.Одинцова. Иркутск, 1991. С. 100—103.
9. *Коптиль В.И., Крючков А.И., Жихарева В.П.* Типоморфизм алмазов и его использование для целей регионального и локального прогноза (на примере юго-запада Сибирской платформы // Методы прогноза и поисков алмазов на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1990. С. 62—64.
10. *Коптиль В.И.* Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 1994.
11. *Краснов И.И., Масайтис В.Л.* Тектоника Оленекско-Вилюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы // Мат-лы ВСЕГЕИ. М., 1955. Вып. 7. С. 217—132.
12. *Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н.* Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск: МГП «Полиграфнет», 1995.
13. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А.* Докембрийские лампроиты Присаянья // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 3. С. 328—331.
14. *Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Галимов Т.Г., Лащенов В.А.* О возможном источнике алмазов бассейна р.Бирюсы // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 23—27.
15. *Соколов Б.Н.* Образование алмазных россыпей. — М.: Наука, 1982.
16. *Структура*, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра / М.М.Одинцов, В.А.Твердохлебов, Б.М.Владимиров и др. — М.: Изд-во АН СССР. 1962.
17. *Топоминералогия* и типоморфизм минералов. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988.

Принята редколлегией 2 июня 1997 г.

УДК 553.576

© Н.А.Ясаманов, 1999

Сырьевая база кремния для новейших технологий

Н.А.ЯСАМАНОВ (МГУ)

Открытие полупроводниковых свойств кремния и широкое использование высокочистых и бездефектных тончайших пластин поли- и монокристаллического кремния в электротехнике, солнечной энергетике и микроэлектронике потребовало не только пересмотра традиционных технологий получения и выращивания кристаллов, но и сделало первоочередной задачей выбор сырья. На первом этапе в связи с требованиями электротехнической и микроэлектронной промышленности, когда производились кремниевые пластины малого диаметра, а общий объем выпускаемых кристаллов был невелик, спрос полностью удовлетворялся разработанной в 60-е годы технологией длительной и многоэтапной очистки технического кремния, получаемого путем карботермического восстановления из разнообразных по генезису и чистоте кварцитов.

Бурный рост микроэлектроники, сопровождаемый необходимостью увеличения размеров высокочистых кремниевых пластин, и одновременно резко возросший спрос кристаллического кремния в солнечной энергетике и силовой электротехнике привели к значительному дефициту кремниевого сырья. Дальнейшее увеличение производства кремния по традиционной технологии путем очистки и выращивания кристаллов из так называемого технического кремния, получаемого электродуговым способом в результате карботермического восстановления из кварцитов низкого качества, становится все более невыгодным. Тем более, что такое производство из-за широкого применения хлора, соляной кислоты и тетрахлорида кремния отрицательно воздействует на окружающую среду [12]. Выход из создавшегося положения многие видят в разработке зам-

1. Генетические и геолого-промышленные типы месторождений кварца, *по Е.П.Мельникову с изменениями и дополнениями*

Генотип	Геолого-промышленный тип	Класс сырья	Морфология залежей	Содержание примесных элементов, ppm ($n \cdot 10^{-4}$ %)	Месторождения
Грейзеновый	Редкометалльно-пегматитовый	Кристаллический, стекловидный	Кварцевые ядра, блоки, камеры	500—1000	Темелла, Кимито (Финляндия), Финибо (Швеция), Хагендорф (Германия), Серидозинью (Бразилия), Лас-Тапиас (Аргентина), Букита (Зимбабве), Муголжары, Карелия
	Хрусталеносно-пегматитовый	Кристаллический	Жилы, гнезда, камеры	500—600	Эспирито-Санта (Бразилия), Анцирабентаси (Мадагаскар), Баян-Обо (Монголия), Волынь (Украина), Улутау (Казахстан)
	Силекситовый	Стекловидный	Ядра, блоки	300	Кассонги (Ангола), Баян-Обо (Монголия), Уфалейское (Южный Урал), Казахстан
	Кварцево-грейзеновый	Кристаллический, стекловидный	Жилы, ядра	500—1000	Кингсгойт, Петфорд, Авока (Австралия), Азегур (Марокко), Средний Урал, Приморье
	Высокотемпературный	Кристаллический	Жилы, блоки	500—600	Чукикамата (Чили), Бьютт, Клаймакс (США), Кочкарь, Березовское (Урал), Дмитриевское, Ключевское (Забайкалье), Коунрад (Казахстан), Средняя Азия
	Среднетемпературный	То же	Жилы, ядра	100—300	Бразилия, Мадагаскар, Приполярный и Южный Урал, Алдан, Приверхоянье, Казахстан, Тянь-Шань
	Низкотемпературный	«	То же	200—300	Приполярный Урал, Памир, Кавказ, Казахстан
	Метаморфогенно-пегматитовый	Кристаллический, гранулированный	Ядра, блоки, жилы	100—500	Банекоп, Нарайона, Шанкара (Индия), Средний и Южный Урал
	Силекситово-пегматитовый	Гранулированный	Жилы, ядра	100—200	Кыштым (Урал), Муголжары, Прибайкалье, Карелия
	Кварцево-жильный	То же	Жилы, гнезда	50—100	Южный Урал, Енисейский кряж
	Кварцево-жильный хрусталеносный	Кристаллический	Жилы, камеры	50—100	Бразилия, Мадагаскар, Ангола, Южный Урал, Цетральный Казахстан
	Кварцево-жильный перекристаллизованный	То же	Жилы, гнезда, камеры	50—100	Южный Урал, Забайкалье
Остаточный	Элювиально-делювиальные россыпи	Обломки, гравийники, брекчии	Свалы	100—200	Мадагаскар, Бразилия, США, Австралия
Эрозионно-перемещенный	Аллювиальные россыпи	Пески, песчаники	Пласты, слои, линзы	500—1000	Эспириту Санту (Бразилия), Моркелун Хилл (США)
Морской	Прибрежно-морские	То же	То же	300—1000	Новоселовское, Люберецкое, Новинское (Россия), Оман, Германия, Чехия, Польша, Франция
Метаморфогенно-осадочный		Сливные кварциты	«	100—500	Бататейро, Мимозо (Бразилия), Оман, Средний и Южный Урал, Забайкалье, Северный Казахстан

кнутых технологических циклов и переходе на использование более чистого исходного сырья. В первом случае эта проблема решается технологами химико-металлургического направления, во втором — она всецело связана с геологией.

Несмотря на то, что кремнезем широко распространен в земной коре и известен во всех генетических группах от магматогенной до биогенной, основным сырьем для получения кремния может служить лишь наиболее чистая его разновидность — кварц. Известно, что использование пьезоэлектрических свойств кварца в оборонной и космической промышленности сопровождалось засекречиванием объектов добычи, результатов геолого-оценочных, геологоразведочных и научно-исследовательских работ. Это, в свою очередь, привело к тому, что существенно сократилось число публикаций, касающихся кварца. Сведения по кварцу отсутствуют не только в справочных руководствах, но и даже в учебниках, изданных в последние годы [1, 10].

Существующие в настоящее время материалы по кварцевым месторождениям [3, 4, 6—8] требуют переоценки и классификации в соответствии с новыми требованиями промышленности, выявленными генетическими условиями и геолого-структурными позициями объектов. Они дополнены результатами исследований автора по ряду месторождений Урала, Северного Казахстана, Украины, Бразилии, Альпийско-Гималайского пояса и Аравийской платформы [11, 12].

Наиболее полно генетическая и геолого-промышленная классификация месторождений кварца разработана Е.П.Мельниковым [2, 6]. Значительно дополненная и видоизмененная она представлена в табл. 1. Исходя из данной классификации, для производства элитного, т.е. лишенного многих примесей, кремния наиболее перспективны следующие геолого-промышленные типы месторождений кварца: обособленные хрусталеносные полости среди пегматитовых жил; гидротермальные средне- и низкотемпературные кварцевые жилы; ортометаморфогенные и параметаморфогенные кварцевые жилы; элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи и прибрежно-морские залежи. Однако не все они с одинаковым успехом могут служить исходным сырьем. Одни, например кварц гидротермального происхождения, часто бывают достаточно чистыми и к тому же легко обогащаются, другие, в частности, осадочные и некоторые метаморфогенные разности требуют длительного и глубокого обогащения.

Размещение месторождений кварца различных генетических типов показано на рис. 1. На территории России и стран СНГ выделено несколько кварцевых провинций (рис. 2). Месторождения разных генетических типов различаются как по возрасту, так и по геотектоническим позициям. Месторождения высококачественного кварца в основном сосредоточены в областях древних платформ, претерпевших активизацию более 1 млрд. лет назад (Восточно-Бразильский, Западно-Бразильский, Украинский, Алданский щиты и Восточно-Антарктическая платформа). Месторождения существенно меньшего размера располагаются в складчатых областях.

Весьма своеобразно распределение разных генотипов кварца по возрасту (рис. 3). В фанерозое жильный кварц и хрусталеносные камеры формировались в период каледонского цикла в Аппалачах и Шотландии. В герцинскую эпоху они возникли на Урале, в Казастане,Тянь-Шане, Монголо-Охотском поясе и Северных Аппалачах. В киммерийскую эпоху многочисленные кварцевые жилы образовались в штате Колорадо (США), на Кавказе, Памире, в Приверхоянье и Китае. В течение альпийского цикла небольшого размера жилы хрусталеносного кварца формировались в Альпийско-Гималайском складчатом поясе. Весьма своеобразны также геотектонические позиции и геолого-структурные особенности месторождений жильного кварца.

Осадочные месторождения кварца — элювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские толщи, представленные кварцевыми песками, песчаниками и кварцитами, обладают всеми характерными генетическими признаками (косая, перекрестная и горизонтальная слоистость, наличие волноприбойных знаков, присутствие остатков фауны и флоры, особенности состава подстилающих и перекры-

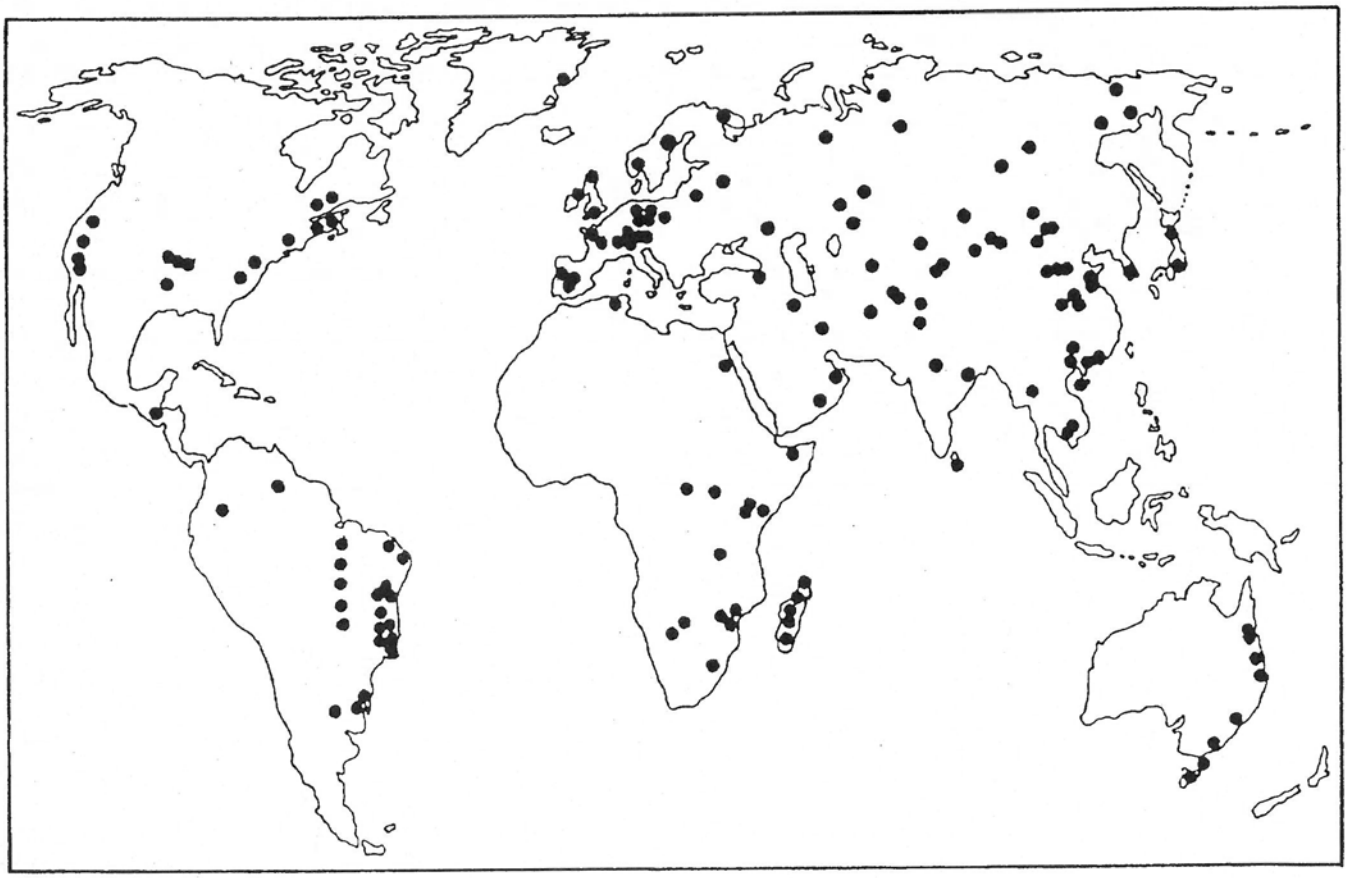


Рис. 1. Размещение месторождений кварца различных генетических типов

вающих образований и т.д.), которые позволяют однозначно судить о их возрасте и происхождении. Кроме того, по водно-осадочным и элювиальным толщам удается определить и некоторые палеогеографические особенности, в частности, направление сноса, источник сноса и его состав, фациальную принадлежность, направление русла и прибрежных течений, скорость реки и др. Исследованные месторождения на территории России и Омана имеют меловой и палеогеновый возраст. Более древние толщи кварцевых песков и песчаников обычно загрязнены посторонними примесями, особенно полевошпатовым, аркозовым и глауконитовым материалом, и поэтому они не могут рассматриваться в качестве сырьевого материала.

Сырьевой потенциал месторождений каждого генетического и геолого-промышленного типа далеко не равнозначен как по качеству и запасам кварцевого сырья, так и по условиям добычи. Кварц из абсолютного большинства месторождений в силу большой загрязненности сопутствующими минеральными, газово-жидкими и структурными примесями не подходит для производства элитного кремния. Если минеральные примеси и газово-жидкие включения можно удалить в процессе обогащения (магнитная сепарация, флотация, химическая и электрохимическая очистка), то структурные примеси некоторых химических элементов, располагающиеся в кристаллической решетке кварца, трудно удаляются.

Главные сопутствующие минералы во всех генетических группах — полевые шпаты, слюды и апатит, которых особенно много в метаморфогенной и водно-осадочной группах. Кроме того, присутствуют графит, сульфиды, оксиды и гидроксиды железа, гидрослюды и карбонаты. В процессе обогащения многие из этих минералов довольно легко удаляются.

Отчетливо устанавливается зависимость вещественного состава жильного кварца от типа и особенностей вмещающих пород. Кварцевые жилы, рассекающие гранитные массивы, характеризуются повышенным содержанием полевых шпатов и слюды. В секущих гранитизированные слюдяные сланцы кварцевых жилах, кроме полевых шпатов и слюды, отмечаются значительные включения сфена и турмалина. Жилы, располагающиеся среди амфиболитов, содержат повышенные концентрации сфена, рутила, ильменита, роговой обманки, эпидота, апатита, а в графито-слюдяных сланцах к перечисленным добавляются графит, ставролит и дистен. В кварцевых жилах, рассекающих карбонатные толщи, наряду с кальцитом и реже доломитом встречаются графит, сера и гидроксиды железа. Практически лишены минеральных примесей гидротермальные средне- и низкотемпературные кварцевые жилы, рассекающие толщи кварцитов. Таким, в частности, является жильный кварц из ряда месторождений Бразилии, Алдана и Приполярного Урала.

На химический состав исходного кварца существенное влияние оказывают газово-жидкие включения, сорбированные и структурные примеси. Газово-жидкие включения — не только главные источники газовых пузырей в кварцевом стекле, они — причина разрывов кварцевых тиглей в процессе плавки и роста кремниевых кристаллов. От них зависят потери при прокаливании, светопропускание, объемная плотность и скорость кристаллизации [6]. Газово-жидкие включения обладают разными температурами вскрытия, которые колеблются от 250 до 1100 °С. Поэтому с учетом агрегатного состава подбираются определенные режимы термообработки кварцевого сырья. Вместе с тем опытным путем установлено, что в процессе дезинтеграции кварца путем термообработки он не только растрескивается, но и одновременно захватывает воду в микротрещины. Происходит консервация новообразований, но температура их вскрытия составляет уже около 700 °С. Исходя из этого, для удаления новообразований предлагается проводить повторную более высокотемпературную термообработку.

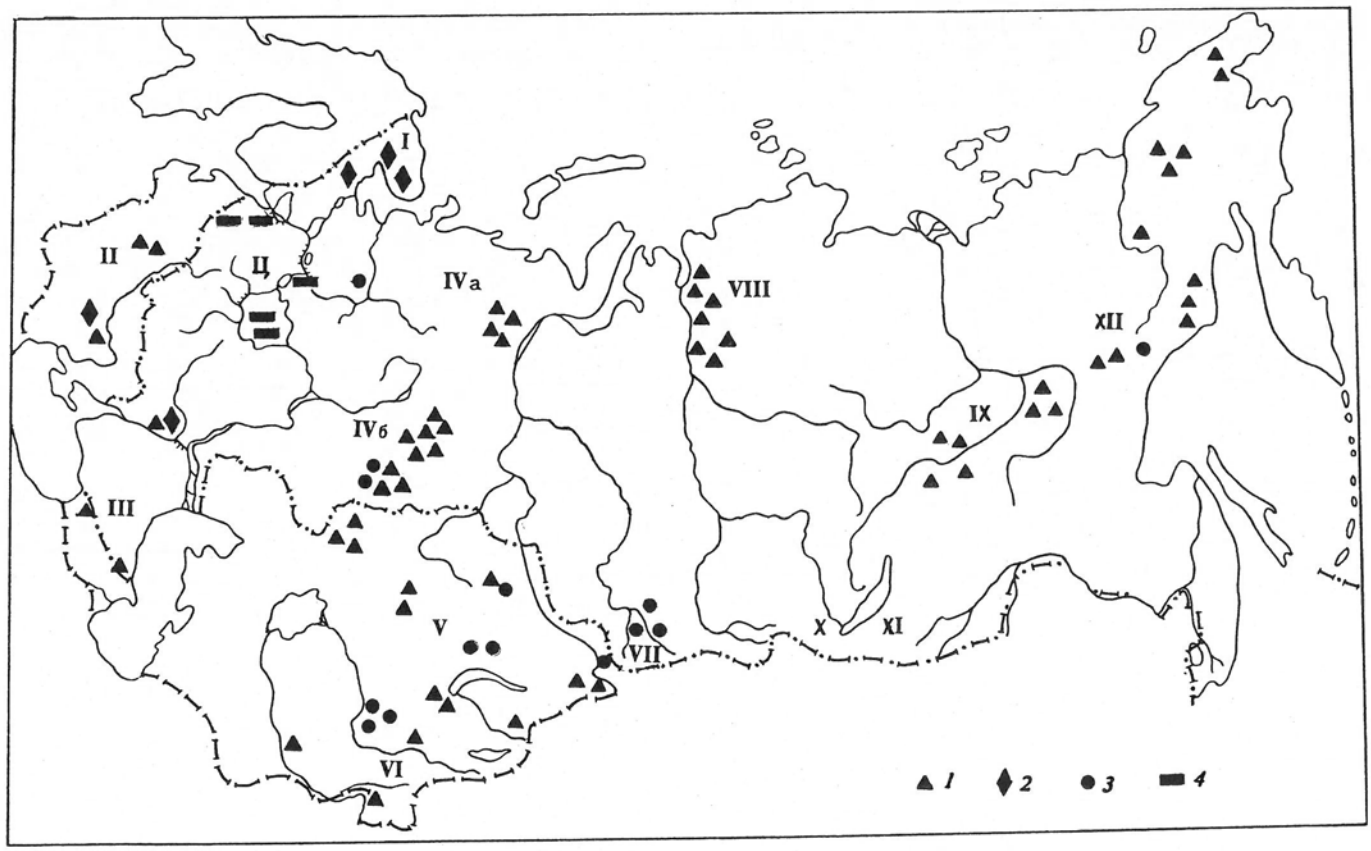


Рис. 2. Размещение месторождений кварцевого сырья на территории России и стран СНГ:

месторождения: *1* — пегматитового кварца, *2* — гидротермального кварца, *3* — кварцитов, *4* — кварцевых песков; кварцевые провинции: I — Кольская, II — Украинская, III — Кавказская, IVа — Приполярноуральская, IVб — Южно-Уральская, V — Казахстанская, VI — Среднеазиатская, VII — Алтайская, VIII — Верхоянская, IX — Алданская, X — Прибайкальская, XI — Забайкальская, XII — Северо-Восточная, Ц — Центральноевропейская

Поверхность зерен кварца обладает повышенной сорбционной способностью. Это вызвано двумя причинами. Во-первых, как пьезоэлектрик кварц накапливает на своей поверхности повышенный трибоэлектрический заряд, а во-вторых, в поверхностном слое кварца существуют некомпенсированные положительные связи, что приводит к его гидрофобизации [9].

В кристаллах кварца, несмотря на их кажущуюся стерильность, присутствуют так называемые структурные примеси. Из них наиболее распространены Al, Fe, Ti, Na, K, Ca, Mg, Mn, Cu. К числу второстепенных относятся Ba, B, Pb, Sn, Li, Cr, V, Sr. В заметных количествах может находиться гидроксильная группа (OH).

В табл. 2 приведен химический состав горного хрусталя и жильного кварца различного происхождения и из месторождений разных геолого-промышленных типов. В табл. 3 даны сведения о химическом составе кварцевых песков и кварцитов. Количественные определения структурных примесей проводились спектрохимическим, плазмохимическим и нейтронно-активационным методами в лабораториях ВИМС, Подольского химико-металлургического завода, Кыштымского ГОК, Томского ядерного центра, Радиевого института. В последнее время к названным методам анализа добавился метод лазерной спектроскопии (LESA), разработанный в Институте общей физики РАН.

Результаты химического анализа свидетельствуют о том, что наиболее перспективным сырьем для производства элитного кремния и кварцевой оснастки (кварцевых тиглей и кварцевых труб) является кварц из хрусталеносных жил гидротермального происхождения. Установлено, что в кварце пегматитовых жил и камерных пегматитов при приближении к гранитным массивам существенно возрастает концентрация алюминия. То же самое наблюдается и в гидротермальных жилах, которые рассекаются дайками гранитов. Этот показатель может быть использован при определении первичного генезиса кварцевых зерен из водно-осадочных месторождений. Высокие концентрации алюминия в зернах кварца говорят о том, что они возникли за счет размыва пегматитовых жил или гранитных массивов, а сами зерна в процессе выветривания и транспортировки водными потоками впоследствии очистились от других минеральных примесей.

Как показали дальнейшие исследования, предварительная оценка объема структурных примесей, сделанная даже на качественном уровне, может быть использована для разбраковки жильной массы по генетическим особенностям. Речь идет о способности кварца из определенных месторождений и частей жил приобретать или менять окраску в процессе ионизирующего облучения и термического воздействия. В первом случае воздействие оказывается на центры окраски, когда возникает парамагнитный дырочный дефект (доза 10^6 р, источник ^{60}Co), во втором — путем отжига при температуре от 300 до 500 °С. Лимонно-желтая и желтая окраска появляется в тех разновидностях кварца, в которых первоначально отмечаются повышенные концентрации трехвалентного железа, а дымчатая — у тех из них, в которых незначительная часть кремния изоморфно бывает замещена алюминием. Черная окраска возникает на участках кристалла с высоким содержанием примесных элементов, особенно железа, и при передозировке температурного фактора при термообработке.

Важный показатель пригодности кварцевого сырья для производства элитного кремния — содержание таких элементов, как B, Be, Sb, Li. Они, как выяснено, воздейству-

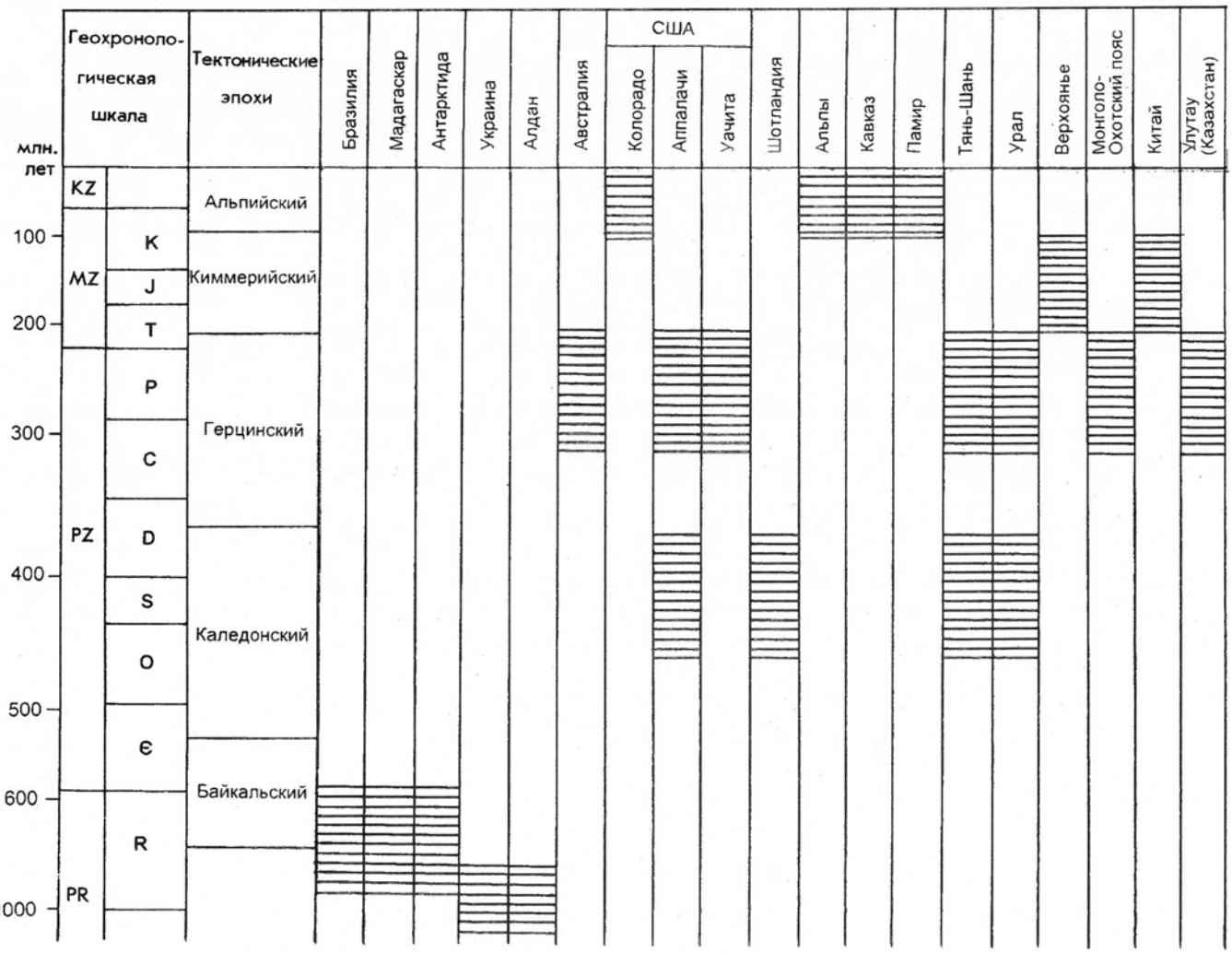


Рис. 3. Геологический возраст и приуроченность к тектоническим эпохам хрусталеносных жил

2. Химический состав горного хрусталя и жильного кварца, ppm ($n \cdot 10^{-4}$ %)

Месторождения	Al	Fe	Ti	Mg	Ca	Mn	Na	K	Cr	Cu	Li	B
США												
Хот-Спригс	18	15	2,4	5	14	0,2	—	4	—	—	—	—
Делавер	35	45	2	5	3	—	30	—	3	10	—	—
Аппалачи	55	5,6	2,3	3	14	—	2	1,5	—	—	—	—
Мадагаскар												
Анцирабентаси	18,3	5	1,4	2	7	0,4	4	1,6	—	0,3	—	—
	2,3	3	1	0,2	0,2	0,1	1,2	0,1	—	0,1	—	—
Бразилия												
Салитри	65	4	1,3	1,8	3,8	0,1	1,5	0,4	—	—	—	—
Серидозинью	30	3	0,5	2	4	0,1	1,5	0,1	—	—	—	—
Мимозо	62	4	1,2	2,3	8	0,1	0,8	0,2	0,01	—	—	—
Каразиньо	25	2	0,6	1,4	3	0,1	0,9	0,8	0,01	0,02	—	—
Лавра Португеза	15,6	2	1,1	1	3	0,4	28	1,4	<0,1	0,1	<0,1	0,1
Олла да Огуа	7,5	2,5	1,2	1,2	2,5	1,4	35	4	<0,1	<0,1	<0,1	0,3
Приполярный Урал												
Желанное	13	6	4,5	3	0,7	0,3	1,8	4	<0,1	0,1	<0,1	0,2
Николай Шор	14	2,5	4	7	5,8	0,5	12	3	<0,1	—	<0,1	0,1
Средний Урал												
Гора Хрустальная	250	25	15	0,5	6	—	24	12	—	—	—	—
Южный Урал												
Сысертское	75	25	2	0,3	2	0,7	5,2	3,8	0,2	—	—	15
Кузнечихинское	24	86	17,2	39	7,8	0,4	—	—	0,5	1,5	—	—
Маукское	10,6	8,5	9,1	3,2	8,0	0,02	—	—	0,3	0,3	—	—
Аргазинское	34	3,9	0,6	0,06	0,1	0,06	—	—	0,1	0,01	—	—
Кыштымское, жила 175	20	15	3,2	8,6	14	8,6	1,6	0,6	0,04	0,6	—	12
Ларинское	230	15	1,5	0,5	0,2	0,1	—	—	—	0,1	0,3	15
Новотроицкое	12	3,5	1	5	8	1	4,5	9	—	1	—	2
Украина												
Волынское	26	2	1,2	0,2	0,1	0,05	41	25	—	—	3,1	5
Стеклянная гора	600	8	6	2,4	2,5	0,06	42	81	—	1,8	—	8
Чупа, Кольский п-ов	96	1,6	7,2	0,6	10	—	10	0,5	—	—	—	—
Казахстан												
Улутау	36	21	0,5	1,6	21	1,7	13	0,8	0,1	0,4	—	—
Актас	19	5,8	0,3	5,3	5,6	1	12	38	0,12	0,01	0,5	0,3
Памир	4	8	10	6	3	3	4	21	3	5	—	—
Алдан	10	5	1	8	10	2	14	3	0,1	0,2	—	—
Приверхоянье	20	6	10	20	20	0,6	8	2	—	—	—	—

ют на полупроводниковые свойства кремниевых пластин. До настоящего времени содержание этих элементов в кварце практически не определялось, так как не было необходимости, поскольку эти элементы не оказывали сколько-нибудь существенного влияния на качество вырабатываемого из него плавленого кремнезема и его пьезоэлектрические свойства. Первые результаты в этом направлении довольно обнадеживающие, так как концентрация бора, элемента весьма отрицательно воздействующего на полупроводниковые качества кремния, не столь велика. Наиболее низкие концентрации перечисленных элементов характерны для кварца гидротермального происхождения.

Таким образом, анализ генетических особенностей жильного кварца позволил обоснованно дополнить существующую генетическую и геолого-промышленную классификацию месторождений. Впервые даны сведения о географическом распределении месторождений кварца на территории России, сопредельных стран и Мира в целом, а также химический состав кварца разных генетических типов. На основании химико-аналитических данных

3. Средний химический состав кварцевых песков и кварцитов, ppm ($n \cdot 10^{-4}$ %)

Месторождения	Al	Fe	Ti	Mg	Ca	Mn	Na	K	Cr	Cu	Li	B
Кварцевый песок												
Мураевня, Россия	450	120	10	250	150	2	150	100	2	0,2	10	25
Люберцы, Россия	300	1070	120	345	180	10	260	150	—	—	—	—
Еганово, Россия	160	154	105	30	58	8	25	15	—	—	—	<0,1
Мина де Серринха, Бразилия	250	62	15	20	6	<1	15	30	1,2	<1	—	<0,1
Фрондедо Зе, Бразилия	80	8	12	6	4	<1	6	9	<1	<1	—	<0,1
Кварциты												
Черемшанское, Россия	45	12	4	0,3	5	0,2	1	0,4	<1	0,4	—	<0,9

можно заключить, что основным сырьем для получения элитного кремния могут служить кварц гидротермального происхождения, а после дополнительного обогащения и очистки — кварциты и кварцевые пески водно-осадочного происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологическая* служба и развитие минерально-сырьевой базы / Под ред. А.И.Кривцова, И.Ф.Мигачева, Г.В.Ручкина. — М.: ЦНИГРИ, 1993.
2. *Геология*, генезис и промышленные типы месторождений кварца / Сост. Е.П.Мельников. — М.: Недра, 1988.
3. *Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Яшина В.И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. — Свердловск: Среднеуральское книжное изд-во, 1988.
4. *Жильный* кварц Восточного склона Урала // Тр. СГИ им. В.В.Вахрушева. Свердловск, 1970. Вып. 66. Ч. II.
5. *Комов И.Л.* Радиационная минералогия. — М.: Энергоиздат, 1982.
6. *Минералургия* жильного кварца / Под ред. В.Г.Кузьмина, Б.Н.Кравца. — М.: Недра, 1990.
7. *Мирочников И.И.* Минерально-сырьевые ресурсы для производства кварцевого и оптического стекла. — М.: Недра, 1981.
8. *Оболкин В.Д., Мельников Е.П., Евстропов А.А.* Вещественный состав силексита месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 6. С. 119—128.
9. *Ревнивцев В.И.* Обогащение полевых шпатов и кварца. — М.: Недра, 1970.
10. *Старостин В.И., Игнатов Л.А.* Геология полезных ископаемых. — М.: Изд-во МГУ, 1997.
11. *Iasamanov N.A., Petrov G.N.* Variety of the Pure Natural Quartz as a Resources for Obtainingof Superior Silicon // Silicon-96. Proceeding of the Fifth Scientific and Business Conference. Roznov, Czech Republica. 1996. Vol. 2. P. 48—62.
12. *Petrov G. N., Iasamanov N.A., Tkacheva T.M.* Raw natural for Quality Silicon production and specific features of Carbon thermal reduction // Silicon-96. Proceeding of the Fifth Scietific and Business Conference. Roznov, Czech Republica, 1996. Vol. 1. P. 31—35.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 552.33:552.53

© С.В.Белов, А.А.Бурмистров, А.А.Фролов, 1999

Тектоническая позиция, тектонофизические условия формирования и рудоносность массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов

С.В.БЕЛОВ, А.А.БУРМИСТРОВ, А.А.ФРОЛОВ (ВИМС)

Массивы ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов (УЩК) являются локализаторами многих видов рудных и неметаллических полезных ископаемых. Объединение в контурах единой магматической формации ультраосновных, щелочных и карбонатных пород определило и многообразие ассоциирующих с ними минеральных типов месторождений [31]. В 1988 г. горными предприятиями в целом было добыто руд (в т): фосфатов (апатита — 990 000), ниобия (пирохлора — 23 635), редких земель (бастнезита, монацита — 40 470), циркония (бадделеита — 18 534), железа (магнетита — 7 600 000), меди (халькопирита и борнита — 107 927), титана (анатаза и перовскита — 500 000), флюорита — 45 000, флогопита — 35 000, вермикулита — 245 000, благородных металлов — 18, урана (U_3O_8) — 87 [36]. Карбонатиты обладают огромным промышленным потенциалом комплексного сырья. В связи с этим особое значение приобретает разработка новых критериев и подходов к прогнозу и оценке этих рудных объектов. В решении данной проблемы важная роль принадлежит анализу геотектонических особенностей размещения и тектонофизических условий формирования массивов УЩК, которые, как будет показано ниже, предопределяют в значительной степени их рудопродуктивность.

Тектоническая позиция и возраст. Массивы УЩК известны на всех континентах земного шара; общее их число превышает 300, большинство концентрируется в 30 провинциях на Восточно-Европейской, Африканской, Сибирской, Индийской, Северо- и Южно-Американской платформах. При изучении карбонатитовой проблемы поиск закономерностей пространственного размещения массивов УЩК и родственных им образований всегда привлекал внимание исследователей [6, 14, 24, 29 и др.], давая ценные сведения для решения генетических аспектов. Однако вопрос тектонического положения положения массивов УЩК помимо теоретического имеет и важное практическое значение. От его успешного решения зависит эффективность металлогенического районирования и прогноза многочисленных рудных проявлений, связанных как с этим типом магматизма, так и с родственной субформацией алмазоносных кимберлитов. Полученные в последнее время геохимические данные о составах мантийных магм и условиях глубинного магмообразования свидетельствуют о близости этих двух формационных типов платформенного магматизма, имевших единый глубинный источник, но отличающихся условиями и механизмом формирования [13, 17, 20].

Более четкое понимание тектонической позиции массивов УЩК стало возможным в результате выполненных в последние годы работ по изучению глубинного строения кристаллического фундамента платформ [7—10 и др.] и с созданием схем структурно-тектонического районирования докембрия по африканскому принципу, т.е. с выделением архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов [28, 29, 33]. Анализ показывает, что в региональном плане, в отличие от алмазоносных кимберлитов, поля развития которых, согласно правилу Клиффорда [29], приурочены к архейским кратонам, проявления щелочно-ультраосновного магматизма контролируются главным образом протерозойскими подвижными геосинклинальными поясами-трогами, опоясывающими протоплатформенные массивы ранней консолидации. Эта глобальная закономерность хорошо иллюстрируется на примере Сибирской и Восточно-Европейской платформ (рис. 1, *а*, *б*), где 82 % массивов УЩК центрального типа локализуются внутри подвижных поясов, 9 % на границе последних с более древними кратонами и 9 % — внутри самих кратонов. Для массивов УЩК линейного типа картина несколько иная, но все равно большая часть их (56 %) расположена в подвижных поясах. И лишь алмазоносные кимберлиты практически полностью тяготеют к кратонам ранней консолидации. Аналогично размещение этих объектов в Юго-Западной Африке, где массивы УЩК локализованы в пределах подвижного пояса Дамараленд, окаймляющего Гибеонский кратон с кимберлитовым магматизмом [35], провинциях Южной Африки, Великих Африканских рифтов, в Бразилии и других регионах.

Характерно, что перикратонные подвижные пояса-троги в последующие эпохи тектоно-магматической активизации в значительной части наследовались рифтовыми и рифтоподобными структурами типа авлакогенов, игравших важную роль в размещении проявлений щелочно-ультраосновного магматизма. Проведенный нами статистический анализ пространственной позиции 180 массивов УЩК в целом по миру убедительно показывает, что подавляющая их часть (около 67 %) расположена во внутренних и бортовых частях рифтовых зон, а максимум их развития (около 39 %) приходится на осевые, центральные части рифтов (рис. 2, *а*). По мере удаления от осей рифтогенных

структур интенсивность проявлений щелочно-ультраосновного магматизма, как можно видеть из рис. 2, *а*, резко снижается. Сравнивая положение массивов УЩК с размещением другого типичного индикатора глубинного магматизма платформенных областей — кимберлитов (см. рис. 2, *б*), можно видеть их совершенно различную (относительно рифтов) структурно-тектоническую позицию: максимум проявлений кимберлитового магматизма (38 %) находится на удалении (200 км и более) от рифтовых структур.

Таким образом, анализ тектонической позиции свидетельствует, что массивы УЩК формируются в таких участках, где процесс континентального рифтогенеза накладывался на подвижные пояса, окаймляющие древние жесткие кратоны в пределах платформ. Наше внимание как возможный фактор, контролирующий геотектоническую позицию рассматриваемых образований, привлекла сеть крупных трансрегиональных линеаментов, детально изученных в последние годы по космогеологическим, геофизическим и геоморфологическим данным [3, 21 и др.]. Сопоставление позиций провинций УЩК с новейшими геолого-геофизическими исследованиями по Балтийскому, Украинскому щитам и некоторым другим регионам [7—9, 18] позволило нам прийти к выводу о ведущей роли ряда крупнейших трансконтинентальных линеаментов субмеридиональной ориентировки (МЛ).

Характерная особенность МЛ — их связь с глубинными энергосистемами [9], которая выражается в некоторых, присущих только им особенностях геологического строения и развития; наличие кулисообразных субпараллельных разломов мантийного заложения, нередко разграничивающих крупные блоки земной коры с различным строением и тектоническим режимом; древний (архейский) возраст заложения нередко в форме проторифтовых структур; неоднократная активизация, сопровождаемая прогрессивной дебазификацией, а на отдельных участках — интенсивной гранитизацией (кратонизацией) земной коры (гранулит-чарнокитовые и гранит-зеленокаменные пояса) в протерозое и более слабой — в рифее — фанерозое (авлакогены и грабены, заложенные вдоль МЛ, проявления щелочного магматизма, щелочно-углекислотного метасоматоза, повышенного современного теплового потока — на пересечении с поперечными разрывными структурами).

В пределах Восточно-Европейской платформы прослеживаются следующие МЛ, которые контролируют провинции УЩК (в скобках): Варнинско-Нарвский (Западно-Украинская), Одесско-Лапландский и Онежско-Азовский (Приазовская и Карело-Кольская); Урало-Оманский (Вишневогорская). На Сибирской платформе это Таймыро-Малазийский (Южно-Таймырская, Маймеча-Котуйская, Чадобецкая, Восточно-Саянская); Уджино-Вилюйский (Анабарская); Верхояно-Марианский (Алданская и Сетте-Дабанская, Приморская).

Из новых детальных данных по этим структурам отметим прежде всего те, которые позволяют лучше понять их значение в контроле провинций УЩК.

Так, на западе Восточно-Европейской платформы выделяется Варнинско-Нарвский МЛ, который в южной части в виде кулисообразных зон смятия и разломов проходит вдоль западного борта Украинского щита, контролируя положение Западно-Украинской провинции УЩК. Восточнее прослеживается Одесско-Лапландский МЛ, на всем протяжении трассируемый одноименным чарнокит-гранулитовым поясом, а в пределах Украинского и Балтийского щитов — мощными гранит-зеленокаменными поясами, в которых устанавливается резко повышенная (55—60 км) мощность гранитизированной коры [7]. По данным А.В.Плотникова, история развития крупного фрагмента МЛ — Криворожско-Кременчугского глубинного разлома свидетельствует о существовании позднеархейского проторифтогенного прогиба, претерпевшего в раннем протеро-

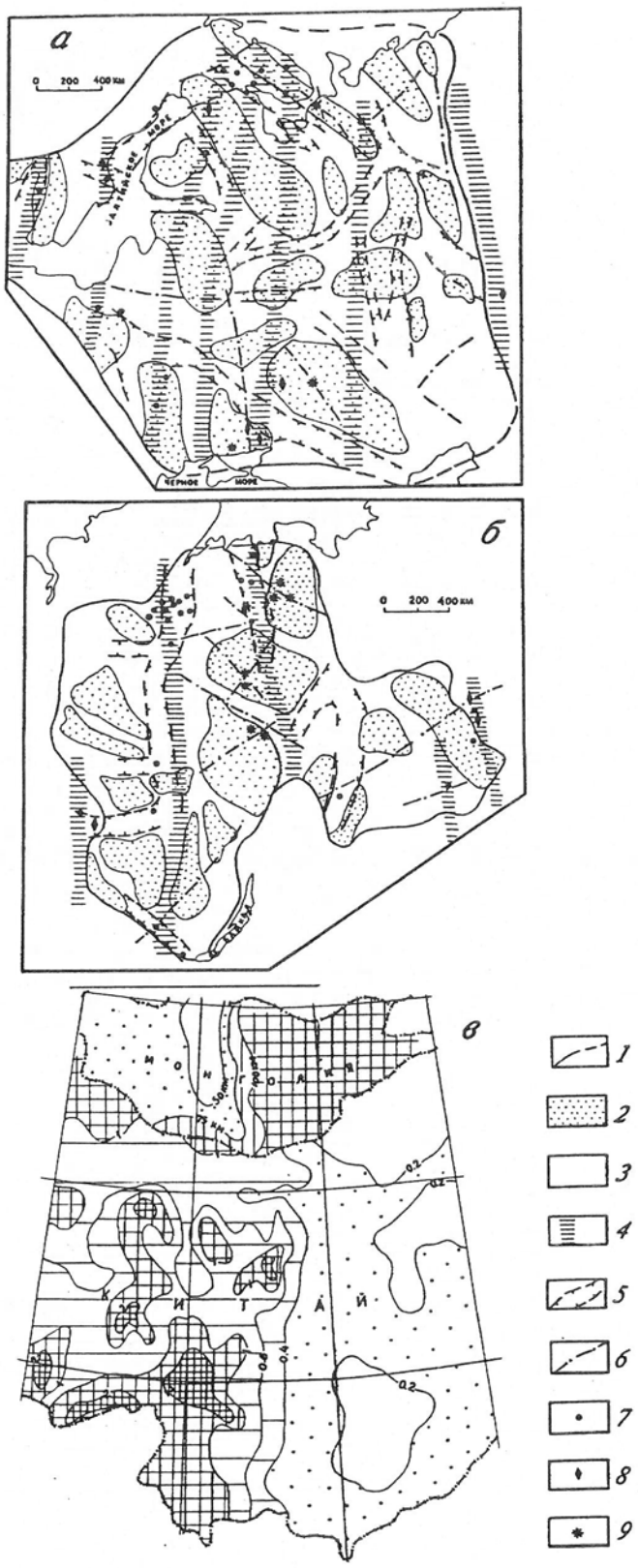


Рис. 1. Геотектоническая позиция массивов УЩК:

а — Русская, *б* — Сибирская платформы (составлено с использованием данных В.А.Буша, В.Г.Кушева, А.В.Синицына, А.М.Мишина, Л.М.Натапова, Г.С.Харкевича, В.В.Архангельской и др.); *в* — схема, иллюстрирующая проявление в толще литосферы (для территории Монголии по данным работы [11]) и в сейсмичности (для территории Китая по данным работы [5]) Таймыро-Малазийского линеамента, контролирующего размещение массивов УЩК; *1* — границы платформ; *2* — древние архейские кратоны; *3* — подвижные пояса позднеархейского-раннепротерозойского возраста; *4* — меридиональные линеаменты; *5* — рифей-палеозой-мезозойские рифты и грабены; *6* — региональные разрывные нарушения; *7* — массивы УЩК центрального типа; *8* — линейные щелочно-карбонатитовые массивы; *9* — кимберлиты; изолинии соответственно: мощности литосферы в км; энергии землетрясений с магнитудой более 5; нарастание плотности штриховки в сторону увеличения параметров

зое инверсию и кратонизацию (формирование гранит-зеленокаменного пояса, ограниченного системами чешуйчатых надвигов), а позднее подновлявшегося в форме правостороннего сдвига. Севернее, на участке пересечения зоной меридиональных разломов Донецкого авлакогена (Лоевское поднятие) фиксируется максимум современного теплового потока. При этом установлено, что в девоне при развитии в целом по авлакогену толеит- и щелочно-базальтового магматизма на этом участке произошло внедрение ультраосновных-щелочных пород [23]. Аналогично в пределах Карело-Кольского фрагмента этого МЛ на его пересечении с продолжением Кандалакшского грабена находится Ковдорский массив УЩК (Карело-Кольская провинция УЩК).

Близкая картина наблюдается и для соседнего к востоку менее крупного Азово-Онежского МЛ, который на пересечении с зоной бортовых разломов Донецкого грабена в рифее и палеозое контролировал внедрение массивов УЩК и щелочно-сиенитовой с «линейными» карбонатитами формации (Новополтавский и другие в Приазовской провинции), Дубравинского массива в пределах Воронежского поднятия, щелочных пикритов и других родственных кимберлитам пород — на берегах Белого моря. Здесь, по геофизическим данным, этот МЛ выражен серией меридиональных мантийных швов, фиксируемых резкими уступами границы Мохо и на протяжении нескольких сотен километров к югу контролирующих развитие «зеленокаменных» формаций [8] и авлакогенов (Вожа-Лачский и др.).

Аналогичная картина имеет место на Сибирской платформе, в западной части которой проходит один из крупнейших — Таймыро-Малазийский МЛ, который на данном отрезке трассируется протяженным Таймыро-Ангарским палеозойским грабеном, очевидно, унаследовавшим ориентировку протерозойского подвижного пояса. По данным работы [30], этот фрагмент МЛ разграничивает области фундамента с разным составом: к западу он сложен железосодержащими породами шарыжалгайской серии, а к востоку — более высокометаморфизованными — верхнеанабарской, хапчанской и верхнелаумуйской сериями. Сам шов на всем протяжении трассируется цепочкой ультраосновных и основных интрузий, а совпадающий с ним Таймыро-Ангарский грабен валообразным поднятием границы Мохо и в целом повышенным уровнем теплового потока. На пересечении данного грабена с поперечными (Урикско-Ийский, Иркинеевский и др.) локализуются крупные провинции УЩК (Восточно-Саянская, Маймеча-Котуйская, Южно-Таймырская) и отдельные массивы (Чадобецкий, Чавидский).

Весьма примечательно, что рассматриваемый МЛ четко прослеживается южнее приблизительно вдоль 105 меридиана, проходя через Монголию и Китай и разделяя мегаблоки с различным тектоническим режимом, мощностью коры и литосферы в целом [5, 11], что отражается даже на интенсивности современной сейсмичности (см. рис. 1, *в*).

Восточнее проходит, по-видимому, менее протяженный Уджино-Вилюйский (Мирнинский) МЛ, который служит восточным ограничением Анабарского щита на севере и наследуется Уджино-Вилюйским грабеном. Далее к югу данный МЛ ограничивает с запада Алданский щит, контролируя мощный Олекминский гранит-зеленокаменный пояс, по строению и развитию полностью аналогичный описанным на Восточно-Европейской платформе. В северной и южной краевых частях Сибирской платформы этот МЛ контролирует позицию соответственно Уджино-Вилюйской провинции УЩК и Мурунского карбонатитового массива.

Завершая рассмотрение роли меридиональных линеаментов в контроле формаций УЩК, необходимо отметить, что крупнейшие проторифтогенные меридиональные пояса, наследуемые молодыми рифтами, известны и в других регионах мира — Восточно-Африканский, Восточно-Бразильский (Сан-Франциску) и Западно-Европейский. Последний, например, прослеживается от грабена Осло, на севере, до грабена Роны — на юге и имеет продолжение в Африке — Атакоро-Хоггарская система [16, 23]. Эти пояса развиваются с раннего докембрия и контролируют разновозрастные провинции УЩК от рифейских до кайнозойских.

