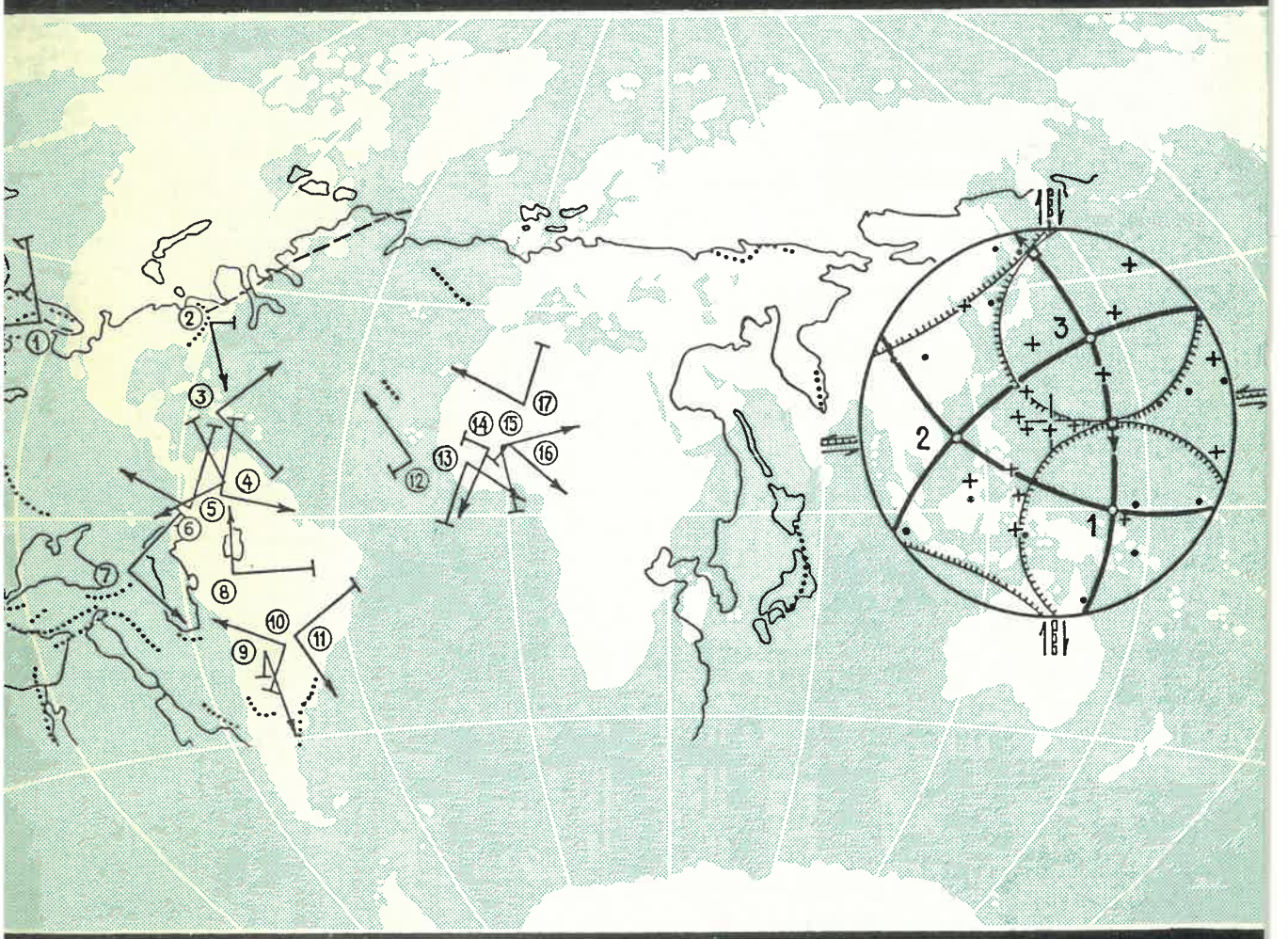
ISSN 0869-7175

Отечественная геология



1/1995

МОДЕЛЬ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОНВЕКТИВНО-РЕЦИКЛИНГОВЫХ СИСТЕМ

КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА

Отечественная геология

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:
Комитет по геологии
и использованию недр РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов
Геолбанк

1/1995

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *Э. К. Буренков, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора), *А. В. Дурандин, А. Н. Еремеев, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Н. В. Милетенко, Л. Д. Овчининская* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Б. А.Соколов, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *В. А. Ярмолюк*

Ю. И. Бакулин, А. Н. Барышев, Г. Р. Бекжанов, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Джанелидзе, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, Е. Н. Исаев, М. М. Константинов, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. А. Нарсеев, В. А. Петров, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, В. И. Старостин, В. С. Сурков, В. П. Федорчук.

МОСКВА

Содержание

Каждан А.Б., Пахомов В.И., Фахрутдинов Ш.И.
Методология локального прогноза рудоносности 3

Зайченко В.Ю.
Классификация геологической информации о недрах 8

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Жабин А.Г., Филатов Е.И.
Базовые рудные формации рудоносных систем 13

Кривцов А.И., Звездов В.С., Гирфанов М.М., Егорова И.В.
Количественные характеристики рудообразующих медно-порфировых конвективно-рециклинговых систем 17

Мигута А.К., Модников И.С.
Историко-геологическая модель эндогенного уранового рудообразования 28

Наумова О.А., Алышева Э.И.
Гидротермально измененные породы Озерновского золото-серебряного месторождения Камчатки 35

Каплин О.А.
Закономерности внутреннего строения и пространственного размещения крупных месторождений хризотил-асбеста в структурах земной коры 44

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Барышев А.Н.
Магматогенная тектоника — одна из основ создания количественных моделей рудообразующих систем и месторождений 53

Паталаха Е.И.
Ламинории как зрелая форма тектонического потока 59

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Секерина Н.В., Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А.
О перспективах Восточного Саяна на светлоокрашенный нефрит 65

ХРОНИКА

Создание АМР 70

70-летие Льва Ильича Яковлева 73

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 1994 году 73

Редакция: *Р.В. Добровольская, Л.Д. Овчининская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева*

Сдано в набор 20.09.94. Подписано в печать 21.02.95. Формат 185×270. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315–28–47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

© «Отечественная геология», 1994

УДК 553.2.064.001.8

© А.Б.Каждан, В.И.Пахомов, Ш.И.Фахрутдинов, 1995

Методология локального прогноза рудоносности

А.Б.КАЖДАН, В.И.ПАХОМОВ, Ш.И.ФАХРУТДИНОВ (МГГА)

В условиях нового закона Российской Федерации "О недрах" возрастают и ужесточаются требования к эффективности и достоверности локального прогнозирования рудоносности. Положение о порядке лицензирования пользования недрами требует от геологов резкого повышения локальности и достоверности прогнозов, как основы уверенного установления пространственных границ горных, геологических и земельных отводов, а также разработки условий, связанных с платежами за пользование недрами.

Проблемы локального прогнозирования в течение ряда лет находятся в центре внимания научного коллектива геологов-разведчиков МГГА, а результаты исследований неоднократно публиковались авторами на страницах периодической научной печати [2, 3, 4, 5, 6]. В опубликованных статьях были рассмотрены методы обработки и интерпретации исходных эмпирических данных, основанные на системном подходе к изучению рудоносности, и показано, что только такой подход обеспечивает условия реализации принципов последовательных приближений, аналогии и выборочной детализации.

В указанных статьях сформулированы важнейшие условия эффективности локального прогноза рудоносности, методологические основы системного анализа разноуровенной геологической информации и предложена математическая модель для его осуществления. Все эти сведения с использованием результатов исследований последних лет, легли в основу данной статьи, обобщающей методологию локального прогноза рудоносности на основе системного подхода к изучению и оценке недр.

Из-за недоступности недр изучение их рудоносности проводится выборочно — по сети случайно расположенных, пространственно разобщенных наблюдений, полнота и достоверность которых зависят от размеров изучаемых площадей, степени неоднородности их строения, а также масштабов опробования, т.е. густоты и геометрии сети единичных наблюдений.

Вследствие разобщенности пунктов наблюдений и резких диспропорций в размерах наблюдаемых и оцениваемых участков недр, совокупности исходных данных представляют собой ансамбли случайных величин, в значениях которых, практически, не проявляются пространственные связи как между смежными наблюдениями, так и их группами. Поэтому при прогнозировании рудоносности рудные месторождения традиционно рассматриваются как случайные, пространственно изолированные аномалии земной коры, сформированные в специфических (аномальных) геологических условиях. По мнению многих геологов, подобные специфические условия могут быть оценены статистически лишь для рудопроявлений и мелких месторождений с достаточно большой вероятностью, для рядовых месторождений — с меньшей степенью вероятности, а для крупных и, тем более уникальных месторождений, вероятности прогноза условий формирования столь малы, что их выявление, практически, непредсказуемо.