Таким образом, рассмотрение тектонической позиции массивов УЩК в плане приуроченности их к МЛ свидетельствует, что провинции с проявлением данной формации находятся в тех фрагментах МЛ, которые, накладываясь на подвижные пояса в пределах платформ, расположены также на пересечении или сопряжении их с рифтовыми структурами. Подобная тектоническая позиция объясняется, по-видимому, наиболее благоприятными условиями для развития глубинного мантийного щелочного метасо-

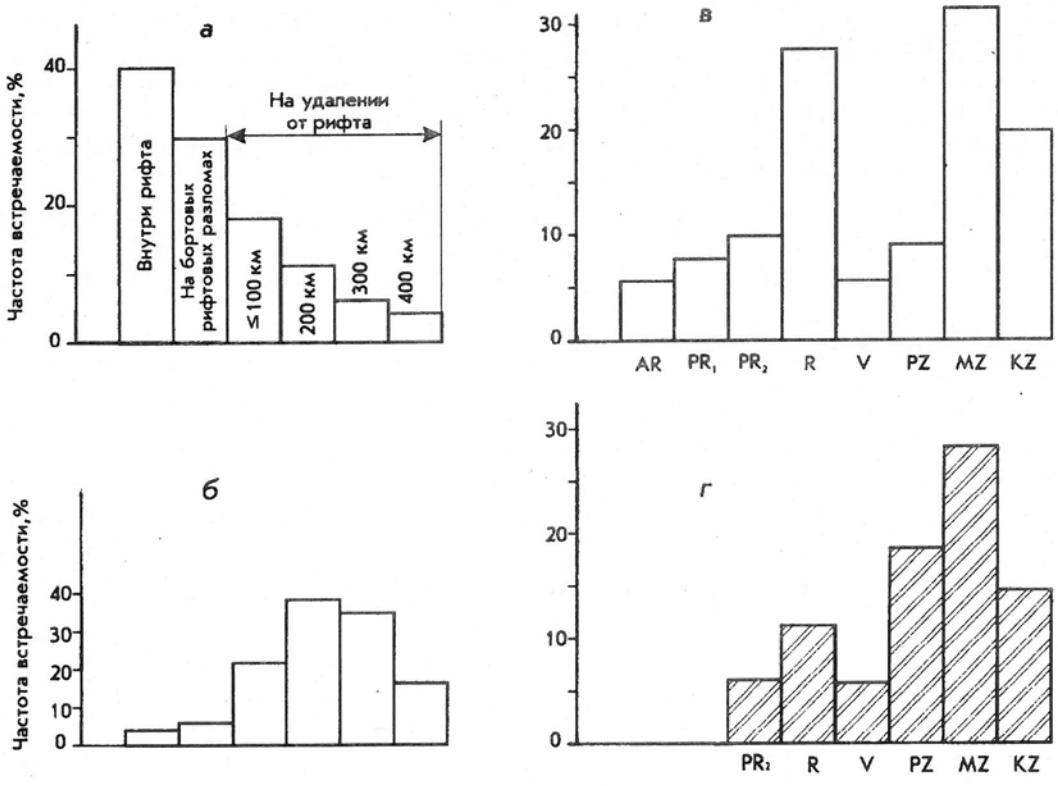


Рис. 2. Особенности глобальной тектонической позиции и возрастной приуроченности массивов УЩК и кимберлитов:

положение массивов относительно рифтовых структур: *а* — УЩК, *б* — кимберлитов; возрастная приуроченность массивов: *в* — УЩК, *г* — кимберлитов; при построении диаграмм использованы статистические данные по 180 массивам УЩК и 95 кимберлитовым массивам в целом по миру

матоза и магматизма, что подтверждается фактами прямых находок мантийных ксенолитов в районе Кандалакшского грабена [8], а по обобщениям Ю.С.Геншафта, и в аналогичных обстановках на Африканской и других платформах.

Позиция провинций алмазоносных кимберлитов обеих рассматриваемых платформ (см. рис. 1, *а*, *б*) целиком определяется их приуроченностью к стабильным архейским кратонам, не затронутым процессами позднейшей тектонотермальной переработки, что согласуется с известным правилом Клиффорда. При этом они контролируются зонами «лучевой» проницаемости, в которых часто фиксируются не сами разломы, а поля разноориентированной интенсивной трещиноватости [12, 24]. Все это дает основание полагать, что данные условия возникают тогда, когда в платформенную активизацию вовлекаются удаленные от грабенов и осевых зон МЛ оперяющие их структуры высших порядков, которые в тектонофизическом отношении часто являются концентраторами напряжений, а следовательно, и повышенной проницаемости для восстановленных мантийных флюидов, находящихся, по данным А.А.Маракушева, под большим всесторонним давлением.

Анализ возрастной позиции формации УЩК осуществлен нами также в сравнении с субформацией алмазоносных кимберлитов. Проведенное сопоставление возрастов массивов УЩК и кимберлитов мира показывает, что для тех и других отмечается близсинхронное развитие с максимумами проявления в рифее и мезокайнозое (см. рис. 2, *в*, *г*).

В пределах отдельных платформ при общем совпадении намечается тенденция некоторого «запаздывания» проявления кимберлитового магматизма по сравнению с ультраосновным щелочным и карбонатитами. Основные пики их развития отличаются по возрасту от платформы к платформе (рис. 3), в целом совпадая с периодами активизации рифтогенеза, которые обычно несколько опережают их по времени.

Эти закономерности подтверждаются и для отдельных провинций. Так, для Карело-Кольского и Архангельского регионов возраст составляет 375 млн. лет, алмазоносных кимберлитов — 355 млн. лет. На Сибирской платформе (Уджино-Вилюйская провинция) соответственно для каледонской 515 и 471 млн. лет, 380 и 365 млн. лет — для герцинской эпохи активизации. Интересны данные по новейшим проявлениям формации УЩК на Кенийско-Угандийском участке Восточно-Африканского рифта [6]. Здесь лишь единичные массивы имеют предрифтовый (миоценовый) возраст, приуроченные к меридиональному глубинному разлому (Уганда). Основная же их масса сформировалась после просадки грабена и продолжает активное развитие и поныне.

Таким образом, в ходе эволюции древних платформ кимберлитовый магматизм в перикратонах и щелочно-ультраосновной магматизм в подвижных поясах, унаследованных рифтами, происходили почти одновременно, но независимо, как производные единого более масштабного процесса активизации верхней мантии.

Важно отметить, что максимальное проявление материкового щелочно-ультраосновного магматизма происходило синхронно с формированием мировой океанической рифтовой системы, охватывающей геохронологический отрезок 200 млн. лет от границы триаса — юры до конца неогена. При этом более 150 массивов УЩК и множество кимберлитовых трубок расположены в зонах периконтинентальных рифтов, примыкающих к акваториям Атлантического и Индийского океанов. Провинции Восточно-Бразильская, Восточно-Канадская, Гренландская, Западно-Африканская (Ангола, Намибия) характеризуются массивами УЩК в основном мезозойского, в меньшей мере рифейского возраста. Последние более типичны для Восточно-Канадской и Гренландской провинций северного полушария.

Что касается Восточно-Африканской и Индийской провинций, как бы окаймляющих Индийский океан, то здесь преобладают массивы мезокайнозойского возраста. Первый раскол Гондваны произошел на границе триаса и юры, когда отошел Африкано-Южноамериканский блок и начался медленный его дрейф от Западно-Индийского срединно-океанического хребта. Вероятно, в это же время Индостан откололся от Гондваны. Любопытно, что разви-

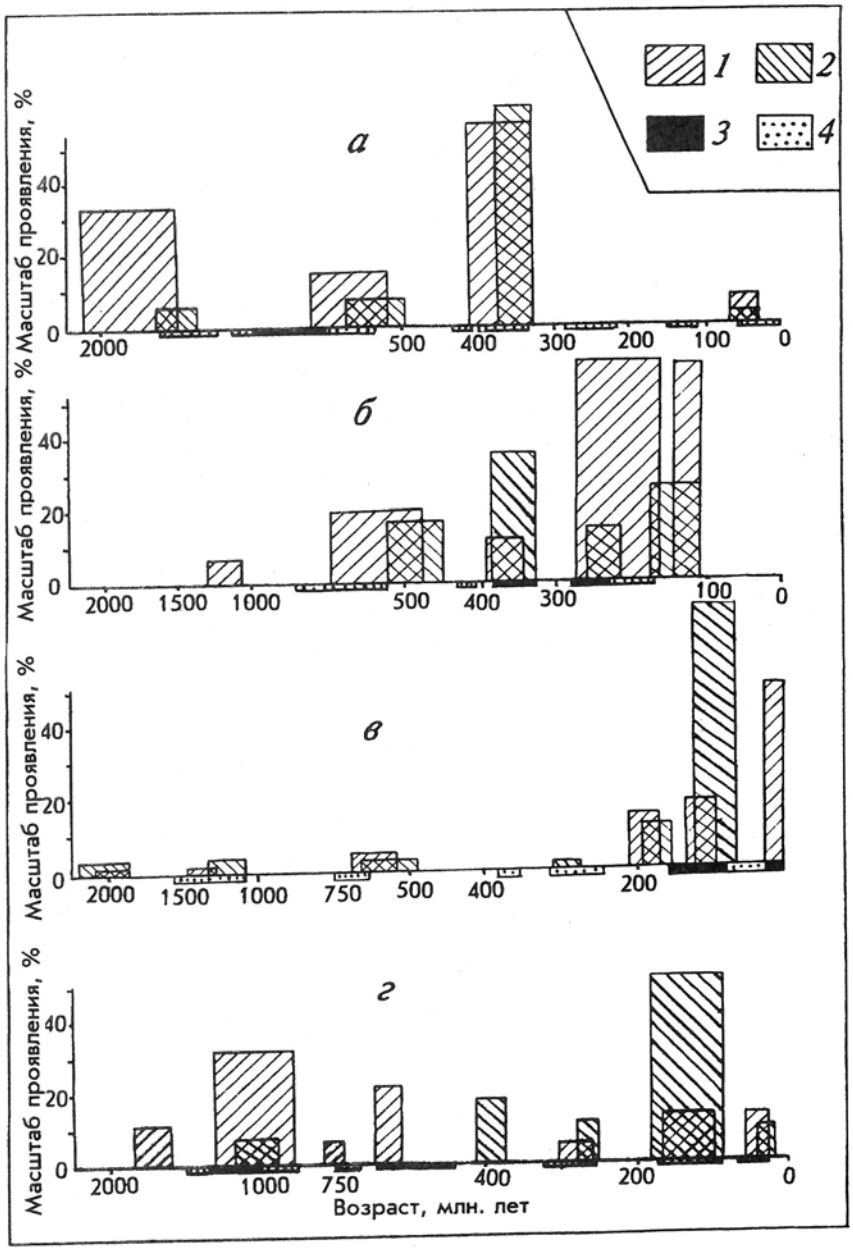


Рис. 3. Масштабы проявления формаций УЩК и кимберлитов на протяжении геологической истории в отдельных регионах:

а — Европа; *б* — Восточная Сибирь; *в* — Африка; *г* — Северная Америка и Гренландия; *1* — формация УЩК; *2* — кимберлитовая субформация; эпохи проявления рифтогенеза по геологическим данным: *3* — относительно слабого, *4* — интенсивного

тые преимущественно в зоне периконтинентальных рифтов массивы УЩК имеют раннемезозойский возраст, и формирование их происходило синхронно с первым расколом Гондваны.

Второе крупное событие приурочено к границе юрской и меловой эпох (135—140 млн. лет назад), когда произошел раскол Южно-Американского блока на две части и началось их медленное раздвижение относительно оси разрастания, представленной ныне Южно-Атлантическим срединным хребтом. И в этом случае наблюдается единовозрастное совпадение раскола материкового блока и формирования массивов УЩК. Действительно, массивы УЩК и кимберлиты Бразилии, Анголы, Намибии, ЮАР имеют средне-позднемезозойский возраст, главным образом юрско-меловой. Другая вспышка в интенсивном проявлении щелочно-ультраосновного магматизма падает на рифей и более характерна для провинций северного полушария. Эта древняя байкальская эпоха тектономагматизма была более длительной, чем мезокайнозойская и совпадает со временем распада Пангеи на Лавразию и Гондвану с образованием разделяющего их, протяженного в широтном направлении на 20 тыс. км глубоководного океана Тетис.

Возможно, главные этапы активизации рифтогенных структур — рифейский и мезокайнозойский, с которыми связано формирование рассматриваемых магматических проявлений, отвечают основным фазам некоторого расширения Земли в ходе ее пульсационного развития, в рамках которого умеренный мобилизм и линеаментная тектоника могут дополнять друг друга. Следует отметить, что заметное преобладание линеаментов меридиональной ориентировки, возможно, обусловлено ротационным эффектом вращения Земли.

Автономность проявления и специфичность двух упомянутых типов платформенного магматизма делает маловероятным совмещение их в пределах одних тектонических структур, что подтверждается проведенным анализом. Отсюда вытекает важное для поисковой практики следствие, состоящее в индивидуализации прогнозно-поисковых критериев. Данный вывод имеет существенное значение, давая возможность более точно оценить потенциальную рудоносность территорий и отдельных массивов.

Тектонофизические условия формирования. В отличие от геотектонической позиции, вопрос тектонофизических условий становления массивов УЩК не нашел должного освещения в геологической литературе. Четкая приуроченность проявлений этого типа магматизма к рифтовым структурам, формирующимся, как известно, в обстановке растяжения, дали основание считать, как само собой разумеющееся, что образование магматических очагов и внедрение массивов УЩК естественно происходит в условиях преобладающего растяжения. Однако подобная точка зрения не позволяет удовлетворительно объяснить целый ряд фактов, полученных в ходе изучения этих массивов. Известно, что большинство массивов УЩК является типичным, классическим примером интрузий центрального типа, характеризующихся кольцевым строением и связанных с локальными радиальными дислокациями.

Если считать, что подъем щелочно-ультраосновной и карбонатитовой магм постоянно происходил в обстановке преобладающего растяжения, при директивной по отношению к простиранию рифта ориентировке оси σ_1, то обязательной формой внедряющихся магматических образований должны бы стать линейные дайкообразные тела, выполняющие трещины растяжения, аналогичные известным линейным и щитовым вулканам Исландии. Этот регион — современный эталон магматической деятельности, происходящей в режиме растяжения земной коры, где широко проявлены линейные и щитовые вулканоструктуры. В подобной геодинамической обстановке такая форма наиболее энергетически выгодна. При этом нужно учитывать, что магма повышенной основности и щелочности находится под избыточным давлением, т.к. простое всплывание более тяжелой, чем вмещающие породы, жидкости невозможно.

Преобладающие кольцевые формы массивов УЩК, высокое избыточное давление магмы свидетельствуют о том, что становление этих массивов в верхней части коры происходило в условиях доминирующего локального сжатия, при активном давлении снизу. Чем же объяснить кажущееся несоответствие между растяжением, сопровождающим рифтогенез, и особенностями строения массивов, указывающих, что их формирование происходило в стесненных условиях закрытой системы, при активном динамическом воздействии расплавной колонны на вмещающие породы при радиальной ориентировке оси локального сжатия σ_3?

Часто при анализе тектонофизических условий, возникающих при различных геодинамических режимах, априори предполагается, что обстановки сжатия или растяжения существуют по всему разрезу земной коры. Однако такое мнение далеко не очевидно и не соответствует фактам.

Исследования последних лет показали, что рифтовые зоны представляют собой сложные тектонодинамические системы, с неоднородным распределением напряжений как на глубину, так и по латерали. Так, для Рейнского грабена, кроме типичных для рифтов сбросовых типов смещений выявлены очаги землетрясений, в которых происходили смещения по сдвигам и надвигам. Аналогичная картина отмечается в рифтах Восточной Африки и западной части США [16, 18, 27]. В Байкальской рифтовой зоне, по данным Л.А.Мишариной, при общем господстве обстановки растяжения выделяются участки, где проявляется заметная сдвиговая составляющая и в обстановке сжатия возникают сдвиги и надвиги; особенно четко такие изменения в напряженном состоянии проявляются на флангах и в глубинных частях рифтовой зоны [27]. Об этом же свидетельствуют данные изучения мантийных ксенолитов, испытавших интенсивную пластическую деформацию. Сбросовую составляющую очага имеют в зоне рифтов мелкофокусные землетрясения, а основной объем (70—90 %) просадок в них, согласно расчетам Е.В.Артюшкова [1], не связан с механизмом растяжения.

Факты резкой переориентировки поля напряжений в слоях мощностью несколько километров с изменением положения осей σ_1 и σ_3 получены при изучении разреза Кольской сверхглубокой скважины [15]. Все это свидетельствует о сложном неоднородном характере напряженно-деформированного состояния коры рифтовых зон, где на фоне общего растяжения, обусловленного действием тектонической системы достаточно низкого (регионального) ранга, формируются участки локального сжатия, связанные с развитием тектонодинамических систем высших рангов.

Таким образом, рифтогенезу, происходящему, как известно, в обстановке общего поперечного растяжения, на фоне образования крупных сводовых поднятий, не чужды локальные стрессовые геодинамические процессы очагового характера, проявляющиеся в стесненных условиях. В подобных режимах нагружения, в соответствие с законами термодинамики, области стока энергии (каналы) должны стремиться к энергетически наиболее выгодной форме сечения, каковой здесь является круговая, что и характерно для большинства массивов УЩК.

Расчеты гидростатической модели вулкана, выполненные Ю.П.Масуренковым [22], свидетельствуют, что вероятная глубина магматического канала для щелочно-ультраосновной магмы составляет около 200 км, близкая цифра получена Д.К.Бэйли [34] по петрологическим данным, учитывающим особенности геотерм в областях карбонатитового магматизма. Нет никаких оснований считать, что трубообразный канал небольшого сечения и такой протяженности мог бы сколько-нибудь длительное время существовать в литосфере. Так как вертикальная протяженность массивов УЩК оценивается в 10—15 км с тенденцией перехода в нижней своей части в дайкообразное тело [31], есть все основания полагать, что именно на этих глубинах происходит трансформация трубообразного канала в трещинный (рис. 4, *а*). Постепенное превращение трещинных жерл в трубообразные — общая закономерность при магматических извержениях.

Таким образом, на долю трубообразного канала приходится не более 10 % общего расстояния, которое проходят щелочно-ультраосновные и карбонатитовые магмы, под-

нимаясь вверх от очагов магмообразования. Подавляющую часть этого пути магма движется по трещинной полости, чему способствует обстановка растяжения, характерная для глубинных частей рифтовых зон.

Рассматривая тектонодинамические аспекты становления массивов УЩК, необходимо упомянуть о таком параметре, как характер движения магмы по каналу. Для массивов УЩК оно, очевидно, носит ламинарный характер, когда скорость магмы закономерно уменьшается по направлению от центра к периферии канала (см. рис. 4, *б*). Такой характер продвижения магмы, вероятно, способствует проявлению центростремительной дифференциации в массивах УЩК, когда более молодые образования, занимая центральные части интрузий, проникают в более высокие гипсометрические уровни. Слабая же дифференциация кимберлитов, очевидно, связана с преимущественно турбулентным характером движения магмы, когда скорость ее оказывается почти одинаковой по всему сечению трубки.

Полученные в последние годы данные Н.И.Мишина [25] показывают, что объемная структурно-геометрическая модель любого разрыва апроксимируется эллипсоидом смещения, в котором сместитель имеет форму эллипса, ограниченного нулевой амплитудой, у которого соотношение длины L и высоты H, по данным многочисленных статистических наблюдений, составляет 3:1. Исходя из того, что в рифтогенных структурах, к которым приурочены массивы УЩК, господствует общий сбросовый тип поля напряжений, устанавливаемый по большинству очагов землетрясений, а движения происходят вдоль оси H, расположенной в вертикальной плоскости, то реальными структурами, контролирующими положение массивов УЩК, могут быть дизъюнктивы, длина которых L составляет не менее 600 км (см. рис. 4, *в*). Очевидно, что эта параметрическая величина, характеризующая магмоконтролирующий массив УЩК дизъюнктив, является минимальной, но и при этой протяженности подобная разрывная структура относится к разряду глубинных сквозьструктурных разрывных зон. Обычно же, как было показано ранее, протяженность таких трансрегиональных линеаментов может достигать нескольких тысяч километров. Таким образом, становится понятной суть магмоконтроля массивов УЩК крупными протяженными линеаментами: лишь они по своим параметрам оказываются способными проникать в глубинные области литосферы, где происходит генерация первичных магматических очагов.

Анализ наиболее типичных особенностей строения массивов УЩК свидетельствует, что в локальном плане процесс их становления хорошо описывается двумя из четырех возможных механизмов формирования структур цент-

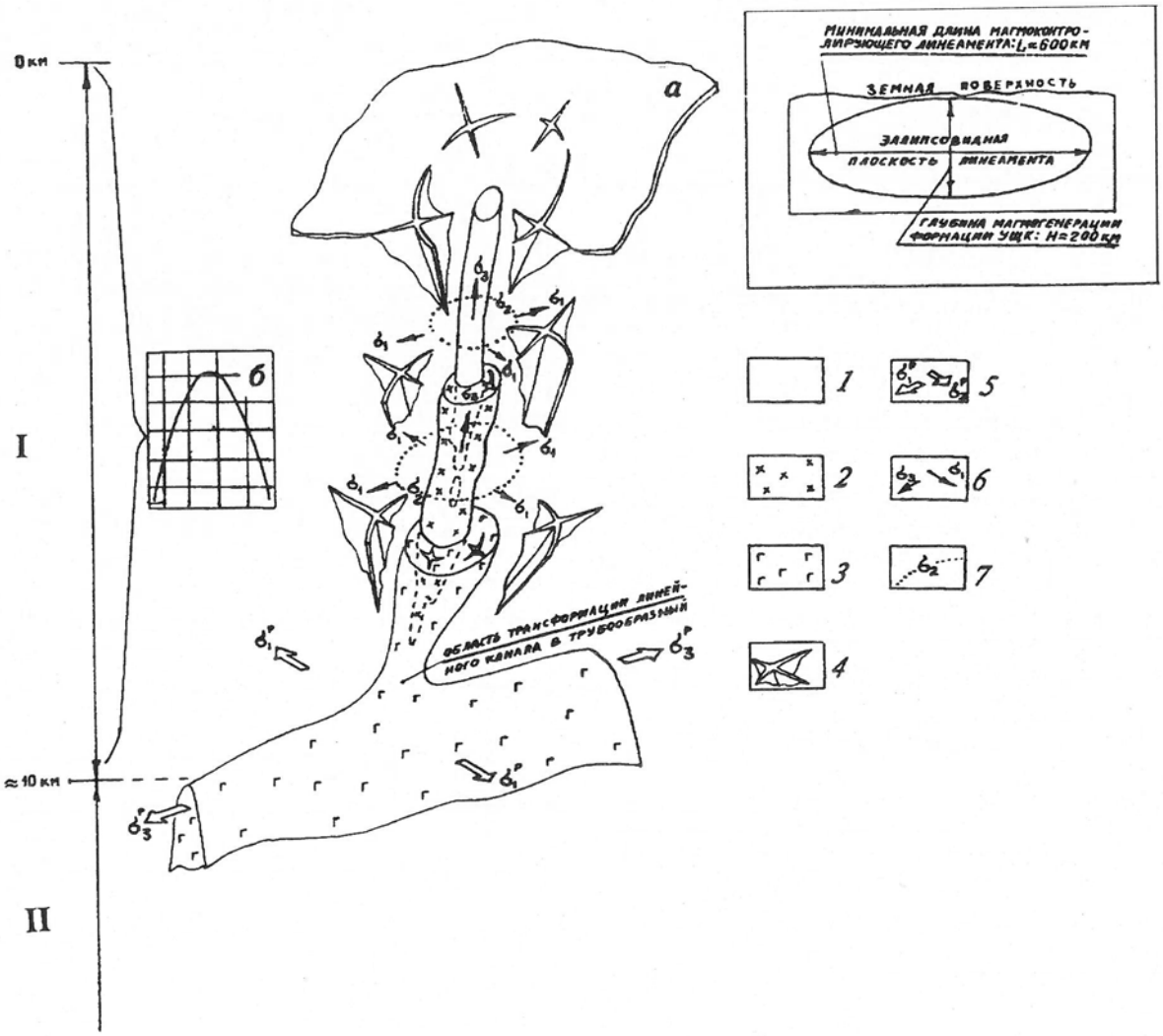


Рис. 4. Структурные и тектонодинамические особенности формирования массивов УЩК:

а — тектонофизическая модель становления массива на разных глубинных уровнях; *б* — кривая скорости ламинарного движения щелочно-ультраосновной и карбонатитовой магм в трубообразном канале; *в* — продольная проекция и параметрические данные (L и H) линеамента, контролирующего генерацию формации УЩК; *I* — верхняя часть магмы — тектонодинамическая система внешнего ранга, локальное (радиальное) сжатие; *II* — нижние части коры — региональная тектонодинамическая система первого ранга, рифтогенный режим растяжения; *1* — карбонатиты; *2* — ультраосновные-щелочные породы; *3* — ультрабазиты; *4* — системы кольцевых и радиальных даек, выполненных породами *1—3*; *5* — положение региональных осей главных нормальных напряжений в тектонодинамической системе первого ранга; *6* — то же, локальных высшего ранга; *7* — траектории осей σ_2

рального типа, предложенных В.А.Невским и А.А.Фроловым [26]. Под влиянием магматического диапиризма расплава при радиальной ориентировке оси σ_3 в его кровле возникает серия цилиндрических трещин. В верхней части разреза образуется куполовидное вздутие, в пределах которого возникают центриклинальные конические и радиальные трещины. Когда под влиянием магматического давления цилиндрические трещины, сливаясь в разломы, в большей части ограничат столбообразный блок пород, начинается следующий этап деформации: под влиянием мощного локального радиального сжатия формируется кольцевой горст, который на поверхности может привести к купольному вздутию. В связи с длительностью и многоэтапностью становления, обусловленного разнообразием магматических дифференциатов, этот процесс может повторяться неоднократно, приводя к формированию многофокусных кольцевых массивов.

Таким образом, тектонофизические условия становления массивов УЩК отличаются интенсивным локальным радиальным сжатием, обусловленным высоким избыточным давлением магм в промежуточных очагах, достаточно высокой скоростью процесса, хотя и не достигающей импульсных значений, характерных для другого представителя мантийного глубинного магматизма — кимберлитов. Эти условия, как будет показано ниже, имеют важное прогностическое значение, будучи тесно связанными с

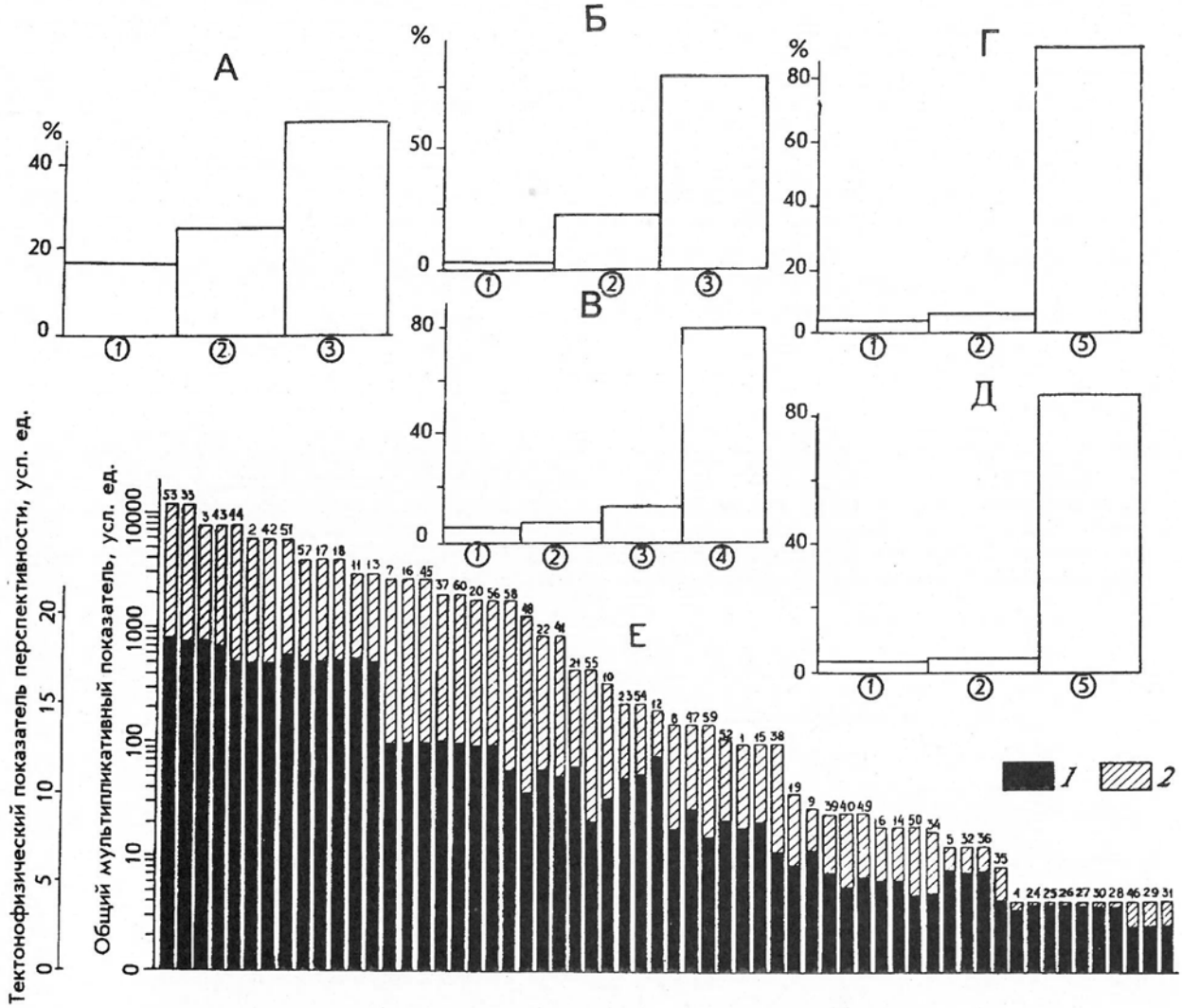


Рис. 5. Связь рудопродуктивности массивов УЩК с тектонофизическими критериями (*а—д*) и результаты сравнительной прогнозной оценки по тектонофизическому показателю перспективности (*е*):

диаграммы связи рудопродуктивности (по оси ординат — рудопродуктивность, %, по оси абсцисс — ранжирование критерия, балл): *а* — с формой горизонтального сечения массива (цифры в кружках: *1* — линейно-вытянутая, $K_и > 3$; *2* — овальная, $K_и$ 1,3—3; *3* — округлая, $K_и$ 1—1,3), *б* — с размерами горизонтального сечения массива (1 — до 5 км², 2 — 5—15 км², 3 — более 15 км²), *в* — со структурно-морфологическим типом руд (1 — единичные, в основном линейные жилы, 2 — система жил и линейных метасоматических зон, 3 — система небольших штоков и жильно-метасоматических зон, 4 — крупные штокообразные тела и подчиненные им жильно-метасоматические зоны), *г* — со сложностью геологического строения (1 — низкая, невысокая степень дифференциации со слабым развитием карбонатитов, 2 — средняя, умеренно дифференцированный комплекс, карбонатиты более развиты, 5 — высокая, полнодифференцированный комплекс пород с широким развитием карбонатитов), *д* — со степенью проявленности кольцевых разрывов (1 — слабая, 2 — средняя, 5 — высокая, широко развиты); *1* — перспективность массивов УЩК по тектонофизическому показателю; *2* — то же, по общему мультипликативному показателю; цифры на рисунке — массивы: 1 — Африканда, 2 — Вуориярви, 3 — Ковдор, 4 — Лесная Варака, 5 — Озерная Варака, 6 — Песчаный, 7 — Себльярви, 8 — Салланлатва, 9 — Салмагорский, 10 — Центральный, 11 — Хибины, 12 — Контозеро, 13 — Тикшеозеро, 14 — Кургинский, 15 — Косью, 16 — Дубравинский, 17 — Гулинский, 18 — Ессей, 19 — Кугда, 20 — Маган, 21 — Одихинча, 22 — Ыраас, 23 — Бор-Урях, 24 — Далбыха, 25 — Быхыт Западный, 26 — Быхыт Восточный, 27 — Атырдяк, 28 — Чара, 29 — Романиха, 30 — Чангит, 31 — Кара-Мени, 32 — Богдо, 33 — Томтор, 34 — Чуктукон, 35 — Центральный, 36 — Чавидский, 37 — Горноозерный, 38 — Поворотный, 39 — Гек, 40 — Воин, 41 — Ингили, 42 — Арбарастах, 43 — Белозиминский, 44 — Большетагнинский, 45 — Среднезиминский, 46 — Большежидойский, 47 — Кийский, 48 — Сыннырский, 49 — Октябрьский, 50 — Кокшаровский, 51 — Букусу, 52 — Дорова, 53 — Палабора, 54 — Чилва, 55 — Тундулу, 56 — Айрон-Хилл, 57 — Ока, 58 — Сиилинярви, 59 — Магнет-Ков, 60 — Гленовер

рудопродуктивностью массивов УЩК, что дает возможность разработать тектонофизические критерии оценки объектов этого типа.

Тектонофизические критерии и оценка рудоносности массивов УЩК. Форма внедряющегося магматического тела, отражающая фигуру равновесия магмы в поле напряжений, в совокупности с возникающими при этом геологическими структурами и другими параметрами дает возможность судить об особенностях напряженно-деформированного состояния геологической среды в период формирования массива, выступая в качестве тектонофизических критериев. Нами показано, что эти критерии тесно связаны с рудопродуктивностью массивов УЩК и могут эффективно использоваться для их экспрессной прогнозной оценки. Несмотря на довольно ограниченное число тектонофизических критериев, результаты хорошо совпадают с данными оценки по полному набору критериев, включающему геохимические, минералогические, магматические, литологические и другие факторы.

Для прогнозной оценки рудоносности массивов УЩК были использованы пять структурно-морфологических параметров, степень связи которых с оруденением определялась путем построения корреляционных диаграмм (рис. 5, *а—д*). Остановимся кратко на анализе каждого из них.

1. *Форма горизонтального сечения массива*. Нами на примере изучения редкометалльных гранитоидных массивов Казахстана [2], а также Центральной Сахары показано, что морфология и общая конфигурация интрузии, отражая динамику ее становления в поле напряжений, тесно связаны с процессами рудоконцентрации. Учитывая большую вертикальную протяженность массивов УЩК, являющихся производными мантийных выплавок, при анализе морфологии можно оперировать лишь формой горизонтальных сечений этих интрузий. В данном случае этот параметр достаточно отражает тип поля напряжений в период становления массива: от линейного, при внедрении протяженных вытянутых тел, до концентрического, характерного для интрузий центрального типа. Форма горизонтального сечения выражалась коэффициентом изометричности $K_и$, представляющим собой отношение длинной оси к короткой; по мере приближения формы массива к округлой коэффициент стремится к единице. Из корреляционной диаграммы (см. рис. 5, *а*) видно, что по мере эволюции формы от линейно вытянутой к круговой рудоносность массивов УЩК возрастает. Образование линейных массивов в значительной мере определяется условиями локального растяжения при директивном положении оси σ_1 и относительно спокойными условиями становления, о чем, например, свидетельствует обычное отсутствие брекчиевых структур. Формирующиеся в таких условиях массивы слаборудоносны. Наоборот, массивы центрального типа, образовывавшиеся при активном магматическом диапиризме щелочно-ультраосновной магмы и локальных радиальных сжимающих усилиях, наиболее рудоносны.

2. *Размеры горизонтального сечения массивов*. Л.С.Егоровым [10] показано, что массивы площадью сечения менее 1 км^2 оказываются практически стерильными в отношении какого-либо оруденения. Из диаграммы (см. рис. 5, *б*) можно видеть, что данный параметр тесно связан с рудоносностью массивов. Очевидно, что крупные размеры его горизонтального сечения (более 15 км^2) указывают на общий масштаб и интенсивность проявления колонны щелочно-ультраосновного магматизма, свидетельствуют о наличии в верхних частях мантии мощного динамического и энергетического источника, обеспечившего не только активное продвижение вверх больших объемов магмы, но и определившего в значительной мере масштабы рудоконцентрации.

3. *Структурно-морфологический тип рудных тел*. Данный параметр отражает эволюцию формы самих рудных тел от крупных округло-изометричных штоков и подчиненных им метасоматических зон до единичных линейных жилообразных тел. Четко проявленные штокообразные рудные тела свидетельствуют о динамической обстановке диапиризма, продолжавшей существовать и в период рудообразования. Рассмотрение корреляционной диаграммы (см. рис. 5, *в*) показывает, что именно при таких условиях формирования рудовмещающих структур месторождения, связанные с массивами УЩК, оказываются наиболее масштабными.

4. *Сложность геологического строения*. Наличие полнодифференцированного комплекса пород с широким многостадийным развитием карбонатитов свидетельствует о длительном существовании остаточных магматических камер, где расплав, находясь под давлением, последовательно инъецировался в пределах единых структур центрального типа. Телескопированное продвижение более поздних порций расплава в верхние этажи приводило к возникновению сложных многофокусных кольцевых систем. Таким образом, этот критерий отражает локальную тектонофизическую обстановку на протяжении истории становления интрузии. Он также хорошо коррелируется с рудоносностью материнского массива (см. рис. 5, *г*).

5. *Степень проявления кольцевых разрывов* — прямое отражение характера напряженно-деформированного состояния окружающего пространства при становлении массива УЩК. Как указывалось выше, подобные структуры возникают лишь в условиях повышенных давлений и мощного локального силового воздействия со стороны расплава и флюида при радиальной ориентировке оси сжатия σ_3. Степень связи этого критерия с рудоносностью массивов весьма высока (см. рис. 5, *д*).

Анализ показывает, что рассмотренная группа параметров массивов УЩК, отражающая характер напряженно-деформированного состояния среды и тектонофизические условия их становления, находится в тесной связи с рудопродуктивностью, выражающейся как количеством, так и масштабами месторождений, ассоциирующих с этими массивами. То есть, каждый из них является информативным критерием для сравнительной прогнозной оценки массивов. Исходя из степени связи каждого критерия с оруденением, было уточнено их ранжирование в баллах. Шкала ранжирования варьировала от 1 до 3 для первых двух критериев и от 1 до 5 для критериев, имеющих более тесную связь с рудоносностью и поэтому более информативных.

Рассмотренные критерии являются по своей сути тектонофизическими, отражая геодинамические условия и характер напряженно-деформированного состояния во время становления массивов. Достоинством их является то, что получены они могут быть экспрессно, без каких-то специальных исследований, непосредственно из анализа крупномасштабных геологических и геолого-структурных карт. Так как они освещают тектонофизический аспект становления массивов, то могут быть объединены в виде суммарного комплексного тектонофизического показателя перспективности. Для расчета его использована формула:

$Q_{тф} = Q_1+Q_2+...+Q_5$, где Q_1, Q_2,... — частные значения критериев в баллах.

С помощью этого показателя нами выполнена сопоставительная прогнозная оценка перспективности 60 массивов УЩК, распространенных как на территории нашей страны, так и за рубежом. По ее результатам отстроена диаграмма (см. рис. 5, *е*), анализ которой показывает, что среди всей совокупности выделяется группа из восьми наиболее перспективных массивов, для которых суммарный комплексный тектонофизический показатель $Q_{тф}$ достигает 19. В этой группе, наряду с известными, хорошо изученными и уже эксплуатируемыми объектами Ковдор (3), Томтор (33), Белая Зима (43), Палабора (53), Хибины (11), Ока (57), выделились объекты, менее изученные, но, как следует из результатов оценки, весьма перспективные — Большая Тагна (44), Арбарастах (42), Вуори Ярви (2) и др.

Для оценки представительности полученных результатов осуществлено сравнение их с итогами оценки тех же 60 массивов по всему наиболее полному набору из 22 критериев, обработанных по А.А.Фролову методом «мультипликативный показатель» (см. рис. 5, *е*). Можно видеть, что результаты очень близки: группа наиболее перспективных массивов оказывается практически идентичной. Это позволяет считать, что условия и механизм формирования массивов УЩК, отраженные комплексными тектонофизическими показателями, оказывают решающее значение на

процессы рудоконцентрации, которые сопровождают становление магматической колонны. Информативность тектонофизических данных для оценки рудоносности массивов высока и вклад их в общем наборе критериев значителен, что не исключает необходимость использования их в совокупности с общегеологическими, геохимическими и другими известными факторами.

Из сказанного сделаем следующие выводы.

1. Геотектоническая позиция провинций УЩК определяется фрагментами крупных трансрегиональных линеаментов протяженностью не менее 500 км, способных проникать глубоко в мантию и секущих подвижные пояса в пределах платформ, на которые накладываются проявления континентального рифтогенеза. При этом большая часть массивов УЩК локализуется непосредственно в зоне рифтов и образовалась вскоре после их заложения либо регенерации.

2. Закономерно связанные во времени с активизацией платформ алмазоносные кимберлиты формировались на удалении от рифтов от десятков до сотен километров в пределах архейских кратонов, не испытавших проторифтогенную переработку. В возрастном отношении кимберлиты близки к комплексам УЩК, что выражается совпадением максимумов их проявления в основные планетарные эпохи рифтогенеза в рифее и мезокайнозое и обусловлено единым процессом активизации мантии. В более локальном плане — в пределах отдельных платформ и провинций периоды формирования субформации кимберлитов незначительно смещены на более поздний срок.

3. Становление массивов УЩК связано с функционированием тектонодинамических систем разного ранга: региональной — заложение (или активизация) магмоконтролирующего разлома с проявлением типично «рифтовых» региональных напряжений, проявившихся в нижних частях литосферы, определивших возникновение трещинного магмовода и подъем расплава в верхние этажи, и локальной — обеспечившей трансформацию трещинного канала в трубообразный в стесненных условиях, активное продвижение магматической колонны и магматический диапиризм с интенсивным давлением на кровлю по модели мягкого штампа.

Таким образом, в тектонофизическом отношении формирование массивов УЩК определяется сочетанием регионального растяжения непосредственно в зоне грабена с радиальным сжатием, возникающим в отдельных частях коры над фронтом поднимающегося мантийного диапира.

4. Структурно-морфологические особенности массивов УЩК отражают серию последовательных фигур равновесия магматической колонны в полях напряжений, господствовавших во время формирования массива, и тесно связаны с его рудопродуктивностью. Наиболее рудоносными оказываются массивы, формирование которых происходило в напряженной тектонодинамической обстановке при активном магматическом диапиризме. Разработанный на этой основе комплексный тектонофизический показатель перспективности массивов УЩК в совокупности с геологическими и минералого-геохимическими критериями может успешно использоваться для их эффективной и экспрессной прогнозной оценки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. — М.: Наука, 1993.
2. *Белов С.В., Бурмистров А.А.* Роль палеотектонических напряжений в размещении эндогенного оруденения в Агадырском рудном районе (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1988. № 3. С. 58—65.
3. *Буш В.А.* Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии // Геотектоника. 1983. № 3. С. 5—30.
4. *Большое* трещинное Толбачикское извержение. — М.: Наука, 1984.
5. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. — М.: Недра, 1987.
6. *Главнейшие* провинции и формации щелочных пород. — М.: Наука, 1974.
7. *Глубинное* строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР: Сб. научн. трудов. — Апатиты, 1992.
8. *Геодинамика* и глубинное строение северной части Балтийского щита: Сб. научн. трудов. — Апатиты, 1992.
9. *Долгинов Е.А.* Докембрийская история материков и глобальный тектогенез // Итоги науки и техники. Сер. Общая геология. 1982. Т. 15.
10. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм. — Л.: Недра, 1991.
11. *Зорин Ю.А., Балк Т.Б., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.* Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. 1988. № 7. С. 33—42.
12. *Иванкин П.Ф.* Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов. — М.: Недра, 1991.
13. *Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И.* Кимберлиты. (Справочник). — М.: Недра, 1990.
14. *Каминский Ф.В.* Закономерности размещения кимберлитовых (разнофациальных) и родственных им пород на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 5. С. 1187—1190.
15. *Кольская* сверхглубокая. Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. — М.: Наука, 1984.
16. *Континентальные* рифты. — М.: Мир, 1981.
17. *Кравченко С.М.* Кимберлиты: сочетание дифференцированных серий разноглубинных мантийных магм // Докл. РАН. 1993. Т. 332. 186 2. С. 209—213.
18. *Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р.* Глубинное строение областей современного рифтогенеза Евразии по данным сейсмометрии. — М.: ВИНИТИ, 1990.
19. *Кушев В.Г., Синицын А.В.* и др. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 61—73.
20. *Лапин А.В.* Взаимоотношения карбонатитов и кимберлитов и некоторые проблемы глубинного магмообразования // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1986. № 12. С. 36—46.
21. *Линеаментная* минерагения СССР. — М.: Недра, 1990.
22. *Масуренков Ю.П.* Предельные вулканы, гидростатика и закономерности радиального распределения магм // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М., 1977. С. 5—24.
23. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). — М.: Недра, 1983.
24. *Милашев В.А.* Кимберлиты и глубинная геология. — Л.: Недра, 1990.
25. *Мишин Н.И., Степина З.А.* Структурно-геометрические закономерности локализации золото-серебряного оруденения Северо-Востока СССР // Записки ЛГИ. 1990. Т. 121. С. 26—36.
26. *Невский В.А., Фролов А.А.* Структуры рудных месторождений кольцевого типа. — М.: Недра, 1986.
27. *Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. — М.: Недра, 1992.
28. *Синицын А.В.* Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10.
29. *Скиннер Э.М., Клемент К.Р.* и др. Пространственное распределение и структурная позиция кимберлитов Южной Африки // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 33—39.
30. *Схема* геологического строения фундамента Сибирской платформы. М-б 1:10 000 000 / Гл. ред. Д.С.Харкевич. — Л.: ВСЕГЕИ, 1971.
31. *Фролов А.А.* Структура и оруденение карбонатитовых массивов. — М.: Недра, 1975.
32. *Шейнман Ю.М.* Закономерности размещения провинций ультраосновных щелочных пород // Геология редких элементов. 1962. Вып. 17. С. 5—9.
33. *Янсе А.Д.* Новый подход к классификации кратона // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 12—22.
34. *Balley D.K.* Volative flux, geotherms and generation of the kimberlite-alkaline magma spectrum. — Mineral magazine. 1980. Vol. 43. № 330. P. 659—684.
35. *Martin H., Parada H.* The intercratonic branch of the Damara orogen in South Africa. — Precambrian Research, 1977. Vol. 5. № 4. P. 311—338.
36. *Notholt A.J.I., Hidley D.E., Deans T.* Economic minerals in carbonatites and associated alcaline igneous rock. — Transactions of the institution of the mining and metallurgy. 1990. Vol. 99, section B, may-august, London. P. 59—124.

Принята редколлегией 17 декабря 1997 г.

УДК 549.21:552.57

© Коллектив авторов, 1999

Состав и структурное состояние углеродистого вещества в минерализованных терригенно-осадочных толщах

М.И.НОВГОРОДОВА, М.Е.ГЕНЕРАЛОВ (Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана РАН), Е.Ю.БУСЛАЕВА, А.Н.ЖУКЛИСТОВ (ИГЕМ РАН)

Ведущие промышленные типы золотых руд, разрабатываемые в настоящее время, в большинстве своем представлены золоторудными месторождениями, локализованными в углеродсодержащих терригенных и терригенно-осадочных толщах докембрия и фанерозоя. Проблема взаимосвязи повышенных концентраций металлов и углерода обсуждалась неоднократно; наиболее полный обзор и новейшие данные приведены в коллективной монографии исследователей ИЛСАН [4]. Источники углеродистого вещества в минерализованных породах многообразны (рис. 1), однако первичным для большинства из них является захороненная в осадках биомасса, претерпевшая впоследствии биохимическое разложение в стадию диагенеза и уплотнения осадков, термальное разложение, химические преобразования и миграцию при ката- и эпигенезе, включая наложенные гидротермально-метасоматические процессы. Абиогенный синтез органического вещества, в том числе высокомолекулярных соединений, сопровождает процессы миграции преобразованной части разложившейся органики под воздействием горячих гидротерм. Абиогенное происхождение очевидно также для скоплений углеродистого вещества в магматических породах независимо от источника углерода, будь то нацело переработанные ксенолиты углеродсодержащих пород рамы или углеродсодержащие восстановительные флюиды магматогенных систем.

Существующие в отечественной литературе разногласия относительно источника углерода в гидротермально измененных породах рудных полей, с их крайними точками зрения относительно исключительно мантийного [3, 6] или исключительно биогенного происхождения первичных концентраций углерода и металлов, во многом обусловлены недостаточной изученностью углеродистого вещества современными методами исследования. Цель настоящей статьи — восполнение известных пробелов в знаниях о составе и структурном состоянии углеродистого вещества, исследованного на примере золоторудных полей Средней Азии и Восточной Сибири (месторождения Кумтор, Мурунтау, Даугыз, Сухой Лог, Советское, Нежданинское).

Методы исследования. Всестороннее исследование углеродистого вещества (УВ) потребовало применения двух групп методов. Первая группа — оптическая и электронная микроскопия, электронографический и микрорентгеноспектральный анализы — традиционна при изучении минерального вещества; исследования выполнялись по стандартным методикам. Вторая группа применялась, исходя из специфики состава углеродистого вещества; она объединяла следующие виды анализов: CHN-анализ твердого углеродистого вещества с дополнительным определением кислорода (количественные анализы выполнены на CHN-анализаторе «Perkin-Elmer»); хромато-масс-спектрометрический с предварительным выделением органической составляющей или прямым вводом вещества в хроматографическую колонку.

Растворимую органическую составляющую УВ выделя-

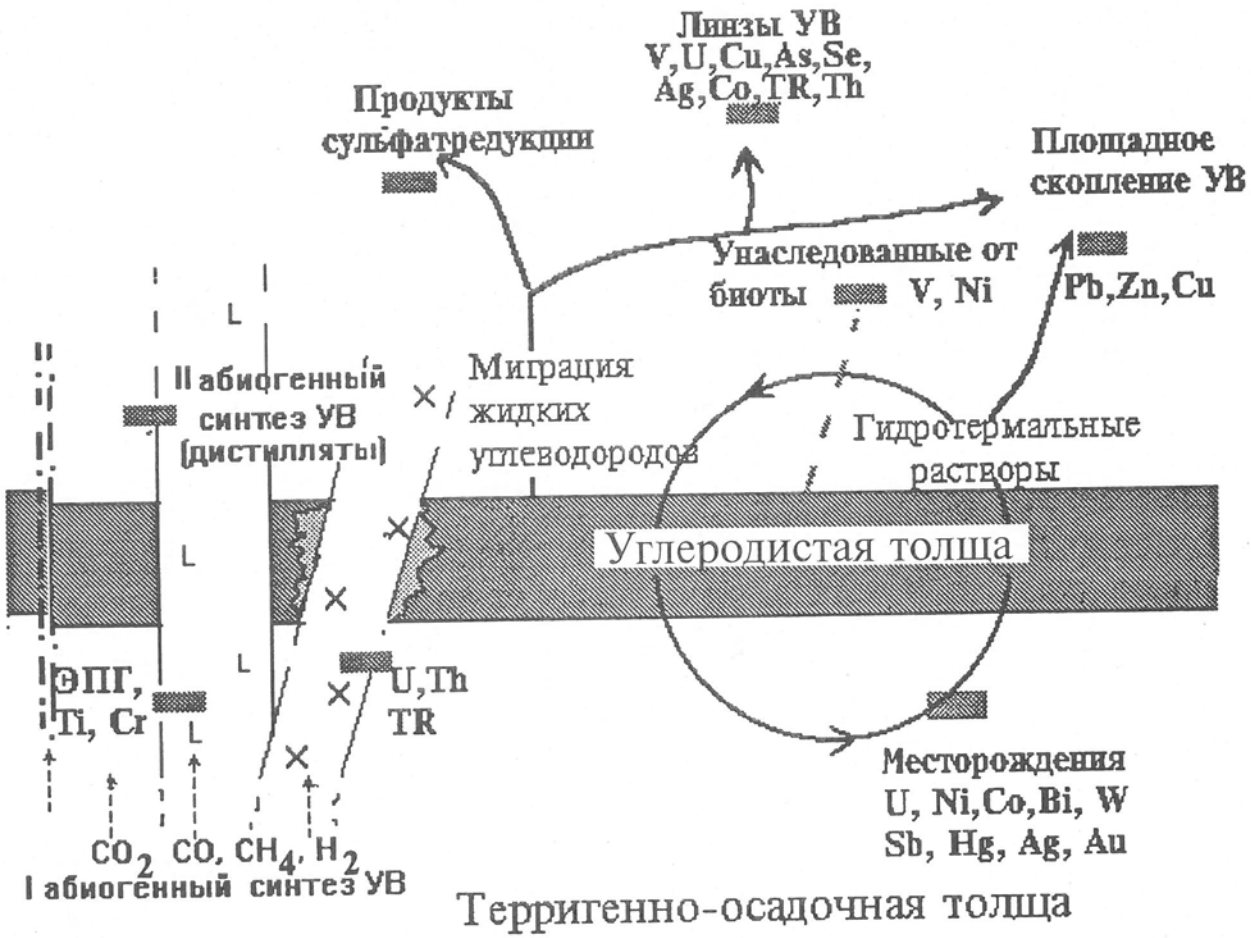


Рис. 1. Схема путей образования углеродистых соединений и связанные с ними концентрации рудных элементов, *по J.Parnell с добавлениями*

ли методом горячей экстракции хлороформом (ч.д.а.) и спиртобензолом (1:2) с использованием этилового спирта (ректификата) и бензола (х.ч.). Экстракция в течение 72 ч проводилась в аппаратах Сокслета емкостью 500 мл; полученные экстракты мягко упаривались до объема 50 мл. Хромато-масс-спектрометрическое исследование выделенных битумоидов выполнялось на приборе «Hewlett Packard» модель 5972A (фаза фенилметилсиликон, длина колонки 30 м, внутренний диаметр 0,25 мм, внешний — 0,33 мм, газ-носитель — гелий, скорость потока 1 мм/мин). Идентификация исследований осуществлялась методом сравнения масс-спектров с данными библиотечного каталога при сходимости более 80 %. Для дополнительного подтверждения предельных углеводородов использовались времена удерживания, определяемые по стандартным смесям.

При использовании метода прямого ввода 0,5 г углеродсодержащей породы засыпали в стеклянную трубку (диаметр 4 мм), выдерживали ее в потоке гелия при T 280 °С в течение 10—25 мин. Выделявшиеся газообразные вещества концентрировали в U-образном кварцевом каппиляре при температуре жидкого азота −196 °С. После окончания отбора U-образную трубку быстро нагревали и сконцентрированные вещества вводили в хроматографическую колонку. Хромато-масс-спектрометрическое исследование далее проводилось на приборе «Kratos» (модель MS 25 RFA, LKB-209), снабженном системой сбора и обработки данных LKB-2130. Использовалась кварцевая капиллярная колонка с фазой SPB-1 (типа SE-30); длина колонки 30 м, внутренний диаметр 0,25 мм, толщина пленки фазы 1 мкм. Программирование температуры: выдержка при 25 °С — 4 мин, нагревание со скоростью 4 °С/мин до T 280 °С. Использовался сброс потока при расщеплении 1:4.

Для определения элементов, которые находятся в виде летучих комплексов с органическими лигандами, применялся метод GC-AED (газовый хроматограф — атомно-эмиссионный детектор), позволяющий качественно определять наличие C, H, N, O, Br, Cl, F, S, P, Si, As, Fe, Pb, Hg, Ni, Se, Sn, V. Этим методом удалось проанализировать всего четыре пробы.

Принятая терминология. Термин углеродистое вещество объединяет широкий круг природных соединений углерода, среди которых выделяются углистые вещества (угли разной степени метаморфизма — как пластовые, так и рассеянные в массе пород), битумы (в данной статье речь идет о твердых и летучих битумах) и графиты разной степени структурной упорядоченности. Углеродистое вещество угольного и битумного рядов отличается различным молекулярным строением, весьма сложным и гетерогенным, внутренней структурой с остатками растительных клеток (мацералы), обычно различимыми в углях доантрацитовых стадий метаморфизма, и молекулярными реликтами биогенных скелетов, присутствующих в ряде битумов; физическими и химическими свойствами. Существуют различные классификации углей и битумов с соответствующей терминологией. Нами используются классификация углей по их промышленным типам, отвечающим стадиям их метаморфизма, и упрощенная классификация битумов по Успенскому [5]. В табл. 1 для сравнения приведена более полная классификация битумов по Jacob [7]. Угли метаантрацитовой и более высоких стадий метаморфизма обозначаются как графитоиды; часть графитоидов может быть новообразованной в процессах гидротермально-метасоматических изменений при P-T параметрах, близких к полю устойчивости графита (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма), или в более низкотемпературной зеленосланцевой фации при широком распространении филлосиликатов, обладающих каталитическими свойствами.

Минеральные парагенезисы твердого углеродистого вещества. Минеральные парагенезисы твердого углеродистого вещества, исследованные на примере минерализованных сланцевых толщ золоторудных полей, отвечают двум основным типам, распространенным во всех изученных золоторудных месторождениях. Первый из них образован минералами дорудного комплекса минеральных ассоциаций, среди которых основные — кварц, калиевые и натриевые полевые шпаты, мусковит (серицит), биотит, хлорит, магнезиально-железистый карбонат, акцессорные — циркон, ильменит, апатит, диоксиды титана, реже фосфаты редкоземельных элементов (монацит, флоренсит). Содержание углерода обычно составляет первые проценты. Подавляющее большинство выделений углеродистого вещества относится к угольному ряду; наиболее крупные (десятки микрометров) из них представлены лейстовидным графитоидом с ярко выраженной оптической анизотропией. Характерны срастания графитоида с щелочными полевыми шпатами и со слюдами с различным количественным соотношением — от <0,01 до >50 % объемного содержания графитоида в кварц-полевошпат-слюдистом агрегате. Размер лейст графитоида прямо связан с размерами чешуек слюды. Графитоид также нарастает на кристаллики рутила и анатаза, располагается на периферии метакристаллов железомагнезиального карбоната (сидероплезита), замещающего кварц-полевошпат-слюдистую матрицу метасоматитов. Обнаружены вростки графитоида на фантомных гранях тетрагональной бипирамиды акцессорного циркона (месторождение Кумтор).

Чем меньше размеры частиц углеродистого вещества, тем менее ярко выражена их оптическая анизотропия. Тонкодисперсные выделения, как и более крупные частицы графитоида, насыщают внешние зоны грано-бластовых зерен кварца, залечивают трещины в них, распределяются по зонам роста метакристаллов карбоната. Тонкодисперсное (1—5 мкм) углистое вещество вместе с твердыми битумоидами обогащает трещиноватые зоны тектонических нарушений, где образуются рыхлые углерод-сульфид-си-

1. Углеродистое вещество угольного и битумного рядов

Угли			Битумы			
Промышленные марки углей (по возрастанию степени метаморфизма)	Ro, % (в масле) [2]	H/C ат.	Номенклатура по В.А.Успенскому [5]	Номенклатура по J.Parnell, H.Jacob [7, 10]	Ro, % (в масле) [7]	H/C ат. [10]
Бурый	<0,30	>0,78	Асфальтит	Гильсонит	0,07—0,11	1,5
Длиннопламенный	0,35—0,65	0,78		Смола	0,11—0,30	1,2
Газовый	0,55—0,90	0,78	Керит низший	Вюртцилит	<0,01—0,1	1,6
Жирный	0,75—1,40	0,72		Альбертит	0,1—0,7	1,1—1,3
Коксовый	1,20—1,80	0,68	Керит высший	Грахамит	0,3—0,7	1,0
Тощий	1,70—2,50	0,56		Эпиимпсонит	0,7—2,0	<0,8
Полуантрацит	2,4—3,00	0,47	Антраксолит	Мезоимпсонит	2—3,5	<0,65
Антрацит	3,10—5,40	0,26		Катаимпсонит	3,5—10	<0,4
Метаантрацит	>5,4	<0,26		Шунгит	>5	<0,1

ликатные агрегаты с содержанием $C_{орг}$ до десятков процентов.

С более поздним комплексом ранних продуктивных минеральных ассоциаций и ранних кварцевых прожилков связаны керит-антраксолиты — углеродистые вещества битумного ряда. Они встречаются в срастаниях с кварцем, карбонатами доломит-анкеритового ряда, фрамбоидальным пиритом, халькопиритом, сфалеритом; образуют включения в метакристаллах пирита и арсенопирита; заполняют межзерновые пространства в мелкозернистых пирит-арсенопиритовых агрегатах. Выделения пирит-антраксолитов имеют округлую, линзовидную, иногда угловатую форму, часто рассечены трещинами «сокращения объема», заполненными кварцем. Керит-антраксолиты в срастаниях с указанными минералами, как правило, представлены 2—3 разновидностями, различающимися по величине отражения, наличию и характеру анизотропии, характеру рельефа в полированных шлифах.

В составе поздних низкотемпературных прожилков отмечаются шунгитоподобные углеродистые вещества с яркой, приближающейся к графитовой анизотропией. Для них характерны сферолитоподобные ростовые текстуры и их комбинации. Мелкозернистые (размер выделений до 10 мкм) агрегаты, обладающие точечной анизотропией, располагаются в интерстициях центральной части поздних кварцевых прожилков. Отдельные сферолиты и цилиндроиды шунгитоподобного УВ наблюдались на границе кварца и карбонатов, по трещинам в карбонате отмечались симметричные радиально-лучистые корочки. Встречены сферолиты, сложенные мелкозернистым УВ с концентрической зональностью и межзерновыми полостями. С таким УВ часто ассоциируют диоксиды титана, поздний мелкокристаллический пирит, галенит, антимонит, киноварь. Более позднее образование шунгитоподобного УВ по отношению к керит-антраксолиту подтверждают находки реликтов последнего и его секущие прожилки в шунгитоподобном УВ.

Текстурно-структурные соотношения различных форм углеродистого вещества позволяют, таким образом, предполагать, что на раннем предрудном этапе гидротермально-метасоматических изменений сланцевых толщ подавляющая часть УВ представлена наиболее метаморфизованными его разностями — графитоидами, унаследовавшими нерастворимую консервативную часть органического вещества терригенных и терригенно-осадочных отложений. Пластическое течение минерального вещества под воздействием тектонических напряжений приводило к перераспределению рассеянного углеродистого вещества в струйчатые скопления и тонкие прожилки. В процессе гидротермально-метасоматических изменений пород тонкодисперсные углистые частицы захватывались растущими метакристаллами карбонатов, кварца, сульфидов, слюд.

В собственно рудном процессе наряду с реликтами графитоидов в парагенезисе с рудными минералами, кварцем новой генерации и поздним карбонатом участвуют новообразования твердых битумов типа керит-антраксолитов и шунгитов.

Химический состав и структурное состояние углеродистого вещества. На диаграмме Ван-Кревелена (рис. 2), отражающей соотношение главных химических компонентов (H, C, O) в составе твердого углеродистого вещества, большинство анализов попадает в поле низких значений H/C (0,04—0,55) и O/C (0,01—0,1). Высокое содержание углерода и низкое водорода свойственно графитоидам из углеродистых сланцев на флангах рудных полей месторождений Средней Азии (Мурунтау, Кокпатас, Кумтор, Чоре) и Восточной Сибири (Сухой Лог). Для этих же разностей углеродистого вещества по данным CHN-анализа и микрорентгеноспектрального анализа отмечены спорадически встречающиеся относительно невысокие атомные содержания гетероатомов азота (до 0,4 %), массовые — серы (0,22—0,42%) и атомные — кислорода (до 6,4 %). Аномально высокие атомные — содержания кислорода (до 18,6 и 25, %), указывающие на высокую степень окисления УВ, установлены в двух пробах углеродистого вещества на флангах рудной зоны месторождения Сухой Лог. Микрорентгеноспектральным анализом определены примеси хлора (0,08—1,93 % — массовое содержание) и мышьяка (0,13—0,35 % — массовое содержание), присутствующих в около 40 % всех проанализированных скоплений графитоидов.

Углеродистое вещество битумного ряда (керит-антраксолиты) характеризуется более высокими значениями атомных соотношений H/C (0,4—0,9) и O/C (0,04—0,15) (см. рис. 2). В нем также повышены атомные содержания гетероатомов азота (1,8—2,5 %), серы (0,16—8 %) и кислорода (8—16,5 %), вероятно, входящих преимущественно в

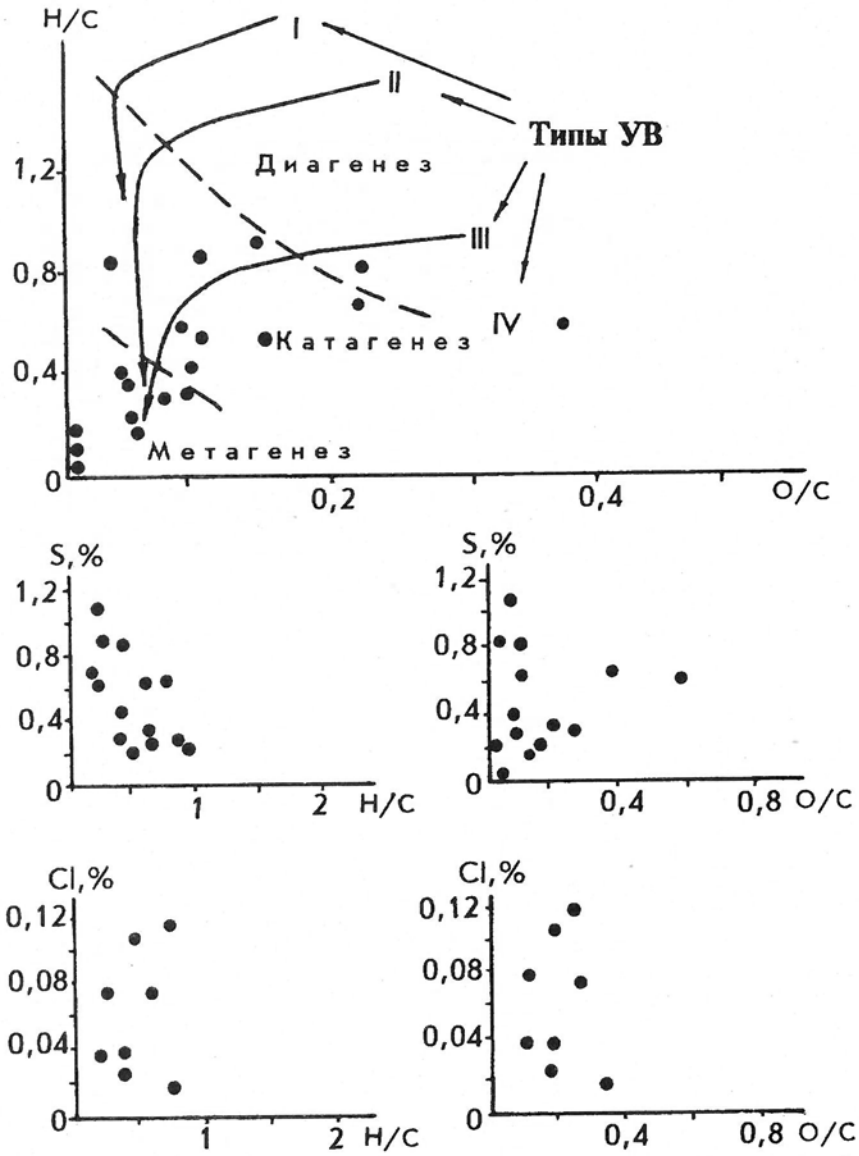


Рис. 2. Диаграмма Ван-Кревелена и другие бинарные диаграммы с нанесенными точками анализов углеродистых веществ из рудных месторождений

2. Структурные характеристики углеродистого вещества по данным электронографии

Образец	Месторождения	d_{002}, нм	d_{100}, нм	d_{110}, нм	I_{100}/I_{110}	Рефлексы 11*l*	Текстурированность
			Графитоиды				
1	Мурунтау	0,3385	0,2124	0,1229	1,62	Есть	Есть
2	«	0,3390	0,2121	0,1228	1,71	«	«
3	«	0,3390	0,2122	0,1227	1,61	«	«
4	«	0,3390	0,2122	0,1227	1,68	«	«
5	Советское	0,3390	0,2121	0,1228	—	Слабые	Нет
			Керит-антраксолиты				
6	Нежданинское	0,3410	0,2110	0,1221	2,32	Нет	Слабая
7	Советское	0,3410	0,2116	0,1223	2,13	«	Нет
8	«	0,3415	0,2108	0,1220	—	«	«
9	Мурунтау	0,3410	0,2108	0,1217	2,38	«	«
10	«	0,3410	—	0,1224	—	«	«

гетероатомные группировки в составе УВ. Приблизительно в 10 % проб обнаружена также примесь Cl (0,02—0,08 % — массовое содержание).

Примесь серы в углеродистом веществе в целом обнаруживает обратную зависимость от отношения H/C; не зависят от отношения O/C содержания этой примеси в керит-антраксолитах, тогда как для графитоидов намечаются прямые зависимости между рассматриваемыми величинами (см. рис. 2). Содержание Cl не обнаруживает связи с величинами отношений H/C и O/C.

Элементный состав углеродистого вещества подтверждает высокую степень его карбонизации, отвечающую для графитоидов значениям H/C, свойственным углям от полуантрацитов до метаантрацитов, а для битумоидов — высшим керитам и антраксолитам (см. табл. 1).

Структурное состояние углеродистого вещества исследовалось методом электронографии с использованием фото- и электронометрической регистрации дифракционных картин. Наблюдаемые в электронограммах вариации дифракционных картин отражают различные стадии структурного преобразования углеродистого вещества. Наименее окристаллизованные разности керит-антраксолитового ряда характеризовались только рефлексами 100, 110 и базальным отражением с *d* 0,341 нм. В картинах графитоидов проявлялись пространственные рефлексы 11*l* и значение d_{002} уменьшалось до ≈0,339 нм. Как видно из табл. 2, с уменьшением значения d_{002} происходит уменьшение отклонения d_{100} (0,211—0,2125 нм) и d_{110} (0,1217—0,1229 нм) от характерных для графита (d_{100} 0,213 и d_{110} 0,123 нм), что связано с уменьшением искажений в углеродных слоях и увеличением линейных размеров слоев.

Отношение локальных интенсивностей I_{100}/I_{110} с уменьшением d_{002} также уменьшается от 2,4 до 1,6. Это свидетельствует о том, что в образцах с d_{002} ≈0,341 нм углеродные слои в значительной мере рассеивают независимо друг от друга (неупорядоченное наложение слоев), тогда как при d_{002} 0,339 нм вклад в интенсивность рефлексов от когерентно рассеивающих пачек слоев увеличивается (проявление трехмерного упорядочения в расположении слоев). Соответствующие отношения интенсивностей в случае рассеяния отдельными слоями упорядоченной структуры графита составляют 3 и 0,75.

Отмеченные различия в характере наложения слоев убедительно демонстрирует появление в электронограммах графитоидов пространственных рефлексов 11*l*, что при отсутствии заметных модуляций интенсивностей на первом эллипсе связано с образованием пачек графитовых слоев, в которых статистически чередуются три возможных для графита способа наложения. В электронограммах графитоидов с заметной структурной упорядоченностью проявляется текстурированность, обусловленная выраженной пластинчатой морфологией частиц.

Различия в степени упорядоченности структур графитоидов и керит-антраксолитов по электронографическим данным отражены в табл. 2.

В тонкой смеси с керит-антраксолитами обнаружены заметные количества хлоридов щелочей (галита и сильвина), а в смеси с графитоидами, помимо хлоридов, щелочных полевых шпатов (ортоклаз), ди- и триоктаэдрических слоистых силикатов (слюды, хлориты).

Состав растворимых битумоидов. Растворимые в органических растворителях битумоиды составляют для изученных пород крайне незначительную (менее 1 %) часть от общего содержания углеродистого вещества. Индивидуальный состав растворимых битумоидов, выявленный двумя методами (прямого ввода твердого вещества и ввода жидких хлороформенных и спиртобензольных экстрактов), приведен в табл. 3. Детально исследованы экстрагированные битумоиды из сланцевых толщ месторождений Сухой Лог, Кумтор и Даугыз; методом прямого ввода изучены углеродистые сланцы в контурах рудных зон месторождения Сухой Лог. Полученные характеристики растворимых битумоидов являются интегральными, поскольку в обработку включалось углеродистое вещество из всего объема пород, содержащих графитоиды, твердые битумы, жидкие и газообразные битумоиды в смеси с твердыми УВ, а также адсорбированные поверхностью УВ, окклюдированные в порах и трещинах пород и заключенные в газово-жидких включениях. Состав растворимых битумоидов, обладающих повышенной летучестью, отражает термическую историю пород на поздних стадиях их становления.

Обнаружены нормальные алканы C_{10}—C_{28}, алканы с разветвленной цепью C_{13}—C_{19}, циклоалканы (алкилциклогексаны), галогензамещенные углеводороды (тетрахлорэтилен, гексахлорэтан), спирты (изопропилбензиловый), ароматические соединения (алкилбензолы, нафталин, хлорнафталин, ксилолы, фенантрен (антрацен), бифенил, дитолил, 1,2-бензофенантрен, фенол), кетоны (октабензон), разнообразные карбоновые кислоты и их эфиры, гетероциклы (2-метилдибензофуран, дибензомиофен), фталаты, диэтиловый эфир серной кислоты, метиловый эфир метилгексановой кислоты. Наибольшее разнообразие индивидуальных соединений установлено в углеродсодержащих сланцах рудных зон месторождения Кумтор. Меньшим разнообразием отличаются битумоиды из сланцев месторождения Сухой Лог. В них практически отсутствует ароматика, несколько сужен класс алканов, зато более разнообразен класс этиловых эфиров карбоновых кислот. При исследовании этих же пород методом прямого ввода в них обнаружены значительные количества диоксида углерода (CO_2) и 15 органических соединений, причем среди последних те, которые не удается сохранить в процессе предварительной экстракции: сероуглерод (CS_2), фуран, альдегиды (2,4-гексадиеналь, бензальдегид), ацетофенон. Присутствующие на всех спектрах, снятых при температурах 150, 200, 250 и 400 °C, слабые пики ионов с *m*/*z* 55, 57, 69, 71 и т. д. относятся к высокомолекулярным углеводородам, не разрешимым прямым методом хромато-масс-спектрометрии.

Методом GC-ESD среди летучих битумоидов обнаружены ртуть- и мышьяксодержащие органические соединения (месторождение Сухой Лог). К сожалению, точно идентифицировать эти элементоорганические соединения указанным методом не удается.

Обсуждение результатов. Метаморфизованные и гидротермально-метасоматические изменения терригенно-осадочных толщ, вмещающих прожилково-вкрапленные руды рассмотренных месторождений, не выходят за пределы фации зеленых сланцев (T<400÷450° C, P <(1÷2)10^2МПа).

3. Состав растворимых битумоидов по данным хромато-масс-спектрометрии

Место взятия пробы	*n*-алканы	Разветвленные алканы	Кислоты, спирты	Ароматические соединения	Эфиры	Соединения Cl и S
Месторождение Сухой Лог						
Участок Верный, рудная зона с пирит-арсенопиритовой минерализацией	C_{16}—C_{19}, C_{21}	Тетраметил — C_{15}, C_{16}	Фенантренкарбоновая		Этиловые эфиры карбоновых кислот C_{12}, C_{14}—C_{18}, фталаты (дибутилфталат)	S_8
Участок Сухой Лог, рудная зона с кварц-карбонат-пиритовыми жилами со слюдисто-углеродистыми зальбандами	C_{14}—C_{18}, C_{24}		Карбоновые кислоты C_3 (метил, диметилзамещенные); C_{14}; 1,2-бензолдикарбоновая-3-нитро	Ксилолы	Октабензолэтиловые эфиры карбоновых кислот C_{14}—C_{24}; фталаты (дибутилфталат)	S_8
Участок Сухой Лог, нерудная зона, слюдисто-углеродистый сланец с карбонатными порфиробластами	C_{16}	C_{15} (тетраметил)	1,2-бензолдикарбоновая		Этиловые эфиры карбоновых кислот C_{12}, C_{14}, C_{16}, C_{18}, C_{19}; фталаты	
Месторождение Кумтор						
Углеродистые прожилки в слюдисто-хлорит-кварц-пиритовой породе рудной зоны	C_{15}—C_{20}	C_{15}, C_{17} (тетраметил)	1,2-бензолдикарбоновая-3-нитро, 1,2-бензолдикарбоновая-3-бутил-2	Флуорен, антрацен (фенантрен)	Этиловые эфиры карбоновых кислот C_{16}, C_{18}, фталаты	S_8
Углеродизированная зона брекчирования на контакте с кварц-карбонат-полевошпат-сульфидными метасоматитами рудной зоны	C_{14}—C_{26}	C_{15}, C_{17} (тетраметил), C_{19} (10-метил)	Карбоновая кислота C_{15}	Нафталины, антрацен (фенантрен), бифенил, дитолил, 1,2-дибензофенантрен, хлорнафталин	Этиловые эфиры карбоновых кислот C_{15}—C_{20}	
Углеродизированная зона брекчирования на контакте с карбонатными линзами в слюдисто-хлорит-кварц-пиритовой породе на фланге рудного тела	C_{10}—C_{20}	Изоалканы C_{13}—C_{18}, алкилциклогексан	2-этилгексановая кислота, изопропилбензиловый спирт	Антрацен (фенантрен), флюорит-9-он, 4-метилдибензофуран, алкилбензол, нафталин	Этиловые эфиры карбоновых кислот C_{16}, C_{18}, метиловый эфир 2-метил-гексановой кислоты, фталаты	Тетрахлорэтилен, гексахлорэтан, дибензотиофен
Углеродизированная зона брекчирования в слюдисто-хлоритовых сланцах с кварц-карбонатными прожилками нерудной зоны				Фенол	Диэтиловый эфир серной кислоты	S_2—S_6, S_8
Углеродизированная зона брекчирования с линзами будинированного кварца в слюдисто-хлоритовых сланцах нерудной зоны	C_{15}		1,2-бензолдикарбоновая-6-бутил		Этиловый эфир карбоновой кислоты C_{15}	S_2—S_6, S_8
Месторождение Даугыз						
Углеродистые кварц-слюдисто-хлоритовые сланцы с кварц-карбонатными прожилками	C_{17}, C_{19}, C_{28}	Тетраметилгексадекан		Этиловые эфиры карбоновых кислот C_{12}, C_{14}—C_{16}, C_{18}, фталаты		S_8

Известно, что степень преобразования (графитизации) углеродистого вещества прямо зависит от времени (т.е. от возраста вмещающих пород) и экспоненциально от температуры [14]. Соответственно в случае наложения термического поля в зонах гидротермальной активности углеродистое вещество должно быть графитизировано в большей степени, чем за их пределами. Полученные результаты исследований говорят об обратном. Графитоиды гораздо шире распространены вне рудных зон, а керит-антраксолиты — в сульфидно-кварцевых и кварц-карбонатных прожилках.

Данный факт объясняется миграционным характером твердых битумов, переотложенных при гидротермальном процессе. В деталях этот сложный и многоступенчатый процесс неизвестен, однако приближенным к нему аналогом может быть процесс конверсии органического вещества в нефтяные продукты (от метана до асфальтитов) в гидротермальных полях океанических рифтов, например, в Восточно-Тихоокеанском поднятии, 13° с.ш., 21° с.ш. и в Срединно-Атлантическом хребте, 26° с.ш. [13]. Известно, что образование гидротермальной нефти и газа — процесс быстрый (часы — дни), в отличие от обычной «геотермальной» нефти, генерирующейся по мере накопления и уплотнения осадков [12]. «Нефтяное окно» при T 60—150 °С, выше которого при катагенезе образуются углеводородные газы и остаточные графитоиды, не выдерживается для гидротермальных углеводородов, сохраняющихся до ≈400 °С вследствие смесимости с водно-солевым флюидом (в сверхкритическом состоянии водяного пара при высокой температуре [11]) или в рассолах и жидкой CO_2 — прекрасных сольвентах органических соединений при понижении P-T параметров гидротермальной системы [12]. Совместные пути миграции и последующего осаждения гидротермальных растворов и углеводородных соединений — основная причина сонахождения битумов и минералов гидротермальных руд.

Повторное осаждение миграционных битумов — процесс абиогенного синтеза, и в этом смысле можно говорить об углеродистом метасоматозе, если доказана вторичная миграционная природа углеродистого вещества, распространенного в метасоматитах.

В динамичной гидротермальной системе углеводородные соединения взаимодействуют с растворенными солями с образованием сложных элементоорганических, ком-

плексных и иных соединений с органическими лигандами. Эти промежуточные формы миграции рудных элементов осложняют известные термодинамические сценарии переноса и форм концентрации металлов в рудах с участием хлоридных и сульфидных комплексов. В частности, только с привлечением элементоорганических соединений можно объяснить появление в минеральных парагенезисах самородных металлов, неравновесных с минеральным составом вмещающих пород. Ранее [9] экспериментально методом хромато-масс-спектрометрии в составе растворимых битумоидов были определены элементоорганические соединения Fe, As, Hg, Si. Присутствие летучих мышьяк- и ртуть-органических соединений в минерализованных сланцах месторождения Сухой Лог подтверждено методом GC-ESP.

Преобразование углеродистого вещества в процессе его структурной упорядоченности приводит к высвобождению гетероатомов, в том числе серы, которая в виде H_2S поступает в гидротермальную систему, способствуя осаждению сульфидов вследствие вынужденного нарушения равновесий [8]. По данным [15], процесс обусловлен не только термически, но и каталитически; катализаторы в виде соединений металлов могут задерживаться в высокомолекулярной углеродной матрице, создавая вместе с адсорбированными примесями повышенные концентрации рудных элементов в графитоидах и битумах. При отсутствии (или низкой активности) воды термическое воздействие разрушает сложные макромолекулы углеродистого вещества с образованием жидких пиролизатов (капель жидких углеводородов, часто захватываемых кристаллами при их росте) [9]. Следствием термического преобразования и окисления углеродистого вещества являются также ароматические соединения, карбоновые кислоты и их эфиры, условия гидротермального синтеза которых рассмотрены ранее [1].

Итак, углеродистое вещество в минерализованных терригено-осадочных толщах золоторудных полей Средней Азии и Восточной Сибири представлено двумя основными типами — угольного (остаточной консервативной части преобразованной органики) и битумного (миграционной, переотложенной в гидротермальном процессе) рядов. Эти два типа присутствуют в минерализованных породах всех изученных месторождений.

Присутствующие в прожилково-вкрапленных рудах графитоиды отличаются от керит-антраксолитов большой степенью карбонизации и структурной упорядоченности и меньшим содержанием гетероатомов.

В растворимой части битумоидов преобладают сконденсированные полиядерные ароматические соединения, карбоновые кислоты и их эфиры, а также галогензамещенные углеводороды и серасодержащие органические соединения. Наибольшей степенью преобразованности и окисленности углеродистого вещества отличаются породы месторождения Сухой Лог, наименьшей — месторождения Кумтор.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-64594).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И.* Органические соединения и их металлоносность в углеродсодержащих породах рудных узлов Южного Приморья // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 6. С. 114—121.
2. *Вехов В.А., Савчук С.В.* Общая промышленно-генетическая классификация каменных гумусовых углей СССР // Геологический журнал. 1973. Т. 33. Вып. 3. С. 94—101.
3. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Метасоматиты восстановительного ряда, их связь с магматизмом и метаморфизмом // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М., 1989. С. 191—196.
4. *Новые* вещественные типы руд благородных и редких элементов в углеродистых сланцах / Отв. ред. А.А.Беус. — М.: Наука, 1992.
5. *Руководство* по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород / Под ред. В.А.Успенского. — Л.: Недра, 1966.
6. *Томсон И.Н., Полякова О.П., Полохов В.П.* Графит-ильменитовая минерализация в оловорудных узлах Приморья как индикатор мантийных газовых струй // Тихоокеанская геология. 1987. № 3. С. 108—112.
7. *Jacob H.* Nomenclature, classification, characterisation and genesis of Natural Solid Bitumens (migrabitumen) // Bitumens in ore deposits. Berl.-Heidelberg: Springer-Verlag, 1993. P. 11—27.
8. *Kucha H.* Noble metals associated with organic matter, Kupferschiefer, Poland // Bitumens in ore deposits. Berl.-Heidelberg: Springer-Verlag, 1993. P. 153—170.
9. *Novgorodova M.I., Buslaeva E.Yu., Scharbatyan P.A.* Carbon in oreforming processes: organoelement compounds as a from of ore matter migration // Facies Models. VS. 1991. P. 19—39.
10. *Parnell J.* Introduction // Bitumens in ore deposits. Berl.-Heidelberg: Springer-Verlag, 1993. P. 1—7.
11. *Sanders N.D.* Visual observation of the solubility of heavy hydrocarbons in near-critical water // Ind. Chem. Fundam. 1986. № 25. P. 169—171.
12. *Simoneit B.R.T.* Hydrothermal activity and its Effects on sedimentary organic matter // Bitumens in ore deposits. Berl.-Heidelberg: Springer-Verlag, 1993. P. 81—95.
13. *Simoneit B.R.T.* Organic matter in hydrothermal systems — petroleum generation, migration and biogeochemistry // Appl. Geochem. 1990. № 5. P. 1—248.
14. *Tissot B.P., Welte D.H.* Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gase exploration. — Berl.-Heidelberg: Springer-Verlag, 1984.
15. *Waters W.A.* Mechanism of oxidation og organic compounds. — London: Methuen and Wiley, 1963.

УДК 550.84:553.412

© А.Л.Ковалевский, 1999

Закономерности распределения серебра в зоне глубинного разлома по литобиогеохимическим данным

А.Л.КОВАЛЕВСКИЙ (Бурятский геологический институт СО РАН)

Изучаемая сереброрудная минерализация расположена в холмистой местности в зоне южной тайги в разновозрастных сосняках (сосна обыкновенная — *Pinus silvestris*) с редкой лиственницей даурской (Larix dahurica) и еще более редкой березой плосколистной (*Betula platuphylla*). Территория практически лишена обнажений коренных горных пород, представленных в основном щелочными нижнепалеозойскими сиенитами и другими гранитоидами с редкими дайками и ксенолитами диоритов.

Минерализация близширотного простирания с концентрацией серебра до 2580 г/т в одном пересечении мощностью 1,2 м и от 20 до 262 г/т в пяти других была выявлена ПГО «Бурятгеология» в зонах брекчирования с дайками диоритов на участке Малый в 1970 г. случайно при проверке аэро-гамма-магнитной аномалии. Повышенная радиоактивность здесь связана со щелочными сиенитами, а магнитная — с ксенолитами и дайками диоритов. В 1972—1980 гг. традиционными детальными поисками с металлометрией почв, геофизикой, канавами и буровыми работами здесь была обнаружена вторая аналогичная близширотная рудная зона протяженностью около 300 м с концентрацией Ag 415 г/т в одном из пересечений и 2—10 г/т в пяти других. Бурением пяти скважин глубиной 100—140 м рудоносные зоны прослежены на глубину до 100 м. Концентрации Ag в них составляли 6—50 г/т с максимумом 142 г/т в одном пересечении на глубине 92—96 м на фоне менее 0,1 г/т. Участок был оценен как неперспективное рудопроявление Ag с прогнозными ресурсами около 100 т. Других сереброносных зон в его окрестностях установлено не было.

При доизучении территории в м-бе 1:50 000 в 1976—1978 гг. западнее участка Малый ПГО «Бурятгеология» были выявлены интенсивные биогеохимические аномалии Pb и Ag с доказанной рудной природой по данным шлихогеохимических исследований. Кроме этого, севернее участка Малый на площади более 200 км^2 по рекомендованной нами с Э.Ф.Жбановым методике комплексных литобиогеохимических поисков [10] П.И.Радченко по корке сосны было выявлено 14 площадных биогеохимических и 22 почвенно-геохимических аномалий Pb, Zn, Cu, Ag с точечными аномалиями Au. Всего 36 площадных геохимических аномалий полиметаллов. Среди них выделились весьма интенсивные аномалии свинца. Его среднее содержание на планшете м-ба 1:50 000 получилось необычно высоким — 0,02 % в золе корки сосны на фоне 0,002 %. Площадь распространения этих 36 аномалий, равная 300 км^2, была оценена как перспективный рудный район, хотя новых рудных зон и тел здесь обнаружено не было.

Комплексными работами 1979—1980 гг., включающими биогеохимические, почвенно-геохимические исследования и проходку 15 магистральных бульдозерных канав длиной 60—160 м, западнее участка Малый выявлено еще несколько брекчированных сереброносных зон. Только в одном пересечении вскрыта богатая руда мощностью 0,1 м с содержаниями Ag и Au соответственно 6712 и 0,3 г/т. В других зонах концентрация Ag достигала 192 г/т, а прогнозные ресурсы данного участка, вытянутого в широтном направлении на 1,5 км, оценены в 200 т. В результате проведенных здесь в 1983—1985 гг. В.Ф.Белоголововым (Центральная геохимическая партия ПГО «Бурятгеология») опытно-методических работ с проходкой двух магистральных бульдозерных канав новых сереброносных зон выявлено не было.

В 1984 г. нами были начаты научно-исследовательские работы для изучения закономерностей формирования рудных биогеохимических ореолов Ag. В первый же год на участке Северный на точке 484 с содержанием Ag в почве 10 г/т выявлены две пробы растений с уникальными концентрациями — 100 и 300 мкг/г Ag в золе древесины старых (гнилых) пней сосны на расстоянии 12 м друг от друга. В 1985 г. здесь обнаружены еще шесть проб древесины пней сосны с концентрациями Ag 100, 200, 200, 300, 300, 300 мкг/г и одна проба грибов (маслята — *Suillus lateus*) — 150 мкг/г Ag. В этом же году наша биогеохимическая аномалия с 300 мкг/г Ag была вскрыта В.Ф.Белоголововым бульдозерной канавой 201. В ней выявлено богатое рудное тело мощностью 1,9 м с концентрацией Ag 1300 г/т, Pb 35 %, Au 1,5 г/т и определено его северо-северо-восточное, а не ожидавшееся близширотное простирание. Канавами 202 и 205 в обе стороны по простиранию этого рудного тела вскрыты еще два неоконтуренных кулисообразных рудных пересечения с концентрациями Ag 600 и 500 г/т мощностью 1 и 1,5 м. На этом работы ПГО «Бурятгеология» были прекращены, т.к. выявленная полиметаллическая (а не сереброрудная) минерализация была отнесена к неперспективному типу с крайне неравномерным, гнездовым оруденением.

Поисковые результаты литобиогеохимических исследований. Нашими литобиогеохимическими исследованиями на участках Северный и Малый в 1986—1987 гг. неожиданно были выявлены 58 локальных предполагаемых рудных биогеохимических аномалий (ПРБА) Ag шириной от 1 до 8 м с 70—3000 мкг/г Ag в древесине старых (в основном гнилых) пней сосны и более 100 предполагаемых околорудных биогеохимических аномалий (ПОБА) шириной от 1 до 20 м с 35—70 мкг/г Ag на фоне 0,7 мкг/г. В связи с этим уникальными нами считаются концентрации Ag в золе растений ≥1000—3000 мкг/г (г/т). К настоящему времени в изучаемом районе выявлено шесть таких проб древесины старых пней сосны.

Десятки предполагаемых рудных и околорудных биогеохимических аномалий Ag на участке Северный образуют его весьма сложное биогеохимическое поле. Это позволило прогнозировать наличие здесь соответствующего рудного поля с десятками сереброрудных тел на площади около 0,1 км^2. Проверка первых 14 предполагаемых рудных биогеохимических аномалий серебра короткими канавами длиной 4—10 м в 1986—1991 гг. показала, что все они имеют рудную природу. В канавах были вскрыты семь богатых жильных сереброрудных тел (ЖСРТ) мощностью 0,5—1,5 м с концентрациями Ag 200—2000 г/т, два богаторудных глыбовых ореола с максимальными концентрациями Ag 1—2 кг/т и десятки сереброносных зон с содержаниями Ag от 2 до 200 г/т на местном литогеохимическом фоне 0,04 г/т. В связи с этим была поставлена задача разработать методику оконтуривания и количественной интерпретации многочисленных ПРБА Ag в м-бах 1:200—1:2000. Эта методика получила название «безбарьерная биогеохимическая разведка» (ББР). Она впервые была разработана и опробована нами на Жарчихинском молибденовом месторождении [6, 8, 9], выявленном П.И.Радченко биогеохимическим методом в 1978 г. [2]. Эта технология является логическим развитием безбарьерных биогеохимических поисков, разработанных нами в 1974—1986 гг. [1, 3—6, 9, 11—18, 21, 22].

Методы исследований. Для разработки технологии детальных биогеохимических поисков серебра отдельных ЖСРТ в 1986—1991 гг. были проведены сверхдетальное биогеохимическое картирование выявленных сереброносных зон и сгущений ПРБА Ag в м-бах 1:1000—1:200 и сопряженное опробование вскрытых короткими канавами вертикальных разрезов почв, пород, сереброрудных тел и сереброносных зон, а также более 100 биообъектов растений. В 1986 г. на профилях 21, 22 и 23 участка Северный, где было отобрано 1800 биогеохимических проб, выявлено около 200 (≈11 %) проб с концентрациями Ag от 35 до 3000 мкг/г (г/т) в золе древесины старых, в т.ч. гнилых, пней сосны. Эти концентрации, превышающие местный фон (0,7 мкг/г) в 50—4300 раз, позволили прогнозировать здесь сереброрудное поле с десятками жильных сереброрудных тел.

В 1986 г. выявлен второй, удобный для опробования, биообъект, безбарьерный по отношению к Ag — опробковевшие шишки сосны с лесного полога. Относительные содержания Ag в них в среднем в 10 раз меньше, чем в древесине старых пней сосны. Поэтому при построении графиков и карт для точек опробования шишек сосны вводилась соответствующая поправка. В 1987—1990 гг. установлено, что безбарьерной по отношению к рудным концентрациям Ag в корнеобитаемой зоне является также древесина старых (гнилых) пней лиственницы даурской с относительным содержанием (ОСБО) Ag 1,0. Таким образом, в изучаемом районе количественно-информативными, безбарьерными по отношению к рудным концентрациям Ag в корнеобитаемой зоне оказались три биообъекта: древесина старых (гнилых) пней сосны обыкновенной и лиственницы даурской и опробковевшие шишки сосны. По этим трем биообъектам и проводилось выявление и оконтуривание предполагаемых рудных и околорудных биогеохимических аномалий Ag и картирование его безбарьерного биогеохимического поля.

Особенности литобиогеохимии серебра. Определения Ag в системе растения — почвы — горные породы и руды проведены нами в значительном объеме. Только в рассматриваемом сереброносном районе в 1984—1996 гг. Ag определено в 22 000 проб более 100 биообъектов растений и более чем в 4000 литогеохимических проб почв, пород, серебряных руд и сереброносных зон. На других серебросодержащих объектах в 1958—1990 гг. изучено более 80 000 проб растений и более 15 000 проб почв, пород и разнообразных руд. Кроме этого, нами учтены опубликованные и фондовые данные по биогеохимии Ag в нескольких рудных районах Сибири. Основным научным результатом этого обобщения является установление Ag в соответствующих безбарьерных биообъектах растений как универсального легкоопределяемого биогеохимического индикатора разнообразной рудной минерализации. Поэтому нами рекомендуется включать Ag в списки анализируемых химических элементов при всех поисковых и разведочных геохимических исследованиях.

Литобиогеохимическая модель. В изучаемом сереброносном поле, а также на большинстве других изученных нами ключевых участках поглощение рудных элементов безбарьерными биообъектами растений происходит по лито-

биогеохимической модели [7—9, 19, 20], основными особенностями которой (рис. 1) являются следующие.

1. Химические элементы поступают в растения из твердой фазы корнеобитаемой зоны путем контактного поглощения с участием весьма агрессивных корневых выделений, включающих смесь разнообразных органических и минеральных кислот. Среди последних установлены азотная и соляная кислота, т.е. царская водка, растворяющая золото, платину и многие другие «нерастворимые» минералы.

2. Между содержаниями элементов в твердой фазе специально определяемого «горизонта питания» изучаемых видов растений и в их безбарьерных биообъектах наблюдается прямо пропорциональная зависимость. При изменении содержаний элементов в горизонте питания растений в сотни и тысячи раз, что характерно для рудных месторождений, коэффициент линейной корреляции для безбарьерных биообъектов часто находится в диапазоне 0,90—0,99. В этих случаях, несомненно, возможна количественная интерпретация безбарьерных биогеохимических данных с определением концентраций рудных элементов в «горизонте питания» растений.

3. По нашим данным, полученным на изучаемых сереброрудных и на ряде других участков в таежных немерзлотных ландшафтах Сибири, горизонтом питания растений по литобиогеохимической модели обычно является элювий коренных пород и руд или элювиоделювий на глубине 1—5 м, а иногда 5—30 м. Максимальная глубина «горизонта питания» растений может достигать 20—70 м — наибольшей известной глубины корней [2, 5—9, 15, 18].

4. Благодаря контакту корней растений с рудным веществом биогеохимические аномалии локализуют рудные тела и их вторичные литогеохимические ореолы с точностью до первых метров. В нашей практике были случаи, когда под предполагаемыми богаторудными биогеохимическими аномалиями (ПБРБА) вскрывались смещенные литогеохимические ореолы с обломками и щебнем богатых руд, под которыми коренные выходы рудных тел отсутствовали (см. рис. 1, *а*). Практически важно, что рудные тела, рудный элювий или их вторичные явно рудные элювиально-делювиальные или делювиальные литогеохимические ореолы выявляются под ПРБА в корнеобитаемой зоне растений короткими канавами длиной 4—10 м.

5. На интенсивность ПРБА рудных элементов влияют растворимость и крупность зерен соответствующих минералов. Эта зависимость к настоящему времени изучена для многих рудных элементов [6, 9, 14, 15, 18]. При наличии в корнеобитаемой зоне свободных грунтовых вод влияние минеральных форм химических элементов может искажаться поглощением их ионов по гидробиогеохимической или комплексной гидролитобиогеохимической моделям

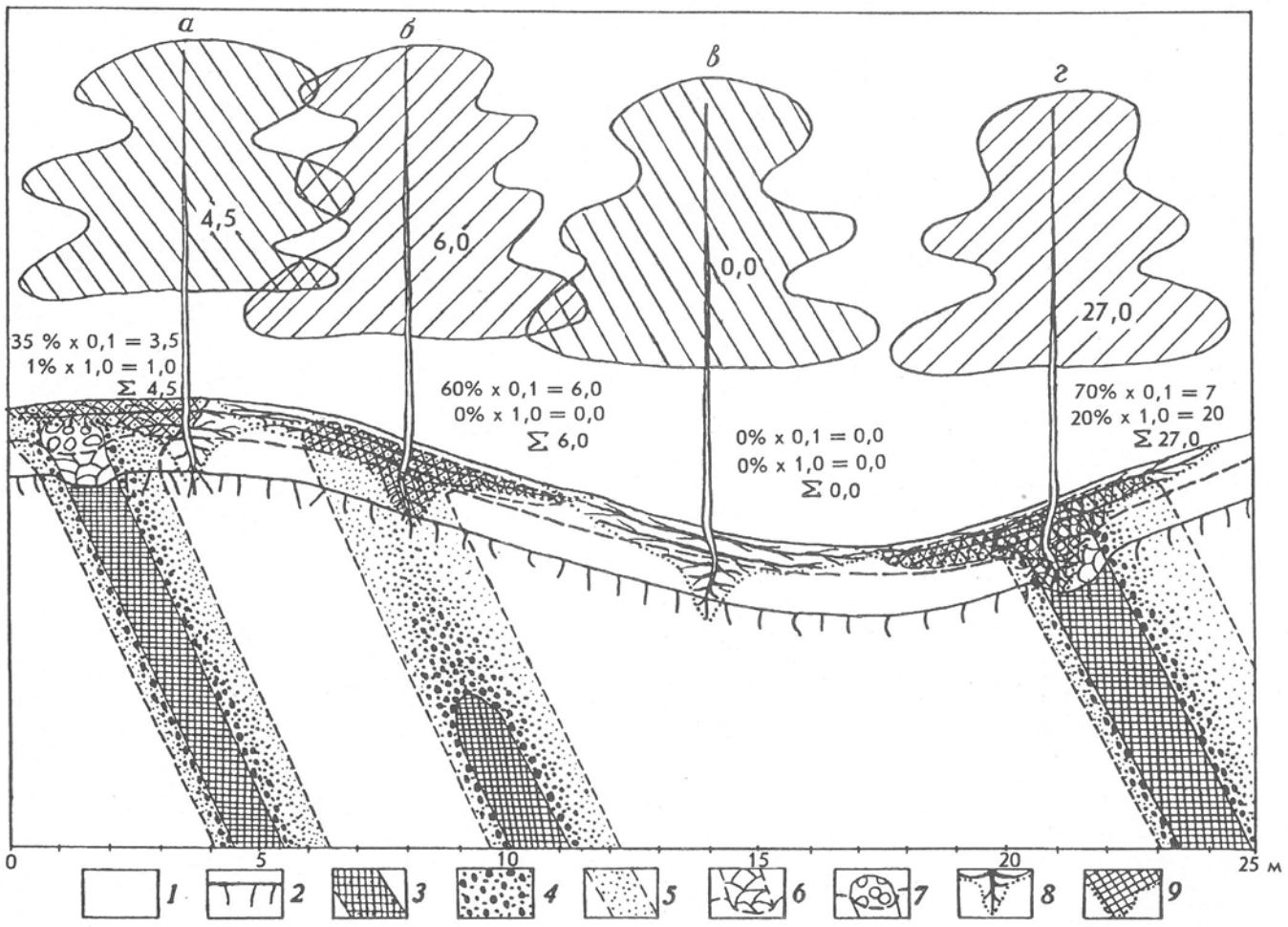


Рис. 1. Литобиогеохимические модели формирования ореолов рудных элементов в растениях:

биогеохимические ореолы в различных условиях: *а* — над элювиально-делювиальным ореолом богатого рудного тела; *б* — над ослабленным первичным ореолом богатого рудного тела; *в* — над фоновыми горными породами; *г* — над центром элювиального ореола богатого рудного тела; цифры: первая и вторая строки — % частей корневых систем особей растений, находящихся в ослабленном и интенсивном рудном литогеохимическом ореоле с относительной разницей интенсивности накопления рудного элемента, равной 10; третья строка и цифра в кроне деревьев — расчетная относительная интенсивность биогеохимического ореола; *1* — фоновые горные породы и их рыхлый покров; *2* — верхняя кромка трещиноватых коренных пород; *3* — богатое рудное тело; ореолы рудного тела в породах и их элювии: *4* — интенсивные, *5* — слабоинтенсивные; ореолы рудных тел: *6* — глыбовые, *7* — щебнистые; *8* — корневая система и контур корнеобитаемой зоны отдельных особей растений; *9* — контур части корневой системы в литогеохимическом ореоле

[9]. Количественная интерпретация ПРБА при этом обычно невозможна, а приближенно-количественная требует проведения специальных исследований.

6. Большинство из более 700 изученных к настоящему времени биообъектов растений являются неинформативными или малоинформативными по отношению к рудным и околорудным концентрациям Ag в корнеобитаемой зоне. Эти статистические данные подтверждают опубликованные ранее, когда было проведено группирование 90 биообъектов растений [4], 196 [11] и 242 биообъекта растений Сибири [9].

Литобиогеохимическая модель накопления серебра растениями. Применительно к изучаемой сереброрудной минерализации в зоне глубинного разлома рассмотренные общие особенности литобиогеохимической модели имеют следующее конкретное выражение.

1. Интенсивность накопления Ag безбарьерными биообъектами растений (в нашем случае в древесине старых пней сосны) из горизонта их питания (в качестве которого нами принято полотно канав на глубине 1,5—2,5 м, опробованное бороздовыми пробами) зависит от его содержаний в породах и рудах. Для эталонировочной концентрационной кривой (рис. 2) коэффициент линейной корреляции получился равным 0,93, что свидетельствует о возможности ее использования для количественной интерпретации ПРБА Ag.