В результате такого подхода, прогнозирование рудоносности и поиски рудных месторождений уподобляются сложному случайному процессу принятия решений в условиях неопределенности, что требует применения громоздкого, но мало эффективного математического аппарата многомерной статистики случайных величин, абстрагированных от пространственных координат и оторванных от геометрических баз их измерений. Создаваемые геологические модели не учитывают свойств природных концентраций полезных рудных компонентов, как пространственных переменных и не обеспечивают сведений о детерминированных составляющих их изменчивости (а при неправомерном применении метода изолиний — искажают истинные их характеристики, путем наведения «ложной» анизотропии наблюдаемых свойств).

Широкое использование стохастических моделей вопреки принципу последовательных приближений способствует традиционной ориентации прогнозно-поисковых работ на изучение и оценку только конечных — целевых объектов, т.е. рудных месторождений, хотя на ранних стадиях работ из-за редких сетей наблюдений они выявляются единичными пересечениями, или вообще могут быть пропущены. В то же время, ценные сведения о составе и строении рудных образований более высоких рангов — рудных полей и узлов, практически, не обобщаются, что заметно снижает информативность результатов. Поэтому современная методология прогнозирования, изучения и оценки рудоносности позволяет использовать лишь весьма малую часть полезной

информации, содержащейся в исходных геологопоисковых данных, что заметно снижает результативность и эффективность поисков, особенно на ранних стадиях работ.

Несмотря на общую тенденцию к неравномерному размещению рудных концентраций в структурах земной коры, между численностью рудопроявлений и месторождений различного масштаба и их запасами существует обратная корреляционная связь [5]. Статистически установлено, что мелкие рудные месторождения и поля преобладают в мелких рудных районах и узлах, а крупные месторождения и поля встречаются, как правило, в контурах крупных районов и узлов, причем основные запасы большинства рудных полезных ископаемых сконцентрированы в единичных крупных и уникальных месторождениях. Все это позволяет считать, что не только формационные типы месторождений, но также качество руд и масштабы их проявления определяются совокупным влиянием глобальных, региональных, местных и локальных рудоконцентрирующих, рудосопровождающих и рудопреобразующих факторов, а для формирования крупных и уникальных месторождений необходимо их пространственное совмещение (телескопирование) во всех масштабах проявления. Отсюда вытекает, что отдельные рудные месторождения нельзя рассматривать как случайные пространственно изолированные аномалии земной коры и изучать в отрыве от глобальных, провинциальных, региональных и местных факторов рудогенеза. Они должны рассматриваться как закономерные концентрации рудного вещества заданного масштаба, расположенные в эпицентрах рудоносных образований более высоких структурных уровней. При таком подходе рудоносные участки недр могут интерпретироваться как сложнопостроенные многоуровенные системы с иерархическим строением рудовмещающих геологических элементов и контролируемых ими рудных образований. На каждом иерархическом уровне строения и те, и другие могут быть уподоблены системам определенного ранга, обладающим только им присущими внутренними связями (структурами). Тогда каждая система будет выступать в заданном отношении и заданном масштабе как целое, что обеспечит возможность создания геолого-структурных моделей изучаемых объектов, отражающих изменения представлений геологов об их строении по мере детализации геологоразведочных работ.

Системный анализ факторов рудоносности способствует последовательному выявлению и оценке совокупного влияния рудоконтролирующих, рудосопровождающих и рудопреобразующих факторов в их взаимодействии и взаимосвязях.

В условиях недопустимости недр и выборочных методов их изучения полнота и достоверность представлений об их строении и составе зависят от размеров наблюдаемых участков, густоты сетей наблюдений и методики интерпретации исходных данных.

Как правило, исходные совокупности частных наблюдений не обеспечивают объективных представлений о строении и составе недр. Для их увязки и обоснованного распространения на прилегающие участки недр необходимы последовательная генерализация и тренд-анализ исходных данных. С помощью этих операций на очередном уровне строения недр обеспечивается выделение детерминированных составляющих пространственной изменчивости признаков соответствующего масштаба, являющихся главными предметами исследований и важнейшими характеристиками структур каждого иерархического уровня. Именно эти составляющие изменчивости используются для описания анизотропии геологических, геохимических и геофизических полей, форм и размеров их структурных элементов, т.е. практически тех основных данных, которые необходимы для суждения о характере связей между ними и строении изучаемых образований на заданном иерархическом уровне. Поэтому сопоставимость масштабов изучения рудоносных объектов, факторов рудоконтроля, рудоотложения и рудопреобразования — обязательное условие их системного анализа. Только при соблюдении этого условия обеспечивается реальная возможность построения и использования моделей, отражающих детальность представлений об объекте исследования, достигнутая на данной стадии его изучения.