2. Пространственная локализация сереброрудных тел по их ПРБА на водоразделах и простирающихся вдоль склонов может быть равной первым метрам. Для реализации этой важной возможности биогеохимии расстояния между пробами безбарьерных биообъектов растений необходимо сгущать до 1—2 м. Это достигается их отбором в полосах ыв обе стороны от профиля.

3. Существенная разница между значениями растительно-горнопородного и растительно-рудного коэффициентов, иллюстрируемая рис. 2, объясняется изменением форм нахождения серебра при переходе от фоновых неминерализованных пород к зонам минерализации, бедным, рядовым и богатым рудам. По данным сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа (СЭСА) в фоновых породах, содержащих 0,01—0,1 г/т Ag, его частицы минимального размера, регистрируемые СЭСА (крупнее 3—5 мкм), отсутствуют. При содержаниях Ag 0,1—0,3 г/т появляются единичные частицы с условным диаметром от 3 до 10 мкм. При концентрациях 1—10 г/т и более СЭСА регистрирует десятки и сотни наиболее крупных частиц Ag диаметром более 20—30 мкм, которые являются верхним пределом разрешения для этого анализа. По данным минералогических исследований здесь обнаружены редкие частицы самородного Ag размером 10—30 мкм. Поэтому фиксируемые СЭСА «серебряные частицы» могут быть зернами самородного Ag, кераргирита ($AgCl_2$) и других собственных минералов Ag, а также зернами галенита, который в изучаемых условиях является основным, легкоопределяемым визуально носителем Ag с обычным размером зерен более 1 мм.

4. В связи с высокой информативностью биообъектов, использованных для выявления и оконтуривания ПРБА Ag (древесины старых пней сосны и лиственницы и опробковевших шишек сосны) на большой комплекс рудных элементов [9], по соотношениям Ag с другими элементами в этих биообъектах возможно определение вероятных геохимических типов ожидаемой сереброрудной минерализации. Еще в 1986 г. ПРБА Ag были разделены нами на три геохимических типа: свинцовые (Pb:Ag=3÷300), малосвинцовые (Pb:Ag=0,3÷3,0), безсвинцовые (Pb:Ag<3 при частом отсутствии статистически достоверных аномалий Pb в таких ПРБА Ag). Вскрытием канавами подтверждено соответствие этих трех геохимических типов ПРБА Ag соответствующим типам серебряных руд, которые нами названы «свинцовыми» (массивные вкрапленные безкварцевые и малокварцевые галенитовые руды в диоритах), «малосвинцовыми» (кварц-галенитовые прожилковые зоны) и «безсвинцовые» (кварц-малосульфидные зоны брекчирования, катаклаза и милонитизации с видимым 0,1—0,5 мм Au).

Особенности предполагаемых рудных биогеохимических аномалий серебра. Детальное картирование литобиогеохимических аномалий и изучаемого сереброносного поля позволило выявить ряд их особенностей, имеющих теоретическое, методическое и геологическое значение.

1. Все 160 выявленных ПРБА Ag весьма локальны. Большинство их фиксируется одной точкой наблюдения и практически все они имеют форму пиков. Их ширина на уровне ПРБА 70 мкг/г — 1—8 м, в среднем 2—3 м.

2. Важная особенность 160 обнаруженных ПРБА Ag — наличие их сгущений в сочетании с отдельными ПРБА за пределами оконтуренных сгущений (рис. 3). Это позволило представить структурно-морфологическую модель изучаемого сереброносного поля как сочетание приблизительно изометричных линейных сереброносных минерализованных штокверков размером (100÷250)×(150÷400) м с несколькими, до нескольких десятков жильных сереброрудных тел внутри них и с отдельными ЖСРТ за пределами штокверков.

3. Минимальные расстояния между локальными пиковыми ПРБА Ag равны 3—4 м (рис. 4). Они являются пределом разграничения отдельных рудных тел или локальных максимумов содержаний Ag в широких рудных минерализованных зонах с помощью биогеохимии. Это хорошо подтверждается результатами вскрытия сгущений ПРБА Ag магистральными канавами. Под такими сгущениями располагаются сереброносные зоны шириной от 8 до 50 м с несколькими локальными максимумами концентраций Ag. Наиболее интенсивным максимумам соответствуют промышленные жильные сереброрудные тела при бортовом содержании Ag 100 г/т и горизонтальной мощности 0,5—2 м (рис. 5). Внутри околорудных сереброносных зон шириной 2—25 м с содержаниями более 1 г/т Ag располагается от 1 до 4 таких ЖСРТ.

4. Под ПРБА Ag шириной 5—8 м при шаге отбора проб растений 1—5 м в канавах иногда вскрываются 2—3 сближенных ЖСРТ или локальных максимума концентраций серебра, соответствующих бедным рудам, мощностью 0,5—1 м. Поэтому в результате вскрытия сгущений ПРБА Ag магистральными канавами длиной в сотни метров количество выявленных ЖСРТ может быть больше числа пересеченных ПРБА Ag. Такие два сереброрудных тела

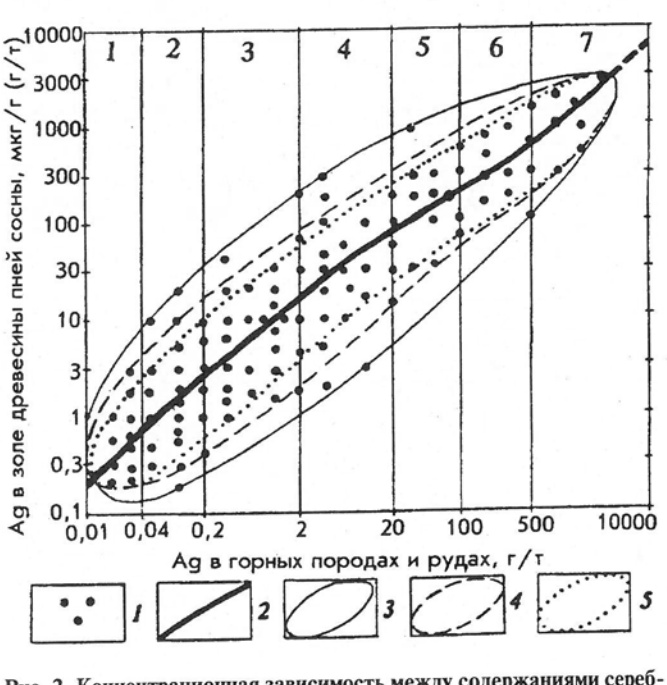


Рис. 2. Концентрационная зависимость между содержаниями серебра в системе горные породы, руды — растения в изучаемом сереброрудном поле:

1 — фактические точки; *2* — усредняющая их зависимость; контуры полей точек при разных вероятностях, %: *3* — 100, *4* — 90, *5* — 80; 1—7 — граничные интервалы содержаний серебра в породах и рудах: 1 — нижефоновые, 2 — вышефоновые, (1+2) — фоновые, средний фон 0,04 г/т, 3—4 — слабо- и среднеминерализованные породы, 5—7 — бедные, рядовые и богатые руды

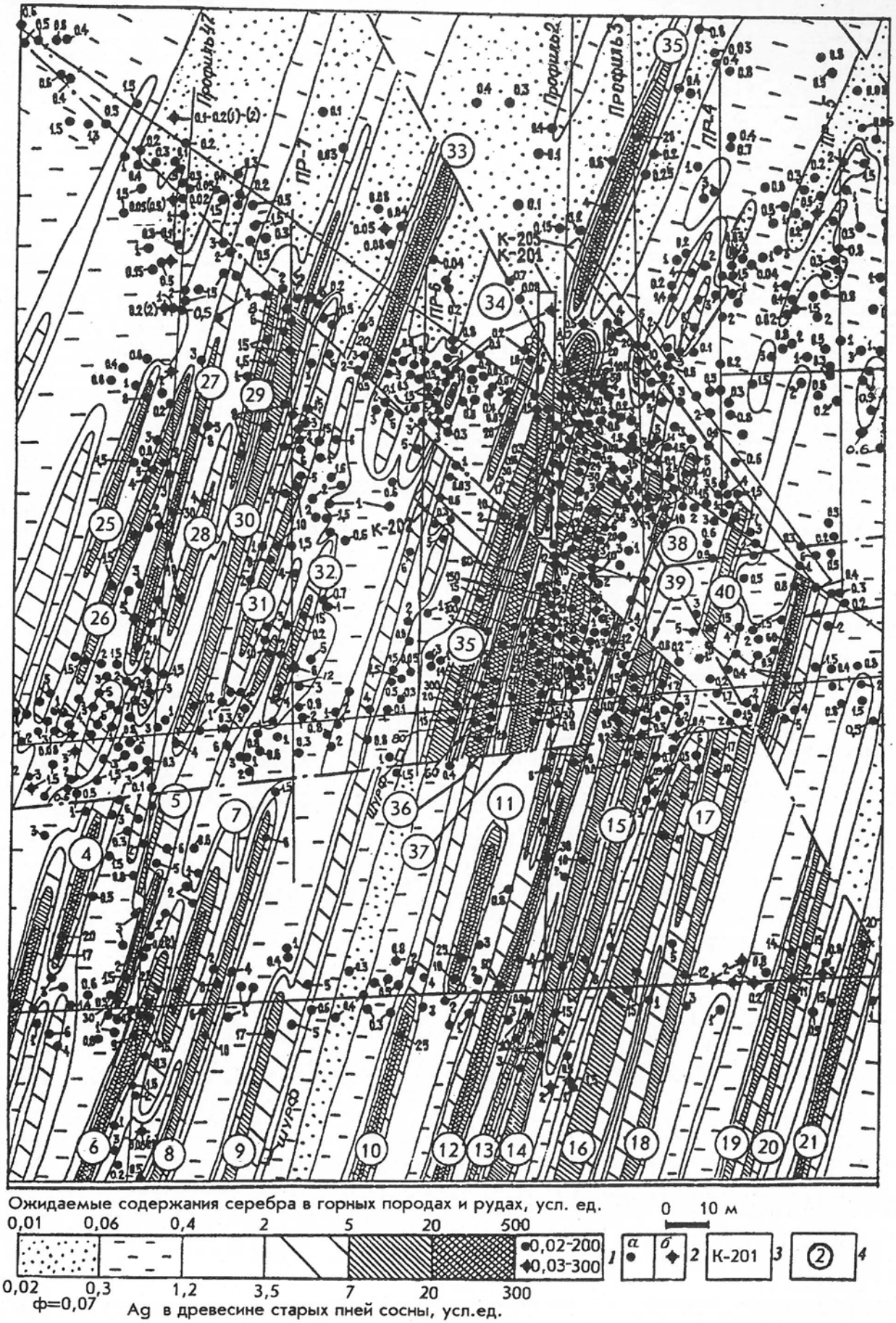


Рис. 3. План безбарьерных биогеохимических аномалий серебра участка Северный:

1 — шкалы содержаний серебра; *2* — точки отбора проб (*а* — древесина старых пней сосны, ОСБО 1, *б* — шишки сосны, ОСБО 0,1); *3* — канавы; *4* — предполагаемые рудные биогеохимические аномалии Ag и их номера

были установлены, в частности, на пикетах 190—191 и 194—195 канавы 210 (см. рис. 5), над которыми ПРБА не были выявлены (см. рис. 4, ПРБА 23а и 23в, ожидаемые по литогеохимическим данным).

Полученные данные о весьма высококонтрастном еще не оконтуренном безбарьерном литобиогеохимическом поле Ag в Гильберинской зоне глубинного разлома свидетельствуют о необходимости продолжения исследований. Они являются показательным примером того, как на площади, четырехкратно изученной ранее комплексом традиционных методов, с помощью биогеохимии возможно обнаружение сереброносных штокверков шириной до сотен метров с несколькими не выявляемыми визуально даже в канавах и скважинах сереброносными зонами шириной до десятков метров и жильных сереброрудных тел мощностью 0,5—2 м (см. рис. 5). Главным фактором успешного проведения исследований и получения результатов, имеющих теоретическое и практическое значение в биогеохимии, геологии и экологии Ag, явилось массовое опробование безбарьерных биообъектов — древесины старых пней сосны и лиственницы в сверхдетальных разведочных м-бах 1:200—1:1000. Основные результаты исследований можно сформулировать в виде следующих положений.

1. В изучаемых ландшафтах южной тайги Забайкалья с пересеченным холмистым рельефом, при практическом отсутствии обнажений коренных пород, рудные биогеохимические аномалии Ag в безбарьерных биообъектах древесных растений над жильными сереброрудными телами мощностью 0,5—2 м весьма локальны. Они обычно фиксируются одной точкой наблюдения при шаге отбора проб по профилям 2—10 м, имеют пикообразную форму при ширине от 1 до 8 м и превышают местный фон в 100—4300 раз.

2. Минимальные расстояния между рудными биогеохимическими аномалиями Ag, разделенными близфоновыми содержаниями, 3—4 м. Они соответствуют разрешающей способности биогеохимического метода выделения локальных близкорасположенных ЖСРТ мощностью 0,2—2 м и говорят о том, что диаметр влияния корневой системы основного использовавшегося вида — сосны обыкновенной — 1—2 м.

3. Локальные ПРБА с концентрациями Ag в древесине пней сосен 70—3000 мкг/г на местном биогеохимическом фоне 0,7 мкг/г, сходные с известными рудными биогеохимическими аномалиями, тесно связаны с жильными сереброрудными телами и могут интерпретироваться количественно с определением вероятных содержаний Ag на расчетном горизонте питания растений. В изучаемых усло-

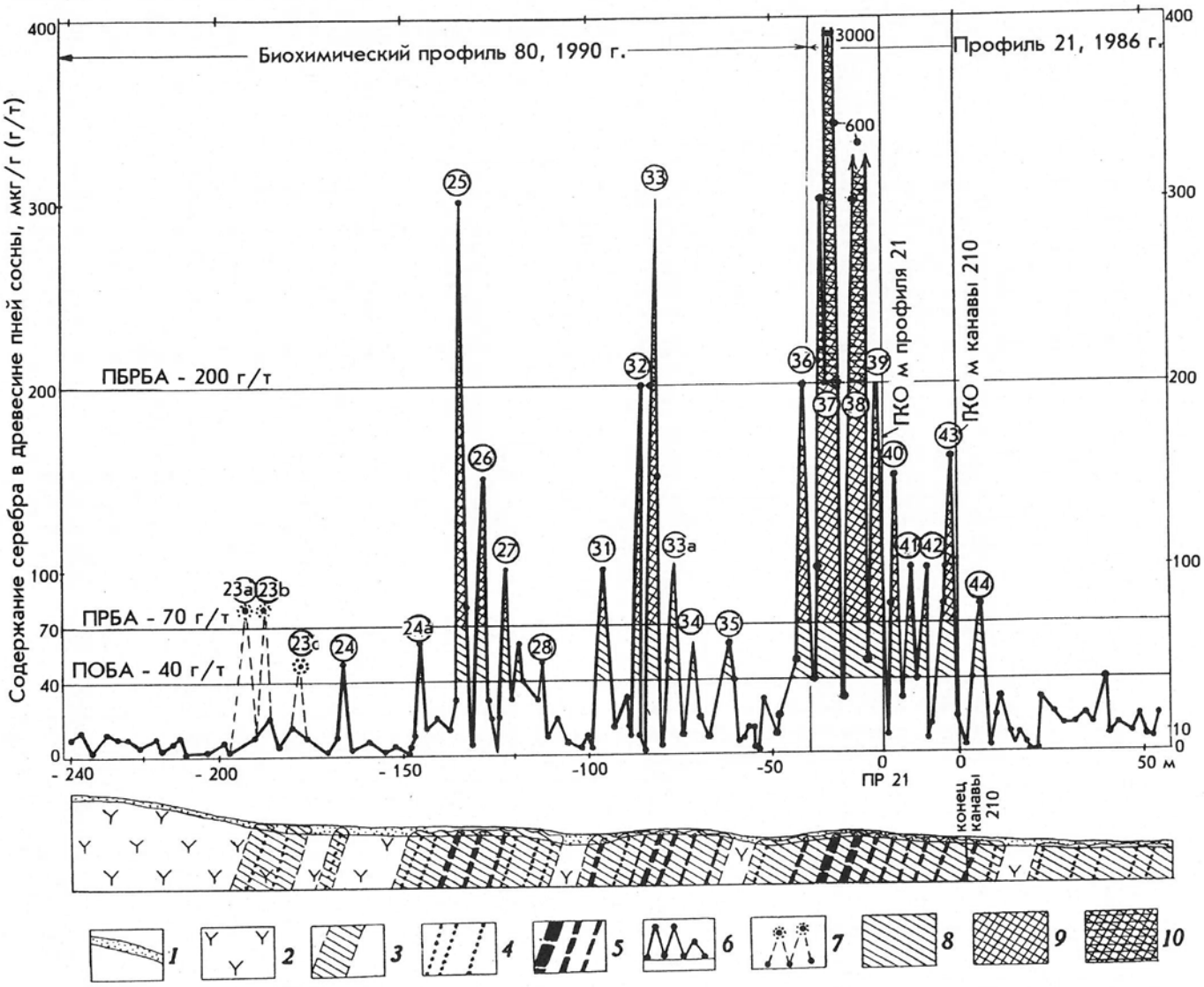


Рис. 4. Распределение серебра в древесине старых пней сосны по профилям 21 и 80 участка Северный:

1 — рыхлый покров; *2* — сиениты; прогнозируемые сереброносные зоны и рудные тела с различными содержаниями Ag: *3* — широкие с 0,2—2,0 на фоне 0,04 г/т, *4* — локальные с 2—20 г/т, *5* — сереброрудные тела с 20—3000 г/т; графики распределения Ag: *6* — фактические, *7* — ожидаемые по литогеохимическим данным; биогеохимические аномалии Ag различной интенсивности: *8* — предполагаемые околорудные биогеохимические аномалии — 40 мкг/г, *9* — предполагаемые рудные биогеохимические аномалии с 40—70 мкг/г, *10* — предполагаемые богаторудные биогеохимические аномалии с 70—3000 мкг/г; цифры в кружках — номера биогеохимических аномалий

виях этот горизонт приурочен к элювию горных пород и руд под почвенными и делювиальными покровами на глубине более 1,5—2,5 м.

4. По концентрациям Ag и отношению содержаний Pb и Ag в ПРБА серебра в прогнозируемых жильных сереброрудных телах возможно определение вероятных геохимических, минеральных и технологических типов серебряных руд.

5. «Свинцовые» ПРБА с концентрациями Pb 0,1—10 % в золе и 0,003—0,3 % в сухом веществе корки стволов сосны и лиственницы могут выявляться и оконтуриваться с помощью современных полевых флюоресцентных рентгеноспектральных анализаторов. Их чувствительность достаточна для определения Pb в корке пней или стволов живых сосен и лиственниц и, вероятно, в торцах их пней непосредственно в поисковом маршруте. Для этой цели пригодны высокопроизводительные отечественные (ПОИСК-2), финские (X-MET-920) и другие анализаторы.

6. Выявленные и оконтуренные площадные биогеохимические аномалии Ag имеют приблизительно одинаковые размеры (100÷250)×(150÷400) м с 10—50 ПРБА при наличии их сгущений 15—20 ПРБА на 100 м профиля и 10—14 на 50 м профиля. По древесине старых пней сосен и лиственниц такие ПРБА оконтуриваются повышенными содержаниями Ag, превышающими 5 мкг/г на фоне 0,07 мкг/г, а по внешним слоям корки стволов и опробковевшим шишкам сосны — 0,5 мкг/г Ag на фоне 0,007 мкг/г. Внутри площадных биогеохимических аномалий Ag часто располагаются «ядра» — сгущения ПРБА, представляющие первоочередной практический интерес. Выявленные площадные биогеохимические аномалии Ag при отсутствии внутри них предполагаемых рудных биогеохимических аномалий следует рассматривать как поисковый признак надрудных литогеохимических ореолов сереброносных штокверков с возможным наличием в них слепых сереброрудных тел. Критерии отнесения площадных и локальных биогеохимических аномалий Ag в изучаемых условиях к надрудному, рудному и подрудному срезу требуют специальной разработки.

7. В нижних частях склонов под ПРБА Ag в канавах иногда вскрывались смещенные на несколько метров делювиальные ореолы с рудными глыбами или щебнем, под которыми сереброрудные тела отсутствовали. Выявление их выше по склону возможно при дополнительном сверхдетальном биогеохимическом картировании таких участков или проходке канав длиной 10—20 м с учетом направления смещения делювиальных ореолов вниз по склону.

8. Почвенно-геохимические ореолы жильных сереброрудных тел в изучаемом районе ослаблены обычно в десятки и сотни, а иногда и в тысячи раз. Содержания Ag в них обычно 0,1—1 г/т на фоне менее 0,01 г/т — предела обнаружения эмиссионным спектральным анализом. Такие значительно ослабленные рудные почвенно-геохимические ореолы могут интерпретироваться только качественно как признаки сереброносных зон. Над некоторыми, даже

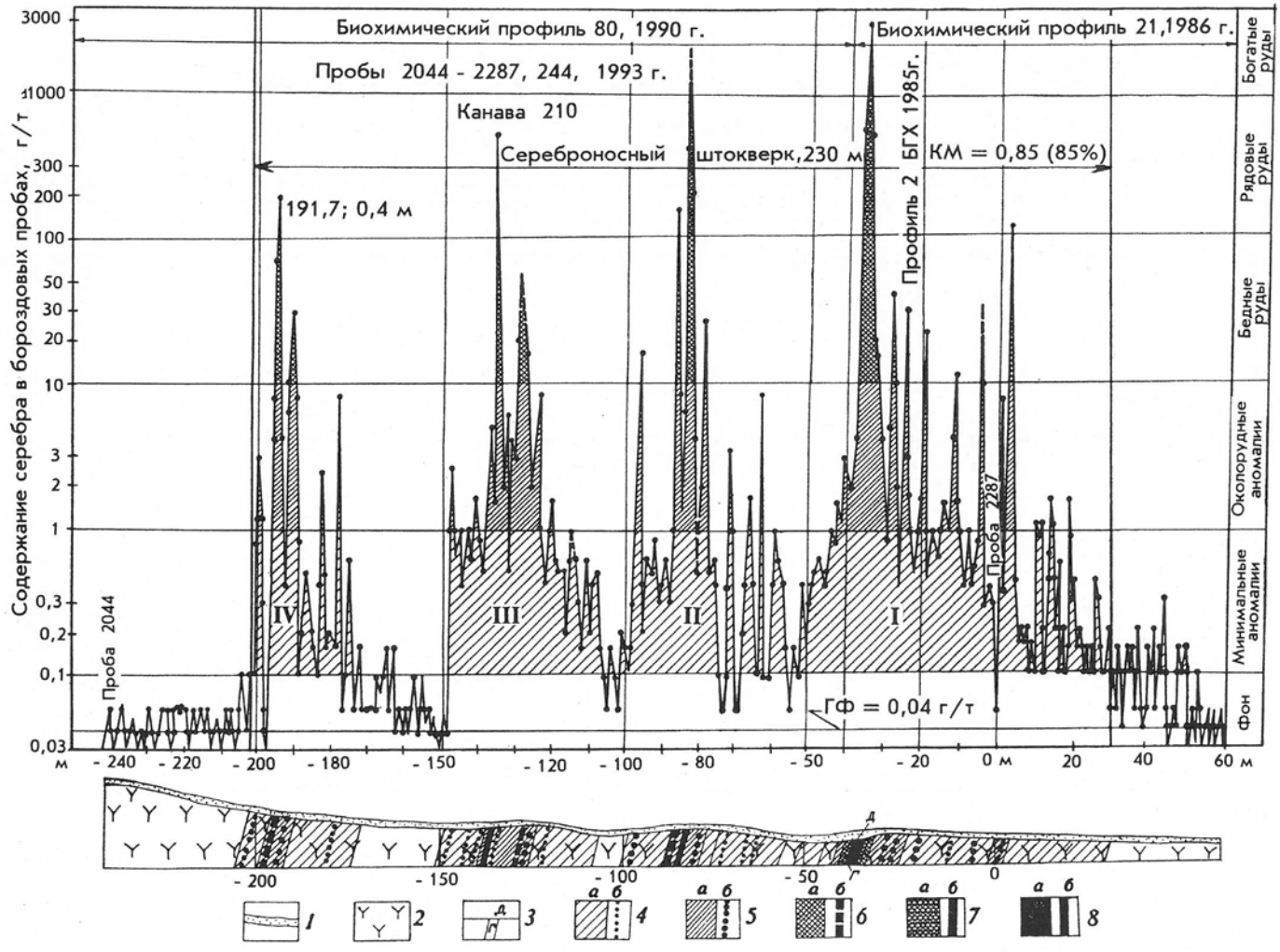


Рис. 5. Распределение серебра в бороздовых пробах канавы 210, 1993 г. Биогеохимические профили 21, 1986 г. и 80, 1990 г.:

1 — рыхлый покров; *2* — сиениты; *3* — оруденелая дайка диорита (Д); сереброносные зоны и жильные сереброрудные тела с различными содержаниями серебра, г/т: *4,а* — 0,1 (I, II, III, IV), превышающие фон 0,04 в 2,5 раза; *5,а* — 1,0; *6,а* — 10; *7,а* — 100; *8,а* — 1000; *4,б—8,б* — сереброносные зоны и рудные тела мощностью 0,5—2 м внутри сереброносных зон соответствующей интенсивности, показанные в геологическом разрезе

богатыми, рудными телами с содержанием Ag 0,3—3 кг/т и Pb 10—50 % почвенно-геохимические ореолы отсутствуют из-за физического разубоживания и смещения на склонах.

9. Успешное выявление биогеохимическим методом сереброрудных тел различных геохимических, минеральных и технологических типов, часть которых не определяется визуально даже в канавах и скважинах, и установление возможности количественной интерпретации ПРБА Ag в изученных ландшафтах южной тайги Сибири обусловлены формированием биогеохимического поля Ag в целом и ПРБА Ag, в частности, по литобиогеохимической модели. Обязательное условие наличия этой модели — отсутствие свободных грунтовых вод в корнеобитаемой зоне рыхлого покрова, горных пород и руд. Это условие полностью соблюдается на водоразделах, в седловинах и верхних частях склонов изученных ландшафтов. По предварительным данным оно соблюдается даже в нижних частях склонов и долинах.

10. В южной части изучаемой широкой зоны Гильберинского глубинного разлома на площади 2 км^2 выявлено и оконтурено 160 ПРБА Ag. Из них 142 образуют шесть сгущений размером (100÷250)×(150÷400) м с 9, 12, 16, 19, 35 и 51 ПРБА Ag. Остальные 18, в основном одиночные ПРБА Ag, находятся за пределами этих шести сгущений. Вскрытие двух сгущений ПРБА Ag первыми двумя магистральными канавами подтвердило наличие под ними прогнозировавшихся сереброносных линейных штокверков с числом жильных сереброрудных тел, близким к числу выявленных ПРБА Ag.

11. Прогнозируемые шесть сереброносных линейных штокверков с десятками ЖСРТ выявлены в необычных условиях. Они расположены в казавшихся по визуальным наблюдениям однородных сиенитоидах с разнообразными, но слабыми визуальными признаками гидротермальных изменений, из которых главные — окварцевание и галенитизация. Эти минерализованные штокверки не обнаруживались визуально даже в канавах и скважинах. Это одна из главных причин пропуска большинства выявленных к настоящему времени сереброрудных тел, широких сереброносных зон и сереброносных штокверков 4-кратными предшествующими производственными детальными поисками в м-бе 1:10 000.

12. По объективным аналитическим данным сверхдетальные биогеохимические поиски позволяют прогнозировать следующие количественные и качественные параметры: а) содержание Ag в ожидаемых под ПРБА жильных сереброрудных телах и их литогеохимических ореолах на глубине 1,5—2,5 м (максимальная глубина в конкретных условиях требует специальных определений); б) протяженность ПРБА Ag и соответственно прогнозируемых под ними сереброрудных тел и сереброносных зон; в) геологические прогнозные ресурсы вероятных сереброрудных тел непосредственно под ПРБА или расположенных с небольшим, в первые метры, смещением относительно ПРБА Ag; при этом глубину прогнозируемых жильных сереброрудных тел можно принимать равной половине или четверти протяженности оконтуренных предполагаемых рудных биогеохимических аномалий Ag, как принято в практике геологоразведочных работ; г) вероятные геохимические, минералогические и технологические типы серебряных руд, прогнозируемые по соотношениям между серебром и его спутниками (Pb, Au, платиноиды); д) сложные внутренние структуры сереброносных полей, сереброносных зон и сереброрудных месторождений штокверкового и жильного типов.

Биогеохимические поиски в м-бах 1:200—1:1000 дают весьма ценные разведочные данные, приближающиеся к результатам изучения коренных пород и руд магистральными канавами. Поэтому их следует рассматривать как новое, весьма перспективное направление в геологических и геохимических методах поисков и разведки на дневной поверхности и рекомендовать для разработки и апробирования на различные полезные ископаемые в разнообразных условиях Земли.

В заключение можно отметить следующее. В изученных геологических и ландшафтных условиях южной тайги (в широко распространенных сосняках) Забайкалья высококонтрастные биогеохимические аномалии серебра в соответствующих безбарьерных биообъектах растений формируются по литобиогеохимической модели. Поэтому пространственно они тесно связаны с элювием жильных сереброрудных тел и в благоприятных условиях могут интерпретироваться количественно.

Установлены возможности определения с помощью безбарьерной биогеохимии вероятных концентраций серебра в корнеобитаемой зоне на глубине 1,5—2,5 м; оконтуривания локальных предполагаемых рудных биогеохимических аномалий серебра шириной 1—10 м; оценки геологических прогнозных ресурсов в ожидаемых под ними жильных сереброрудных телах; выделения нескольких геохимических, минеральных и технологических типов серебряных руд; выявления сереброносных штокверков и большинства жильных рудных тел мощностью 0,2—2 м внутри них; получения весьма ценной информации о сложной внутренней структуре изучаемого сереброносного поля.

Разработана и апробирована методика сверхдетальных биогеохимических поисков серебра м-ба 1:200—1:1000, названная безбарьерной биогеохимической разведкой. Разработанные технологии ББР серебра представляют особый интерес для малых разведочно-эксплуатационных предприятий.

Разработанные методики безбарьерных биогеохимических поисков и разведки сереброносной и сереброрудной минерализации рекомендуются для использования на перспективной площади более 200 км^2 Гильберинской зоны глубинного разлома и на других площадях со сходными геологическими и ландшафтными условиями. Эти технологии являются ноу-хау и требуют ускоренной разработки, апробации и внедрения в разнообразных условиях Земли. Для реализации этого необходимы объединенные международные усилия со специальным финансированием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брукс Р.Р.* Биологические методы поисков месторождений полезных ископаемых. — М.: Наука, 1986.
2. *Игнатович В.И.* Молибденовые месторождения Забайкалья и особенности их поисков // Советская геология. 1980. № 5. С. 34—46.
3. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. — М.: Недра, 1983.
4. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимические методы поисков золоторудных месторождений. — М.: ВИЭМС, 1974.
5. *Ковалевский А.Л.* Безбарьерные биогеохимические поиски руд и их возможности // Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1978. С. 3—14.
6. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимические методы поисков рудных месторождений. — М.: Недра, 1984.
7. *Ковалевский А.Л.* Глубинность биогеохимических поисков месторождений полезных ископаемых // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. № 5. С. 1243—1246.
8. *Ковалевский А.Л.* О связи биогеохимических ореолов с рудными телами и их первичными ореолами // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 30. № 3. С. 75—83.
9. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимия растений. — Новосибирск: Наука, 1991.
10. *Ковалевский А.Л., Жбанов Э.Ф.* О целесообразности проведения комплексных литобиогеохимических съемок // Мат-лы II сессии Сибирской секции СГПМ «Научные основы геохимических методов поисков полезных ископаемых». Улан-Удэ, 1972. Вып. 2. Ч. 1. С. 175—177.
11. *Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М.* Биогеохимические поиски бериллиевых месторождений. — Новосибирск: Наука, 1979.
12. *Перельман А.И.* Геохимия. — М.: Высшая школа, 1989.
13. *Brooks R.R.* Biological Methods of Prospecting for Minerals. — New York — Singapore: Willey Interscience, 1993.
14. *Kovalevskii A.L.* Elaboration and application of non-barrier biogeochemical prospecting for ores in Siberia // Methods of Geochem. Prosp. Prague: Czechoslovakia Geol. Surv. 1979. P. 142—145.
15. *Kovalevskii A.L.* Biogeochemical Exploration for Mineral Deposits. — New Delhi: Oxonian Press, 1979.
16. *Kovalevskii A.L.* On the evaluation of the informativity of geochemical exploration data // Erzmetall. 1981. Bd. 34. № 10. P. 562—565.
17. *Kovalevskii A.L.* Biogeochemical prospecting for ore deposits in the USSR // J. Geochem. Explor. 1984. № 1. P. 63—72.
18. *Kovalevskii A.L.* Biogeochemical Exploration for Mineral Deposits. 2nd ed. Utrecht, the Netherlands, VNU Science Press, 1987.
19. *Kovalevskii A.L.* Main models of the biogeochemical exploration for

mineral deposits // Exploration Geochemistry-1990. Prague: Geol. Survey a. Czech. Acad. Sci. 1991. P. 166—172.
20. *Kovalevskii A.L.* The mapping of volatiles and metals in rocks and ores by plants // Proc. 29th Intern. Geol. Congress 1992. Resource Geology Special Issue. 1993. № 16. P. 169—176.
21. *Kovalevskii A.L.* Barrier-free biogeochemical prospecting // Biological Systems in Mineral Exploration and Processing. New York — London. Ellis Horwood. 1995. P. 283—299.
22. *Kovalevskii A.L., Radchenko P.I* Nonbarrier biogeochemical prospecting for ores in the South Transbaikal // 10th Intern. Geochem. Prospecting. Helsinki, Geol. Survey of Finland. 1983. P. 43—44.

Принята редколлегией 27 января 1997 г.

УДК 553.2:541.128

© Г.А.Востроknутов, М.С.Рапопорт, 1999

Значение катализа в процессах образования месторождений полезных ископаемых

Г.А.ВОСТРОКНУТОВ, М.С.РАПОПОРТ (Уралгеолком, Уральская ГОМЭ)

Большинство месторождений полезных ископаемых возникло в результате процессов химической концентрации вещества руд. Среди многих факторов рудообразования важную роль играет скорость протекания соответствующих химических реакций. Можно предполагать гораздо более высокую скорость развития процессов концентрации рудообразующих элементов в пределах месторождений и рудных полей по сравнению с их обычным кларковым распределением.

Как правило, в качестве условий, изменяющих скорости рудообразующих реакций, рассматривают природу, свойства и агрегатное состояние реагирующих веществ, их концентрацию, температуру, давление [19]. Между тем, с точки зрения химической кинетики, скорость протекания реакций помимо отмеченных условий существенно зависит от явлений катализа [9]. По утверждению В.И.Кузнецова [12], «катализ... сопровождает, по существу, все химические превращения, составляющие предмет химии, и достигнуть серьезных успехов в изучении механизма реакций нельзя, пока остается невыясненной каталитическая роль веществ, не отраженных в стехиометрических уравнениях, но принимающих участие в элементарных процессах этих реакций». Сказанное дает основание полагать, что явления катализа имеют не менее широкое развитие в природных геохимических процессах и в ряде случаев определяют формирование месторождений, труднообъяснимое с общепринятых позиций. Как пишут Ч.Парк и Р.Мак-Дормид [16], «во многих случаях геологи не в состоянии объяснить, почему одни слои минерализованы, а другие — как подстилающие, так и перекрывающие рудоносный горизонт, — пусты, несмотря на то, что эти последние имеют тот же состав и физические свойства, что и минерализованный слой». Интересные обобщения делает И.И.Бок, отмечая существование общей универсальной закономерности — особой активности процессов, идущих на границе раздела двух фазовых состояний, на контактах разных оболочек Земли и на поверхности раздела разных сред. «Именно здесь наиболее сильно взаимодействуют факторы и агенты соседних сред, особенно активно протекают различные процессы...» [2]. В данном случае эмпирически установленная закономерность, по-видимому, отображает явления гетерогенного катализа на геохимических барьерах. С этих позиций могут быть, в частности, проинтерпретированы известные исследования Д.С.Коржинского о роли кислотно-фильтрационного эффекта в образовании скарновых и гидротермально-метасоматических месторождений. Опережающая волна кислотных компонентов, находящихся в потоке постмагматических растворов, воздействует на силикатные породы, увеличивая их пористость и одновременно повышая каталитическую активность путем замены катионов, блокирующих активные центры, протонами. Подобным образом достигается рост каталитической активности используемых в промышленности некоторых природных силикатов при их обработке минеральными кислотами [5]. Каталитически активная поверхность пор и трещин кислотно-проработанных пород адсорбирует реагенты и, повышая их эффективную концентрацию, способствует ускорению реакций рудоотложения, которые, как правило, происходят на границах или вблизи границ пород, разнородных в физико-химическом отношении.

В настоящее время можно лишь предполагать каталитическую роль определенных групп химических элементов и их природных соединений в процессах рудообразования. Так, по нашему мнению, природными катализаторами многих восстановительных реакций являются углеродистые соединения органического и неорганического происхождения, активизирующие образование и накопление сульфидов тяжелых металлов в гидротермальных и осадочных месторождениях. Косвенным доказательством этого могут служить факты нахождения углеродистых веществ в ряде гидротермальных месторождений [6], а также известная связь медно-полиметаллического оруденения типа «медистых песчаников» с осадочными толщами, обогащенными органикой. Как отмечает А.Д.Щеглов [22], «необходимо обратить внимание на одну важную проблему, значение которой для прогноза эндогенных месторождений в настоящее время недостаточно ясно. Это связь рудных месторождений с газовыми и нефтяными и рудного вещества с битумами... Эти интересные данные требуют глубокого анализа с современных позиций и не исключено, что пройдет не так много времени и будут установлены более тесные генетические связи между месторождениями нефти и газа и рудными месторождениями».

Первым, кто обратил внимание на тесную связь нефте- и рудообразования, был еще в начале XX в. В.И.Вернадский. В настоящее время существование парагенезисов газонефтяных и некоторых генетических типов железорудных, марганцевых, медных, свинцово-цинковых, золоторудных, урановых, ртутных и других рудных месторождений можно считать общепризнанным фактором [3, 4, 6, 15]. Изучением этих парагенезисов в последние годы плодотворно занимается Д.И.Горжевский [3, 4].

Геохимическое значение углеродистых веществ в процессах рудообразования рассмотрено в работах многих исследователей [6, 8, 28]. Обычно принято считать, что углеродистые вещества выступают в роли восстановительного геохимического барьера. Так, в комплексных золото-платино-платиноидных месторождениях разных регионов мира, по данным А.Ф.Коробейникова [11] и др., отмечается постоянная приуроченность продуктивной минерализации к углеродистым ($C_{орг}$ 0,3—5,6 %) карбонатсодержащим ($CaCO_3$ 3—12 %), терригенным или углеродистым кремнистым (SiO_2 до 69 %) образованиям, насыщенным диагенетическим пиритом (1—3 %). По мнению этого исследователя, карбонатное вещество, органический углерод и пирит содействовали разрушению комплексов металлов в гидротермальных растворах и служили активным геохимическим барьером [11].

По нашему мнению, основанному на теории катализа и экспериментальных данных [7, 10, 14, 28 и др.], окислительно-восстановительные реакции, протекающие на этом барьере при формировании сульфидных и сульфидизированных месторождений, являются более сложными и многоступенчатыми, чем предполагалось ранее. Существенное значение при этом имеют высокоактивные промежуточные продукты реакций с веществами, выступающими в роли катализаторов. Сами углеродистые вещества, как доказано новейшими исследованиями [8], представля-

ют собой сложную смесь высокомолекулярных соединений, содержащих помимо углерода водород, кислород, серу, азот и другие элементы.

В экспериментах и заводской технологией доказана определенная роль пористых катализаторов (металлических и алюмосиликатных) при кристаллизации углеродистых веществ из углеродсодержащих газов. При этом происходит глубокое взаимодействие газов с веществом катализаторов, в качестве которого в природе выступают различные по составу алюмосиликатные терригенные толщи, обладающие оптимальной пористостью с удельной поверхностью пор до 20 $см^2/г$ и их объемом до 0,25 $см^3/г$ [8]. В природных условиях углеродистое вещество отлагается в алюмосиликатных породах с подходящими каталитическими свойствами при просачивании через них при температуре 200—250 °С, достигая максимальной пористости в температурном интервале 200—600 °С.

Развитию процессов полимеризации углеводородов также способствует присутствие в водных растворах йода, брома, бора, кремния, азота, фосфора, мышьяка, сурьмы, селена [6]. Сторонники абиогенного происхождения нефти и газа, объясняя образование углеводородов с позиций химической кинетики, обращаются к цепным реакциям и явлениям катализа [3]. По их мнению, именно высокореакционными свойствами «протонефтяной субстанции» определяется наличие химически связанных в углеводородной цепи тантала, ниобия, платины, практически отсутствующих в осадочных породах изученных нефтяных месторождений.

По-видимому, особенно велика роль природных катализаторов в образовании осадочных месторождений полезных ископаемых, на что косвенно указывал еще Н.М.Страхов [21], отмечая ведущее значение фактора интенсивности химико-биогенной садки рудных компонентов в осадочном рудогенезе. Достаточно ярким и наглядным примером этого являются железомарганцевые конкреции на дне океана, обогащенные (местами до промышленных концентраций) такими металлами, как кобальт, никель, медь, цинк, хром, ванадий, вольфрам, свинец, таллий, платина. Громадные запасы железомарганцевых конкреций определяют их большое промышленное значение. Железомарганцевые конкреции представляют собой пористые куски оксидов металлов (в основном марганца и железа) диаметром до нескольких сантиметров и образуются, по мнению Ф.Мак-Интайра [26], за счет развития автокаталитических реакций, в процессе которых происходит сорбция элементов из морской воды высокопористой поверхностью конкреций. Локальная активация рудоконцентрирующих процессов благодаря катализу приводит к тому, что при удалении металлов из водного раствора создается градиент концентраций, определяющий непрерывное поступление новых количеств металлов к месту протекания реакций рудообразования (до наступления определенного равновесного состояния). Аналогичные явления будут наблюдаться в случаях каталитического рудоотложения из гидротермальных растворов, обусловливая «центростремительное движение» реагирующих веществ к месту образования руды [13]. Скорость накопления рудной массы при явлениях гетерогенного катализа будет, как правило, зависеть от скорости переноса и поступления реагирующих веществ к месту рудообразования (ввиду того, что явления катализа во много раз повышают скорость протекания самих процессов рудообразования). В тех случаях, когда скорости поступления веществ малы (например, при явлениях диффузии), а общая масса руды велика, можно предполагать значительную длительность образования месторождений. В других же случаях период формирования месторождений может оказаться гораздо меньшим, чем предполагалось ранее. Явления катализа и катализаторы широко используются при искусственном синтезе многих минералов, например алмазов, что позволяет существенно ускорить рост кристаллов и изменить физические условия кристаллизации.

Наряду с рассмотренными примерами возможного каталитического ускорения реакций рудообразования можно предположить, что некоторые вещества, выступая в качестве ингибиторов, будут замедлять скорости рудообразующих реакций. Вероятно, это является одной из причин отсутствия промышленных месторождений на участках с благоприятной геологической обстановкой и наличием комплекса известных рудопоисковых признаков. Таким образом, выявление и изучение катализаторов (и ингибиторов) процессов рудообразования представляется проблемой, важной в научном и практическом отношении, хотя, естественно, процессы формирования месторождений сложны по своей природе и не ограничиваются только явлениями катализа. Тем не менее, эта практически неисследованная сторона геохимических процессов представляется нам перспективной и многообещающей, хотя и чрезвычайно сложной для изучения. В настоящее время теория катализа недостаточно разработана даже в химии, несмотря на значительные практические успехи, а также большую роль катализаторов в технологии современной химической промышленности. Отчасти это связано с особенностями катализаторов, которые изменяют скорости химических процессов, присутствуя в малых дозах и не меняя заметно своего количества и состояния после окончания процессов. Указанные особенности катализаторов затрудняют их изучение при исследовании процессов рудообразования.

Можно наметить два пути решения данной проблемы. Во-первых, это эмпирический путь изучения минеральных и геохимических парагенезисов, характерных для определенных типов месторождений полезных ископаемых (с упором на акцессорные минералы и микроэлементы, роль которых в формировании месторождений явно недооценивалась или даже игнорировалась). Обращает на себя внимание тот факт, что на многих крупнейших и уникальных месторождениях мира встречены необычные парагенезисы редких и редкоземельных элементов, сидерофилов и платиноидов с рудообразующими халькофилами. Примерами могут служить золоторудные месторождения Витватерсранд в Южной Африке [23], Хемло в Канаде [27], ряд крупных стратиформных месторождений золота, открытых в последние годы в Китае (Вайтань, Фузункси и др.), а также золоторудные месторождения Сухой Лог в России, Мурунтау в Узбекистане и др. Многие из них характеризуются разнообразием и уникальностью минеральных парагенезисов, содержащих своеобразные геохимические ассоциации золота, урана, сурьмы, селена, ртути, мышьяка, таллия, вольфрама, свинца, цинка, платиноидов, никеля, кобальта и других элементов.

Во-вторых, это путь моделирования процессов рудообразования в лабораторных условиях, в частности, исследование химической кинетики рудообразующих реакций (включая изучение промежуточных продуктов реакций) с упором на исследования каталитической роли разных элементов и соединений. При этом следует учитывать уже накопленный опыт по каталитической роли различных веществ в химии и химической технологии. Наиболее вероятна каталитическая роль элементов VIII группы периодической системы Д.И.Менделеева (Fe, Co, Ni, платиноиды), а также отдельных элементов соседних групп (Cr, Mn, Mo, W, Re, TR). «Давно известно, что платиноиды обладают исключительными каталитическими свойствами» [20, с. 504] и широко используются (особенно платина и палладий) в качестве катализаторов многих процессов. По-видимому, велика их каталитическая роль и в природных процессах рудообразования. Открытие в последние десятилетия в разных странах мира комплексных золото-платино-палладиевых месторождений, локализованных в черносланцевых кремнисто-углеродистых и карбонатсодержащих толщах [11, 24 и др.], подтверждает высказанные предположения о роли различных катализаторов в образовании этих месторождений.

Относительно высокие содержания платиноидов (наряду с Co, Ni, Cr, редкими землями) свойственны также алмазоносным кимберлитам и лампроитам. «Если сказанное в отношении платиновых металлов подтвердится дальнейшими исследованиями, то, как справедливо полагает О.Е.Юшко-Захарова, можно будет провести некоторые параллели между степенью алмазоносности кимберлитов и содержаниями платиновых металлов во включениях в них» [25, с. 198].

Согласно современным представлениям [9, 18], кристаллизация алмазов — не физический, а химический процесс образования новых связей атомов углерода при каталитической

поликонденсации (ПК) легких углеродистых молекул. Аналогами и альтернативами этого процесса являются графитовая и карбиновая ПК. Все эти процессы имеют единую стехиометрию и близкую термодинамику, а различаются лишь по кинетическим условиям, которые и определяют образование разных валентных состояний углерода. Для кристаллизации алмазов необходимо не только наличие CO, CO_2, H_2, CH_4, H_2O и катализаторов (ионов вышеуказанных металлов в окружающих минералах и породах), но и ориентированная миграция летучих участников ПК-процесса, связанная с дегазацией недр по глубоким разломам и трещинам. Такие условия в полной мере реализуются в кимберлитовых трубках, где наряду с алмазами при температуре 600-900 °С образуются углеводороды и битумы, содержания которых коррелируют с алмазоносностью.

По мнению [8], алмаз кристаллизуется из газовой фазы в системе С—Н—О при эволюции гидридного мантийного флюида к оксидному в земной коре: $CH_4 + O_2 = C_{алм} + 2H_2O$. Пары воды поглощаются оливиновой пылью флюидизита с образованием серпентина, а алмаз кристаллизуется под каталитическим влиянием вышеуказанных элементов, обогащающих флюид.

Анализ геохимических процессов с позиций их химической кинетики и, в частности, каталитической активности участвующих в реакциях элементов и веществ позволит глубже познать многие геологические процессы, в т.ч. явления рудообразования и рудоразрушения, необъяснимые к настоящему времени. Здесь в какой-то мере уместно сравнение геологии с биологией, где биологические микрокатализаторы — ферменты или энзимы — изучаются самым тщательнейшим образом, так как практически определяют интенсивность протекания всех физико-химических процессов, связанных с деятельностью живых организмов. По-видимому, именно активности ферментов обязано то особое планетарное геолого-геохимическое значение биосферы, о которой не раз упоминал В.И.Вернадский.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аполлонов В.Н., Кудрявцева Г.П., Щеглов А.Д.* Месторождение Хемло в Канаде // Геология рудных месторождений. 1992. № 6. С. 80—89.
2. Бок И.И. Основы рудной геологии. — Алма-Ата: Наука, 1970.
3. *Горжевский Д.И.* О роли органического вещества в рудообразовании // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 1. С. 29—41.
4. *Горжевский Д.И.* Исследование парагенезиса рудных и газонефтяных месторождений — новое направление в учении о полезных ископаемых // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 1. С. 54—61.
5. *Гринберг И.В.* Геохимические и физико-химические основы глубинного синтеза углеводорода // Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. — Киев, 1971. С. 52—68.
6. *Диагностика* органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения / В.Н.Фроловская, Р.Б.Зезин, Л.И.Овчинникова и др. — М.: Мир, Наука, 1968.
7. *Жермен Ж.* Гетерогенный катализ. — М.: ИЛ, 1961.
8. *Иванкин П.Ф., Назарова Н.И.* Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988.
9. *Карапетьянц М.Х.* Введение в теорию химических процессов. — М.: Высшая школа, 1981.
10. *Коллинз Р.* Течение жидкостей через пористые материалы. — М.: Мир, 1964.
11. *Коробейников А.Ф.* Закономерности образования, размещения и прогнозная оценка нетрадиционных комплексных золото-платиноидных месторождений. — Томск: ТПУ, 1995.
12. *Кузнецов В.И.* Развитие учения о катализе. — М.: Наука, 1964.
13. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. — М.: Недра, 1990.
14. *Панченков Г.М., Лебедев В.П.* Химическая кинетика и катализ. — М.: Изд-во МГУ, 1961.
15. *Парагенезис* металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д.И.Горжевский, А.А.Карцев, Д.И.Павлов и др. — М.: Наука, 1990.
16. *Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А.* Рудные месторождения. — М.: Мир, 1966.
17. *Руденко А.П., Кулакова И.И., Курганова С.Я.* Механизм полимолекулярной дегидрогенизации и углеобразования при превращениях метана и его гомологов на гетерогенных катализаторах // Научные основы каталитической конверсии углеводородов. — Киев, 1977. С. 164—178.
18. *Руденко А.П., Кулакова И.И.* Физико-химический аспект образования алмазных месторождений // Новые идеи в геологии. М., 1977. Кн. 2.
19. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. — М.: Недра, 1969.
20. *Справочник* по редким металлам. — М.: Мир, 1965.
21. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. — М.: Изд-ние АН СССР, 1968. Т. 1.
22. *Щеглов А.Д.* Влияние геологической практики на разработку основ научного прогноза эндогенных месторождений // Разведка и охрана недр. 1972. № 3. С. 14—19.
23. *Щеглов А.Д.* О металлогении Южно-Африканской Республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранд и проблеме открытия их аналогов в России. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991.
24. *Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Разина И.С., Черняев Л.А.* Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. — М.: Недра, 1970.
25. *Юшко-Захарова О.Е.* Платиноносность рудных месторождений. — М.: Недра, 1975.
26. *Ferren* McIntyre. Why the sea is salt? // Science American. 1970. 223. № 5. P. 36—48.
27. *Harris D.C.* The minerals in the main Hemlo gold deposit Ontario // Geol. Surv. Canada. 1986. Paper 86-1A. P. 49—54.
28. *Kinetics* of geochemical processes // Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy. New York, 1981.

Геология и геофизика Мирового океана

УДК 553.045(26.03)

© Б.Д.Углов, Е.Н.Былинский, 1999

Перспективы освоения минерально-сырьевого потенциала твердых полезных ископаемых дна Мирового океана и интересы России

Б.Д.УГЛОВ, Е.Н.БЫЛИНСКИЙ (ЦНИГРИ)

Мировой океан, как это выяснилось в результате проведенных различными странами интенсивных научно-исследовательских работ, — хранилище колоссальных ресурсов твердых полезных ископаемых (ТПИ). Главными и наиболее распространенными из тех, что выявлены к настоящему времени в глубоководных районах Мирового океана, считаются железомарганцевые конкреции (ЖМК), кобальтомарганцевые корки (КМК), глубоководные полиметаллические сульфиды (ГПС), которые точнее называть глубоководными колчеданными рудами (ГКР) и фосфориты. В конкрециях, корках, колчеданных рудах и фосфоритах содержится значительное количество Ni, Co, Mn, Cu, Zn, Ag, Au, Pb и P, в них также присутствуют Pt, Cd, редкоземельные элементы и другие полезные компоненты. Общая природная стоимость ресурсов только ЖМК и КМК (содержат 725 млн. т Ni, 406 млн. т Cu, 445 млн. т Co, 22 млрд. т Mn, 9,7 тыс. т Pt и др. [1]) составляет примерно 38 трлн. долларов США, что по самым приблизительным оценкам почти в два раза превышает природную ценность указанных компонентов в месторождениях, расположенных на континентах.

Такое положение заставило обратить внимание на ми-

нерально-сырьевые ресурсы дна Мирового океана не только научные, но и промышленные, а также политические круги ведущих стран мира и рассматривать их как последний в пределах земного шара потенциальный ресурсный источник, способный обеспечить развитие государств в будущем и обладание которым принесет в перспективе геополитические и экономические выгоды, в связи с чем встал вопрос о принадлежности ресурсов океана и возможности их освоения. Данный вопрос перешел в политико-правовую плоскость и начал регламентироваться специальными документами и подразделениями ООН — Конвенцией по морскому праву [7] и Международным органом по морскому дну (МОД ООН).

Советские, а затем российские научные и производственные организации внесли существенный вклад в изучение геологического строения и минерально-сырьевых ресурсов дна Мирового океана, что позволило России активно участвовать в разработке Конвенции по морскому праву, принимать участие в работе МОД ООН, избираться в его руководящие структуры и получить по конвенционному режиму право на участок морского дна в Тихом океане площадью 75 тыс. км^2 с месторождением железомарганцевых конкреций [5]. Следует отметить, что по вопросам деятельности на морском дне наша страна пока еще обладает престижем морской державы, с мнением которой считаются как ведущие морские державы, так и большинство развивающихся стран. При сохранении такого положения можно попытаться прогнозировать возможности реализации в наступающем веке минерально-сырьевого потенциала твердых полезных ископаемых дна Мирового океана в соответствии с Концепцией федеральной целевой программы «Мировой океан», одобренной президентским Указом в январе 1997 г.* Конечно, подобный прогноз весьма приблизителен ввиду неопределенности и кризисности нынешней экономической ситуации и отсутствия в мировой практике реального опыта освоения данных ресурсов.

С целью оценки перспектив освоения минерально-сырьевого потенциала ТПИ Мирового океана в ЦНИГРИ проведены сбор и анализ данных по ресурсам глубоководных ТПИ как Российской Федерации, так и пяти других стран: США, Франции, Японии, КНР и Индии. Выбор стран диктовался перечнем первоначальных вкладчиков, которым МОД ООН выделил участки для изучения и добычи ЖМК в Международном районе морского дна (МРМД) в пределах зоны Кларион-Клиппертон (Тихий океан) и Центральной котловине (Индийский океан). Соединенные Штаты Америки не относятся к первоначальным вкладчикам, но участвуют в трех консорциумах, которые являются заявителями на ряд участков в зоне Кларион-Клиппертон. Указанные страны условно могут быть названы «основными» ввиду проявленного ими первыми среди других государств практического интереса к освоению ресурсов ТПИ Мирового океана.

Под минерально-сырьевым потенциалом понимается совокупность металлогенических (минерагенических) и прогнозных ресурсов полезных ископаемых [12]. Металлогенические (минерагенические) ресурсы определяются менее точно, чем прогнозные, на стадии региональных исследований масштаба 1:500 000 и мельче на количественном и полуколичественном уровнях в пределах рудных провинций, полей ТПИ и рудных узлов (районов). Их изученность недостаточна для оценки ресурсов по категории P_3 [4]. Прогнозные ресурсы — это предполагаемые запасы полезных ископаемых, наличие которых в пределах оцениваемой площади земной коры ожидается на основании благоприятной геологической обстановки, известных закономерностей образования месторождений и наличия прямых и косвенных, поисковых и прогнозных признаков (категории P_3, P_2 и P_1) [4, 8].

Надо отметить, что установленное Конвенцией ООН по морскому праву разделение Мирового океана на исключительные (200-мильные) экономические зоны прибрежных государств и Международный район морского дна (за пределами экономических зон) привело к весьма неравномерному распределению площадей дна океанов, на которые распространяется национальная юрисдикция государств. При этом значительные преимущества (за счет площадей своих экономических зон) получили островные государства и государства-владельцы прибрежных и островных территорий. Соответственно, весьма неравномерно и распределение минерально-сырьевых ресурсов океанского дна в зонах особых интересов основных стран, под которыми понимаются их 200-мильные экономические зоны и площади в пределах Международного района морского дна, изучаемые с целью последующего оформления своих прав на разведку и промышленное освоение выявленных минеральных ресурсов.

Размеры площадей экономических зон государств приближенно можно рассматривать как размеры площадей зон особых интересов основных стран в Мировом океане, поскольку участки, которые выделены или могут быть выделены МОД ООН в МРМД настолько незначительны по площади (в настоящее время 75 тыс. км^2 на одного заявителя), что практически не дают прироста площадей (но не минерально-сырьевых ресурсов!) зон особых интересов. Очевидно, что размеры экономических зон основных стран и, в первую очередь, их минерально-сырьевой потенциал (наряду с другими геополитическими факторами) будут в ближайшем будущем определять минерально-сырьевую политику этих государств в Мировом океане.

Среди группы основных стран по минерально-сырьевому потенциалу ТПИ Мирового океана выделяются США и Франция, на долю которых приходится около 70 % общей площади экономических зон основных стран в Мировом океане (исключая Северный Ледовитый океан, где глубоководные ТПИ пока не обнаружены). Примерно по 10 % этой площади занимают экономические зоны Японии и России, а по 5 % площади приходится на Индию и КНР (рис. 1, *а*). Соответственно, по природной ценности (валовой стоимости) полезных компонентов, содержащихся в конкрециях, корках, колчеданных рудах и фосфоритах (при учете изученных основными странами участков в МРМД), указанные страны делятся также на три группы (см. рис. 1, *б*).

В *первую группу* стран, ресурсы которых имеют наибольшую валовую стоимость, входят США (около 50 % общей стоимости ресурсов основных стран, составляющей почти 7,8 трлн. долл. США) и Франция (около 21 %).

Ко *второй группе* относятся Россия и Япония, природная ценность ресурсов которых соответственно 12 и 10 % общей стоимости ресурсов глубоководных ТПИ основных стран. Следует отметить, что общая природная ценность ТПИ зоны особых интересов России (порядка 1 трлн. долл.) составляет заметную величину по сравнению с оценкой валовых стоимостей запасов и прогнозных ресурсов всех полезных ископаемых в российских недрах (28,6 и 140 трлн. долл. соответственно [9, 10]).

Третью группу стран составляют КНР и Индия, доля ресурсов каждой из которых в общей природной ценности ТПИ зон особых интересов основных стран в Мировом океане около 3 %.

Из указанных главных видов ТПИ в зонах особых интересов основных стран наибольшей ценностью (порядка 5 трлн. долл.) обладают КМК, доля которых в общей валовой стоимости глубоководных полезных ископаемых зон особых интересов порядка 65 %. Далее следуют ЖМК — 1,5 трлн. долл. (20 %), ГКР — более 800 млрд. долл. (около 11 %) и фосфориты — почти 400 млрд. долл. (около 5 %) (рис. 2, *а*).

Среди ценных компонентов глубоководных ТПИ наибольшей валовой стоимостью обладает Co — около 4,4 трлн. долл. или 57 % общей природной стоимости ТПИ в зонах особых интересов основных стран (см. рис. 2, *б*). Второе место занимает Mn — 1,7 трлн. долл. (около 21 %). На долю каждого из других металлов и P_2O_5 приходятся первые проценты от общей стоимости этих ТПИ.

Таким образом, исходя из валовой стоимости ценных компонентов, кобальтомарганцевые корки и железомарганцевые конкреции — наиболее перспективные виды минерального сырья в Мировом океане, содержащие наибольшее количество сравнительно дорогостоящих (кобальт) и значительных по объему (марганец) полезных

* Российская газета 28.01.97. С. 5—6.

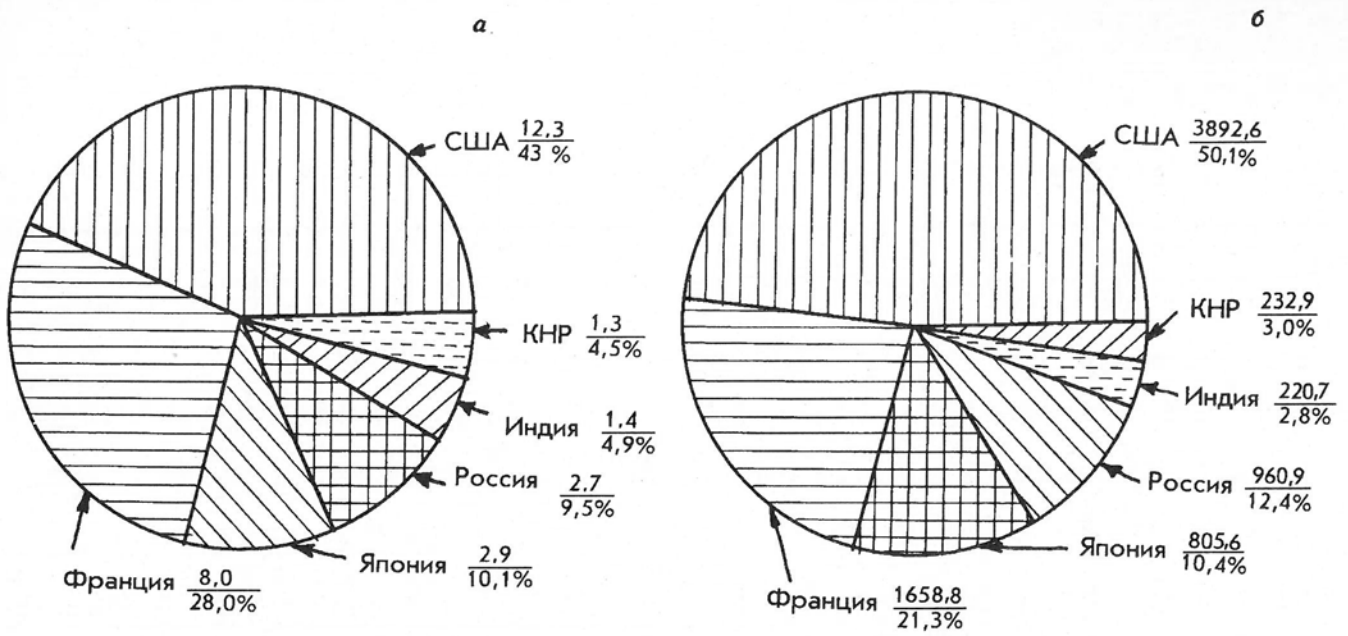


Рис. 1. Соотношение площадей экономических зон (млн. км²/%) основных стран в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах (*а*) и валовых стоимостей ресурсов ТПИ (млрд. долл. США/%) основных стран в зонах их особых интересов (*б*); *общая площадь экономических зон основных стран — 28,6 млн. км²; общая стоимость ресурсов ТПИ основных стран — 7783 млрд. долл. США*

компонентов. Кроме того, эти виды минерального сырья относятся к наиболее изученным в Мировом океане, а их добыча, по-видимому, представит сравнительно с ГКР меньшие технологические трудности. Исходя из этого, именно с КМК и ЖМК связываются первоочередные перспективы освоения глубоководных минерально-сырьевых ресурсов [6, 13—15].

Распределение ресурсов кобальтомарганцевых корок по зонам особых интересов основных стран и в МРМД представлено на рис. 3. Из приведенной диаграммы следует, что наибольшими прогнозными и металлогеническими ресурсами КМК обладают США, располагая массой руды порядка 5,35 млрд.т, что составляет 48 % общей ее массы в зонах особых интересов основных стран. Соответственно, США располагают и наибольшими ресурсами Co (43,6 млн. т или 52 % общей его массы) и Mn (1,24 млрд. т или 59 %). Второе место по ресурсам КМК занимает Франция, которая располагает 3,12 млрд. т руды (28 %), содержащей 26,2 млн. т Co (31 %) и 470 млн. т Mn (22 %).

Существенно, что указанные ресурсы КМК находятся в пределах экономических зон США и Франции и интересы этих стран, естественно, направлены в первую очередь на их освоение. Так, американские специалисты связывают первоочередные перспективы освоения КМК с рудными полями, расположенными в пределах Гавайского архипелага в районе о.Джонстон [16]. Интересы Франции, очевидно, в первую очередь будут связаны с КМК островов Французской Полинезии.

Япония обладает в своей экономической зоне ресурсами КМК, существенно меньшими, чем США и Франция, но достаточно значительными в абсолютном исчислении. Масса руды в ее зоне (плато Огасавара и о.Минамитори) оцениваются приблизительно в 290 млн. т, что составляет почти 2,5 % общего рудного потенциала КМК зон особых интересов основных стран. В руде содержится около 1,6 млн. т Co и около 60 млн. т Mn. Такой объем ресурсов КМК может побудить Японию добывать КМК в пределах своей экономической зоны, поскольку она полностью зависит от импорта кобальта. Кроме того, не исключена возможность совместной с США разработки КМК в пределах Гавайского архипелага. В будущем интересы Японии могут быть обращены и на Международный район мор-

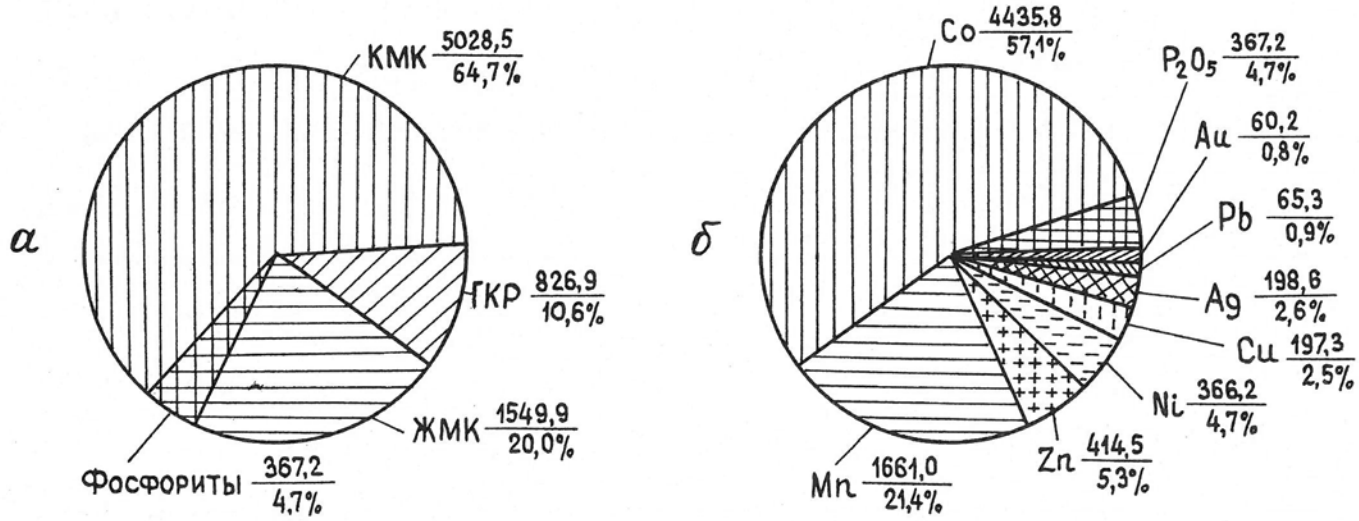


Рис. 2. Соотношение валовых стоимостей металлогенических (минерагенических) и прогнозных ресурсов ТПИ зон особых интересов основных стран (*а*) и ценных компонентов этих ТПИ (*б*) (млрд. долл. США/%)

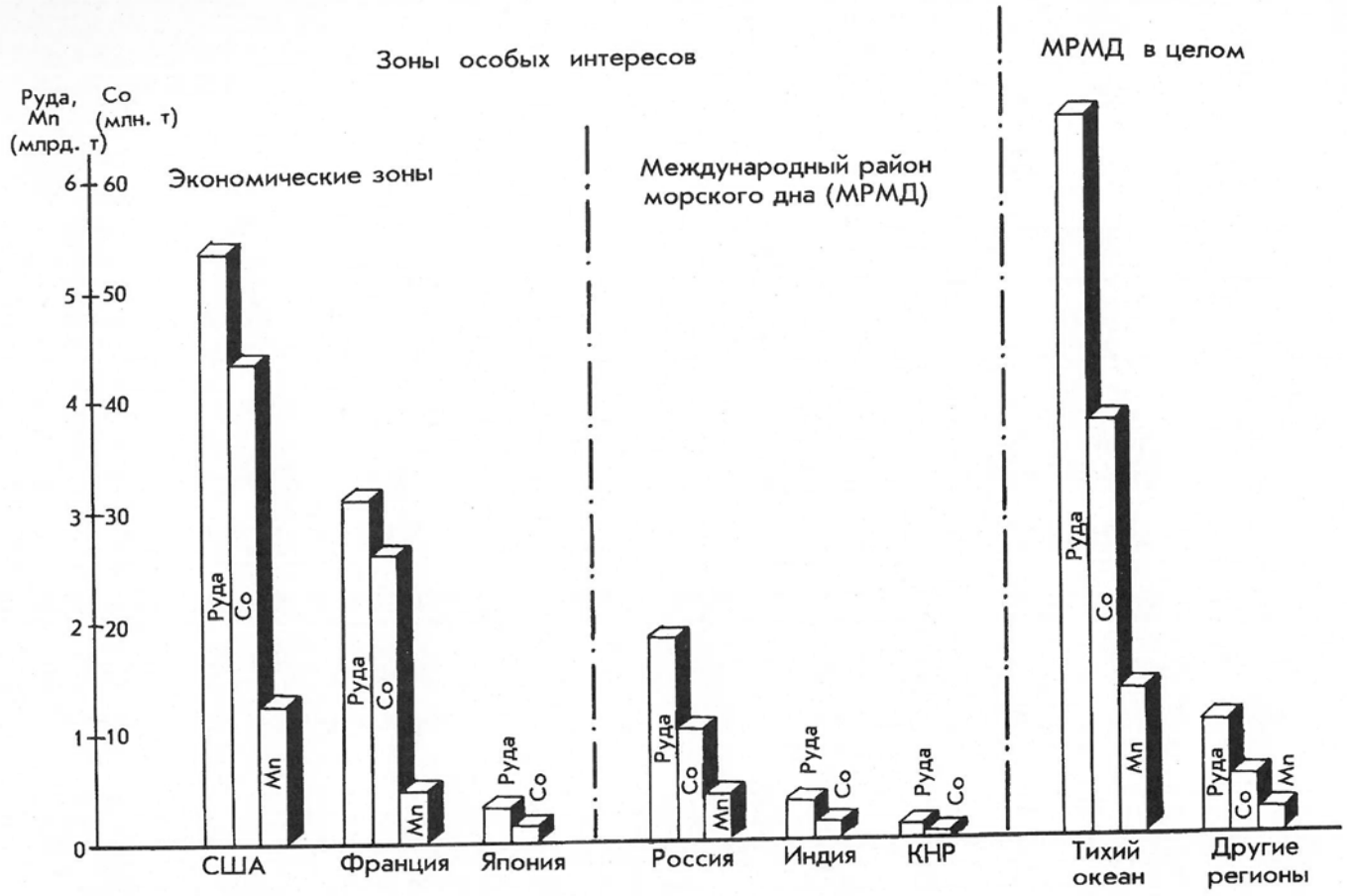


Рис. 3. Прогнозные и металлогенические ресурсы кобальтомарганцевых корок в экономических зонах основных стран и Международном районе морского дна

ского дна, в частности, на Западный сектор Северной приэкваториальной зоны Тихого океана (ЗС СПЗТО).

Интересы России, Индии и КНР в отношении КМК целиком связаны с Международным районом морского дна (см. рис. 3), причем наибольшими преимуществами в связи с интенсивным изучением подводных гор ЗС СПЗТО обладает Россия [6]. В зоне ее особых интересов, охватывающих подводные горы Магеллана, поднятия Маркус-Уэйк и Уэйк-Неккер, а также северную часть подводного продолжения Маршалловых островов и островов Лайн, сосредоточено 1,83 млрд. т руды КМК, содержащей 9,9 млн. т Co и 380 млн. т Mn.

Таким образом, Россия может претендовать на весьма существенные ресурсы руды КМК. Однако реальное обладание этими ресурсами для России пока весьма проблематично, поскольку к настоящему времени детально изучены только два гайота (МА-15 и МЖ-35) гор Магеллана. Ресурсы этих гайотов составляют около 140 млн. т руды, 777 тыс. т Co и 30 млн. т Mn, что почти в 40 раз меньше ресурсов КМК в экономической зоне США и примерно в 2 раза меньше ресурсов экономической зоны Японии.

Китай и Индия до настоящего времени не проводили самостоятельных исследований КМК в МРМД и могут рассчитывать лишь на контрактные работы, предложенные другими государствами, в частности, Россией. Ресурсы КМК, права на которые могут быть получены КНР и Индией, пока весьма малы (см. рис. 3). Однако недостаток марганца может побудить эти страны интенсифицировать исследования КМК в пределах МРМД.

Металлогенические ресурсы КМК в пределах высокоперспективных рудных полей МРМД сосредоточены большей частью в Тихом океане (см. рис. 3). Ресурсы руды (около 6,5 млрд. т) здесь лишь немного превышают прогнозные и металлогенические ресурсы экономической зоны США, а ресурсы кобальта сопоставимы или даже меньше соответствующих ресурсов американской экономической зоны. Также достаточно велики ресурсы КМК и в экономической зоне Франции. Это позволяет предположить, что вряд ли США и Франция будут в обозримом будущем проявлять интерес к КМК в пределах МРМД. Такая ситуация создает благоприятные предпосылки для расширения Россией исследовательских и поисковых работ на КМК в пределах МРМД как в своих собственных интересах, так и в интересах КНР и Индии, обеспечиваемых на договорных условиях.

В отличие от КМК, зоны особых интересов основных стран, связанные с *железомарганцевыми конкрециями*, сосредоточены пока исключительно в МРМД, т. е. в пределах полей Кларион-Клиппертон Тихого океана и Центральной котловины Индийского океана, где конкреции по составу и плотности залегания представляют практический интерес.

Прогнозные ресурсы ЖМК участков, выделенных основным странам (с учетом участия этих стран в международных консорциумах), приведены на диаграмме (рис. 4), из которой видно, что наибольшими прогнозными ресурсами руды ЖМК (около 1,58 млрд. т) обладают США, обеспечив себе через международные консорциумы около 35 % суммарных ресурсов основных стран. Соответственно, США располагают и наибольшими ресурсами ценных компонентов — Ni, Cu, Co и Mn (от 36 до 38 %). Следующее место занимает Япония, ресурсы руды которой и ценных компонентов вдвое меньше, чем у США, (781 млн. т). Ресурсы руды Индии, КНР и России находятся примерно на одном уровне (579, 570 и 553 млн. т соответственно), однако за счет относительного богатства руд своего участка, Россия обладает несколько большими ресурсами металлов. Немного меньшими ресурсами руды (449 млн. т) владеет Франция.

Таким образом, пользуясь определенным несовершенством Конвенции ООН по морскому праву, США и, в меньшей степени, Япония сумели приобрести существенные преимущества перед другими основными странами при распределении ресурсов ЖМК в МРМД. Участие Рос-

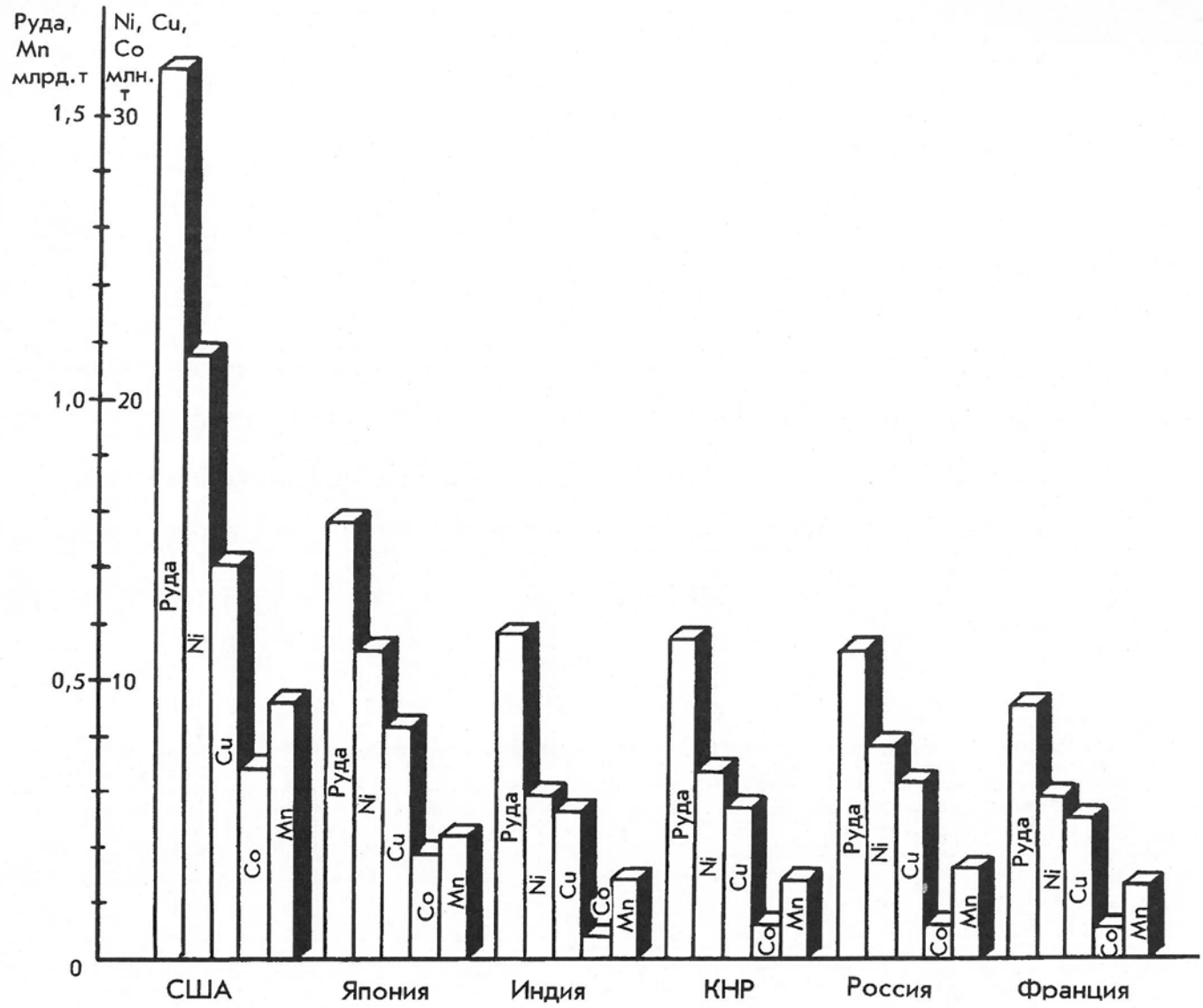


Рис.4. Прогнозные ресурсы железомарганцевых конкреций основных стран в Международном районе морского дна

сии в совместной организации «Интерокеанметалл» незначительно повлияло на ситуацию (доля участия России в совместной организации составляет 20 % при сравнительно небогатых рудах выделенного СО «Интерокеанметалл» участка).

В обозримом будущем в отношении ЖМК основные страны, по-видимому, сосредоточат усилия на подготовке к освоению выделенных им участков, поскольку они понесли определенные затраты на поисково-разведочные работы и право владения ими.

Ресурсы *глубоководных колчеданных руд* ввиду относительно малой изученности пока не поддаются достаточно точной оценке. Она может быть сделана в основном по наличию обстановок, перспективных на колчеданное рудообразование и на усредненных вероятностных характеристиках плотности распределения в них рудных тел и рудопроявлений различных типов.

Исходя из таких приближенных (возможно, несколько завышенных) оценок, из всех основных стран наибольшими потенциальными металлогеническими ресурсами ГКР в своих экономических зонах обладают США (около 1,5 млрд. т руды) и Япония (примерно 1,2 млрд. т руды). При этом (ввиду существенных различий в предполагаемом составе ГКР) Япония в 4,5 раза превосходит США по ресурсам Pb, почти в 3 раза Au и более чем в 2 раза Cu. Однако бесспорным преимуществом США не только перед Японией, но и перед другими основными странами, является наличие уже известных относительно крупных залежей (хр. Горда с ресурсами колчеданных руд около 14 млн. т) в пределах их экономической зоны. Потенциальная рудоносность структур, расположенных в экономических зонах других основных государств, пока, в лучшем случае, подтверждается незначительными по масштабам рудопроявлениями, а Индия не обладает в настоящее время сколько-нибудь заметными ресурсами ГКР. Россия по потенциальным металлогеническим ресурсам ГКР в своей экономической зоне (Командорский и Курильский районы), составляющим около 280 млн.т, существенно отстает от США и Японии, но опережает КНР (порядка 50 млн.т) и Францию (около 30 млн.т). Предположительно в ГКР Российской экономической зоны содержится порядка 33 млн. т Zn, 2 млн. т Cu, 32 тыс. т Ag, 3 тыс. т Co, 3 тыс. т Ni и 240 т Au.

Россия может существенно увеличить потенциальные металлогенические ресурсы ГКР за счет включения в зону своих особых интересов участков в МРМД. Представляется, что наиболее перспективен для России район — Центрально-Атлантическая провинция (осевая зона Срединно-Атлантического хребта между 15 и 26° с.ш.). В этой провинции сосредоточены наиболее крупные рудные тела из известных в МРМД, а приоритет открытия ряда объектов (рудное поле «Полярное», рудное тело «Мир» рудного поля ТАГ) принадлежит России [3, 11]. Только в этих объектах сосредоточено 9 млн. т колчеданных руд, содержащих 846 тыс. т Cu, 234 тыс. т Zn, 2 тыс. т Pb, 20 т Au, 765 т Ag, 388 т Co. В целом же потенциальные металлогенические

ресурсы ГКР Центрально-Атлантической провинции можно оценить примерно в 375 млн. т руды, содержащей 89 млн. т Cu, 57 млн. т Zn, 1 млн. т Pb, 5 тыс т Au, 52 тыс. т Ag, 71 тыс. т Co и 15 тыс. т Ni. Таким образом, в случае раздела перспективных участков данной провинции в равных долях между Российской Федерацией, США и Францией (две последние страны также имеют здесь ряд приоритетных открытий рудных объектов), общие ресурсы ГКР, принадлежащие России в Мировом океане, могут резко возрасти почти до 400 млн. т руды.

Фосфориты занимают особое место в ряду ТПИ Мирового океана, поскольку расположены как на континентальном шельфе, так и на склонах и вершинах подводных гор в глубоководных частях океанов [2]. Однако сосредоточены они главным образом в экономических зонах прибрежных государств. При этом распределение ресурсов фосфоритов в данных зонах крайне неравномерно. Так, ресурсами фосфоритов в своих экономических зонах из основных стран располагают только США, Франция, Япония и, в незначительной степени, Россия. При этом США обладают ресурсами несопоставимо более крупными по сравнению с остальными основными странами, владея по максимальным оценкам более 100 млрд т руды, что составляет почти 99 % суммарных ресурсов фосфоритов в экономических зонах основных стран (без учета Франции). Второе место, вероятно, занимает Франция, но ее ресурсы во Французской Полинезии пока недостаточно изучены. Третье место принадлежит Японии, располагающей примерно 1 млрд. т руды или 1 % указанных суммарных ресурсов, а на долю России (включая фосфориты Балтийского моря) приходится всего лишь 0,2 % этих ресурсов (около 220 млн. т).

Такие обстоятельства побуждают Россию обратить внимание на МРМД и, в первую очередь, на ЗС СПЗТО, где сосредоточены российские интересы в отношении КМК. В этом районе кроме КМК имеется, по предварительным оценкам, порядка 5 млрд. т фосфоритов с минерагеническими ресурсами P_2O_5 1,2 млрд.т, что значительно превышает потенциальные ресурсы фосфоритов в экономической зоне России. Особую привлекательность данный район приобретает из-за возможности совместной эксплуатации ресурсов КМК и фосфориторв.

Итак, в целом приведенный анализ минерально-сырьевого потенциала ТПИ основных стран в Мировом океане показывает, что Россия (вместе с Японией) находится среди этих стран в промежуточном положении, обладая (фактически и потенциально) ресурсами, значительно превышающими таковые КНР и Индии, но существенно уступающими ресурсному потенциалу США и Франции. Отсюда следует, что для соблюдения своих национальных интересов в Мировом океане Россия должна интенсифицировать морские геологоразведочные работы в Международном районе морского дна и это, по-видимому, явится одним из приоритетных в обозримой перспективе направлений усилий геологической службы Российской Федерации, необходимых для расширения минерально-сырьевой базы страны и повышения ее национальной (государственной) безопасности.

Первоочередные задачи в этом направлении:

оформление Россией своих прав на участок для освоения кобальтомарганцевых корок (а, возможно, и фосфоритов) в горах Магеллана ЗС СПЗТО;

продолжение работ по подготовке к освоению месторождения железомарганцевых конкреций на выделенном России участке в поле Кларион-Клиппертон Тихого океана с целью закрепления прав на этот участок;

продолжение региональных поисковых работ на глубоководные колчеданные руды в районе 15—26° с.ш. Срединно-Атлантического хребта с целью наращивания ресурсов ГКР и обозначения присутствия России в МРМД Атлантического океана.

Решение перечисленных задач может быть выполнено до 2002 г., т.е. в период, примерно совпадающий с начальным этапом, предусмотренным Концепцией федеральной целевой программы «Мировой океан». Главная цель данного этапа — стабилизация основных параметров, характеризующих деятельность России в Мировом океане. Тем самым может быть положено начало выполнения одного из требований Концепции федеральной программы: *расширение пространственного и функционального потенциала государства за счет использования подводных территорий Мирового океана.*

Сокращение объемов и снижение темпов поисково-разведочных работ в Мировом океане и сохранение этой тенденции в дальнейшем приведут к снижению конкурентоспособности России, утрате ею приоритета в возможных спорах при распределении наиболее перспективных районов морского дна между государствами в соответствии с Конвенцией ООН по морскому праву. Это значит, что последний «передел Мира» — разделение богатств недр Мирового океана — будет происходить без участия России, чего нельзя допустить во имя соблюдения экономических, социальных, экологических и политических интересов России, интересов ее последующих поколений.

Что касается промышленного освоения глубоководных минеральных ресурсов Мирового океана, то, по-видимому, это дело более отдаленного будущего, несмотря на то, что некоторые виды сырья, прежде всего такие, как марганец и кобальт, уже в настоящее время дефицитны. Связано это прежде всего со сложностью создания работоспособных автоматизированных добычных комплексов, обеспечивающих приемлемую производительность и возможность без потерь доставлять руду на борт добычного судна с глубин порядка 5 км. Ждут решения и проблемы охраны окружающей среды. Не до конца разрешены правовые вопросы. Недостаточно оптимистичны экономические оценки, особенно для железомарганцевых конкреций [13]. В начале XXI в., по-видимому, лишь США смогут начать разрабатывать КМК в своей экономической зоне.

В целом же освоение ресурсов Мирового океана — задача, сравнимая по масштабам и материальным затратам с освоением космического пространства. Между тем с 1990 г. в России практически прекращено финансирование НИР и ОКР по созданию технических средств для опытной и промышленной добычи твердых полезных ископаемых Мирового океана и их переработки, что резко снижает конкурентоспособность России в освоении минеральных ресурсов Мирового океана. Отсюда следует, что для начала промышленного освоения твердых полезных ископаемых глубоководных районов Мирового океана в стране должны быть решены задачи, предусмотренные среднесрочным этапом реализации Концепции федеральной целевой программы «Мировой океан»: «создание и наращивание заделов в финансовой, правовой, политической, природоохранной, научно-технической и иных сферах морской деятельности России, позволяющих удовлетворять ее текущие нужды и обеспечивать долгосрочные интересы и потребности».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев С.И.* Металлогения железомарганцевых образований Тихого океана. — СПб.: Недра, 1994.
2. *Батурин Г.Н.* Руды океана. — М.: Наука, 1993.
3. *Гидротермальные* образования Срединного хребта Атлантическо го океана (поле ТАГ). Геология. Геохимия. Рудообразование / Под ред. А.П.Лисицина. — М.: Наука. 1992.
4. *Золотов А.Н., Клещев К.А., Кочетков Б.В.* и др. Прогноз рудоносности и нефтегазоносности; система оценки прогнозных ресурсов // Геол.служба и развитие минер.сырьевой базы / Под Ред. А.И.Кривцова. М., 1993. С. 164—173.
5. *Казмин Ю.Б., Волков А.Н., Глумов И.Ф.* и др. Международно-правовые и экономические проблемы поиска, разведки и освоения минеральных ресурсов глубоководных районов Мирового океана. — Геленджик: ПО «Южморгеология», 1989.
6. *Кобальтомарганцевые* корки Мирового океана (Методические документы) / Под ред. М.М.Задорнова и др. — М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996.
7. *Конвенция* Организации Объединенных Наций по морскому праву. — Организация Объединенных Наций. Третья Конференция по морскому праву. 1982. Т. I.
8. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / Под ред. В.М.Волкова, А.И.Кривцова. — М.: ЦНИГРИ, 1986. Вып. I, II, VI.
9. *Неженский И.А., Павлова И.Г.* Методические основы оценки стоимости российских недр // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1995. № 4. С. 13—18.
10. *Орлов В.П.* Место России в минерально-сырьевой базе Мира

// Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1995. № 6. С. 4—6.
11. *Состояние*, научный прогноз и перспективы развития морских геологоразведочных работ по изучению сульфидного оруденения в Мировом океане. — СПб.: ВНИИокеангеология, 1995.
12. *Термины* и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.И.Терентьева. — С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1991.
13. *Технико-экономические* соображения (ТЭС) о возможном промышленном значении месторождения железомарганцевых конкреций на выделенном Советскому Союзу участке морского дна площадью 75 тыс км^2 в зоне Кларион-Клиппертон Тихого океана. — М.: Мингео, СССР. 1990.
14. *Технико-экономические* соображения (ТЭС) о целесообразности постановки поисково-разведочных работ на кобальтомарганцевые корки в пределах поля Магеллановы горы. — Петропавловск-Камчатский: АО «Дальморгеология», 1994.
15. *Углов Б.Д., Болотов Л.А., Былинский Е.Н.* и др. Изучение геологии и рудоносности Мирового океана — вклад ЦНИГРИ // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 66—76.
16. *Johnson C.J., Clark A.L., Otto J.M.* et al. Mining development scenario for cobalt-rich manganese crusts in the Exclusive Economic Zones of the Hawaiian Archipelago and Johnston Island. Resourse assessment. — Hawaii:Dept. of planning and economic development. Honolulu. 1987. P. 19—78.

Геоэкология

УДК 550.4:577.4

© Е.П.Янин, 1999

Принципы и методические основы эколого-геохимических исследований

Е.П.ЯНИН (ИМГРЭ)

Словосочетания экологическая геохимия, эколого-геохимические исследования сегодня прочно утвердились в научной литературе. Как правило, любые исследования по оценке состояния среды обитания, осуществляемые на основе изучения распределения химических элементов и их соединений в различных природных и природно-техногенных объектах, относят к эколого-геохимическим исследованиям. Подавляющая часть их направлена главным образом на констатацию факта «загрязнения» окружающей среды*. Работы, посвященные методологическим аспектам указанных исследований, практически отсутствуют. Есть лишь редкие исключения [5, 11]. По-видимому, это нормальное явление, поскольку накопление научных фактов — закономерный этап в развитии любой научной дисциплины. Как писал В.Н.Беклемишев: «...для плодотворного научного исследования вовсе незачем особенно раздумывать над методами и принципами науки; для правильного мышления знание законов, его определяющих, — не нужно. Фактически наука, действительно, всегда развивается раньше своей методологии... Наука развивается интуитивным применением правильных, но еще не осознанных методов, изобретаемых по мере надобности в течение работы... Методология не дает рецептов и не изобретает методов; она не нужна для накопления знаний» [2, с. 18]. Однако он также указывал, что наука — не есть просто собрание установленных сведений, поскольку такое собрание легко может оказаться грудой фактов и обобщений; наука же должна быть зданием, наука есть систематическое единство или, по крайней мере, стремится быть таковой.

В свое время В.И.Вернадский показал, что «...живое вещество в биосфере играет основную роль и по своей мощности ни с чем, ни с какой геологической силой не может быть сравниваемо по своей интенсивности и непрерывности во времени. В сущности, оно определяет все основные химические закономерности в биосфере» [9, с. 220]. Это позволило ему обосновать положение о биогеохимических функциях живого вещества, которые распространяются на всю планету, не зависят от территориальных условий и химически отражаются на окружающей организм внешней среде. В качестве новой геологической силы В.И.Вернадский выделил биогеохимическую функцию человечества, а в качестве нового для биосферы вида геохимической миграции — биогенную миграцию атомов 3-го рода, идущую под влиянием человека («его жизни, воли, разума») и которая сейчас доминирует на нашей планете. Впервые было показано, что преобразование природы деятельностью человека является в основе своей геохимическим процессом, имеет глобальный характер и есть закономерное явление в геологической истории Земли [9]. Новая отрасль знания, призванная изучать влияние жизни (живого вещества) на геохимические процессы, была названа В.И.Вернадским биогеохимией, при этом «биогеохимия... может изучаться в трех аспектах: во-первых, с биологической стороны — ее значение для познания явлений жизни; во-вторых, с геологической — ее значение для познания среды жизни, т.е. прежде всего биосферы, и в-третьих, в связи с ее прикладным значением, которое может быть сведено к биогеохимической роли человечества» [8, с. 12]. Таким образом, В.И.Вернадский, по нашему мнению, обозначил три важнейших направления геохимического изучения биосферы, которые сейчас оформились в самостоятельные научные дисциплины, тесно связанные между собой: геохимическую экологию [14], включая учение о биогеохимических провинциях [10] и учение о микроэлементозах [1], геохимию окружающей среды [2, 23] и экологическую геохимию.

Экологическая геохимия (экогеохимия) — научная дисциплина, изучающая поведение (поступление, рассеяние, миграцию, концентрирование, трансформацию, биопоглощение) химических элементов в окружающей среде (биосфере) в связи с деятельностью (в самом широком смысле) человека. Основной объект изучения экогеохимии — химические элементы, специфика поведения которых обусловлена деятельностью человека или миграция которых осуществляется в среде, преобразованной деятельностью человенка, и которые, в свою очередь, оказывают влияние на человека. Предметом экологической геохимии являются геохимические процессы и взаимодействия в окружающей среде, обусловленные сложным сочетанием природных, природно-техногенных и техногенных факторов, а также последствия таких процессов и взаимодействий. Ее важнейшие задачи — установление законо-

* Общепринятой дефиниции термина (понятия) *окружающая среда* в настоящее время не существует; не ясно также его соотношение с понятием *биосфера*. Чаще всего словосочетание окружающая среда применяют не как общенаучное, а как утилитарное понятие для определения экологических условий жизни человека и живых организмов. Иногда оба понятия — биосфера и окружающая среда — отождествляют, хотя еще В.И.Вернадский писал, что различные части биосферы характеризуются и различным состоянием окружающей среды. С практических позиций точное определение этих терминов не имеет принципиального значения; их можно считать синонимами. В методологическом отношении эти понятия, по-видимому, следует различать. Согласно В.И.Вернадскому [7], биосфера — это область существования живого вещества, пределы которой ограничены так называемым полем существования жизни, где условия позволяют организму давать потомство и увеличивать живую массу, В.И.Вернадский писал и о поле устойчивости жизни, в условиях которого организм имеет возможность только выжить. Таким образом, понятие *окружающая среда* более широкое, нежели *биосфера*, и включает поле существования жизни и поле устойчивости жизни.

мерностей формирования, строения и динамики развития техногенных и природных геохимических аномалий — участков аномальных содержаний химических элементов и их соединений, формирующихся в среде обитания человека в результате взаимодействия техногенных и природных факторов, процессов, явлений, и оценка их экологической значимости. Если следовать В.И.Вернадскому, то экологическая геохимия изучает геохимическую роль человечества, геохимические последствия деятельности человечества и влияние последней на организованность биосферы. Коротко можно сказать, что экогеохимия изучает биогенную миграцию атомов 3-го рода, «идущей под влиянием человеческой жизни, воли, разума и которая сейчас доминирует на нашей планете».

Научная основа для изучения данного феномена — установленные геохимией закономерности распространения и миграции химических элементов в оболочках Земли. В результате непрерывно идущих процессов миграции формируется единое геохимическое поле земной коры, что определяет состояние среды обитания человека — биосферы. Характерная особенность строения биосферы — ее геохимическая неоднородность. В настоящее время скорость и направленность многих процессов миграции нарушены или изменены в результате человеческой деятельности, что проявляется в изменении химического состава биосферы и обусловливает еще большую ее геохимическую дифференциацию. В геохимии, в широком смысле имеющей экологическую основу, заложены возможности получения достоверных научных знаний об этих процессах и явлениях, а следовательно, для практического применения ее законов и достижений. Экологическая геохимия — составная и неотъемлемая часть общей геохимии. Используемая ею система понятий, терминов, положений органически связывает ее на единой научно-методологической основе с научными и прикладными дисциплинами геологического, географического, биологического и гигиенического профиля. На современном этапе становления экогеохимии — это закономерно, поскольку развитию любой научной дисциплины, как и науки в целом, свойственны кумулятивный характер и преемственность. Именно поэтому методология и методические приемы экологической геохимии базируются на понятиях, принципах, обобщениях и методах общей геохимии, биогеохимии, прикладной геохимии, геохимии ландшафтов, экологии.

Важнейшими положениями, имеющими первостепенное значение для понимания геохимической структукры и функционирования биосферы и ее составных частей, являются следующие эмпирические обобщения:

1) повсеместное распространение химических элементов во всех геосферах, где они находятся в устойчивых динамических равновесиях, различных для каждой среды (закон Кларка—Вернадского);

2) поведение химических элементов в геосферах определяется в основном строением их атомов, отраженным периодической системой Менделеева; распространение (кларк) в большей степени связано со строением и устойчивостью ядер атомов; миграция определяется главным образом строением внешних электронных оболочек (закон Гольдшмидта—Вернадского);

3) непрерывная миграция химических элементов (атомов и соединений) во времени и пространстве, осуществляемая в биосфере или при непосредственном участии живого вещества, или в среде, геохимические особенности которой обусловлены живым веществом (закон Вернадского);

4) цикличность геохимических процессов, в значительной мере осуществляемая при участии живого вещества (непрерывный круговой процесс химических элементов В.И.Вернадского);

5) первостепенное значение для геохимических процессов воды; биосфера — область, где вода господствует и по массе и геологическому значению; для воды и живого вещества характерны тесная связь и взаимное влияние;

6) многообразие видов и форм существования элементов в природе, изменяющихся в ходе их миграции; преобладание рассеянного состояния элементов над концентрированным, особенно характерное для химических элементов с малым кларком и высокой технофильностью;

7) неразрывность живого вещества и окружающей среды (принцип неразрывности Вернадского).

8) в основе всех геологических процессов лежит закон дифференциации вещества Земли, определяющий зональность распределения химических элементов во всех измерениях и на всех уровнях организации вещества;

9) закономерное различие (неоднородность, мозаичность, гетерогенность) химического состава биосферы в различных местах земной поверхности;

10) зависимость поведения химических элементов от миграционной и геохимической структуры ландшафтов, в свою очередь подчиненной географической закономерности (закону зональности).

Как уже отмечалось, непрерывно идущая миграция химических элементов под влиянием природных и техногенных процессов обусловливает формирование геохимического поля. На планомерном изучении этого поля и его локальных (природных и техногенных) аномалий и основаны эколого-геохимические исследования, методические принципы которых во многом базируются на достоверно установленных корреляционных связях распределения химических элементов в миграционной цепи: источники эмиссий (природные и техногенные объекты, процессы, явления) — транспортирующие миграционные и главные жизнеобеспечивающие среды (воздух и вода) — временно депонирующие химические элементы (поллютанты) природные среды (почвы, донные отложения, снеговой покров) — живые организмы. В ходе распространения химических веществ, поступающих от техногенных источников, в окружающей среде образуются ореолы и потоки рассеяния, сходные с вторичными ореолами и потоками рассеяния рудных месторождений. Последние являются своеобразными моделями зон техногенного загрязнения, тогда как собственно месторождение (рудное тело и первичные ореолы) выступает в роли «источника загрязнения». Это позволило использовать для выявления зон загрязнения и эколого-геохимической оценки состояния окружающей среды методы и приемы прикладной геохимии, применяемые при поисках месторождений и геолого-съемочных работах [16—18]. Указанный подход в дальнейшем развился в ряде прикладных и методических разработок и обобщений [6, 15, 19, 22]. В общем случае логика эколого-геохимических исследований такова [22]: 1) выявление источников и путей поступления загрязняющих веществ в окружающую среду, изучение ассоциаций, уровней содержания и форм нахождения химических элементов в твердых отходах, выбросах, сточных водах, средствах химизации; 2) прослеживание путей и способов миграции химических элементов в среде обитания, установление природных компонентов, взаимодействующих с миграционным потоком, изучение интенсивности и результатов этого взаимодействия, т.е. формирующихся техногенных геохимических аномалий (зон загрязнения); 3) оценка масштабов и площади распространения техногенных (в отдельных случаях, природных) геохимических аномалий, выявление их морфоструктурных особенностей, центров наиболее интенсивного распространения и воздействия, характеризующихся максимальным влиянием на живые организмы, прежде всего на человека; 4) эколого-геохимическая и эколого-гигиеническая оценки выявленных геохимических аномалий, прослеживание накопления поллютантов в трофических цепях, изучение последствий этого накопления. Важнейшие приемы эколого-геохимических исследований — геохимическое картирование и геохимический мониторинг. Геохимическое картирование осуществляется путем площадных геохимических съемок, основанных на опробовании по регулярной сети различных материальных объектов природной среды. Особенно эффективно картирование так называемых депонирующих сред — почв, снегового покрова, донных отложений. Геохимический мониторинг базируется на повторных, режимных и непрерывных наблюдениях распределения химических элементов главным образом в динамичных природных средах (атмосферный воздух, природные воды). В практике эколого-геохимических исследований широко используются ма-

ршрутные геохимические съемки (геохимическое профилирование), различные виды специализированных исследований с применением модернизированных методов биогеохимии, геохимии ландшафтов, экологии, гигиены и эпидемиологии. Неотъемлемой частью эколого-геохимических исследований, их основой, являются химико-аналитические исследования.

Изменение химических свойств окружающей среды, проявляющееся в увеличении содержаний химических элементов, но не связанное с естественными природными процессами, в настоящее время в обиходе называется ее *загрязнением*. При использовании этого термина чаще всего в него вкладывается определенный санитарно-гигиенический (медико-биологический) смысл: под загрязнением подразумевают количественное изменение в окружающей среде тех или иных свойств или появление новых свойств, уровень или интенсивность проявления которых может оказать неблагоприятное влияние на условия жизни и здоровье человека [20]. При таком понимании *загрязнение* — явление количественное. В этой связи уместно вспомнить о важнейшей концепции, принятой и развиваемой в геохимической экологии, о концепции пороговых, или критических, концентраций химических элементов [14]. Это позволяет согласиться с мнением В.Б.Ильина [13] о том, что правильнее говорить не о токсичных элементах вообще, а о токсичных концентрациях конкретных поллютантов. Загрязнение может возникнуть не только техногенным способом, но и в связи с естественными причинами. Так, районы рудных месторождений и связанных с ними первичных и вторичных ореолов и потоков рассеяния могут рассматриваться как *природные* зоны загрязнения. Тем не менее, использование понятия *загрязнение биосферы* (окружающей среды, среды обитания) вполне определенно и удобно, поскольку оно достаточно адекватно отражает сущность наблюдаемого явления. В то же время, вряд ли правомочно видеть главную задачу экогеохимии только в изучении последствий загрязнения. В.С.Преображенский и др. [20], анализируя развитие ландшафтоведения, выделяют два класса задач исследования, которые в полной мере, по нашему мнению, могут реализоваться и в экогеохимии: 1) естественноисторические исследования ландшафтов, т.е. изучение ландшафтных систем как одного из фрагментов объективной реальности, имеющее цель — выявление, независимо от сиюминутных практических целей, нового знания о природных и природно-техногенных экосистемах как элементах организации современной биосферы; 2) социофункциональный анализ ландшафтов, который направлен в большей степени на выявление роли ландшафтов (геосистем), его *полезных* и *отрицательных* свойств, в жизни общества (включая роль загрязнения). Авторы цитируемой работы справедливо отмечают, что данное разделение в определенной мере условно, поскольку в конкретных исследованиях, оба класса задач могут тесно переплетаться, но их выделение целесообразно и оправданно.

Изменение химического состава современной биосферы происходит в результате миграции химических веществ (поллютантов), генерируемых различными природными и техногенными источниками. Сочетание химических элементов и(или) соединений характеризует специфические индивидуальные особенности источников загрязнения. Практически во всех случаях техногенное воздействие — комплексное по составу поллютантов источником загрязнения среды обитания. Интенсивность геохимического воздействия определяется массой химических элементов, поступающей на ту или иную территорию (так называемая нагрузка на окружающую среду). Нагрузка, образуемая поступлением выбросов, стоков и твердых отходов, зависит как от степени концентрации в них поллютантов, так и от общего объема отходов. При оценках степени опасности загрязнения окружающей среды различными видами отходов и средствами химизации необходимо учитывать возможность их попадания в системы жизнеобеспечения: воздух, питьевую воду, пищу. При этом следует различать прямые и отдаленные экологические последствия. С этих позиций выбросы в атмосферу сейчас наиболее опасный источник загрязнения (с прямым экологическим воздействием). Сточные воды в равной степени обладают признаками прямого и отдаленного воздействия. Твердые отходы характеризуются в основном отдаленным воздействием (за исключением случаев использования их в качестве агромелиорантов) [22].

Одна из главных задач эколого-геохимических исследований — выявление геохимических аномалий и оценка их экологической значимости. Геохимические аномалии — это участки территории (акватории), в пределах которых хотя бы в одном из слагающих их природных тел (компонентов) статистические параметры распределения химических элементов и(или) их соединений достоверно отличаются от вариаций геохимического фона или, при определенном допущении, от кларка или подобных ему показателей. Геохимический фон (фоновое содержание) — это среднее содержание химического элемента (соединения) в природных телах по данным изучения его естественного распределения в пределах однородного в ландшафтно-геохимическом отношении участка, не затронутого техногенезом (на практике — это, как правило, участки, расположенные вне зоны прямого техногенного влияния) [22]. Различные характеристики геохимических аномалий (являющихся в большинстве случаев по сути зонами загрязнения) — масштаб, морфометрия, состав, степень концентрирования, вид существования, форма миграции и нахождения химических элементов и соединений, особенности их трансформации и перераспределения, интенсивность биопоглощения, степень экотоксичности — в конечном счете и определяют качество окружающей среды. Техногенные геохимические аномалии могут быть как моноэлементными, так и полиэлементными. Поэтому при эколого-геохимических исследованиях наряду с изучением отдельных химических элементов проводится анализ распределения геохимических ассоциаций, т.е. групп элементов, характеризующих специфические особенности зон воздействия различных источников и обнаруживаемых в изучаемом объекте (компоненте среды) в количествах, отличных от неких нормативных величин (как правило, от геохимического фона) [17]. Обычно в геохимическую ассоциацию включают химические элементы с коэффициентами концентрации относительно фона, равными или больше 1,5, что позволяет достаточно надежно выделить комплекс аномальных ингредиентов и ранжировать их по интенсивности концентрирования. Среди входящих в ассоциацию поллютантов выделяют главные, или приоритетные, ингредиенты. Для фиксации зон воздействия источников загрязнения часто достаточно изучение так называемых типоморфных поллютантов, т.е. тех, которые типичны для данного вида воздействия и которые позволяют судить о состоянии изучаемой системы в целом. Например, приоритетным поллютантом для автотранспортного загрязнения является свинец, типоморфными — свинец и бром. В качестве типоморфных элементов эффективно использование тяжелых металлов. Они типичны для многих источников загрязнения и надежно фиксируют интенсивность и масштабы их воздействия.

При оценках распределения химических элементов в тех или иных объектах (компонентах) среды обычно изучают их абсолютную (общую) или относительную распространенность. Для характеристики абсолютной распространенности используют весовые или объемные показатели, которые в сущности основаны на весовых или объемных содержаниях. Для выражения относительного содержания элементов применяют различные геохимические коэффициенты. В основе большинства подобных показателей лежит так называемый коэффициент распределения, т.е. отношение средних абсолютных содержаний элемента в каких-либо сравниваемых между собой взаимосвязанных объектах или частях одного объекта. В последние годы при оценках распространенности химических элементов стали широко использовать относительные безразмерные единицы, что позволяет сравнивать между собой разные природные среды и представляет определенные удобства при расчетах различных показателей и коэффициентов. Относительная оценка уровней химических элементов дается обычно путем сравнения их реальных концентраций с нормативными параметрами состояния окружающей

среды. В настоящее время такими формализованными параметрами являются гигиенические и(или) экологические нормативы, которые однако разработаны не для всех природных сред и не для всех поллютантов, не всегда адекватны истинной опасности последних, имеют тенденцию в силу различных причин, часто субъективных, периодически изменяться. Именно поэтому при оценках интенсивности техногенного воздействия используют фоновые уровни химических элементов (геохимический фон) или их кларки. Опыт свидетельствует, что при использовании для таких целей кларков наибольшую трудность представляют выделение и оконтуривание техногенных геохимических аномалий слабой интенсивности. Контрастные и средние по интенсивности аномалии, т.е. наиболее «информативные» и опасные с эколого-геохимических позиций, фиксируются достаточно надежно. Кларковые содержания химических элементов, по-видимому, приближенно определяют нормальный уровень содержания того или иного элемента, «безопасный» для существования живых организмов [22].

Основной показатель интенсивности техногенного воздействия и важнейший параметр техногенной геохимической аномалии — коэффициент концентрации химического элемента K_c, который рассчитывается по отношению реального (аномального) содержания поллютанта в природном объекте к его фоновому уровню (кларку) в аналогичном объекте. Данный коэффициент в определенном смысле может рассматриваться как своеобразный показатель экогеохимической опасности аномалий. В тех случаях, когда нормирование осуществляется на гигиенический (экологический) норматив, можно говорить о коэффициенте гигиенической (экологической) опасности. Для характеристики полиэлементных геохимических аномалий используют суммарные показатели, в т.ч. широко известный суммарный показатель загрязнения Z_c (показатель Саета). На основе анализа эмпирического материала при изучении зон загрязнения различных источников воздействия разработаны шкалы оценки загрязнения воздушной и водной сред, основанные на распределении химических элементов в депонирующих средах — почвах и донных отложениях [22]. Важнейшим показателем техногенного изменения является пространственно-временная вариация распределения химических элементов. Как известно, коэффициенты вариации большинства элементов в горных породах и почвах в фоновых условиях независимо от района и типа последних колеблются от 25 до 60 % [21]. В зонах загрязнения даже в пределах небольших участков они достигают 100—300 %. Резкая пространственно-временная дифференцированность геохимического поля — важнейший признак и одновременно важнейшее следствие, можно утверждать, важнейшая закономерность техногенного загрязнения. В условиях техногенеза, как правило, резко изменяются характер и тип проявления аномальности химических элементов: фиксируется не только изменение, в большинстве случаев возрастание общего содержания их, но и трансформация баланса важнейших форм миграции и нахождения. Валовые содержания могут даже не изменяться или изменяться незначительно, тогда как абсолютное содержание или доля, например, подвижных форм может существенно увеличиваться. Это позволяет говорить о новом типе геохимических аномалий, обусловленных изменением и даже появлением специфических форм нахождения химического элемента.

В общем случае для понимания проблем экологической геохимии и постановки задач эколого-геохимического изучения процессов преобразования биосферы человеческой деятельностью важнейшее значение имеют следующие положения (эмпирические обобщения), в той или иной степени обозначенные В.И.Вернадским и А.Е.Ферсманом и получившие развитие в трудах их последователей.

1. Преобразование природной среды деятельностью человека является геохимическим процессом и имеет глобальный характер.

2. Геохимический облик современной биосферы и ее составных частей в значительной степени зависит от биогеохимических функций человечества.

3. Изменение химического состава биосферы есть закономерное явление в ее истории, происходящее при участии человека, но независимо от его воли, «стихийно, как природный естественный процесс», темп которого постоянно увеличивается.

4. Человек постепенно втягивает все химические элементы и все химические процессы, известные в биосфере, в круг своего влияния и создает на земной поверхности «неустойчивые формы нахождения химических элементов».

5. Техногенное воздействие — полиэлементный источник загрязнения окружающей среды и приводит к формированию аномальных геохимических полей, фиксируемых, прежде всего, для химических элементов с высокой технофильностью, повышенной экотоксичностью, высоким уровнем биопоглощения и(или) обладающих явной биоактивностью.

6. Техногенные процессы способны резко изменять поведение химических элементов, вплоть до появления химических соединений, а также процессов и явлений, чуждых условиям биосферы.

7. Человек не только химически изменяет окружающую среду, но и создает новые типы связанных с ней геологических образований (минералы, отложения, почвы, воды и т.д.), новые типы экосистем и живого вещества, уничтожая существующие живые организмы, природные системы и геологические образования.

8. Наиболее сильное воздействие испытывают атмосфера и водные системы, причем «...нигде явления человеческой работы не сказываются так ярко и глубоко, как для царства вод пресных».

9. Техника (как совокупность средств человеческой деятельности) и технология (как совокупность методов производства) уже не могут рассматриваться только как инструмент преобразования окружающей среды, но сами являются окружающей человека средой, что особенно ярко проявляется в городах и горнопромышленных районах, отражающих наиболее концентрированное воздействие на среду обитания.

10. Устойчивое развитие общества возможно лишь при должной оптимизации состояния окружающей среды с учетом происходящих в ней геохимических изменений; «необходимо изменение химической работы человечества».

В настоящее время в экологической геохимии рационально выделить два подраздела: экогеохимию природно-техногенных систем, которая изучает поведение химических элементов в различных функциональных типах территорий (город, агроландшафты, горно-промышленные районы и т.п.) [4; 25], и экогеохимию элементов, изучающую поведение отдельных химических элементов в разных системах и процессах [12; 25].

Масштабы современного техногенного воздействия на окружающую среду исключительно велики. Техногенные преобразования, захватывая огромные территории, проявляются в коренной трансформации компонентов биосферы и представляют собой главный фактор, определяющий эколого-геохимические особенности этих регионов и условия существования человека. Важнейшая практическая задача наук об окружающей среде — получение материала, необходимого для обоснования и разработки принципов и методов оптимизации взаимодействия человека и окружающей среды. В решении этой задачи особая роль принадлежит экологической геохимии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авцын А.П., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С.* Микроэлементозы человека: Этиология, классификация, органопатология. — М.: Медицина, 1991.
2. *Беклемишев В.Н.* Методология систематики. — М.: KMK Scientific Press. Ltd. 1994.
3. *Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В.* Геохимия окружающей среды. — М.: Недра, 1976.
4. *Буренков Э.К., Борисенко И.Л., Москаленко Н.Н., Янин Е.П.* Экологическая геохимия городских агломераций. — М.: Геоинформмарк, 1991.
5. *Буренков Э.К., Морозова И.А., Смирнова Р.С.* и др. Задачи и методы разномасштабного эколого-геохимического картирования // Эколого-геохимические исследования в районах интенсивного техногенного воздействия. М., 1990. С. 4—15.

6. *Буренков Э.К., Янин Е.П., Кижапкин С.А.* и др. Эколого-геохимическая оценка состояния окружающей среды г. Саранска. — М.: ИМГРЭ, 1993.
7. *Вернадский В.И.* О газовом обмене земной коры // Изв. АН. 1912. № 6. С. 141—162.
8. *Вернадский В.И.* Проблемы биогеохимии. — М.: Наука, 1980.
9. *Вернадский В.И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. — М.: Наука, 1987.
10. *Виноградов А.П.* Биогеохимические провинции и эндемии // Докл. АН СССР. 1938. Т. 18. № 4/5. С. 285—286.
11. *Гавриленко В.В.* Некоторые актуальные проблемы экологической минералогии и геохимии // Зап. ВМО. Ч. CXXIII. № 3. С. 1—8.
12. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: Справочник. В 6 кн. Кн. 1. — М.: Недра, 1994.
13. *Ильин В.Б.* Тяжелые металлы в системе почва — растения. — Новосибирск: Наука, 1991.
14. *Ковальский В.В.* Геохимическая экология. — М.: Наука, 1974.
15. *Методические* рекомендации по геохимическим исследованиям для оценки воздействия на окружающую среду проектируемых горнодобывающих предприятий. — М.: ИМГРЭ, 1986.
16. *Методические* рекомендации по геохимической оценке загрязнения поверхностных водотоков химическими элементами. — М.: ИМГРЭ, 1982.
17. *Методические* рекомендации по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами. — М.: ИМГРЭ, 1982.
18. *Методические* рекомендации по геохимической оценке источников загрязнения окружающей среды. — М.: ИМГРЭ, 1982.
19. *Методические* рекомендации по геохимической оценке состояния поверхностных вод. — М.: ИМГРЭ, 1985.
20. *Преображенский В.С., Александрова Т.Д., Куприянова Т.П.* Основы ландшафтного анализа. — М.: Наука, 1988.
21. *Принципы* и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений (Методические рекомендации). — Л.: Недра, 1979.
22. *Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П.* и др. Геохимия окружающей среды. — М.: Недра, 1990.
23. *Фортескью Дж.* Геохимия окружающей среды / Пер. с англ. — М.: Прогресс, 1985.
24. *Янин Е.П.* Ртуть в окружающей среде промышленного города. — М.: ИМГРЭ, 1992.
25. *Янин Е.П.* Экологическая геохимия горнопромышленных территорий. — М.: Геоинформмарк, 1993.

УДК 550.4:577.4

© В.П.Букарь, 1999

Определение ультрамалых концентраций ртути в образцах геоэкосистем

В.П.БУКАРЬ (ИМГРЭ)

Ртуть относится к наиболее токсичным химическим элементам и, попадая на объекты окружающей среды, резко обостряет экологическую обстановку, но вместе с тем в последние годы возросла потребность в ртутьсодержащих материалах, применяемых в различных областях : химической технологии, медицине, приборостроении, электропромышленности, производстве красителей, горнодобывающей промышленности, сельском хозяйстве и т. д. Прогресс приводит к катастрофическому ртутному отравлению среды. Только в Мировой океан ежегодно сбрасывается со стоком загрязненных речных вод до 500 тыс. т ртути, а в атмосфере над Швецией содержится 900 кг и ежегодно на ее территорию в виде осадков выпадает 16 т Hg [6, 9].

В естественных условиях залегания магматических горных пород содержание ртути довольно низкое и не превышает $n{\cdot}10$ мкг/кг [1]. Более высокие концентрации ее установлены в осадочных породах, глинистых сланцах и особенно в богатых органическим веществом глинистых сланцах 40—400 мкг/кг [3]. Фоновые концентрации ртути в различных почвах, поверхностном слое не превышают 400 мкг/кг. Среднее содержание ртути в растительных пищевых продуктах, для различных культур колеблется от 2 до 86 мкг/кг сухой массы [3].

Фоновые концентрации ртути в природных водах ниже уровня ПДК, т. е. ниже 0,5 мкг/л. Среднее содержание ртути в океанической воде составляет 0,03 мкг/л [1]. Содержание ртути в атмосфере значительно изменяется на 1—2 порядка для различных фоновых районов Мира и составляет 0,5—50 нг/м^3, а в атмосферных осадках 0,005—2,2 мкг/л [4].

Представляя взаимодействие и динамику ртути и ее соединений в различных средах, необходимо отметить основные геохимические свойства : склонность к образованию сильных связей с серой, восстановление, окисление, образование органометаллических соединений, гидролиз, летучесть элементарной ртути.

Независимо, каким путем поступающая в почву ртуть связывается или в форме элементарной, или в виде катионных либо анионных комплексов, однако накопление в почве происходит преимущественно в процессе осаждения и в форме органоминеральных комплексов. Растворение и биологическое разрушение органортутных соединений, метилирование элементарной ртути приводит к накоплению в почвах легкоподвижной ртути, которая становится легкодоступной и легкоусвояемой живыми организмами и растениями.

Что касается водных растворов ртути, то $Hg(OH)_2^0$ преобладает над другими формами и легкоподвижна при нейтральных и повышенных pH почв, поэтому может быть источником загрязнения ртутью водных бассейнов.

При восстановительных условиях среды, ртуть переходит в элементарную форму и удаляется из среды в виде паров. Результатом этого процесса, равно как и других, таких, как дегазация и геотермальная активность, антропогенное загрязнение ртутью является источником накопления паров ртути в воздухе атмосферы.

Из краткой характеристики геохимических свойств ртути очевидны миграционные пути ее в различные среды геоэкосистемы. Следовательно, обязательно ее определение при осуществлении программы мониторинга геоэкосистемы в образцах горных пород, почв, растительности, водных бассейнов и атмосферного воздуха.

Для мониторинга среды нужны высокочувствительные, избирательные и экспрессные методы, способные работать в системах автоматического контроля.

Среди современных методов определения ртути наиболее перспективен спектральный атомно-абсорбционный анализ с пределом обнаружения на уровне $n{\cdot}10^{-7}$ % [7].

Атомно-эмиссионный спектральный анализ при прямом определении обеспечивает предел обнаружения $n{\cdot}10^3$ %, с применением камерных электродов $n{\cdot}10^{-6}$ %, используя в качестве источника возбуждения спектров индуктивно-связанную плазму $n{\cdot}10^{-6}$ % [7, 2].

Вольтамперометрические методы определения микроколичеств ртути обеспечивают получение низких пределов обнаружения 0,5 мкг/л, но эти методы весьма трудоемки и по многим параметрам не отвечают требованиям мониторинга. Чрезвычайно высокими пределами прямого обнаружения ртути характеризуются и другие методы и методики. Поэтому в связи с низкой предельно допустимой концентрацией ртути (ПДК) определение ее ниже уровня $1{\cdot}10^{-7}$ % — сложная задача, поскольку ни один метод не обеспечивает прямое определение непосредственно в пробах. Более низкие концентрации ртути устанавливаются в сочетании с различными способами предварительного концентрирования.

Отсюда понятна важность и необходимость создания высокочувствительного, избирательного, экспрессного и универсального приборного обеспечения для анализа ультрамалых количеств ртути в образцах любых сред геоэкосистемы.

Такой универсальный прибор создан в лаборатории

1. Распределение концентраций ртути по разрезам

Концентрация, %	Число проб		
	Коренные породы	Горизонт *Б*	Горизонт *А*
$n \cdot 10^{-8}$	11	—	—
$n \cdot 10^{-7}$	114	—	—
$n \cdot 10^{-6}$	177	299	7
$n \cdot 10^{-5}$	4	258	48

Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ, в основу которого положен спектральный атомно-абсорбционный метод с применением золотого сорбента в качестве селективного концентратора паров ртути. Метод основан на переводе любых форм нахождения ртути в газовую фазу, отборе дозированного объема газортутно-воздушной смеси, селективной сорбции паров ртути на золотом сорбенте, испарении ртути с золотого сорбента и определении количества ртути атомно-абсорбционным методом, т.е. путем замера атомного поглощения парами ртути излучения резонансной линии ртути (253,7 нм) ртутно-кварцевой лампой [5, 10]. Авторские разработки (патент № 2085907), внесенные в конструкцию прибора, позволили снизить предел прямого обнаружения ртути в образцах любых сред геоэкосистемы до уровня $1 \cdot 10^{-9}$ %. Скорость измерения концентрации ртути в исследуемом образце не превышает 45 с. Прибор может работать круглосуточно в ручном или автоматическом режиме, измеряя, например, концентрацию ртути в атмосфере воздуха с периодичностью от 1 мин до 1,5 ч.

Для разработки методики и установления метрологических условий проведения анализа были использованы государственные стандартные образцы (ГСО) и стандартные образцы предприятия (СОП), а также образцы горных пород, почв и растений, любезно предоставленные Б.А.Колотовым, А.А.Кременецким и Л.А.Крыночкиным.

Калибровка прибора проводилась с целью анализа горных пород, почв растений и воды — по ГСО и СОП, а для воздуха — по газовому эталону ртути.

Методика определения ртути в образцах горных пород и почв основана на термическом разложении навески пробы в заданном температурном (700 °С) и временном (30 с) режимах с одновременной прокачкой образующихся паров летучих компонентов пробы воздухом через трубку с золотым сорбентом. При этом ртуть селективно адсорбируется на золотом сорбенте. Затем через трубку с золотым сорбентом и измерительный канал прибора прокачивается аргон. Далее золотой сорбент импульсно нагревается, ртуть переходит в газообразное состояние и транспортируется в измерительный канал прибора, где замеряется атомное поглощение излучения резонансной линии ртути ее парами.

Работы атомно-абсорбционного фотометра покажем, например, по результатам анализов на ртуть в образцах горных пород и почв на двух объектах исследований.

1. Анализировались образцы проб из разреза Воротиловской сверхглубокой скважины. Пробы на анализ взяты равномерно в диапазоне глубин 265—5354 м в количестве 288 шт. Вещественный состав слагаемых пород до фундамента опробуемого интервала 265—550 м представлен верхнетриасово-нижнеюрскими брекчиями. Фундамент (550—5354 м) представлен в разной степени брекчированными и расплавленными метаморфическими и магматическими породами. Не ставя целью установить приуроченность тех или иных концентраций ртути к типу пород или глубин их залегания, отметим, что распределение концентраций ртути по всему интервалу скважины укладывается в четыре порядка от $1 \cdot 10^{-8}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ %, а доля проб на каждый порядок концентраций показана ниже.

Концентрация ртути, %	Число проб
$1 \cdot 10^{-8} - 9{,}99 \cdot 10^{-8}$	33
$1 \cdot 10^{-7} - 9{,}99 \cdot 10^{-7}$	43
$1 \cdot 10^{-6} - 9{,}99 \cdot 10^{-6}$	206
$1 \cdot 10^{-5} - 9{,}99 \cdot 10^{-5}$	6

2. Метрологические характеристики результатов анализа

Содержание ртути, %	Относительное среднее квадратическое отклонение, %		Запас точности Z	Категория анализа
	$\sigma_{д,r}$	$\sigma_{\Sigma,r}$		
$1 \cdot 10^{-9} - 9{,}99 \cdot 10^{-9}$	30	30	I	III
$1 \cdot 10^{-8} - 9{,}99 \cdot 10^{-8}$	30	30	1	III
$1 \cdot 10^{-7} - 9{,}99 \cdot 10^{-7}$	30	28	1,1	III
$1 \cdot 10^{-6} - 9{,}99 \cdot 10^{-6}$	30	23	1,3	III
$1 \cdot 10^{-5} - 4{,}99 \cdot 10^{-5}$	30	20	1,5	III
$5 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4}$	30	18	1,7	III

В обычных условиях проведения анализа 76 проб в диапазоне концентраций $n \cdot 10^{-8}$ — $n \cdot 10^{-7}$ % не имели бы результатов. Авторские разработки, внесенные в конструкцию прибора, позволяют напрямую (без предварительной концентрации) анализировать образцы проб на ртуть до $n \cdot 10^{-9}$ %.

2. Исследовались почвы по разрезам горизонтов *А*, *В* и коренные породы Алтайского полигона. Было проанализировано 918 проб, по 306 проб соответственно горизонтов *А*, *В* и коренных пород. Диапазон концентраций ртути по этим пробам определен от $n \cdot 10^{-8}$ до $n \cdot 10^{-5}$ %. Распределение концентраций ртути по разрезам показано в табл. 1, где видно ее возрастание в горизонте *В* и несколько выше в горизонте *А*. Такое распределение ртути характеризуется наличием органического вещества в горизонте *В* и в несколько больших количествах ее — в горизонте *А*.

Достоверность полученных результатов анализа была установлена метрологическими испытаниями, согласно ОСТ 41-08-212-82 «Управление качеством аналитической работы. Классификация методов анализа минерального сырья по точности результатов» (табл. 2).

Ртуть в растительных образцах определялась методом «холодного пара» после его разложения при 50 °С смесью концентрированных кислот H_2SO_4+HNO_3 (2:1) с добавлением небольшого количества $HClO_4$ [8], химического восстановления с последующим переводом ее в газообразную фазу. С целью эксперемента для анализа на ртуть были взяты растительные пищевые культуры: морковь, свекла и капуста. Анализ проводился на сырой свежей массе. Среднее содержание ртути из пяти определений (в мг/кг): морковь 0,0018; свекла 0,003; капуста 0,012. Предел обнаружения ртути в растительных образцах 0,00003 мг/кг.

Предел обнаружения ртути в воде установлен методом «холодного пара» в образцах синтетических растворов, приготовленных на бидистиллированной воде после химического восстановления и последующего барботажа из раствора в газовую форму и составляет 0,00003 мг/ л.

Предел обнаружения ртути в атмосфере определен путем сравнения сигналов детектирования по отношению к сигналу аргона ОСЧ и соответствует $1 \cdot 10^{-9}$ %.

В соответствии с изложенным следует отметить основные разработки.

1. Создан макетный образец прибора, позволяющий прямое экспрессное определение ртути в образцах любых сред геоэкосистемы с пределом обнаружения $1 \cdot 10^{-9}$ % и не имеющий аналогов в мировой практике.

2. Разработана количественная методика экспрессного определения ртути в образцах геоэкосистемы III категории точности.

Использование данного прибора и методики анализа позволяет быстро и точно получить информацию о концентрации ртути в образцах любых сред геоэкосистемы и выявить источники техногенного загрязнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* Краткий справочник по геохимии. — М.: Недра, 1970.
2. *Итоги* науки и техники // Аналитическая химия. Т. 2. М., 1990. С. 32.
3. *Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях. — М.: Мир, 1989.

4. *Кислотные* дожди. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989.
5. *Определение* рудных и рассеянных металлов в минеральном сырье / Под ред. Г.В.Остроумова. — М.: Недра, 1982.
6. *Роева Н.Н., Саввин С.Б.* Органические реагенты для спектрофотометрического определения ртути // Анатилическая химия. 1997. Т. 47. С. 1750—1764.
7. *Русанов А.К.* Основы количественного спектрального анализа руд и минералов. — М.: Недра, 1978.
8. *Скрипниченко И.И., Золотарева Б.Н.* Поступления ртути в растения при возрастющей концентрации поллютанта в питательной среде // Агрохимия. № 9. 1980. С. 110—115.
9. *Тяжелые* металлы в окружающей среде / Под ред. В.В.Добровольского. — М.: МГУ, 1980.
10. *Фурсов В.З., Степанов И.И.* Новые типы ртутных атомно-абсорбционных фотометров для геохимических поисков // Разведка и охрана недр. 1971. № 10. С. 38—43.

Краткие сообщения

УДК 551.24

© В.Д.Наливкин, 1999

Типы деформаций горных пород и создавшие их причины

В.Д.НАЛИВКИН (ВНИГРИ)

Цель настоящей статьи заключается в выделении различных типов деформаций и рассмотрении причин, создавших эти деформации. Иначе говоря, рассмотрение внутреннего содержания науки геотектоника. Как известно, геотектоника представляет собой «учение о строении земной коры, геологических структурах и закономерностях их распространения и развития» (Геологический словарь, 1973). Близкое определение дает В.Е.Хаин (Общая геотектоника, 1973): геотектоника — наука о структуре, движениях, деформациях и развитии верхних твердых оболочек Земли — земной коры и верхней мантии (тектоносферы) в связи с развитием Земли в целом. Кратко говоря, эта наука изучает деформации горных пород и создающие их напряжения.

Под деформацией в настоящей статье понимается любое нарушение первичного залегания пород под воздействием существующих или существовавших в тектоносфере напряжений. К ним также относятся мелкая складчатость, плойчатость и трещиноватость, созданные тектоническими причинами.

В основу классификации деформации Земли, приведенной ниже, положены тип деформаций, а также для более мелких подразделений масштабность и интенсивность. Масштабность (размеры) использовалась для объектов, выделяемых в пространстве. Для всех остальных объектов использовалась интенсивность.

1. Типы деформаций в пространстве:
а) по площади:
континенты (океаны) — складчатые пояса (платформы) — части складчатых поясов и платформ — локальные структуры — разрывы — мелкая складчатость
б) по разрезу:
слои тектоносферы — комплексы — пачки — отдельные пласты
2. Типы деформаций во времени:
а) по направленности:
успокоение в целом — наблюдающееся успокоение в развитии структур
б) по цикличности:
этапы развития структур в порядке уменьшения их размеров
3. Типы деформаций по их морфологии:
а) разрывные:
шарьяжи — крупные разломы субвертикальные — мелкие разломы — трещиноватость без смещения
б) складчатые:
складчатость геосинклинальная — складчатость платформенная
4. Типы деформаций по свойствам среды:
а) среда хрупкая — преобладают разрывы
б) среда пластичная — преобладают складки
5. Типы деформаций по их интенсивности:
разрывы с дроблением — разрывы без дробления — геосинклинальная складчатость — платформенная складчатость — трещины без смещения

Типы деформаций в пространстве подразделены на выделяемые по площади и по разрезу. На земном шаре самые крупные по площади единицы — континенты и океаны. Ниже будут рассмотрены лишь континенты, т.е. океаны еще не достаточно изучены. На континентах в порядке убывания размеров можно выделить: складчатые пояса и платформы, части складчатых поясов и платформ, локальные структуры, разрывы, мелкая складчатость. По разрезу тектоносферу обычно подразделяют на осадочный, гранитный, базальтовый слои и верхнюю мантию. Пространство между слоями тектоносферы и индивидуальными настолько велико, что требует выделения по крайней мере двух градаций. Условно назовем их комплексами и пачками.

Типы деформаций во времени подразделены на изменяющиеся направленно и циклически. Направленное изменение скорее всего обусловлено уменьшением их интенсивности. Если в раннем протерозое интенсивное складкообразование и метаморфизм протекали почти по всей поверхности земного шара, то в мезозое и кайнозое они ограничивались сравнительно узкими поясами. Увеличилась и хрупкость тектоносферы. При уменьшении интенсивности, по-видимому, не происходит смещения центров деформаций. Структуры, выделяемые по разным этажам, как правило, остаются унаследованными. Несоответствие структурных планов по пермским горизонтам и терригенному девону, широко распространенное в Волго-Уральской провинции, обусловлено структурами облекания позднедевонских рифов. Это несоответствие нельзя считать тектоническим. Оно связано с условиями седиментации. В Западно-Сибирской провинции, где рифы отсутствуют, структуры, как правило, являются унаследованными. Можно ожидать, что слабое несоответствие будет иметь место также над линзами песка, быстро изменяющими свою мощность.

Цикличности, наблюдающиеся в процессах развития Природы, связаны между собой. Так, например, цикличность трансгрессий и регрессий скорее всего вызвана периодическими уменьшениями и увеличениями амплитуды между поверхностью континентов и дном океанов, и вода разливается по поверхности континентов. Этот вывод верен, если резко не меняется количество воды в океанах. Как известно, вода выделяется во время эволюции земной коры, но уменьшение количества воды при регрессиях этим процессом не объяснить.

По морфологии деформации разделены на разрывные и складчатые. Для более дробного расчленения введено также подразделение по интенсивности самих деформаций.

По свойствам среды породы можно разделить на преимущественно хрупкие среды, способствующие образованию разрывов, и преимущественно пластичные, благоприятные для складчатости.

По интенсивности деформации на подгруппы не подразделяются. Более мелкие подразделения выделялись по интенсивности. Следует отметить, что в группу разрывов включены как шарьяжи, так и субвертикальные разрывы. Интенсивность первых превышает таковую вторых. Для

упрощения схемы они объединены, тем более, что разница по интенсивности между ними меньше, чем между другими выделенными градациями. Причинами образования деформаций могут быть напряжения сжатия и растяжения, сдвиги, возникающие при поворотах блоков и перемещении их в горизонтальном направлении, вертикальные поднятия и опускания и даже изменения скорости вращения Земли. Последние вызывают появление планетарной сетки трещиноватости.

Сходные деформации могут возникнуть и нетектоническим путем. Чаще всего они создаются воздействием среды, в которой проходит осадконакопление. К таким деформациям относятся: мелкая складчатость и мелкие разрывы, образующиеся при подводном оползании еще не затвердевших, пластичных осадков; дробление и деструкция горных пород при выветривании; трещины усыхания и др. Такие деформации не связываются с напряжениями, возникающими в тектоносфере. Надо быть очень внимательным при выделении типов деформаций.

Все типы деформаций связаны друг с другом и могут существовать одновременно. Например, интенсивность складчатости при переходе от геосинклиналей к платформам связана со сменой преимущественно горизонтальных напряжений вертикальными. Второй пример: типы деформации, выделяемые по морфологии, также связаны с пластичностью среды. Третий пример: распространенность по площади связана с интенсивностью деформаций. Интенсивные деформации обычно распространены на небольшой площади, а малоинтенсивные часто фиксируются по всему земному шару. Все эти связи, свойственные природным процессам, сильно усложняют проведение исследований.

Дискуссии

УДК 551.24+553.078(084.4)

© Ю.И.Бакулин, 1999

К вопросу о геодинамике и металлогении территории Приморского края*

Ю.И.БАКУЛИН (Дальневосточный научно-исследовательский институт минерального сырья)

Рассматриваемая работа обращает на себя внимание емким и многообещающим заголовком и претензиями авторов на новую трактовку геологического строения территории, поскольку «существенно изменились представления о геологическом строении» [2, с. 8]. Эти обстоятельства побудили нас вступить в дискуссию по поднятым в статье вопросам.

Авторский коллектив представлен учеными не только ДВГИ ДВО РАН, но и сотрудниками Приморгеолкома (Н.Ф.Костеров), Приморской геолого-съемочной экспедиции (М.Д.Рязанцева). Поэтому возникают сомнения в соавторстве названных специалистов.

Принимая во внимание небольшой объем статьи, следует поставить в упрек авторам то, что они не смогли раскрыть заявленную в названии «геодинамику», при этом около 30 % текста отведено характеристике атрибутивных данных цифровой металлогенической карты Приморья. В общем статья воспринимается как несколько расширенная аннотация данной карты. Следовательно, чтобы разобраться с ее содержанием пришлось обратиться к ранним публикациям, не указанным в списке литературы, но имеющимся в ссылках текста.

Представления авторов не в полной мере соответствуют концепции плитной тектоники и называются ими террейновым анализом, концепцией террейнов, использующей многие понятия плитной тектоники, но в собственной интерпретации и некоторые понятия теории платформ и геосинклиналей. Может быть незначительные размеры рассматриваемой площади не позволили авторам обозначить литосферные плиты и определить их границы, но исходя из представлений об образовании всей системы террейнов в результате взаимодействия плит, они заслуживают хотя бы упоминания. Сущность концепции террейнов заключается в следующем [4, с. 4]: «»складчатая область рассматривается как коллаж тектоно-стратиграфических террейнов разного происхождения». Следовательно, какое-бы разнообразие элементов по возрасту складчатости, их формам, составу слагающих формаций горных пород и другим важным особенностям ни присутствовало в данной складчатой области, все это коллаж, коллаж тектоно-стратиграфических террейнов. Почему террейны «тектоно-стратиграфические» из определения авторов статьи (с. 5) не ясно, но оно порождает еще одну неясность: если террейн — «аккретированное геологическое тело», а «аккреция — присоединение террейнов к палеоокраине континентов», то такая аккреция подразумевается — до образования коллажа, в процессе его создания или после. По определению террейн был частью «какого-либо палеоструктурного элемента» (аккреционной призмы, континентальной окраины или островной дуги и т.п.). Значит он был как минимум дважды аккретирован. Первоначально, когда он был частью палеоструктурного элемента, а затем, когда стал частью следующего присоединившись к палеоконтиненту. Другие определения, приведенные в цитируемой работе, также содержат неясности. Упомяну лишь два из них. «Внутриплитовые офиолиты... — фрагменты полного разреза «толстой» коры океанических плато, подводных хребтов и т.п.». По данному определению можно задать минимум три вопроса, но оставлю это искушение читателю. Согласно определению, коллизия — столкновение террейнов, террейнов и континентов, «сопровождаемое выплавлением анатектоидных гранитов...». Следовательно, авторы считают, что области коллизии и выплавления магм совпадают в пространстве и по времени и что магмообразование сопровождает стрессы. Может быть, обе зависимости требуют доказательства, т.к. фактический материал общего характера, не имеющий прямого отношения к рассматриваемой проблеме, свидетельствует о другом.

Однако вернемся к рецензируемой работе. «В строении Приморья различают террейны докембрийского континента, пассивных и активных континентальных окраин, разновозрастных, аккреционных призм, островных дуг и турбидитовых бассейнов» [2, с. 8]. Будучи поставленными авторами в один ряд, они воспринимаются как образования, не соподчиненные один с другим, одного иерархического уровня. Так, пассивные и активные окраины могут принадлежать какому угодно континенту, но не выделяемому авторами докембрийскому (в данном случае они должны были бы рассматриваться как элементы континента, преобразованные в результате взаимодействия с другими плитами). Соподчиненность образований аккреционных призм и островных дуг также неопределенная, если они связаны с развитием одной зоны субдукции, то для них будет свойственен один порядок развития взаимоотношений, охватывающий всю последовательность связей от парного развития, до частичного или полного поглощения образований островной дуги аккреционной призмой, и другой порядок взаимоотношений (тектонические

* Дискуссия по статье Н.Ф.Костерова, М.Д.Рязанцевой, В.В.Райкина и др. «Геодинамика и металлогения территории Приморского края» // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 8—11.

контакты) будет иметь место в случае разновременного их образования. Сменившийся принцип выделения последней категории террейнов — турбидитовых бассейнов, по-видимому, преследует какую-нибудь цель. Можно догадаться, что авторы хотят подчеркнуть первозданность, так сказать, залегания горных пород, не нарушенную аккрецией или какими-то другими формами взаимодействий. Однако так ли это — неясно.

Нет определенности с систематикой магматических пород. Получается, что к постаккреционным магматическим образованиям отнесены коллизионные, субдукционные и внутриплитные комплексы. Выделены также «магматиты тыловодужных зон растяжения». Фронтальная и тыловая части обычно выделяются для активного, развивающегося явления. Например, островные дуги и все сопровождающие их образование эндогенные процессы развиваются во фронтальной части зон субдукции, и фронт их удаляется от зоны субдукции. Поэтому то, что авторы называют тыловодужной частью является фронтальной. Если в таких областях образуются зоны растяжения, то данный процесс не связан с субдукцией и аккрецией, а является наложенным и связанным с новой геодинамической обстановкой.

Основная информация металлогенического содержания сосредоточена в таблице. Судя по ее структуре, авторы придерживаются магматического генезиса руд (не считая эксгаляционно-осадочные железные, колчеданные и полиметаллические, включенные ими в доаккреционные, с чем можно согласиться только частично). Выпало из поля зрения гидротермально-метаморфогенное золотое оруденение, связанное с черносланцевыми толщами (возможно, авторы дают иное определение генезиса этого оруденения). Вторая колонка таблицы названа «породно-вещественные комплексы». Тщательное изучение ее содержания не выявило препятствий для замены названия на более простое и ясное «вещественные комплексы». Металлогеническая нагрузка показана в виде химических символов металлов, а также, по-видимому, в виде еще каких-то символов (типа ГП, Е1), которым не дано разъяснение. Таблица названа «Характеристика металлогенических зон», но в ней даны террейны, а металлогенические зоны названы только на рисунках и никак не упоминаются в таблице. Из подрисуночных подписей следует, что выделены узко специализированные металлогенические зоны — «ареалов проявления магматизма внутриплитного, коллизионного гранитоидного, субдукционного, задуговых зон растяжения» [2, с. 9]. Это почти единственное упоминание состава магматических пород, хотя в таблице 8 колонок объединены общей рубрикой — «Магматические комплексы», которые не охарактеризованы, а символами химических элементов показано сопровождающее оруденение. Однако и такое упоминание не вносит какую-либо ясность, а порождает вопросы. Например, уместно предположить, что оруденение, связанное с магматическими породами не гранитоидного состава авторами не рассматривалось. Так ли это?

Следовательно, металлогеническое районирование проведено по типу террейнов и ареалам магматических пород. Металлогеническая сущность зон не определена ни в названии их, ни в принципах выделения. Возникает очень много вопросов, неразрешимых на данном уровне представления материала. К Матвеевско-Нахимовскому (МН) террейну (докембрийский континент) отнесена Алчанская структурно-формационная зона Сихотэалиньской геосинклинально-складчатой системы (по плейттектоническим представлениям она вполне удовлетворяет критериям активной континентальной окраины мезозойского возраста). В результате авторы золоторудный район золото-серебряного оруденения, связанный с вулканитами мела (Силанский, Верхнеалчанский), относят к типу внутриплитных. Причем, судя по таблице, возраст его определяется как раннемеловой, но в Верхнеалчанской зоне оруденение залегает не только в раннемеловых, но и туронских вулканитах. Спасский террейн (аккреционная призма), судя по рисунку, включен в состав Ханкайской металлогенической зоны вместе с МН-террейном. Оба они в раннем мелу подвергались коллизионному и внутреннему магматизму. Самаркинский террейн в раннем мелу также являлся областью коллизии с соответствующим магматизмом и оруденением и внутриплитного магматизма. Сергеевский террейн (активная континентальная окраина) объединяет три разнородных блока и граничит с четырьмя разнородными блоками: одновозрастными пассивной окраинной, аккреционной призмой, аккреционной призмой другого возраста и турбидитовым задуговым бассейном. Согласно таблице, возраст оруденения определяется как раннемеловой, с чем нельзя согласиться, поскольку гранит-порфиры позднего мела в пределах Находкинского и Чистоводного рудных узлов подвержены гидротермальным изменениям, а руды Криничного рудного угла имеют абсолютный возраст 82—84 млн. лет. Журавлевский и Кемский террейны двухъярусного строения и различаются соотношением пород осадочного основания и вулканогенной покрышки: в первом вулканиты составляют 5—10 %, а во втором — не менее 90 %. Первый назван турбидитовым бассейном, а второй — островной дугой. В обоих случаях состав вулканитов — типичный для континентального субаэрального вулканизма. Вулкано-плутонические породы Кемской зоны приурочены к краевой части орогенной области Сихотэалиньской системы, выделяющуюся пониженным гравиметрическим полем. Еще меньше оснований для отнесения к островным дугам Лаоелин-Гродековской палеозойской зоны — почти на 50 % она состоит из разновозрастных гранитоидов, залегающих как в основании зоны, так и прорывающих вулканогенно-осадочные комплексы. Кстати в таблице магматических комплексов в Лаоелин-Гродековском террейне не обозначено.

Из рассмотрения статьи можно сделать вывод, заключающийся в одной фразе: ее трудно зачислить в актив геологической и металлогенической науки и практики.

Территория Приморского края в геологическом отношении наиболее изученная на Дальнем Востоке. Она была базовым полигоном для региональных геологических и металлогенических построений, к тому же связанных с памятью о выдающихся ученых-геологах Е.А.Радкевич, А.Д.Щеглове, И.Н.Говорове, И.И.Берсеневе и др. Эти обстоятельства и побудили автора данных строк вступить в дискуссию по рассматриваемым вопросам. Однако нельзя обойти вниманием агрессивное внедрение концепций плитной тектоники в базовые области геологических знаний, которые формируются многие годы, описываются в утвердившейся системе терминов и понятий, имеют собственную нормативно-методическую базу. Достаточно сослаться на геологическое картирование, которое базируется на совокупности правил, имеющих такие названия, как кодекс, требование, инструкция, методические рекомендации и т.д. Нужно это для того, чтобы результатами работ могли пользоваться не только производители информации, но и многочисленные потребители. Такая базовая информация должна составляться в классическом ключе, а мобилистские реконструкции — один из вариантов интерпретации базового материала.

Факты, положенные в основу плитной концепции, бесспорны. Они установлены, характеризуют взаимоотношения крупных геотектонических элементов Земли. Однако было бы ошибочно противопоставлять их богатейшему фактическому материалу, накопленному не одним поколением геологов по внутренним частям континентов. Они должны сосуществовать, взаимо дополняя друг друга. К данной ситуации применимо отличное околонаучное житейское правило: «Каждая методика хороша для той лаборатории, в которой она разработана». Иными словами, для границ литосферных плит, и прежде всего для пограничной области континент — океан приемлемы представления плитной тектоники, а во внутриконтинентальных частях происходившие геологические явления объясняются с позиций классической геологии. Для более строгого обоснования изменение характера геологических событий необходимо связывать с эволюцией геологического развития Земли. В прилагаемой таблице иллюстрируется попытка периодизации геологической истории Земли. Аналогичные попытки ранее предпринимались неоднократно многими исследователями. Они были взяты за основу с обобщениями, проведенными В.И.Смирновым с некоторыми

Основные периоды геологической истории Земли

Период развития *(по В.И.Смирнову)*	Эра	Возраст границ, млрд. лет	Возраст ($1 \cdot 10^3$ млн. лет) и тектоно-магматические эпохи и реперные события		Атмосфера		Гидросфера	
			Колонка	Название				
Плитный	KZ	0,065±0,05		Альпийская (0,04; 0,024; 0,015; 0,01; 0,005) Ларамийская (0,065)	Современная		Мировой океан	
	MZ	0,25±0,05		0,12 Покрытосеменные Киммерийская (0,093) 0,18 Образование Атлантики		23 % O_2 30—12° C		
Геосинклинальный	PZ	0,54±0,05	Углистое вещество Соль Углистое вещество	Герцинская (0,24) 0,37 Голосемянные Каледонская (0,41) 0,42 Наземные растения Салаирская (0,52)	Вторичная	20 % O_2 8 % O_2 2 % O_2**	Система взаимосвязанных бассейнов	pH 7,5—8,5
Эпиплатформенный	V	0,675±0,025		р. Байкальская (0,65)				pH 7
	PR_3 R_3	0,95±0,05		Многоклеточные Делийская (0,86)				
	R_2	1,35±0,05		Гренвильская (1,09) Ангидриты		N_2 0,2 % O_2*		$(SO_4)^{-2}$
	R_1	1,7±0,05	Углистое вещество	Готская (1,36) 1,4 Шунгиты Карельская (1,67)		≈40° C		
Нуклеарный	PR_2	1,9±0,1				≈50 °C	Локальные изолированные бассейны	pH≥5
	PR_1	2,6±0,1	Железистые кварциты	Балтийская (1,98) 2,0 Грибы Красноцветные отложения Алыгомская (2,44)		N_2, CO_2		*T* 100 °C
	AR_2	3,0±0,1	Углистое вещество	Беломорская (2,70) Вулканизм Микроорганизмы		*P n*·1 МПа H_2O; N_2; Cl; H_2S		
	AR_1	3,5±0,15	Железистые кварциты	Кольская (3,05) Строматолиты		*T n*·10^2 °C NH_3; CH_4; HCN		CO_2; H_2S; NH_3; HCl; *T* 156—308 °C
Лунный	AR_0	> 4,6	Железистые кварциты	Белозерская (3,54) 3,8 Кремни		Первичная (H_2, He, N) *T n*·10° C		

* Точка Юра.
** Точка Пастера.

изменениями автора. Для периодов приведены основные реперные события в формировании земной коры, атмосферы и гидросферы. Общая направленность геологического развития — формирование гранитного слоя, вторичной атмосферы и Мирового океана. Каждый из выделенных периодов отличается специфическими особенностями геологического развития.

Лунный период — поверхность Земли состояла в основном из слабоскрепленного реголита, подстилающегося спекшимся хондритом. Кое-где они были прорваны экструзиями магм активного слоя [1], около которых началось зарождение ядер будущих континентов. Характерна низкая степень магматической дифференциации, достигающая генерации магм среднего состава.

Нуклеарный период — разрастание ядер (нуклеаров) и их кратонизация к концу периода, создавшая условия для формирования постоянных водоемов за счет конденсатов атмосферы и начавшегося (в позднем архее) вулканизма (водоемов — в смысле бассейнов жидкости, в данном случае рассолов, а не воды). Древним ядрам континентов ближе всего по геологической сущности соответствует такой тип развития, который заложен Л.Кингом [4] в понятие киматоген. Он ввел его для описания мезозойско-кайнозойских изменений кристаллических пород Африканского щита. Представления о киматогенезе позволяют объяснить соседство противоположных и казалось бы несовместимых явлений: сводообразование и рифтогенез, субгоризонтальная и субвертикальная линейности, эффузивный и интрузивный магматизм, зеленосланцевый метаморфизм и порфиробластез, метаморфогенное и гидротермально-осадочное рудообразование.

Эпиплатформенный период — разрастание постоянных водоемов, давших начало формированию плитного комплекса на консолидированных частях массивов, приращение эпиплатформ за счет консолидации приграничных прогибов. Стабилизация земной коры в пределах крупных блоков, соответствующих выделяемым платформам, определила перестройку эндогенной активности, смещение ее к краевым частям. Нуклеарное развитие сменилось линейным, что привело к заложению геосинклиналей, которые развились в следующий этап. Характеризуемый этап в силу приведенных особенностей — амагматичен, что сопровождалось понижением температуры атмосферы, разрастанием седиментационных бассейнов. Повышение активности кислорода зафиксировано появлением в водоемах аниона серного ангидрида и свободного кислорода в атмосфере.

Принято считать, что платформы и геосинклинали вместе — элементы фиксистской концепции. В рассматриваемом аспекте они являются разновременными образованиями. Первоначально должны были возникнуть жесткие плиты, вдоль границ которых или между которыми (как считают сторонники американской и европейской геологических школ соответственно) будут развиваться геосинклинальные прогибы.

Геосинклинальный период, охватывающий палеозой, наряду с формированием классических геосинклиналей характеризуется активностью гранитного магматизма, что связано с повышением активности кислорода и достижением в атмосфере количества свободного кислорода современного уровня.

Плитный период назван так потому, что в связи с формированием в это время Мирового океана индивидуализи-

ровались два типа блоков земной коры — континентальные и океанические. Слой гидросферы скрепил огромные океанические пространства и, придав им цельность и жесткость, определил еще одну перегруппировку эндогенных сил, сконцентрировав их на границах плит и крупных линейных элементов. Активность эндогенных процессов в мезозое связана также с компенсационными явлениями после глобального нарушения изостазии при формировании Мирового океана.

В этот период на геосинклинальные процессы, оказывали воздействие пограничные явления в области взаимодействия плит. Локализация эндогенных процессов областью взаимодействия плит, по-видимому, не могла погасить внутренней энергии. Поэтому для данного периода характерен третий тип геологического развития — структуры дива или тектоно-магматической активизации. На кристаллических щитах, как отмечалось, реализовался механизм киматогенеза.

Охарактеризованная общая эволюция глобальных геологических процессов в истории Земли позволяет не только примирить противоборствующие концепции, но и увеличить потенциал методов познания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бакулин Ю.И.* Активный слой Земли // Сов. геология. 1990. № 4. С. 104—108.
2. *Костеров Н.Ф., Рязанцева М.Д., Раткин В.В.* и др. Геодинамика и металлогения территории Приморского края // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 8—11.
3. *Кинг Л.* Морфология Земли. — М.: Прогресс, 1967.
4. *Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д.* и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. — Владивосток: Дальнаука, 1995.

Хроника

УДК (047.6)

© Коллектив авторов, 1999

Международный симпозиум «Углеродсодержащие формации в геологической истории (условия формирования, рудоносность, физикохимия, технология)»

Н.П.Юшкин (ИГ НЦ УрО РАН), С.И.Рыбаков, М.М.Филиппов, Н.Н.Рожкова (ИГ Карельского НЦ РАН)

2—7 июня 1998 г. в Институте геологии Карельского НЦ РАН (г. Петрозаводск) состоялся международный симпозиум «Углеродсодержащие формации в геологической истории (условия формирования, рудоносность, физикохимия, технология)».

На участие в Симпозиуме поступило свыше 150 заявок от ученых из США, Англии, Германии, Чехии, Финляндии, Норвегии, Румынии, России, Украины, Беларуси, Кыргызстана; в его работе приняли участие 94 специалиста различных направлений геологии, астрономии, физики, химии, биологии, технологии материалов, представляющих ведущие научно-исследовательские институты, университеты, геологические службы и акционерные общества России, Финляндии, Норвегии, Германии и Украины.

Для участников Симпозиума проведены геологические экскурсии по Максовскому и Нигозерскому месторождениям шунгитовых пород, участку Лебещина, издан путеводитель геологических экскурсий на русском и английском языках. На симпозиуме были представлены 45 пленарных и 56 стендовых докладов по следующим четырем блокам.

1. Геологические обстановки формирования углеродсодержащих формаций. Источники углерода в осадочных формациях и физико-химические условия его накопления.

2. Эволюция органического вещества, его миграция и накопление. Концентрированные формы проявления. Углеводороды в допалеозойских углеродсодержащих формациях.

3. Структура и физико-химические свойства углерода углеродсодержащих формаций. Новые технологии использования углеродсодержащих пород.

4. Металлогения углеродсодержащих формаций: результаты работ по федеральным программам «Платина России» и «Золото Карелии».

В докладе Ю.А.Калясникова «Черносланцевые события — следы экстремального состояния Земли», в докладах А.А.Баренбаума «Допалеозойские циклы углеродонакоплений: связь с космическими воздействиями и развитием жизни» и «Цикличность поступления на Землю кометного вещества и его участие в образовании углеродсодержащих формаций фанерозоя» рассматривается обусловленность накопления углеродистых отложений космическими событиями. В первом из докладов это связывается со стрессовыми периодами эволюции биогеосферы, с переходом максимально сжатого земного ядра и планеты в целом к быстрому расширению. Рассматривается гипотеза корреляции эпох углеродонакопления на Земле с воздействием галактических струйных потоков вещества при прохождении через них Солнечной системы. По теме исследования к названным докладам близок доклад В.З.Негруца и Т.Ф.Негруца «Черносланцевые реперы докембрийской предыстории материков», поскольку на фактическом материале обосновываются временные границы трех эпох докембрийского углеродонакопления, каждая из которых характеризуется четкими признаками циклического развития.

Вопросы самоорганизации минерально-органического вещества в геологической истории Земли на основе закономерностей эволюционирующих природных систем рассмотрены в докладе А.Н.Дмитриевского, Н.А.Скибицкой (Институт проблем нефти и газа РАН, Москва).

Несколько докладов посвящено доказательству биогенного происхождения органического вещества (С.И.Жмур, Д.А.Бушнев, С.В.Лыюров, П.В.Медведев, В.В.Макарихин). Показано, что вероятным источником органического вещества (ОВ) в широком возрастном диапазоне является бентосное цианобактериальное сообщество (маты). Новое в подходе к решению данной проблемы — детальное сравнительное исследование сообществ для отложений протерозоя, фанерозоя и современных донных осадков. В докладах А.С.Конторовича, К.И.Хейсканена, В.И.Мележика с соавторами, А.М.Хабарова, Ю.Н.Занина и В.Н.Меленевского, А.М.Казакова с соавторами, С.А.Сидоренко, А.А.Аведисян, Н.В.Беляевой, О.К.Баженовой и Б.А.Соколова и других также практически для всех геологических эпох рассмотрены палеогеографические, фациальные, геохимические условия образования углеродсодержащих отложений. Отмечено, что существует принципиальное сходство набора обстановок в докембрии и фанерозое; специфика же отложений обусловлена прежде всего эволюцией геосфер Земли.

На Симпозиуме рассмотрена также проблема эволюции органического вещества в осадочных формациях, его миграции и вторичного накопления. Особо выделены вопросы образования концентрированных форм проявления главным образом в допалеозойских углеродсодержащих формациях. В докладе Б.М.Валяева и Г.А.Титкова доказывается контролирующая роль разрывных нарушений для локализованной разгрузки глубинных углеводородных флюидов.

Вопросам происхождения и эволюции природных битумов посвящены доклады А.В.Корочанцева и Л.В.Мороза, Н.К.Черевко. В ряде докладов (Т.К.Мозжелиной с соавто-

рами, В.П.Девятова с соавторами, О.В.Валяева) анализировались показатели преобразования и миграции ОВ в горных породах и зрелости нефти.

Много внимания было уделено рассмотрению наиболее яркого этапа накопления в докембрии концентрированных форм углерода — шунгитовых пород Карелии. Общие вопросы геологии Онежской структуры и предполагаемых связей шунгитонакопления с активными тектоническими зонами проанализированы в докладе Л.П.Галдобиной. Ю.К.Калинин представил данные о возможном эндогенном происхождении шунгитового углерода. Новые гипотезы формирования крупных купольных шунгитоносных структур по диапировому механизму были предложены в докладах М.М.Филиппова и А.Е.Ромашкина, Б.Н.Клабукова и М.М.Филиппова. Концепция биогенного образования ОВ шунгитов Карелии излагалась в докладах Л.Л.Кизильштейна, И.Б.Волковой и М.В.Богдановой. А.К.Дертевым приведены обоснования возможной промышленной нефтегазоносности докембрийских шунгитоносных формаций Южной Карелии.

Более 50 докладов посвящено итогам структурных, физико-химических и технологических исследований углеродистого вещества.

Структурные исследования природных твердых углеродов на молекулярном и надмолекулярном уровнях позволили предложить концепцию углеводородной кристаллизации жизни, как интегрированную последовательность кристаллизационных процессов в сложных углеводородных системах (Н.П.Юшкин). Сравнительные электронно-микроскопические и рентгеновские исследования различных видов природных углеродов выявили подобие шунгитовых пород Карелии углеродам исследованных золоторудных месторождений и показали наличие в шунгитовом углероде признаков, характерных для фуллеренов (В.В.Ковалевский и П.Бусек). Анализ ближнего порядка в расположении атомов на основе расчета картин рассеяния рентгеновских лучей показал, что шунгитовый углерод состоит из совокупности плоских и изогнутых графитоподобных сеток, хаотически смещенных друг относительно друга (Л.А.Алешина и др.). Методами сканирующей туннельной и атомно-силовой микроскопии показано влияние типа шунгитовой породы на параметры глобулярной структуры (Е.А.Голубев). Рентгеновская дифракция позволила оценить температуру Дебая шунгитового углерода (Е.П.Германов и А.Н.Сафронов), выявить наличие фрактальных поверхностей в минеральной составляющей шунгитовых пород (А.В.Кривандин и др.). При исследовании Рамановских и ИК спектров продукта, выделенного из шунгитовой породы, подтверждено наличие в нем фуллеренов (Ю.В.Давыдов и др.). Некоторые авторы (В.А.Резников и др.) оценивают содержание фуллеренов в шунгитовых породах 0,5—1 % массы углерода в породе. Вместе с тем, высказана гипотеза о фуллереновой природе пористости глобулярных шунгитов (И.А.Волков и И.А.Кушмар).

В ряде докладов рассмотрены технологические свойства углеродного сырья и оценка его качества (В.А.Косинский, И.Ю.Куликовский и др., Н.Н.Рожкова и И.В.Кочнева). Необходимость глубокой переработки высокомолекулярного сырья предъявляет новые требования к катализаторам. Новые углеродные катализаторы могут быть получены с использованием шунгитового углерода, что было показано на модельных системах (Е.Н.Григорьева и др.). Наиболее перспективные адсорбенты представляют собой сложные углеродминеральные системы. Природные углеродные адсорбенты позволяют решить ряд технологических и экологических проблем (Н.М.Конышев и др.). Большое число работ посвящено поведению природного шунгитового углерода в композиционных материалах (на основе органической и неорганической матрицы) и их свойствам (И.А.Мошников и др., Т.Н.Лазарева, В.А.Гостев и др., А.Б.Соловьева и др.). Впервые исследованы физико-механические свойства шунгитонаполненных композиций на основе этилен-пропиленового и фторкаучуков, а также полипропилена. Обнаружен эффект увеличения адгезии полипропилена при введении шунгита (А.Б.Соловьева и др.). Преимущества углеродминерального природного композита могут найти применение в металлургических процессах (И.Ш.Тухтамышев и др.). Преимущество шунгитовых пород в большинстве технологических процессов определяется как метастабильностью и реакционностью шунгитового углерода, так и связанной с ним минеральной фазой. Синтез аналогичных углеродсиликатных адсорбентов, катализаторов, наполнителей проводится для практических целей.

Важный итог представления и обсуждения данных работ — возможность распространения подхода, разработанного и развиваемого для шунгитовых пород к углеродсодержащим породам других регионов (М.Т.Крупенин, А.В.Маслов). Очевидна эффективность использования углеродсодержащих пород в экологически безопасных технологиях, прежде всего в водоочистке и водоподготовке (С.И.Ануфриева и др.).

По проблеме Металлогения углеродсодержащих формаций: результаты работ по федеральным программам «Платина России» и «Золото Карелии» основная часть докладов посвящена платиноносным формациям.

В обобщающем докладе Д.А.Додина, А.Ф.Коробейникова, Л.В.Оганесяна и других показано, что в геологической истории Земли от раннего архея до кайнозоя углеродсодержащие формации играли важную роль в образовании полиметалльных платиноносных месторождений, сформировавшихся в близких палеогеографических обстановках. Крупные месторождения в углеродсодержащих формациях размещены преимущественно на шельфах пассивных окраин палеоконтинентов и окраинно-морских палеобассейнов активных континентальных окраин с широко развитыми пикрит-толеит-базальтовыми и базальт-риолит-дацитовыми вулканическими комплексами и их плутоническими комагматами.

В докладе «Платиноносные углеродсодержащие провинции России» (Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, А.Ф.Корабейников, Г.Л.Митрофанов, А.В.Савицкий) дана типизация месторождений и перспективных объектов полиметалльно-платиносодержащих углеродистых формаций.

В докладе В.Д.Конкина и Г.В.Ручкина показано, что ведущими геоструктурными обстановками размещения углеродсодержащих формаций являются внутри- и окраинно-континентальные бассейны пассивных окраин континентов, сформировавшихся в условиях рифтогенеза. В зависимости от палеоструктурной позиции с черносланцевыми формациями связаны определенные группы рудных формаций. В докладах Н.М.Чернышова отдельно рассмотрены особенности проявления золото-платинометалльного оруденения в углеродистых комплексах и метасоматитах раннего докембрия Воронежского кристаллического массива, а в докладе С.И.Рыбакова и А.И.Голубева — Фенноскандинавского щита. В докладах А.А.Маракушева, А.И.Костоянова с соавторами показана природа металлоносности черносланцевых формаций, в докладах А.А.Черникова, А.М.Ахмедова, А.И.Голубева, В.С.Зайцева — роль углеродистого вещества в формировании комплексных месторождений Онежского типа, В.А.Крупенина — особенности конседиментационного сульфидно-полиметаллического оруденения заонежской свиты Онежского прогиба. Металлогения верхнеархейских углеродистых формаций Карелии рассмотрена в докладе Л.В.Кулешевич, а в докладе Л.И.Гурской представлены материалы изучения рифейских иридиеносных углеродсодержащих сланцев. Металлогении протерозойских черных сланцев Финляндии посвящен доклад К.Лоукала-Рускиниеми и М.Мякеля. Особенности рудообразующих процессов на месторождении Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным рассмотрены в докладе М.А.Юдовской с соавторами.

Проблема источника платиновой группы в черных сланцах обсуждалась в докладе Яна Пашавы (Чехия).

Часть докладов посвящена металлогении угленосных и горючесланцевых отложений: кайнозоя Беларуси (Л.Ф.Ажгиревич и Л.И.Аношко; В.Е.Бордон, С.В.Бордон), ордовика Киргизии (Н.А.Пихота с соавторами), кайнозоя Дальнего Востока (В.В.Середин).

Очень важный для исследователей проблем платиноносности вопрос о достоверности аналитических методов прозвучал в обзорном докладе А.Н.Курского и А.В.Мандругина. О результатах исследования сорбции благородных металлов природными битумами доложили Г.М.Варшал с соавторами.

В резолюции Симпозиума отмечается, что за время, прошедшее после совещания по черным сланцам в г. Новосибирск (1991 г.), усилиями самых разных специалистов достигнуты значительные успехи в изучении древнейших страниц в истории углерода. На Симпозиуме был продемонстрирован высокий уровень научных исследований, плодотворный симбиоз различных научных направлений как фундаментальных, так и прикладных, связанных с промышленным использованием углеродного сырья и, в первую очередь, карельских шунгитов.

УДК (047.6)

© А.П.Лихачев, 1999

Восьмой международный платиновый симпозиум

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

В г. Растенбург (ЮАР) с 28 июня по 3 июля 1998 г. проходил восьмой Международный платиновый симпозиум, организованный группой южноафриканских ученых (председатель доктор C.A. Lee) под покровительством ряда научных учреждений — *The Geological Society of South Africa (GSSA), The South African Institute of Mining and Metallurgy (SAIMM), The Geological Society of Zimbabwe (GSZ), The International Association for the Genesis of Ore Deposits (IAGOD), The Commission on Ore Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks (CODMUR), The Mineralogical Association of the GSSA (MINSA), The Society of Economic Geologists (SEG), Society for Geology Applied to Mineral Deposits (SGA), International Geological Correlation Programme Project 427 «Ore-Forming Processes in Dynamic Magmatic Systems»* — и при спонсорской поддержке нескольких фирм — *AMPLATS, AVMIN, GOLD FIELDS MINING AND DEVELOPMENT, IMPALA PLATINUM, JCI, MINTEK, WESTERN PLATINUM.*

В период проведения симпозиума состоялись две экскурсии — по Великой Дайке (23—27.06) и Бушвельдскому Комплексу (03—09.07). Участники симпозиума 2 июля посетили ближайшие подземные и открытые рудники, отрабатывающие рудные горизонты Меренского и Платрифа.

Представленные доклады более чем 250 авторов изданы в виде объемного тома (463 с.) расширенных тезисов. В работе симпозиума приняло участие свыше 150 делегатов из 23 стран Мира. От нашей страны участвовало 16 человек — Ю.Г.Сафонов, В.В.Дистлер, Т.Л.Евстигнеева, С.Ф.Служеникин (ИГЕМ), Г.М.Маршал (ГЕОХИ), А.П.Лихачев (ЦНИГРИ), Л.И.Гурская, К.Н.Малич (ВСЕГЕИ), Н.С.Рудашевский (Механобр-Аналит), А.А.Ефимов, В.А.Коротеев (Институт геологии и геохимии, Екатеринбург), Г.Р.Колонин (Институт геологии и геофизики, Новосибирск), А.Г.Мочалов с сотрудниками артели «Чайбуха», Камчатка.

Доклады симпозиума охватывали широкий круг вопросов, касающихся геологии, минералогии, геохимии и генезиса магматических комплексов и других образований и связанных с ними рудных ассоциаций, истории открытия, методов поиска и отработки платиновых месторождений, металлургии и аналитики металлов платиновой группы (МПГ).

В обобщающих докладах были рассмотрены технология подземной отработки руд в платиновых рудниках (R.Viring); история открытия и геология платиновых месторождений Бушвельдского комплекса (M.J.Viljoen); контроль платиновой минерализации в Бушвельдском комплексе (R.G.Cawthorn); применение минералогии в переработке платиновых руд (L.J.Cabry); сравнительная оценка флотации руд рифа Меренского и UG2 (D.Feng, C.Aldrich); использование металлов платиновой группы в понимании накопления магматических сульфидов (A.J.Naldrett); возможности построения общей модели образования платиновых месторождений в основных и ультраосновных комплексах (Z.Johan); глобальная гидротермальная минерализация металлов платиновой группы (P.L.Lechler); расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий (А.П.Лихачев); платиновые элементы и минералы в медно-порфировых месторождениях (M.Tarkian), черные сланцы как перспективный носитель МПГ (J.Pasava); аномально низкий R-фактор, связанный с генетическими процессами магматических сульфидных месторождений (C. Li, A.J. Naldrett); механизм платиновой минерализации в океанической литосфере, связанной с процессами верхней мантии (D.Hutchinson, H.M.Prichard, C.J.MacLeod, M.L.O'Hara); перспективы оксидной химии палладия, родия, иридия, рутения и осмия (J.Nell).

Более 20 (из 137) докладов посвящено исследованиям Бушвельдского комплекса. Рассмотрены Риф Меренский в качестве рудной основы компании Northam Platinum Ltd. (R.G.Viring); влияние ультрамафического пегматоидного замещения на распределение МПГ в пределах горизонта Рифа Меренского (B.J.Bester); геология хромититового слоя UG2 и его окружающая литология (J.J van der Merwe, A.H.Vermaak, M.J.Slabbert, A.C.Mauve); морфология выступов и впадин (slumps/potholes) в Рифе Меренского и слое UG2 (K.G.Lomberg); характеристика коричневого «сахарного» норита Рифа Меренского (J.E.Marais); возможности расшифровки геологических структур с помощью вибросейсма 2D, эволюция Рифа Меренского на основе изучения распределения Ti, Zr, Nb, Hf, редкоземельных элементов, U и Th между оксидными и силикатными минералами (M.Ohnenstetter, N.Arndt, C.A.Lee, A.H.Wilson); количество инъекций новых порций магмы, требуемых для накопления металлов платиновой группы в Платрифе (C.S.Ainsworth), железо-платиновые горизонты лимба Поутгейтерсрас (M.J. van der Merwe), возможность формирования Бушвельдского комплекса путем одноактного внедрения магмы (A.Rice), результаты анализов платиновых элементов в 70 образцах дунита, гарцбургита, пироксенита, норита, габбро и анортозита нижней, критической и средней зон Бушвельдского комплекса (W.D.Mair, S.J.Barnes); химические поиски элементов платиновой группы в Бушвельдском комплексе (H.J.Wilhelm, D.M.W.Harney); гравитационная аномалия в центре структуры Вредфорд как возможное сателлитное тело Бушвельда (M.Tredoux, T.J.Hart, R.W.Carlson, S.B.Shirey); геология растенбургских платиновых рудников (K.G.Lomberg); взаимосвязь между западной и восточной частями Бушвельдского комплекса (R.G.Cawthorn, G.R.J.Cooper, S.J.Webb); результаты анализа структурных стилей системы прогрессивной деформации в пределах критической зоны (A.J.Robinson); распределение элементов группы платины в хромтитовом слое LG-6 (P.P.H.Grasar, R..K.W.Merkle); получение элементов платиновой группы из хромититового слоя UG-2 (C.J.Penberthy); растворимость хрома в силикатных жидкостях (A.D.McKenzie).

В докладах, касающихся территории России, рассматривались типы и потенциал золоторудных и платиновых проявлений страны в целом (Ю.Г.Сафонов); вкрапленные руды норильских расслоенных интрузий как потенциальный резерв производства МПГ в XXI в. (В.В.Дистлер, С.Ф.Служеникин, Л.Дж.Кабри, Н.А.Криволуцкая, А.В.Мохов, В.В.Кнауф); открытие новой Маймеча-Котуйской платиноносной провинции на севере Сибирской платформы: прогноз и практическое подтверждение (А.П.Лихачев); минерализация МПГ в золоторудном месторождении Сухой Лог (Н.П.Лаверов, В.В.Дистлер, Г.Л.Митеофанов, В.К.Немеров, М.А.Юдовская); поровые кристаллы и зерна осмия, рутения и иридия альпинотипных массивов России (Н.С.Рудашевский, В.Н.Рудашевский, А.Е.Ферсман); новые данные о возрасте и генезисе клинопироксен-дунитовых массивов Сибирской платфор-

мы (К.Н.Малич); геохимия и происхождение рудоносных интрузий норильско-талнахских Cu-Ni-МПГ месторождений (Н.Т.Арнт); платиновый пояс Урала: структура, петрогенезис и корреляция с платиновыми коплексами Алданского щита и Аляски (А.А.Ефимов), распределение МПГ в ультрамафических интрузиях Урала (Л.И.Гурская); минералогия и источники платиновых минералов россыпей (А.Г.Мочалов); изотопные определения осмия Pt-Fe сплавов самородков россыпей Кондерской интрузии с использованием ионного микрозонда SHRIMPII (L.Cabri); расслоенная интрузия Горы Генеральская — данные для обогащенного мантийного резервуара под печенгской площадью (J.C.O.Andersen, O.A.R.Thalhammer, S.Preves); элементы платиновой группы и золото в снеге и почве Кольского полуострова (D.Gregurek, C.Reisman, E.F.Stumpfl); платиновый потенциал расслоенных интрузий на севере Сибири и Таймырском полуострове (С.Ф.Служеникин, Д.М.Туровцев, В.В.Дистлер, О.Н.Симонов); новый уникальный источник осмия в России (К.Н.Малич, Н.С.Малич, О.Н.Симонов, Г.Г.Лопатин, Н.Г.Науменко).

По объектам других районов мира обсуждались генезис МПГ и Ni-Cu-Co минерализации типа Меренского рифа и Войсис Бей в Западном Киберли Западной Австралии с использованием данных Re-Os изотопной системы (R.Sproule, D.Lambert, D.Hoatson); первичные платиновые месторождения п-ова Фритаун в Сьерра Леоне (J.F.W.Bowles); платино-золотые и палладиевые рифы интрузии Скейгаард (J.C.O.Andersen, H.Rasmussen, T.F.D.Nielsen); распределение МПГ в мафит-ультрамафитовом массиве Ренско, Греция (J.F.Vavrin, J.Fryda, J.Pasava); подвижность МПГ в стратиформном комлексе Бакури Амапа, север Восточной Бразилии (H.M.Prichard); платиновая минерализация мафит-ультрамафического тела Лас Акьюлас, провинция Сан Луис, Аргентина (A.Mogessie, C.H.Hauzenberger, G.Hoinkes, A.Felfering, E.A.Bjerg, J.Kostadinoff, S.Delpino, L.Dimieri); геология и петрология крупных расслоенных интрузий Центральной Бразилии в связи с платиновой минерализацией (F.Ferreira); хромовая и платиновая минерализации в хромититах офиолитов Ассемион и Нейриз пояса Зегрос в Иране (M.A.Rajabzadeh, M.Ohnenstetter, D.Ohnenstetter, L.Reisberg); геология и экономический потенциал палеопротерозойских расслоенных мафит-ультрамафических интрузий восточного Кимберли, Западная Австралия (D.M.Hoatson); новые данные о распределении элементов и минералов платиновой группы в горизонте MSZ рудника Харлей Великой Дайки, Зимбабве (T.Oberthur, T.W.Weiser, P.Muller, J.Lodziak, L.J.Cabri); МПГ в медно-порфировых проявлениях субвулканического комплекса Силикью юга Западной Сардинии, Италия (M.Flori, F.Granitzio, S.M.Grillo); первое описание минералов платиновой группы в карбонатитах месторождения Фалабора, Южная Африка (N.S.Rudashevsky, Yu L.Kretser, A.G.Bulakh, W.J.Verwoerd); поведение МПГ в позиции супра-субдукционной зоны: комплекс UB-B и рой основных даек Вулканического полуострова, Мексика (N.Vatin-Perignon); детритовые платиновые минералы в реках, протекающих вдоль Большой дайки и в гравиях Сомабулы, Зимбабве (T.Oberthur, T.W.Weiser, L.Gast, Je Lodziak, D.Klosa, C.Wittich); минералы платиновой группы в россыпях месторождений Папуа Новой Гвинеи (T.W.Weiser, H.G.Hanau); потенциал стратиформных месторождений МПГ в ненасыщенных сульфидом толеитовых расслоенных интрузиях Дулутского комплекса, Миннесота, США (J.M.Miller); вариации составов оливина и пироксена в мафит-ультрамафитовом силле Ипьюра, Бразилия (J.C.Marques, Ferreira); влияние ассимиляции и скорости охлаждения на состав магматических сульфидов интрузий Маскос и Дулут (S-J.Barnes, R.D.Theriault); минералогия, геохимия и Re-Os изотопные данные офсетного месторождения МПГ комплекса Портимо, Северная Финляндия (O.Thalhammer, J.Andersen, E.Sejba, R.Schoenberg); стратиграфия, магматическое несогласие и хромитовые слои перидотитовой зоны комплекса Стиллуотер (R.W.Cooper, M.L.Zientek); распределение МПГ в пентландите и платиновых минералов в главной сульфидной зоне (MSZ) рудника Мимоза, Великая Дайка (T.W.Weiser, T.Oberthur, K.K.Kojonen, B.Johanson); скрытая и модальная расслоенность в Pt-Pd-содержащих дунитовых кумулатах Шетландского офиолитового комплекса (R.A.Lord, H.M.Prichard, J.M.Maynard); медно-никелевая сульфидная минерализация, вмещаемая ультрамафическими интрузивами района Кунен, Намибия (S.Littman, N.J.Cook, K.Druppel, M.Okrusch); Cu-Ni-PGE минерализация, ассоциируемая с Дулутским комплексом (M.Severson, J.M.Miller, S.Hauck, E.Halberg).

Среди экспериментальных работ следует отметить поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe (К.Н.Малич, И.Баданина); ассоциации и поведение МПГ при низких температурах (Т.Л.Евстигнеева); результаты термодинамического изучения МПГ в офиолитах Краста, Албания (P.J.Amosse, E.Qolu, C.Picard); фазы системы Fe-Re-S при 1200, 1100 и 1000 °C (S.Karop-Moller, E.Makovicky); лабораторные исследования распределения и транспорта МПГ (M.E.Fleet, J.H.Crocket, W.E.Stone); модель фракционной кристаллизации платиносодержащих сульфидных расплавов (Г.Р.Колонин); стабильные формы платины, палладия и родия в фазовых ассоциациях системы Cu-Fe-S при 600 °C (Т.А.Кравченко, Г.Р.Колонин); синтетические куперит, бреггит и высоцкит системы PtS-PdS-NiS при 900, 1000 и 1100 °C (S.M.C.Verryn, R.K.W.Merkle); термодинамика PdII-гидроксид и гидроксидхлоридного комплексов при 25 °C и давлении 10^5 Па, приложение для спецификации Pd в морской воде (J.M.Pickrell, S.A.Wood); экспериментальные данные о мобильности Os в гидротермальных условиях (Y.Xiong, S.A.Wood); потускнение в платиновых ювелирных сплавах (T.Biggs); некоторые характеристики твердости платино-купро-алюминиевых соединений (T.Biggs); механизмы аккумуляции элементов платиновой группы в карбонатных породах (Г.М.Варшал, Н.К.Велюханова, А.В.Короченцев, И.Ю.Кощеева, Ю.В.Кохолин, А.Х.Галузинская).

В аналитических докладах обсуждались вопросы определения содержаний хрома и железа в лаурите (R.W.Merkle); изотопного состава Os в Pt-Fe сплавах (L.Cabri); микрозондового анализа примесных Pt и Pd на примере арсенидов и сульфоарсенидов (K.Kojonen, B.Johanson, F.Gervilla); состояние химической аналитики платиновых элементов в России (Г.М.Варшал).

Доклады, касающиеся металлургии и горного дела, посвящались экстракции элементов платиновой группы из хромитита слоя UG-2, Бушвельд (C.J.Penberthy); сепарация никеля и кобальта в супероксидах (G.M.Dunn, G.M.Schubert, H.E.Haliday); влиянию скорости охлаждения на микроструктуру сплава конвертерного штейна (T.Holohan, G.W.G.Montgomery, A.L.Lathwood); растворимости хрома в силикатных жидкостях (A.D.McKenzie); молекулярной специфике основных минералов платиносодержащих руд (J.C.Davidtz); совершенствованию минеральных технологических схем (K.S.Liddel, M.A.W.B. Bryson); методологии отработки целиковых систем (S.J.Godden, A.P.Day); перспективам механизированной отработки маломощных жил (A.M. Clegg); использованию геотехнологических методов в отработке и планировании открытых рудников (A.R.Bye).

Наиболее актуальными были генетические вопросы, прозвучавшие практически во всех докладах. На специальных сессиях были представлены доклады по генетическим моделям и роли флюидов в генезисе платиновых месторождений, где, в частности, рассматривались хромотографическая сепарация элементов платиновой группы во время дегазации при уплотнении и солидификации кумулятивного слоя (A.E.Boudreau); гидротермальная геохимия Pt и Pd с отражением роли бисульфидных хлоридных комплексов (S.A.Wood).

Большинство генетических суждений находилось в рамках ранее разработанных концепций. Например, вопросы образования стратифицированных магматических комплексов и связанных с ними руд обычно рассматривались на основе популярной теории многократных инъекций и смешения магм. Иные подходы были изложены в докладах, в которых допускается одноактное внедрение магмы Бушвельда, а расслоенность и рудоносность магматических комплексов представляются как результат сейсмичес-

ких импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий.

Российские специалисты участвовали в экскурсии, состоявшейся после закрытия симпозиума. В ней на протяжении семи дней в поэтапном хорошо организованном, как и симпозиум в целом, путешествии на автобусе осматривались и отбирались образцы из юго-западной, западной, северной, северо-восточной и восточной частей Бушвельдского комплекса. При этом особое впечатление производили северо-восточная и восточная части комплекса, высоко выведенные на поверхность с обнажением практически всего 10-километрового разреза интрузива. Руководил экскурсией и искусно проводил ее профессор Грант Каутон (Grant Cawthon) с помогавшими ему коллегами (Dr C.A.Lee и Dr F.J.Kruger).

Памяти Александра Степановича Богатырева

Первого августа 1998 г. на 90 году умер Александр Степанович Богатырев — кандидат геолого-минералогических наук, выдающийся организатор и руководитель геологической службы СССР, первооткрыватель месторождений, лауреат Государственной премии СССР.

Более 50 лет Александр Степанович посвятил созданию и развитию сырьевой базы металлургии СССР, стран Восточной Европы и Кубы.

За свой долгий трудовой путь А.С.Богатырев открыл и разведал более 20 месторождений полезных ископаемых. С его именем связана история открытий и освоения таких месторождений, как Медный Коунрад, Карпиенский участок Джезказгана в Казахстане, свинцово-цинковое Кургашинкан, медно-молибденовое Кальмакыр в Узбекистане.

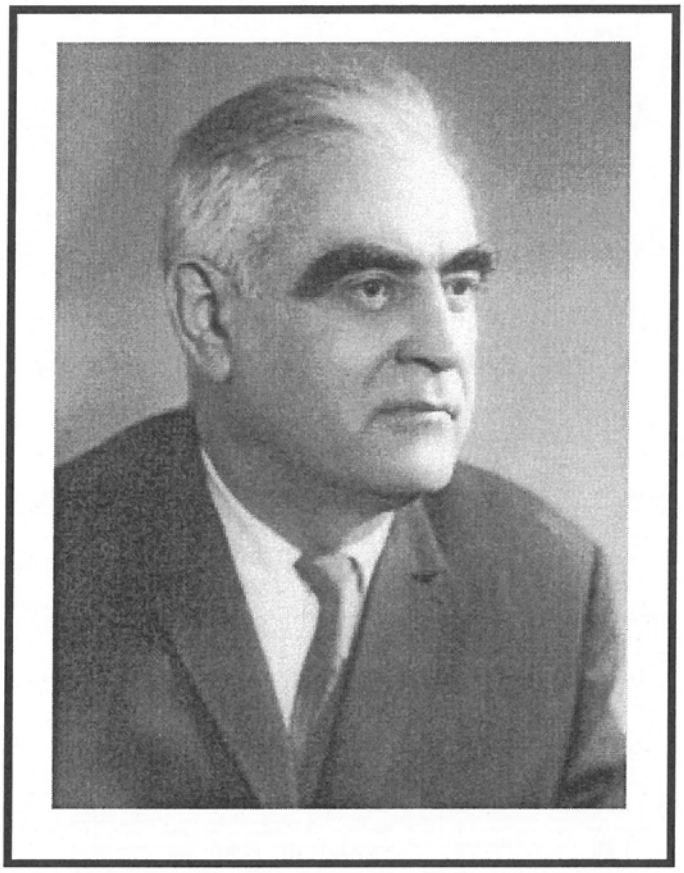
Особо следует отметить большую роль Александра Степановича в обеспечении страны необходимыми для фронта металлами в годы Великой отечественной войны. Весной 1941 г. по инициативе А.С.Богатырева была возобновлена доразведка Восточного Коунрада, который был не заслуженно забракован, а первооткрыватель месторождения проф. Н.К.Скаковский в 1937 г. арестован. О важности освоения этого месторождения говорит то, что из каждых 100 т молибдена, добывавшихся во время войны в стране, 60 т давали труженики рудника «Восточный Коунрад».

Во время войны А.С.Богатырев обосновал перспективы ранее отрицательно оцененного медно-скарново-магнетитового месторождения Саяк-1. Была организована доразведка объекта, показана комплексность (Cu, Mo, Re, Co, Au, Ag) руд, после чего Саяк-1 стал второй, после Коунрада, сырьевой базой Балхашского горно-металлургического комбината. В 1944 г., став начальником геологоразведочной партии на месторождении Текели, А.С.Богатырев ввел подземное бурение, обеспечив прирост запасов. В 1945 г. произвел генеральный подсчет запасов марганцевого Джездалского месторождения, утвержденный в ВКЗ.

Александр Степанович всегда был на передовой линии геологической службы. Он был первым министром Министерства геологии и охраны недр Казахстана в 1956 г., организатором и первым директором Всесоюзного института минерального сырья (ВИЭМС), руководителем первой советской группы специалистов-геологов в Республике Куба.

А.С.Богатырев руководил группами советских геологов, занимавшихся вопросами уранового сырья в Болгарии и Венгрии. Его заслуги были отмечены орденом Трудового знамени Венгерской Народной Республики. Большой опыт специалиста-разведчика недр Александр Степанович передавал, консультируя геологов Польши, ГДР, Румынии, Чехословакии, Индии, Японии.

Большой вклад в развитие сырьевой базы нашей страны Александр Степанович внес, будучи начальником Главного управления геолого-маркшейдерских работ Министерства цветной металлургии СССР.

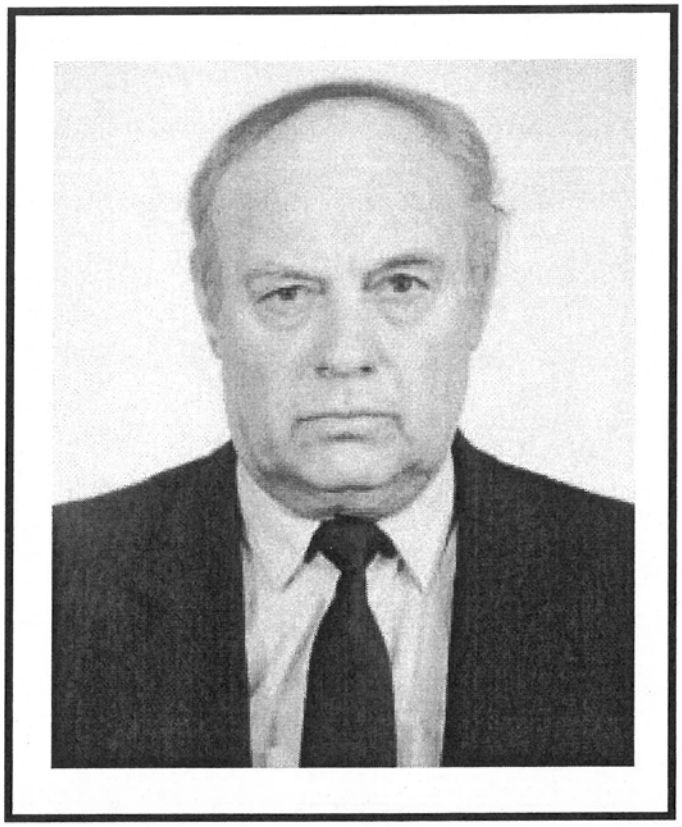


Заслуги А.С.Богатырева перед геологической службой высоко оценены. Он награжден двумя орденами Трудового Красного знамени, семью медалями. Ему присуждена Государственная премия СССР за открытие и разведку месторождения Кургашинкан.

Александр Степанович был разносторонним, обаятельным, крепким духом, оптимистичным человеком. Находясь на пенсии, он продолжал писать философские и лирические стихи. Все, кто знал его, надолго сохранят добрую память об этом прекрасном человеке.

Коллегия Миниистерства природных ресурсов РФ
Редколлегия журнала

Памяти Бориса Павловича Потапенко



2 июля 1998 г. после непродолжительной, но тяжелой болезни на 69 году скончался заслуженный геолог РСФСР, Почетный разведчик недр Мингео СССР, известный исследователь геологии Оренбургского Урала Борис Павлович Потапенко.

Б.П.Потапенко родился 15 февраля 1930 г. в с. Петровское (сейчас г. Светлоград) Ставропольского края. После окончания в 1953 г. Новочеркасского политехнического института был направлен на работу на Урал в трест «Уралчерметразведка», где в течение 3 лет занимался разведкой железорудных месторождений, вначале в должности геолога участка, а затем (с 1955 г.) — старшего геолога Гороблагодатской геологоразведочной партии.

В мае 1956 г. Борис Павлович был командирован для подсчета запасов железорудных месторождений Орско-Халиловской группы на Южный Урал (г. Новотроицк), и вся его последующая профессиональная деятельность была посвящена исследованию геологии, поискам и разведке твердых полезных ископаемых Оренбуржья. В ноябре 1956 г. Б.П.Потапенко назначается главным инженером Орско-Халиловской ГРП, которая проводила работы по доразведке и переоценке запасов железа Орско-Халиловской группы месторождений.

В 1959 г. Орско-Халиловская ГРП развернула геологоразведочные работы в северо-восточной части Оренбургской области, была перебазирована из г. Новотроицк в пос. Айдырля и стала называться Восточно-Оренбургская геологоразведочная партия. В должности старшего геолога Восточно-Оренбургской ГРП Б.П.Потапенко до 1963 г. осуществлял методическое руководство поисками магнетитовых руд на северо-востоке Оренбуржья, что позволило выявить несколько мелких месторождений железорудного сырья.

С 1963 по 1967 г., будучи главным геологом Восточной геологоразведочной экспедиции, а с 1967 г. — главным геологом Оренбургского геологического управления, Б.П.Потапенко в течение 35 лет руководил планированием, организацией и практическим проведением региональных, поисковых и разведочных работ на твердые полезные ископаемые на территории Оренбургской области.

За этот период под его руководством и при непосредственном участии создана современная геологическая основа для поиска рудных и нерудных полезных ископаемых, подземных вод, открыты и разведаны месторождения медноколчеданных руд Домбаровской группы (Весенне-Аралчинское, Осеннее, Летнее, Барсучий Лог), Восточная рудная зона на Гайском медноколчеданном месторождении, что позволило создать на Южном Урале мощную сырьевую базу медной промышленности; выявлены залежи золота в корах выветривания и россыпях, окисные руды марганца, нонтронитовые глины для производства железорудных окатышей, решены вопросы обеспечения сырьем промышленности строительных материалов, водоснабжения городов и сельскохозяйственных районов области за счет выявления и разведки месторождений подземных вод.

Б.П.Потапенко, учитывая сложность геологического строения и слабую обнаженность территории Оренбургского Урала, уделял постоянное внимание применению переходых геофизических и геохимических методов исследования недр, привлекал к сотрудничеству на территории области геологов различных научно-исследовательских организаций, следил за развитием новых идей и методов в геологии. Борис Павлович был активным участником различных всесоюзных, всероссийских и региональных геологических совещаний и конференций, опубликовал свыше 20 научных статей, посвященных геологическому строению Оренбуржья, закономерностям размещения полезных ископаемых, методам поисков и разведки месторождений.

За большой личный творческий вклад в изучение недр Оренбуржья, открытие и разведку новых месторождений, обеспечение прироста запасов полезных ископаемых Б.П.Потапенко был награжден государственными наградами: орденами «Трудового Красного Знамени», «Знак Почета», медалями «За трудовую доблесть» и «За доблестный труд. В ознаменование 100-летия со дня рождения В.И.Ленина».

Б.П.Потапенко обращал большое внимание на охрану окружающей среды и рациональное использование недр, воспитание молодых специалистов, подготовку резерва геологических кадров. Он не был «кабинетным» геологом, любил полевую геологию, знал, как никто другой, ставшее ему родным Оренбуржье. В общении Борис Павлович был открыт и прост, контактен и коммуникабелен, любил геологические стоянки, песни у костра, сам прекрасно пел.

Светлая память о Борисе Павловиче Потапенко, прекрасном человеке, настоящем профессионале-геологе, навсегда останется в памяти его коллег, друзей, сослуживцев.

Коллегия Министерства природных ресурсов РФ
Коллективы Комитета природных ресурсов Оренбургской области и Акционерного общества «Оренбурггеология»
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала

Памяти Инги Константиновны Рундквист (Волчанской)

Не дожив двух дней до своего 55-летия, 3 октября 1993 г. скончалась Инга Константиновна Рундквист.

Выпускница Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова (географический факультет), Инга Константиновна в 1965 г. защитила кандидатскую, а в 1985 г. — докторскую диссертации и получила звание доктора географических наук.

С 1965 г. она работала в ИГЕМ АН СССР в лабораториях тектоно-магматических методов прогноза месторождений и металлогении рудных районов; с 1986 по 1993 г. — во ВНИИКАМ ПГО «Аэрогеология», Мингео СССР, впоследствии Министерства природных ресурсов РФ в должности ведущего научного сотрудника.

Основная область научных интересов И.К.Рундквист — изучение взаимосвязи рельефа, тектоники и металлогении. Разработанный ею с коллегами по ИГЕМ метод морфоструктурного анализа рельефа для прогнозно-металлогенических целей с успехом применялся во многих рудных районах Кавказа, Камчатки, Приморья, Тянь-Шаня, Памира, Прибайкалья, в Болгарии, Монголии и на северо-западе Африки.

Используя морфоструктурный анализ, И.К.Рундквист удалось прогнозировать, а затем совместно с геологами открыть крупное редкометалльно-целестиновое месторождение Мушугай-Худук в Южной Монголии.

Разработки И.К.Рундквист в области морфоструктурного анализа были приняты к внедрению и вошли в комплекты среднемасштабных прогнозно-металлогенических карт Приморья, Средней Азии, Монголии, а также подготовленной САИГИМС под редакцией ВСЕГЕИ металлогенической карты Средней Азии м-ба 1:1 500 000.

Большое внимание И.К.Рундквист уделяла вопросам использования и разработки космоаэрометодов для анализа закономерностей размещения и выявления перспективных площадей. Она успешно применяла свой богатый опыт в оловорудных районах Приморья, полиметаллических, редкометалльных и золоторудных районах Средней Азии и Прибайкалья. И.К.Рундквист выдвинула ряд научных положений, имеющих важное практическое значение — о влиянии неотектоники на металлогеническую зональность складчатых областей, интерференции линейных и кольцевых структур, зависимости гипсометрических уровней оруденения разновозрастных рудных формаций от динамики развития морфоструктур орогенических областей, типоморфной выраженности рудных узлов и полей на космоаэроснимках.

Работая с 1986 г. во ВНИКАМ, И.К.Рундквист большое внимание обращала на разработку методов обработки и использования спектрозональных и радиолокационных изображений для решения геологических и экологических задач, а также использования материалов дистанционного зондирования при изучении сейсмически активных зон. В составе Правительственной комиссии И.К.Рундквист изучала по материалам аэрофотосъемки геодинамически активные зоны разломов в период Спитакского землетрясения в Армении в декабре 1988 г. В 1991 г. И.К.Рундквист проводила работы по международному проекту «Литосфера» в Марокко по разделу «Геодинамика и уменьшение сейсмического риска».

Одним из важнейших направлений, разработанных И.К.Рундквист, явилось создание оригинальных геодинамических моделей крупных рудных объектов, таких как Бодайбинский с уникальным золоторудным месторождением Сухой Лог, Мурунтау с рядом золото-серебряных месторождений, Печенга и Норильск с медно-никелевым оруденением, Кавалерово-Дальнегорский оловорудный район на основе комплексной интерпретации материалов дистанционных съемок, геологических, геофизических и других данных. Под ее руководством создавались компьютерные базы данных по этим районам для автоматизированного прогнозирования.

И.К.Рундквист активно участвовала и была организатором ряда Всесоюзных совещаний. В 1992 г. она возглавила рабочую группу «Дистанционные методы тектоники и прогнозирования рудных месторождений» при Международной Ассоциации по Генезису Рудных Месторождений (IAGOD).

И.К.Рундквист автор более 150 работ, в т. ч. 12 монографий. Наиболее значимые из них — «Анализ космических снимков при тектонических и металлогенических исследованиях», М.: Наука, 1978 (с соавторами); «Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации», М.: Наука, 1981; «Металлогеническая карта Средней Азии 1:1 500 000 масштаба, САИГИМС-ВСЕГЕИ, 1986 (с соавторами); «Металлогенические и тектоно-магматические исследования на основе дистанционных съемок», Л.: Недра, 1988 (с соавторами).

Отличительными чертами Инги Константиновны были высочайшая эрудиция и исключительная работоспособность, умение руководить исследованиями одновременно по нескольким направлениям и выполнять их на высоком научном уровне, желание и умение работать с молодыми исследователями, передавая им свои глубокие знания и богатый опыт, являя пример творческого, неординарного подхода не только к новым путям и гипотезам, но и как казалось, давно решенным вопросам геологии.

Память об Инге Константиновне Рундквист как человеке и ученом навсегда сохранится в сердцах ее коллег.

Сотрудники ВНИИКАМ

Рецензии

УДК (049.32)

© Ю.Г.Волохин, Э.Л.Школьник, 1999

Новые основы литологии

Ю.Г.ВОЛОХИН, Э.Л.ШКОЛЬНИК (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН)

Издательством Московского университета выпущен в свет трехтомный фундаментальный труд «Литология» (1992—1995), представленный как новое учебное пособие для студентов геологических специальностей. Автор, профессор МГУ В.Т.Фролов, известный превосходными исследованиями угленосных отложений юры Дагестана, кремневых, фосфоритоносных, вулканогенно-осадочных и флишевых отложений и формаций, создатель современных основ генетического анализа морских отложений, а также автор одного из лучших руководств по петрографии осадочных пород для студентов-геологов (Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. — М.: МГУ, 1964) обобщил в этой книге 40-летний опыт исследований и педагогической деятельности. Необходимость издания современного и полного учебника по литологии не вызывает сомнения, поскольку после последнего (3-го) издания в 1969 г. книги Л.Б.Рухина «Основы литологии», представлявшей наиболее полное и системное изложение курса литологии, прошло более 25 лет. За это время отечественная и мировая литология накопила ог-

ромный объем информации и в ней произошли существенные изменения в представлениях о способе, причинах и условиях формирования многих важнейших групп осадочных пород и формаций.

«Литология» В.Т.Фролова, конструктивно схожая с «Основами литологии» Л.Б.Рухина, в то же время кардинально отличается более строгой, системной конструкцией разделов, отражает с большой полнотой современный уровень знаний в рассматриваемой науке. Книга состоит из трех частей (к сожалению, части книги не совпадают с томами).

В первой части даны определение литологии, ее история, основные понятия, задачи, значение и методы. Здесь также рассмотрены общие представления о составе и строении осадочных пород, их компонентном составе, зонах осадкообразования, типах, стадиях и формах седименто- и литогенеза. Литология определяется как наука о составе, строении, происхождении, размещении и использовании осадочных пород, или экзолитов. Первая же приведенная таблица (1.1) иллюстрирует исключительное значение для нужд человечества осадочных пород и руд, многие из которых имеют только либо в подавляющем количестве экзогенное происхождение. Большое внимание уделено понятийной базе науки об осадочных породах, начиная с определения «осадочная порода» и кончая стадиями их образования и преобразования (выветривание, седиментация, сингенез, диагенез, катагенез, метагенез), с уточнением границ стадий.

Вторая часть посвящена собственно осадочным породам и охватывает гл. 5—13. Она посвящена характеристикам основных типов осадочных пород, расположенным не так, как в прежних руководствах и учебниках по петрографии осадочных пород и литологии, а в порядке усложнения, начиная с более простых, моногенных (силицитов) и заканчивая наиболее сложными (кластолитами). Вторая часть начинается гл. 5, посвященной классификации осадочных пород. В ней критически рассмотрены ранее предлагавшиеся классификации, показаны алогичность и эклектичность многих из них. Автор справедливо настаивает на раздельном построении объективных (морфологических) и генетических классификаций геологических объектов, в т.ч. и пород. Важнейшей естественной фундаментальной характеристикой, по которой можно систематизировать все горные породы, включая и осадочные, является их компонентный (часто минеральный) состав. Второй по значению петрографический признак — их строение (структура). Сложность и противоречивость самих природных объектов не всегда позволяют логически строго строить классификации по единому классификационному признаку. В общей классификации осадочных пород этого не удалось избежать ни одному автору. Большинство пород (как у Н.М.Страхова, 1957, и Н.В.Логвиненко, 1974, 1984) подразделено автором по слагающим их минералам (компонентам) на кремневые (силициты), карбонатные (карбонатолиты), соли, фосфориты, аллиты, ферритолиты, манганолиты, каустобиолиты, глинистые породы. Дополнительно введена группа водных пород или аквалитов. Критерием при выделении групп пород является содержание минералов породообразователей в количестве более 50 % массы породы. При выделении обломочных пород их структура выступает в качестве главного классификационного признака, оттесняя критерий минерального состава на второй план. Специально оговаривается условность отнесения к кластолитам пород с обломочной структурой только кварц-силикатного состава, хотя среди карбонатных и других пород распространены таковые с обломочной структурой, т.е. кластолиты выделяются по «остаточному принципу» и в них попадают те породы, которые не могут быть отнесены к предшествующим группам. Такое выделение кластолитов однако широко распространено, соответствует давней традиции и понятно большинству литологов. Некоторые замечания может вызвать схема структурной и генетической близости седилитов (рис. 5.2 на с. 262 в кн. 1), иллюстрирующая парагенетические связи силицитов и фосфоритов с карбонатолитами, хотя нашла место менее значимая связь аллитов с силицитами, возможно, следовало бы отразить связь каустобиолитов с силицитами, имея ввиду, что многие нефтематеринские (даманикиты Предуралья, баженовская свита Западной Сибири и др.) породы и толщи представляют собой или сложены углеродистыми и глинистыми силицитами или карбонатно-глинисто-кремневыми породами. Между морфологическими (петрографическими) и генетическими классификациями В.Т.Фролов проводит четкую грань. Осадочные породы, в отличие от магматических, состоят, как правило, из компонентов разных источников и разного происхождения. Естественная иерархия природных объектов (минерал, порода, циклиты разных уровней (и фации)) несут качественно различную генетическую информацию, что позволило автору «Литологии» дать несколько генетических классификаций, от классификации генетических типов компонентов (охарактеризованных в гл. 4 кн. 1) до генетических классификаций осадочных пород. Генезис пород, понимаемый узко, отражает способ (ведущий динамический агент) их накопления, а понимаемый широко — обстановки или ландшафты накопления. В книге приведены классификации как по способам, так и условиям (ландшафтам) образования.

Последующие разделы второй части «Литологии» (гл. 6—13) характеризуют по единой схеме основные 11 групп осадочных пород, начиная с их определения, классификации, номенклатуры, методов изучения, и содержат характеристики минерального (компонентного) и химического составов, петротипов (литотипов) и др., и завершаются их происхождением, геологическим (теоретическим) и практическим значением. В петрографической части нет описания дочерних (специфических) типов пород (цеолититов, медистых сланцев и песчаников и некоторых других), которые не являясь формациеобразующими, представляют несомненный теоретический и практический интерес. Информацию по ним можно найти в специальных работах. Петрографическая часть «Литологии», занимающая почти половину объема книги, тем не менее, характеризует осадочные породы довольно сжато, что вполне объяснимо. Подобное описание всего многообразия осадочных пород с иллюстрациями и фотографиями само по себе потребовало бы многотомного издания. Однако главные черты петрографии осадочных пород, их систематика, дополненная примерами литотипов, основные методы изучения, а также представления о генезисе и стадийных преобразованиях пород отражают современный уровень знаний.

Во вторую часть книги вошли обширные личные петрографические наблюдения автора, разработанные им классификации. Главы петрографической части завершаются разделами, посвященными теоретическому и практическому значению каждой группы пород. Вторая часть «Литологии» завершается главами с кратким изложением представлений о типах, эволюции, движущей силе литогенеза (седилитогенеза) и общем теоретическом и практическом значении осадочных пород и руд осадочного происхождения.

Третья часть книги «Геологические формации» имеет чрезвычайно важное методическое значение для историко-геологических реконструкций. Первая глава (16), посвященная принципам и методам историко-геологических исследований, содержит основы системного анализа и предлагает иерархическую 17-уровневую классификацию природных объектов, от кварков до Вселенной. Объекты геологии относятся к 8—9 уровням организации земного вещества, находящимся в иерархической соподчиненности. Системы почти каждого уровня изучаются самостоятельной геологической наукой. Каждая система является элементарной ячейкой для системы следующего, более высокого ранга. С уровня региональных свит (геологических формаций) начинаются собственно историко-геологические реконструкции регионов и палеобассейнов седиментации. Историко-геологические исследования начинаются с естественной периодизации истории регионов, и на ее основе проводятся ретро- и перспективные построения для регионов и Земли в целом. Определены восемь принципов историко-геологических исследований, реализуемых в региональной стратиграфии, которые и делают ее фундаментом геологии, и методы. Следующая глава (17), имеющая также методическое значение, вводит в основы

циклического анализа. В ней приведены морфологическая и генетическая иерархические классификации циклитов, рассмотрены методики их выделения и причины цикличности, иллюстрированные примерами образования флишевых циклитов, дельтовых циклотем, показана универсальность циклитов осадочных пород и толщ. Генетический анализ (гл. 18) дает краткое изложение учения о генетических типах отложений, основы которого разработаны А.П.Павловым, Ю.А.Жемчужниковым, Е.В.Шанцером и другими учеными для континентальных отложений и В.Т.Фроловым для морских. С учетом достижений в генетическом анализе отечественных и зарубежных литологов автор определяет основные принципы генетической типизации и ставит на более строгую логическую основу сам метод генетического анализа осадочных образований. Основные его принципы включают: 1) разделение понятий о способе и условиях формирования, 2) ведущее значение (примата) способа формирования, зафиксированного в собственных литологических признаках пород и отражающего генезис в прямом смысле термина, 3) принцип моногенетичности (однородности по генезису), 4) учет историко-геологической конкретности и целостности, 5) учет историко-геологических оснований типизации (если он не нарушает принцип моногенетичности). Дано определение генетического типа и приведена оригинальная классификация генетических типов, определены их диагностические признаки. Автор подчеркивает космополитность большинства способов образований отложений, что позволило ему построить единую классификацию генотипов морских и континентальных отложений. Гл. 19 посвящена фациям и фациальному анализу, гл. 20 — формации и формационному анализу. Здесь определена методическая сущность фаций и формаций, что делает их инструментами палеогеографических реконструкций бассейнов (фации) и реконструкции геологической истории крупных участков земной коры — регионов (формации). Фации выделяются эмпирически не по генетическим, а по объективным морфологическим признакам (литологическим, палеонтологическим и др.), причем относительно друг друга, как модификации стратиграфического подразделения, и представляют собой обычно крупные картируемые геологические тела — части целостных регионально-стратиграфических единиц. Относительность фаций обусловливает их универсальность и гибкость метода фациального анализа, позволяющую выделять фации с любой степенью дробности в телах разного ранга. Автор стоит на позициях гресслиевского понимания фаций как части или участка слоя, горизонта или иной стратиграфической единицы, стремится избежать дуализма в понимании фации и исключает из этого термина любой генетический (истолковательный) смысл (способа, обстановки, условий образования). По фациям восстанавливаются ландшафты, систематику которых дает автор. Формации, в понимании которых существует не меньший разнобой, чем в понимании фаций, имеют ценность только в связи с формационным методом историко-генетического анализа. Конкретными формациями являются правильно выделенные внутренние целостные регионально-стратиграфические подразделения (регсвиты). Представления о формационном типе или абстрактной формации вырабатываются в результате генетического анализа конкретных формаций и их типизации по главному системному признаку — парагенотипам отложений, что выводит абстрактную формацию из ряда геологических тел. Системный подход, разделение понятий по категориям (процессов, условий, обстановок и их вещественных продуктов), морфологических и генетических классификаций и терминов, которое проведено в работе, устраняют двусмысленность и многозначность таких понятий, как фация и формация, и способы оживить, придать новый импульс формациологии и фациальному анализу как основным методам историко-геологических реконструкций.

В «Литологии» В.Т.Фролова студент, геолог-исследователь и практик найдут основные ориентиры в той обширной и многогранной науке, какой стала современная литология. Этому способствует также обширный список основных использованных работ и трудов классиков геологии и литологии. Книга содержит изложенный системно и соразмерно основной материал, но не повторяет ранее издававшиеся учебники и учебные пособия по литологии и петрографии осадочных пород, сохраняя оригинальные стиль изложения и авторскую концепцию построения книги. Некоторое увлечение неологизмами, мало привычной терминологией, возможно, не всегда оправдано, но дальнейшее развитие науки само определит жизнеспособность нововведенных терминов. Книга в основном иллюстрирована рисунками и в ней мало фотографий, которые оживили бы петрографическую часть, и реальных геологических примеров, усиливших бы формационную часть книги, хотя они и увеличили бы ее объем. Это тем более досадно, что автор, как нам известно, располагает огромной коллекцией фотографий и слайдов геологических объектов не только России, но и Германии, и Австралии. К сожалению, в последние десятилетия наблюдается тенденция ухудшения качества и упрощения издания научной и учебной литературы в России, по сравнению с 50—60-ми годами, связанная, по-видимому, с экономическими причинами. «Литология» В.Т.Фролова больше, чем какой либо другой учебник в России (СССР) совмещает достижения литологии в России и зарубежье, благодаря тесным связям автора с некоторыми крупными зарубежными литологами и опыту его работы за границей. Книга содержит сравнительно немного опечаток для издания такого объема.

В целом, выход в свет «Литологии» — значительное событие в науке об осадочных породах и формациях. Книга стимулирует мысль, упорядочивает и продвигает знания в этой отрасли геологии. Ей будет обеспечена долгая жизнь и серьезное внимание.

УДК (049.32)

© Х.А.Акбаров, Г.С.Тилляева, 1999

Философская книга геологов*

Х.А.АКБАРОВ (АН РУз), Г.С.ТИЛЛЯЕВА (ИМР Госкомгеологии РУз)

> Природа работает только на основе небольшого количества основных принципов
>
> Альберт Сцент-Дьердьи

Природные минеральные ресурсы — часть огромного богатства, главная движущая сила научно-технического прогресса, основа экономического могущества и политической независимости и стабильности любого государства. Поэтому потребность в них постоянно будет расти, что, в свою очередь, обусловливает увеличение добычи и наращивание запасов минерального сырья. Минерально-сырьевой комплекс, включающий минерально-сырьевую базу, геологическую службу, горно-добывающие и перерабатывающие отрасли, служит важнейшей составной частью экономики страны, создающей ее материальную основу. Эти проблемы успешно решаются в результате глубокого изучения и познания условий формирования, закономерностей размещения различных видов полезных ископаемых, ускорения и повышения эффективности поисково-разведочных работ.

* Основы поисковой философии. Чжу Сюнь. — М.: ГЕОС, 1997.

Приятно сознавать, что незыблемость тысячелетних традиций не нарушается, и философское направление в геологии оформилось китайским ученым Чжу Сюнь в продолжение философских воззрений древних китайских естествоиспытателей — землеведов. Его книга «Основы поисковой философии» посвящена систематическому изложению общих проблем поисков и разведки полезных ископаемых. Базируясь на диэлектрическом методе и многолетнем личном практическом опыте геолога-производственника, автор систематизировал результаты поисково-разведочных работ, выполненных в КНР, с точки зрения философии. Им обобщены достижения современных естественных и технических наук, науки об управлении, на основе чего создана система поисковой философии, раскрыты закономерности поисково-разведочной деятельности и ее связь с природой и обществом.

Чжу Сюнь — известный специалист в области геологии полезных ископаемых, ученый, руководил геологической службой Китая. Он имеет звание профессора, является председателем Общества горного дела, заместителем председателя Общества диалектики природы, председателем Общества философии геологических наук, ректором Китайского университета геологических наук, одним из организаторов XXX сессии Международного геологического конгресса, состоявшегося в Пекине в 1996 г. Почти полувековой личный опыт геолога, прошедшего путь от полевика-производственника до министра геологии и минеральных ресурсов КНР, послужил базой для систематизации геологоразведочных работ, выполненных в КНР с точки зрения прикладной философии широкого диапазона. Как итог, создана теоретическая система со своим имманентным логическим строением. Опыт автора в качестве руководителя геологоразведочных работ разного масштаба и уровня позволяет ему реально оценить круг проблем, возникающих в процессе проведения геологоразведочных работ. Все это нашло отражение в построении и содержании его книги, в которой рассматриваются вопросы от установления оруденения (точки в площади) до анализа минерально-сырьевой базы Китая, оценки общих тенденций развития поисков разведочно-эксплуатационной деятельности в мире. Наряду с этим не забыты субъективные казалось бы вопросы поощрения личной инициативы поисковиков-разведчиков (часть VII).

Интересны III, IV, V части, посвященные поискам как целостной системы, сложного процесса познания объективных геологических условий залегания в земной коре месторождений полезных ископаемых КНР на примере металлогении Китая, закономерностей размещения на его территории месторождений различных генетических и геолого-промышленных типов. Автор рассматривает вопросы разных уровней геологического познания: специфические и в достаточной мере условные понятия богатых и бедных руд; разница между крупными и мелкими месторождениями; круг проблем, возникающих при оценке оптимального соотношения геологоразведочных работ в хорошо изученной восточной части Китая и слабой геологической изученности западной части страны. Практически все взаимосопряженные понятия геологоразведочного процесса, не утратив своей конкретности, дополнились философским содержанием. Один из примеров конкретного воплощения закона диалектического познания — переход количества в качество рассмотрен на примере трех этапов поискового процесса: поиски, детальные поиски, разведка. Каждый этап включает две обязательные стадии: полевые наблюдения и камеральная обработка. При полевых наблюдениях количественно накапливаются знания, при камеральной обработке получает развитие преимущественно рациональное знание, чем совершается качественный скачок в познании месторождений, т.е. наблюдается скачкообразная прогрессивная модель изменения наших представлений объекта. «Природа работает только на основе небольшого количества основных принципов» — этот афоризм постоянно подтверждается в ходе познания. Но и познание описывает свои витки по одним и тем же принципам.

Автор неоднократно предупреждает о привычности некоторых положений, однако будучи общеизвестными, они не утратили своей актуальности. Автор не боится напомнить о том, что земля — колыбель человечества, представляющая минеральные ресурсы, для сбережения которых необходимо принимать эффективные меры. С позиций геологоразведочной практики, они наполнены не абстрактным, а абсолютно конкретным содержанием — снизить уровень безвозвратных потерь при разработке месторождений, повысить извлечение при металлургическом переделе, не допускать необратимых нарушений в окружающей среде. Достоинство книги в том, что анализируются не только достижения, но и научные, практические, организационные ошибки — в этом заключается неоценимая помощь при анализе собственных ошибок для того, чтобы указать путь читателю, как их избежать.

В заключение еще раз следует отметить, что в этой книге автор, опираясь на традиции древних китайских естествоиспытателей, попытался философски осмыслить свой опыт и опыт коллег в проведении геологоразведочных работ, которые, как это неоднократно подчеркивалось, строятся на основе тесного взаимодействия геологической науки и геологоразведочной практики. Автор напомнил еще раз о том, что именно минерально-сырьевая база — опора экономического и оборонного могущества государства, основа благосостояния народа.

На наш взгляд, книга интересна неординарным взглядом на многие геологические проблемы, концентрацией большого количества справочного материала и, конечно, необходима в процессе становления молодого специалиста. В период освоения узкой специализации она ненавязчиво учит умению видеть макро- и микросвязи в геологических явлениях, их связь с общественными отношениями, обоюдное влияние на политику и экономику.

К 300-летию геологоразведочной службы России

© И.Л.Никольский, Б.С.Панов, 1999

УДК

К истории геологического изучения Донбасса

И.Л.НИКОЛЬСКИЙ, Б.С.ПАНОВ (Донецкий политехнический университет)

Начало истории геологического изучения и освоения Донецкого каменноугольного бассейна принято датировать XVIII в., когда после открытия в 1721 г. рудознатцем Григорием Капустиным залежей угля началась кустарная разработка. Однако геологические и археологические данные свидетельствуют о том, что каменный уголь был известен жителям этого края еще в глубокой древности. Угольные пласты обнажены здесь во многих местах, и ежегодно дождевые и талые воды открывают в балках новые их выходы. Горячие свойства угля не были секретом в древности,об этом свидетельствуют находки антрацита в погребениях эпохи раннего металла (IV—II тысячелетия до н.э.). Инженер-поручик Носов обнаружил в 1862 г. у Клиновских хуторов вблизи г. Бахмут заброшенные горные выработки по добыче медных руд и следы металлургической плавки этих руд. В одном из древних отвалов вместе с кустами руды, песком, древесным углем, обломками глиняных горшков-тиглей были обнаружены и образцы каменного угля, что свидетельствует о его применении в безлесных районах Донбасса, где размещались древние

мастерские по выплавке меди [8]. Следует заметить, что первые сведения о «черном горючем камне» («шине») содержатся в одной из древнейших китайских летописей «Шаньхай Цзин» («Книга о горах и морях») эпохи династии Шан XVI—XI вв. до н.э. [9]. Таким образом, наш край, где практическое применение каменного угля началось еще в бронзовом веке, т.е. 4—5 тыс. лет назад, является одним из древнейших регионов мира, где человек впервые начал использовать этот вид минерального сырья.

Переходя от этой предыстории Донбасса к началу промышленной разработки его угольных залежей в районе г. Лисичанск (1796 г.), необходимо отметить решающую роль Луганского металлургического завода, построенного по указу Екатерины II. Начало широкого использования в связи с этим угля определило интерес предпринимателей к освоению новых каменноугольных месторождений. Осуществление этих целей требовало значительных капиталовложений, для чего, в свою очередь, необходимо было достаточно надежно оценить геолого-промышленную перспективность всего края, а не только отдельных выявленных месторождений.

В геологическом изучении региона начался важнейший этап — на первый план были поставлены задачи региональных геологических исследований для перспективной оценки угленосности края. Первая сводная работа данного направления была выполнена Е.П.Ковалевским, результаты которой были опубликованы в 1827 и 1829 гг. Е.Ковалевский впервые назвал весь край «Донецким Кряжем», который, по его мнению, представляет единую геологическую структуру и характеризуется значительным богатством недр. В последующие годы геологические исследования края выполняли Эли-де Бомон, А.Оливьери, А.Б.Иваницкий, Ф.Ле-Пле, Р.И.Мурчисон и др. [6, 7]. Выводы о возрасте углей и перспективной оценке угленосности бассейна были неоднозначны, иногда резко расходились, но в ходе этой работы формировались научные представления о геологии Донбасса. К середине XIX в. вопрос о широком пространственном развитии угленосности края и ее несомненной промышленной ценности в принципе был решен положительно.

После реформы 1861 г. развитие промышленности активизировалось, расширялось строительство новых шахт и, в связи с этим, наиболее актуальным оказалось решение сугубо прикладных вопросов, в т.ч. подсчет запасов в целом по бассейну и полям проектируемых и действующих шахт. В методическом смысле это означало производство детальной геологической съемки, причем, что особенно важно, определилась необходимость создания пластовой геологической карты. Под руководством академика Гельмерсена были составлены геологические карты бассейна в масштабе 3 версты в 1 дюйме (1:126 000), краткое геологическое описание и произведен первый подсчет запасов до глубины 100 сажень (214 м) в количестве 1,8 млрд. т. Геологические съемки вели Желтоножкин, Васильев, братья Носовы, Антипов. Основное значение по стратиграфии карбона имели работы А.В.Гурова. Первая пластовая горно-промышленная карта бассейна в масштабе 10 верст в 1 дюйме (1:420 000) была опубликована в 1872 г. Эта карта, по словам академика П.И.Степанова, представляла собой важнейший шаг вперед в деле изучения геологии Донбасса [10]. Однако детальность карты была недостаточна для корреляции угольных пластов и выяснения их числа.

В 1862 г. при Горном ведомстве был создан Геологический Комитет (Геолком) во главе с академиком Гельмерсеном. В задачу Геолкома входило составление единой геологической карты всей европейской части России в масштабе 10 верст в 1 дюйме («десятиверстка»). Для решения этой задачи была разработана специальная инструкция проведения полевых геологических исследований для получения вполне сопоставимых по детальности, достоверности и объективности фактических материалов. Инструкцией предусматривалось детальное изучение стратиграфического разреза по данным палеонтологических исследований и оконтуривание площадей распространения разновозрастных пород, характеристика форм их залегания. Какой-либо анализ признаков наличия месторождений полезных ископаемых, закономерностей их распространения в задачи геологической съемки не входил. Эти задачи решались геологами попутно или вполне самостоятельно на основании личного опыта. Возможная специфика методики изучения геологии района различных по геотектоническим, структурным или другим особенностям исключалась. Некоторый догматизм инструкции при решении столь грандиозной и важной геологической задачи был совершенно необходим, но в то же время сужал общие возможности геологов, непосредственно выполнявших полевые работы.

В 1892 г. Геологический Комитет приступил к геологической съемке Донецкого бассейна. Основная ее задача заключалась в составлении геологической карты в масштабе 1:42 000 (1 верста в 1 дюйме). Необходимо было дать точную параллелизацию угольных пластов на площади 20 000 км^2 и подсчитать запасы. Исполнение работы было поручено Л.И.Лутугину и Н.И.Лебедеву под общим руководством Ф.Н.Чернышева [10].

Приступив к работам, Л.И.Лутугин быстро установил, что выделить и параллелизовать пласты пород в соседних разрезах, строго следуя инструкции Геолкома, невозможно. Вместе с тем на открытой, степной местности обрисовывался характерный микрорельеф: выходы наиболее устойчивых пород выступали в виде гривок и прослеживались почти непрерывно. Воспользовавшись этим, Л.И.Лутугин начал фиксирование гривок на точной топографической карте с указанием замеренных элементов залегания пород и их описанием, отбором образцов для исследований. В результате весьма кропотливой и тяжелой полевой работы была составлена карта выходов известняков и песчаников, представлявшая собой своеобразный каркас геолого-пластовой карты бассейна. Положение угольных пластов, выходы которых можно было фиксировать только по склонам в долинах рек и оврагах, устанавливалось относительно известняковых пластов, и все это отображалось с топографической точностью на пластовой карте. Построенные по принятой методике геологические карты и разрезы угленосной толщи отражали ее литолого-фациальный характер, причем палеонтологические критерии оказались как бы второстепенными, что противоречило общепринятым («классическим») методам и задачам геологической съемки. Данное противоречие, в значительной мере кажущееся, вызвало резко критическое отношение некоторых геологов к «лутугинской методике». Одним из оппозиционеров был Н.И.Лебедев, отказавшийся от работы в Донбассе.

Позиция Ф.Н.Чернышева была, по-видимому, доброжелательной, и он фактически возложил руководство работой в Донбассе на Л.И.Лутугина, продолжая оказывать ему помощь. В 1894 г. Ф.Н.Чернышев почти полностью переключился на продолжение работ на Северном Урале, Тимане, а в 1895 г. он руководил экспедицией на Новую Землю [5]. Однако Ф.Н.Чернышев продолжал интересоваться и ходом работы «лутугинцев» и способствовал представлению составленных карт на VII Сессию Международного геологического Конгресса в Москве в 1897 г., где они получили высокую оценку. На основании составленных геологических карт были подсчитаны запасы [4].

Сопоставляя геологические разрезы в различных районах, Л.И.Лутугин отмечал их удивительное постоянство, что отражало стабильность режима осадконакопления, а следовательно и углеобразования. Такой вывод теоретически обосновывался впервые и объективно подтверждал прогнозную оценку угленосности на огромной территории. Вместе с тем при детальном анализе и сопоставлении разрезов выявились интервалы, различающиеся по составу пород и угленасыщенности. В разрезах наиболее отчетливо выделялись известняки и угли, но большинство пластов других пород по всем литологическим и палеонтологическим характеристикам практически не различимы, лишь некоторые из них резко выделялись по всем признакам и уверенно параллелизовались в соседних и отдаленных разрезах. Интервалы разреза между наиболее выдержанными известняками было принято именовать свитами, а пласты известняков свитными. Так впервые весь разрез угленосных отложений нижнего, среднего и верхнего карбона был расчленен на свиты, что при всех геологических работах и проектировании горных работ имело огромное значение. Выделенные границы отделов и ярусов карбона были при последующих детальных исследованиях несколько изменены.

На основании полученных материалов составленные

карты демонстрировались на Международной промышленной выставке в Турине, Италия, и Л.И.Лутугин за эту работу был награжден золотой медалью.

Продолжая геологическую съемку, Л.И.Лутугин определил задачи по изучению закономерностей размещения углей различного качества и детальному анализу их свойств и различий. Впервые было сформулировано представление о процессе метаморфизма углей. Развитие этих направлений продолжали его последователи, ученики и помощники. К 1913 г. геологическая съемка на площади около 20 тыс. км^2 была почти завершена.

Будучи ученым, убежденным в безусловности сочетания научных исследований с решением прикладных вопросов, Л.И.Лутугин считал, что оценка научных выводов зависит от результативности их использования в практике. Отсюда следовало, что геологическая съемка не является совершенно самостоятельной областью геологических работ, как это считалось ранее, а выполняется в связи с изучением закономерностей локализации полезных ископаемых. Это полностью изменяло ранее сложившиеся в Геологическом комитете концепции. Это было очень смелым, но оправдавшим себя направлением работы. Из данного положения следовало, что методика геологической съемки и всех сопутствующих работ должна разрабатываться с учетом геологической специфики региона и вида минеральных образований.

Л.И.Лутугин разработал методику изучения геологического строения угленосных бассейнов, которая была апробирована в Донбассе, Кузбассе, Кизеловском и Карагандинском бассейнах. Кроме того, им были сформулированы многие теоретические задачи изучения углей и указаны направления решения прикладных вопросов.

В 1913 г. директор Геологического комитета Богданович неожиданно обвинил Л.И.Лутугина в нерациональном расходовании выделяемых на выполнение геологической съемки средств и существующем по его мнению методическом ее несовершенстве. В результате сложившейся конфликтной ситуации Леонид Иванович и вся его группа (10 человек) вышли из состава Геокома, а геолого-съемочные работы в Донбассе прекратились.

В основе конфликта, по-видимому, было негативное отношение руководства Горным ведомством к участию Л.И.Лутугина в деятельности левой фракции Государственной Думы [3]. На некоторое время Леонид Иванович оказался отстраненным от активной деятельности. Однако его авторитет был широко известен, он получал приглашения от частных компаний и согласился возглавить геологические исследования в Кузбассе, которые проводились под эгидой акционерного общества «Копи Кузбасса».За срок менее двух лет Леонид Иванович сумел организовать и методически направить изучение угленосности Кузбасса, создав здесь своеобразный филиал своей школы. Однако хроническая болезнь (астма), вероятно, обострившаяся после конфликта в Комитете, и усталость от многолетней напряженной работы надломили здоровье Леонида Ивановича, и в ночь на 30 августа 1915 г. он скончался.

Значение Л.И.Лутугина в науке, как пишет Ю.А.Жемчужников, трудно переоценить: «До Л.И.Лутугина существовали только общие региональные геологические исследования». «Никаких особых приемов и методов изучения угольных месторождений не существовало. Л.И.Лутугин создал такой метод» [1, 2].

В результате работ Л.И.Лутугина были заложены основы особой ветви геологической науки — углегеологии, зарождением которой можно считать 1897 г. — VII Международный Геологический Конгресс.

Л.И.Лутугин отдал изучению Донбасса 22 года своей жизни. Память о нем увековечена в названиях угольной шахты, железнодорожной станции и чугунолитейного завода в Донбассе, угольного пласта в Кузбассе. Многие сотрудники и ученики Л.И.Лутугина стали выдающимися учеными в области угольной геологии. Научный подвиг Леонида Ивановича Лутугина — основателя донецкой школы геологов-угольщиков получил всеобщее признание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жемчужников Ю.А.* Леонид Иванович Лутугин // Люди русской науки (геол. геогр.). М., 1962. С. 175—185.
2. *Жемчужников Ю.А.* Л.И.Лутугин — основоположник угольной геологии // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 1. М., 1953. С. 178—182.
3. *Ивановский С.Р.* Леонид Иванович Лутугин / Под ред. А.М.Терпигорева. — М.: Углетехиздат, 1951.
4. *Лутугин Л.И., Степанов П.И.* Донецкий каменноугольный бассейн // Очерки месторождений ископаемых углей России. СПб., 1913. С. 61—110.
5. *Наливкин Д.В.* Феодосий Николаевич Чернышев // Люди русской науки. М., 1962. С. 108—114.
6. *Никольский И.Л., Панов Б.С., Сапицкий К.Ф.* Угольному Донбассу — 200 лет // Минеральные ресурсы России. 1996. #186 3. С. 41—44.
7. *Новик Е.С., Пермяков В.В., Коваленко Е.Е.* История геологических исследований Донецкого каменноугольного бассейна (1700—1917). — Киев: Изд-во АН УССР, 1960.
8. *Носов 2-й.* Открытие медной руды с древними разработками в Бахмутском уезде Екатеринославской губернии // Горный журнал. 1865. #186 11.
9. *Панов Б.С., Чжан Ися, Ван Янчжи, Ли Яогуан.* Об истории геолого-минералогических знаний в Китае // Известия вузов. Геология и разведка, 1989. #186 6.
10. *Степанов П.И.* Изучение Донецкого бассейна за время с 1892 по 1932 г. // Вестник «Союзгеоразведки». 1932. С. 39—45.

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 1998 г.

Всероссийскому научно-исследовательскому институту минерального сырья — 80 лет. №. 4. С. 3.
Грабчак Л.Г., Соколовский А.К. МГРИ — МГГА — 80 лет! № 2. С. 4.
От главного редактора. № 2. С. 3.
Трофимов В.Т., Богословский В.А., Соколов Б.А., Швец В.М. Концепция геологического образования в России. № 2. С. 7.

Организация, управление, экономика, недропользование

Мелехин Е.С., Порожня Е.А. Государственный заказ: основные отраслевые принципы формирования, финансирования, приемки. № 5. С. 3.

Геологическое картирование

Буренков Э.К., Трефилова Н.Я., Морозова И.А., Головин А.А. Функциональное районирование: инвентаризация ресурсных зон, хозяйственных и техногенных объектов. № 1. С. 3.

Грушинский А.Н., Грушинский Н.П., Строев П.А. Новые геофизические карты Антарктиды. № 2. С. 13.
Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Набровенков О.С., Новиков В.Н., Риндзюнская Н.М., Ручкин Г.В., Константинов М.М., Кочнев-Первухов В.И. Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности России. № 3. С. 3.

Металлогения и минерагения

Покалов В.Т. Главные факторы, обусловливающие минерагенический профиль геологических провинций. № 4. С. 5.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

Абросимова О.О., Рыжкова С.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточного месторождения. № 2. С. 18.
Кочетков О.С., Алисиевич Л.Н. Роль геолого-геохимических пока-

зателей в определении генезиса нефтегазовых месторождений. № 5. С. 11.
Сурков В.С., Девятов В.П., Казаков А.М., Смирнов Л.В. Динамика накопления нижнеплитного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. № 1. С. 13.
Титов В.И. О роли планетарных поясов глубинных разломов Земли в размещении нефтегазоносных провинций. № 5. С. 5.
Шарафутдинов В.Г., Шарафутдинов В.Ф. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности майкопских отложений Восточного Предкавказья. № 5. С. 6.

Геология и минерально-сырьевая база россыпных месторождений

Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Современные задачи изучения и оценки возможностей комплексного использования россыпных месторождений. № 3. С. 17.
Вилор В.Н., Андрулайтис Л.Д., Прокопчук С.И., Суворова Л.Ф., Бессарабова О.И. Мелкое и тонкое золото Прибайкалья. № 3. С. 26.
Дик И.П. Золотые россыпи-гиганты Алдана. № 3. С. 47.
Карпенко И.А., Петраш Н.Г., Шевцов Т.П. Состояние минерально-сырьевой базы россыпного золота России и возможности ее улучшения. № 3. С. 8.
Малич К.Н., Малич Н.С., Симонов О.Н., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г. Иридиево-осмиевые россыпи Маймеча-Котуйской провинции — новый российский источник тугоплавких платиноидов. № 3. С. 30.
Матвеева Е.В., Филиппов В.П. Типовые геологические обстановки формирования россыпных проявлений центральной части Русской платформы. № 3. С. 34.
Патык-Кара Н.Г. Условия формирования крупных и суперкрупных россыпей. № 3. С. 11.
Риндзюнская Н.И., Матвеева Е.В. Экзогенные месторождения с мелким и тонким золотом — перспективы XXI века. № 3. С. 20.
Савко А.Д., Сиротин В.И., Додатко А.Д., Эльянов М.Д. Эпохи коро- и россыпеобразования в фанерозое Русской платформы. № 3. С. 40.

Золоторудные месторождения

Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Факторы контроля золотометаллического оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов. № 3. С. 55.
Фогельман Н.А. Рудоносные эксплозивно-инъекционные брекчии близповерхностных золоторудных месторождений. № 3. С. 50.
Шумская Н.И. Условия образования пиритов месторождения Витватерсранд в Южной Африке и место золотого оруденения. № 3. С. 64.

Рудные и нерудные месторождения

Алиева О.З., Коплус А.В. Факторы формирования крупнообъемных месторождений плавикового шпата на территории России и сопредельных стран. № 4. С. 39.
Алпатов В.В. Вкрапленное золотое оруденение Нежданинского месторождения. № 6. С. 63.
Баталин Ю.В., Тихвинский И.Н., Чайкин В.Г. Вещественно-геодинамическая систематизация и эволюция галогенных формаций. № 5. С. 18.
Блинов А.А. Модель образования золотоносных россыпей косового типа. № 6. С.73.
Бороданов В.М., Белов С.В. Вольфрам-полиметалльная формация — ассоциация перспективных сырьевых объектов России. № 4. С. 32.
Голивкин Н.И., Шапошникова Н.Ю., Дмитриев Н.А., Ефремов Д.М., Медведовский С.Я. Эпохи и условия образования крупномасштабных месторождений высококачественных руд железа. № 4. С. 48.
Дробот Г.Т., Короленко Н.В., Блинов В.А., Епифанов А.Ю. Титановые месторождения в анортозитах докембрия. № 4. С. 54.
Жданов Ю.Я., Соловьев Л.И. Строение и минеральный состав зоны окисления Депутатского оловорудного месторождения. № 6. С. 77.
Кустов Ю.Е., Ершова Е.В., Скловский А.М. Условия образования и сохранности крупномасштабных и высококачественных месторождений бокситов. № 4. С. 70.
Лисицын А.Е. Бороносные известковые скарны — ведущий промышленный тип эндогенных месторождений бора. № 4. С. 44.
Машковцев Г.А., Кисляков Я.М., Мигута А.К., Модников И.О., Щеточкин В.Н. Промышленные генетические типы урановых месторождений. № 4. С. 13.
Минеева И.Г. Закономерности эволюции древних уран-золоторудных систем на докембрийских щитах. № 4. С. 73.
Никифорова З.С. Генезис месторождения Кангаба (Мали, Западная Африка) с точки зрения золотого россыпеобразования. № 6. С. 70.
Николаев В.И. Хромитоносные геологические формации с крупными месторождениями и высококачественными рудами. № 4. С. 58.
Павловский А.Б., Митрофанов Н.П., Бурова Т.А. Источники и рудноформационные особенности крупных месторождений и высококачественных оловянных руд. № 4. С. 21.
Покалов В.Т., Чердаков В.И. Геолого-генетическая модель крупных и сверхкрупных месторождений молибдена. № 4. С. 28.
Скрипченко Н.С. Протолитовые металлообогащенные структуры в стратиформных гидротермально-осадочных месторождениях. № 2. С. 21.
Соболев Р.Н., Старостин В.И. Гранитоидный магматизм и оловянное оруденение Африки. № 2. С. 24.
Столяров А.С., Потконен Н.И., Ивлева Е.И. Проблема формирования крупных и весьма крупных концентраций и высококачественных руд марганца. № 4. С. 64.
Ткачев А.В., Сапожникова Л.Н., Жукова И.А., Жуков Н.А. Размещение и условия образования крупных месторождений листового мусковита и объектов с высоким качеством сырья. № 4. С. 35.
Шамшина Э.А. Коренные источники минералов-спутников алмаза из разновозрастных отложений северо-востока Сибирской платформы. № 6. С. 54.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

Альховик Т.С., Баранов В.В. Районирование и фациальная зональность нижнедевонских отложений севера Восточной Якутии. № 6. С. 21.
Булгакова М.Д. Роль конседиментационных разломов в развитии ранне-среднепалеозойской палеогеографии Якутии. № 5. С. 18.
Ермакова С.П. О границе индского и оленекского ярусов. № 6. С. 25.
Князев В.Г., Кутыгин Р.В. Филогения семейства Dactylioceratidae Hvatt, 1867. № 6. С. 27.
Кутыгин Р.В. Графическое моделирование развития формы раковины аммоноидей. № 6. С. 32.
Носовский М.Ф. Региональная стратиграфическая шкала олигоцена Южной Украины. № 2. С. 28.
Смелов А.П., Ковач В.П., Габышев В.Д., Котов А.Б., Старосельцев К.В., Зорин Р.Н., Сафронов А.Ф., Павлушин А.Д. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона. № 6. С. 6.
Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И. Происхождение докембрийских комплексов Алданского щита в свете новейших данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли. № 6. С. 3.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

Анисимова Г.С., Амузинский В.А., Баландин В.А. Сульфидно-кварцевые залежи в пологих разломах — новый тип месторождений золота. № 6. С. 65.
Ивенсен Г.В. Петрохимические особенности нижнемеловых песчаников Предверхоянского прогиба. № 6. С. 37.
Илупин И.П. Глубинные минералы из кимберлитов Анголы. № 1. С. 9.
Каширцев В.А., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Бубнов А.В., Виноградов А.В., Иванова И.К. Главные конденсаты Вилюйского бассейна и перспективы их использования. № 6. С. 40.
Корнилова В.П., Егоров К.Н., Сафронов А.Ф., Филиппов Н.Д., Зайцев А.И. Монтичеллитовый кимберлит из трубки Удачная-В и некоторые аспекты эволюции кимберлитовых расплавов. № 6. С. 48.
Лихачев А.П. Способ определения направлений течения магматических и водных палеопотоков. № 5. С. 36.
Марченко А.Г. Аномальные геохимические поля Хаутаваарского рудного поля Южной Карелии как отражение вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического рудообразования. № 2. С. 32.
Оксман В.С., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф. Уяндинский комплекс полиметаморфических пород: P-T-t эволюция и геодинамическая интерпретация. № 6. С. 10.
Олейников О.Б. Глубинные метасоматические ассоциации в интрузивном кимберлите. № 6. С. 51.
Олейников Б.В., Копылова А.Г., Коробейников А.Ф., Колпакова Н.А. Осмий в самородном железе континентальных базитов. № 6. С. 58.
Соколов В.И. Фуллерены и платиновые металлы. № 5. С. 20.
Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии. № 6. С. 44.

Феоктистов Г.Д., Владимиров В.М., Егоров К.Н., Конев А.А. Распределение воды и углекислоты и их влияние на формирование кимберлитов и лампроитов. № 5. С. 33.
Халдей А.Е., Расулова С.Д., Коченов А.В., Данковцев Р.Ф. Историко-геологические предпосылки образования урановосных палеодолин. № 5. с. 29.
Халезов А.Б. Оценка возраста рудообразующих процессов на древних инфильтрационных месторождениях урана и его значение для прогнозирования. № 5. С. 26.

Геофизика и глубинное строение

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Напряженно-деформированное состояние земной коры в зоне перехода океан — континент арктической части Якутии. № 6. С. 14.
Красный Л.И., Блюман Б.А. Геоблоковая делимость и неоднородности литосферы Земли. № 1. С. 17.

Геодинамика и сейсмичность

Антощенко-Оленев И.В. Реки и тектонические разрывы. № 1. С. 31.
Павлов Ю.А., Колчин С.А., Абросимова О.О. Геологическая структура центральной части Колывань-Томской складчатой зоны. № 1. С. 26.
Филатова В.Т. Лапландский гранулитовый пояс: модель глубинного строения и реконструкция геодинамических обстановок при его формировании. № 5. С. 39.

Гидрогеология, инженерная геология

Вартанян Г.С., Плотникова Р.И. Типизация месторождений минеральных вод по степени защищенности от техногенного воздействия. № 1. С. 35.
Полшков Е.А. Машинно-ориентированная систематизация математических моделей процессов геофильтрации и геомиграции. № 5. С. 52.
Смирнов С.И. Геохимия и возраст хлоридных подземных вод Украинского кристаллического щита. № 5. С. 46.
Соболев В.И., Кузькин В.И. Влияние химического состава трещинных вод на прочность скальных пород. № 5. С. 50.

Геология и геофизика Мирового океана

Миронов Ю.В., Углов Б.Д. Магматизм южной приэкваториальной зоны Атлантического и Индийского океанов. № 1. С. 40.

Геоэкология

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология в системе геологических наук. № 2. С. 37.
Харламов М.Г., Максимовский В.А., Мальцев А.В., Хайкович И.М., Лучин И.А. Критерии оценки потенциальной радоноопасности территорий на основе геолого-геофизических исследований. № 5. С. 55.

Краткие сообщения

Шурубор Ю.В. Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников алмаза на Урале. № 2. С. 42.

Рецензии

Грудев А.П. Фундаментальное рассмотрение рудогенерирующей эволюции твердых битумов. № 5. С. 64.
Маракушев А.А., Ефремова С.В. Международное петрографическое справочное издание. № 2. С. 48.
Негруца В.З. Новое в изучении докембрия Восточно-Европейской платформы. № 5. С. 66.
Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г. Экологическая геохимия — новое актуальное научное направление. № 2. С. 49.
Щеглов А.Д. Новая книга о сдвиговой тектонике. № 2. С. 46.
Щеглов А.Д. Интересная монография по металлогении вулканоплутонических поясов. № 5. С. 60.

Хроника

Проект Устава Российского геологического общества (РосГео). № 2. С. 50.
Решение Международного симпозиума по прикладной геохимии стран СНГ. № 2. С. 53.

К 300-летию геологоразведочной службы России

Ваганов В.И. Судьбы алмазов и алмазников. № 3. С. 70.
К 100-летию Ивана Николаевича Евстифеева. № 2. С. 56.
Лурье А.М., Габлина И.Ф. Значение идей Л.В.Пустовалова при решении проблемы генезиса медистых песчаников и сланцев. № 2. С. 57.
Федорчук В.П. Советсткие геологи зарубежом. № 3. С. 71.
О чем писал наш журнал. № 1, 2, 5. С. 46, 54, 69.

60-летие Игоря Федоровича Мигачева. № 3. С. 68.
70-летие Владимира Васильевича Иванова. № 3. С. 69.
85-летие Наталии Александровны Фогельман. № 3. С. 69.

Памяти Петра Филипповича Иванкина. №5. С. 70.
Памяти Игоря Дмитриевича Савинского. № 1. С. 46.
Памяти Анатолия Ивановича Сигова. № 5. С. 68.
Памяти Алексея Дмитриевича Щеглова. № 5. С. 69.

ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

АТЛАС КАРТ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

На базе компьютерной системы мониторинга созданы атласы геолого-экономических карт. Атласы реализованы в двух версиях — электронной и на бумажных носителях.

Основой геолого-экономических карт являются карта административно-территориального деления Российской Федерации по республикам, краям, областям, автономным округам и составленная ЦНИГРИ карта геоэкономических районов на алмазы, благородные и цветные металлы. Созданные банки данных обеспечивают картографическое отображение МСБ по 16 видам и разновидностям полезных ископаемых (ПИ): алмазы общие, алмазы коренные, алмазы россыпные; золото общее, золото коренное, золото россыпное, золото коренное и россыпное; платиноиды общие, платиноиды россыпные; серебро общее, серебро в собственных серебряных месторождениях; свинец, цинк, медь, никель, кобальт. На картах отображается 40 показателей (индикаторов) мониторинга минерально-сырьевой базы, объединенных в пять групп по принципу состояние — использование — развитие МСБ: ресурсы и запасы ПИ; структура МСБ; добыча ПИ и воспроизводство МСБ; обеспеченность добычи ПИ и воспроизводства МСБ; геоэкономика МСБ.

Интегрирующими межгрупповыми являются удельные показатели продуктивности на душу населения и площадной плотности.

При графической реализации полного набора показателей МСБ и их многовариантных сочетаниях Атлас включает 330 карт.

Атласы на бумажных носителях представляют собой многоцветные карты с изображением релятивных величин показателей МСБ или их ранговых значений. Это позволяет дифференцировать территорию РФ по разным индикаторам и в наглядной форме проводить анализ роли отдельных субъектов Федерации и геолого-экономических районов в МСБ РФ.

При необходимости карты сопровождаются абсолютными и относительными статическими и динамическими показателями МСБ в различном выражении.

Карты создаются на определенную дату состояния МСБ или для определенных временных отрезков. Подготовленный банк данных по субъектам Федерации позволяет отразить динамику развития сырьевой базы за ряд лет, а также проводить сопоставление с МСБ Мира и стран-производителей минерально-сырьевой продукции в различных сочетаниях и по разным показателям. Карты сопровождаются аналитическими комментариями по состоянию, использованию и развитию МСБ.

Атлас тиражируется в любых вариантах наборов карт либо в виде электронной версии по предварительным заказам на договорной основе.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б». ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-18-11
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru
© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1999

ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

КОМПЬЮТЕРНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Прогнозная и поисковая эффективность ГСР и ГДП-200 повышается путем автоматизированного оконтуривания перспективных рудных районов на благородные и цветные металлы с выявлением прогнозных ресурсов категории Р3 на основе аналитических возможностей, предоставляемых геоинформационными системами (ГИС) и интеллектуальными экспертными системами, работающими в диалоговом режиме.

Структура программно-технологического комплекса металлогенического районирования на основе Госгеолкарты масштаба 1:200 000, включает следующие основные модули:

- исходной геологической информации;
- создания цифровых карт и моделей;
- селекции (создания баз и банков данных, баз знаний и выбора информативных признаков);
- оконтуривания перспективного рудного района и выявления прогнозных ресурсов в его пределах.

Исходная геологическая информация подразделяется на информацию, содержащуюся в Госгеолкарте-200, и модели рудных районов. Элементы моделей могут быть распознаны на геологической карте, так как состоят из идентичных площадных, линейных и точечных объектов.

Создание цифровой геоинформации, а также ее преобразование осуществляются в среде arc/info и на базе специально разрабатываемого прикладного программного продукта.

Цифровая геоинформация служит основным источником для формирования картографических и фактографических баз и банков данных и знаний, проведения селекции признаков с целью выявления их информативности.

Выявление перспективных рудных районов и их оконтуривание проводятся с использованием дугово-узловой топологии в среде arc/info и на основе применения интеллектуальных экспертных систем путем выявления на геологических картах обстановок, идентичных тем или иным эталонным моделям.

Комплексный подход к решению задачи оконтуривания с использованием различных современных программно-технологических модулей в значительной мере повышает точность и достоверность прогнозирования.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б». ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-18-11
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru
© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1999

ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Изотопно-геохимические поисково-оценочные критерии разрабатываются на основе реконструкции физико-химических режимов развития золоторудного процесса с определением причинности и места отложения продуктивных на золото изотопно-геохимических ассоциаций. Последние являются фактологической основой для построения моделей соответствующего ранга.

Использование изотопно-геохимических моделей при оценке потенциальной золотоносности глубоких горизонтов и флангов коренных месторождений золота показало высокую достоверность разработанной методики с погрешностью прогнозной оценки не более 30 %.

Методика апробирована и внедряется на различных стадиях геологоразведочных работ, включая эксплуатационную разведку, на крупнейших месторождениях РФ и СНГ.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б». ЦНИГРИ
Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47, 113-18-11
Факс: (095) 313-18-18
E-mail: geolmos@tsnigri.msk.ru
© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 1999



Министерство природных ресурсов РФ
Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья (СНИИГГиМС)

Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея территории Сибири масштаба 1:2 500 000

Редакторы: В.С.Сурков, В.П.Коробейников

Комплект геостатических тектонических карт включает: карту структурно-формационных комплексов раннего неогея (докембрий, палеозой), карту структурно-формационных комплексов позднего неогея (мезозой, кайнозой) с мелкомасштабными врезками, отражающими плотностные неоднородности земной коры, а также мощность земной коры и литосферы в целом, и объяснительную записку.

Введением понятия «геостатические» подчеркивается стремление авторов ограничиться реконструкцией тектонических структур в современных условиях залегания и распространения.

На карте раннего неогея для основных эпох тектонохронологической шкалы выделены структурно-формационные комплексы фрагментов доорогенных зон деструкции, растяжения, прогибания; ранне- и позднеорогенных прогибов и поднятий в зонах сжатия и активизации; структур платформенного чехла. На карте позднего неогея отражены основные тектонические элементы мезозоя и кайнозоя, в частности, рифтогенные осадочные бассейны Западно-Сибирской плиты, платобазальтовая депрессия Тунгусской синеклизы, Байкальская рифтовая зона кайнозоя и др.

Карты выполнены в компьютерном варианте.

По желанию заказчика карты могут быть воспроизведены как в масштабе 1:2 500 000, так и 1:5 000 000.

Стоимость комплекта карт масштаба 1:2 500 000 — 4000 руб.
1:5 000 000 — 2500 руб.

Карты высылаются с пояснительной запиской по предварительным заявкам.

Адрес: 630091 г. Новосибирск, 91, Красный проспект, 67, СНИИГГиМС
Тел.: (3832) 21-38-95, 22-57-40, факс: (3832) 21-47-49, 22-57-40



Ministry of Natural Resources of the RF
Siberian Research Institute
of Geology, Geophysics and Mineral Resources SNIIGG&MS

Geostatic tektonic maps of the early (precambrian and paleozoic) and late (mesozoic and cenozoic) neogaean of the Siberian territory (scale 1:2 500 000)

Editors: V.S.Surkov, V.P.Korobeinikov

The set of geostatic tectonic maps includes; map of structural-formational complexes of the Early Neogaean (Precambrian, Paleozoic), map of structural-formational complexes of the Late Neogaean (Mesozoic, Cenozoic) with small-scale inset maps showing density heterogeneities of the earth's crust and the crustal and lithospheric thickness as a whole, and explanatory notes.

Using the notion «geostatic» the authors emhpasizes their intention to limit themselves to the reconstruction of the tectonic structures in the present occurrence and distribution.

The Early Neogaean map meant for the main epochs of the tectono-chronological scale presents the formation-structural complexes of the fragments of preorogenic zones of destruction, extention, downwarping; early and late orogenic troughs and uplifts in compression and activization zones; platform cover structures. The Late Neogaean map displays the major Mesozoic and Cenozoic tectonic elements, in particular, sedimentary rift basins of the West-Siberian Plate, plateau basalt depression of the Tunguska syneclise, Cenozoic rift system of Baikal and others.

The maps with explanatory note are computer-oriented.

At customer's will the maps are compiled at a scale of both 1:2 500 000 and 1:5 000 000.

The set of 1:2 500 000 maps costs 4000 roubles.

The set of 1:5 000 000 maps costs 2500 roubles.

The maps are sent by prior request.

Address: SNIGG&MS, Krasny Pr., 67, Novosibirsk, 630091, Russia
Tel.: (3832) 21-38-95, 22-57-40, fax: (3832) 21-47-49, 22-57-40

Contents

GEOLOGICAL MAPPING

Surkov V.S., Korobeinikov V.P., Kraevsky B.G.
New issues in Siberian tectonics: geostatic tectonic maps of Siberia, scale 1:2 500 000 3

Pertsov A.V.
Airborne and spacecraft-borne techniques in geology at the boundary of two centuries: history, present-day state, ideas on development and technology transfer 7

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Abramov B.N., Narkelyun L.F.
Gold-bearing sedimentary-metamorphic intrusive rock complexes in the Kodaro-Udokanskaya ore-bearing zone 12

Sekerin A.P., Yegorov K.N., Men'shagin Yu.V., Lashchenov V.A.
Problems of diamond potential of the southwestern part of the Siberian platform 15

Yasamanov N.A.
Silicium mineral base for advanced technologies 19

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

Belov S.V., Burmistrov A.A., Frolov A.A.
Tectonic setting, tectonophysical formation conditions and ore potential of ultramafic alkaline rocks and carbonatites 24

Novgorodova M.I., Generalov M.Ye., Buslaeva Ye.Yu., Zhuklistov A.N.
Composition and structural state of carbonaceous matter in mineralized terrigene-sedimentary rock masses 33

Kovalevsky A.L.
Regularities of silver distribution in a deep fault zone as estimated from lithobiochemical data 38

Vostroknutov G.A., Rapoport M.S.
The role of catalysis in mineral deposition processes 46

GEOLOGY AND GEOPHYSICS OF THE WORLD OCEAN

Uglov B.D., Bylinsky Ye.N.
Prospects for the development of solid mineral potential in the World Ocean and Russia's interests 48

GEOECOLOGY

Yanin Ye.P.
Principles and methodology of environmental-geochemical studies 54

Bukar' V.P.
Determination of ultralow mercury concentrations in samples from geoenvironmental systems 58

DISCUSSIONS

Bakulin Yu.I.
On geodynamics and metallogeny of the Primorsky Krai 61

CHRONICLE

Likhachev A.P.
The Eighth International Platinum Symposium 66
Memorial to Alexander S.Bogatyrev 68
Memorial to Boris P.Potapenko 69
Memorial to Inga K. Rudkvist (Volchanskaya) 70

TERCENTENARY OF THE RUSSIAN GEOLOGICAL SURVEY

Nikol'sky I.L., Panov B.S.
On the history of geological research in the Donbass area . . . 73

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1999. №1