Последовательный системный анализ рудоносности позволяет изучать строение и состав минерализованных участков недр не только на отдельных иерархических уровнях их строения, но и в пределах всей совокупности, рассматривая многоуровенную метасистему как единое взаимосвязанное целое. Такой подход обеспечивает возможность извлечения дополнительной информации за счет использования эмерджентных (познавательных) свойств самой многоуровенной системы. Это способствует не только более уверенному последовательному выделению и локализации перспективных площадей, но и более достоверной оценке их прогнозных ресурсов.

Проведение полного системного анализа рудоносности оцениваемой территории

включает последовательное обобщение и обработку геологических, геофизических, геохимических, геоморфологических, неотектонических и других данных по каждому из иерархических уровней от рудных районов до рудных месторождений включительно как на эталонных участках, так и на оцениваемых территориях. На каждом иерархическом уровне последовательно выявляются и оцениваются:

рудоконтролирующие факторы, определяющие благоприятные предпосылки рудоносности, соразмерные с рудоносными образованиями районов, узлов, полей и месторождений;

рудосопровождающие факторы, определяющие прямые и косвенные признаки рудоносности в масштабах потенциальных рудных районов, узлов, полей и месторождений;

рудопреобразующие факторы, определяющие предпосылки сохранности рудоносных образований каждого иерархического уровня и оценки вероятных глубин их последующих денудационных срезов.

Методы системного анализа благоприятных предпосылок рудоносности весьма разнообразны и часто требуют использования специальных подходов и приемов. Как правило, предпосылки рудоносности районов ориентируются на выявление всех рудных формаций, т.е. полного их комплекса, определяющего совокупный результат рудогенерирующих процессов. Предпосылки потенциальных рудных узлов, в контурах соответствующих рудных районов, ориентируются на выявление типичных для него групп рудных формаций; предпосылки потенциальных рудных полей, в контурах соответствующих рудных узлов — на выявление ожидаемой в нем рудной формации, а предпосылки каждого месторождения, в контурах соответствующего рудного поля — на выявление ожидаемой субформации или ее минерального типа. Для выявления благоприятных предпосылок каждого иерархического уровня составляются прогнозные карты с оценками степени их информативности и оконтуриванием перспективных площадей. В зависимости от иерархического уровня потенциально рудоносных площадей масштабы этих карт могут изменяться от 1:1 000 000 до 1:10 000.

Многолетней практикой установлено, что каждый последующий масштаб исследований должен быть крупнее предыдущего в 4—5 раз, что обеспечивает качественное изменение информации о строении недр, а с позиций системного подхода позволяет получить информацию о строении недр на очередном более низком иерархическом уровне. Поэтому традиционного разделения геологических предпосылок рудоносности на региональные и локальные явно недостаточно. Для обеспечения условия соразмерности оцениваемых объектов и рудоконтролирующих структур предпосылки рудоносности должны последовательно оцениваться на каждом очередном иерархическом уровне.

В зависимости от масштабов проявления предпосылок в них отражаются особенности геологического строения различных глубин земной коры. Так, предпосылки рудоносности рудных районов отражают особенности геологического строения всей земной коры, предпосылки рудных узлов — ее верхнего (гранитного) слоя, предпосылки рудных полей — особенности строения верхней части гранитного слоя, а предпосылки рудных месторождений — приповерхностной части земной коры. Соответственно по комплексу карт важнейших геологических предпосылок каждого иерархического уровня строения рудоносных образований с применением энтропийной методики обработки исходных данных оцениваются их информационные веса и составляются карты суммарных информационных весов сначала для эталонных рудоносных площадей, а затем и для всей исследуемой территории. Геометризованные с помощью изолиний суммарные информационные веса значением более 0,5—0,7 очерчивают контуры потенциальных (перспективных) площадей каждого иерархического уровня строения.

Совокупности благоприятных предпосылок рудоносности определенного масштаба рассматриваются как системы соответствующих иерархических уровней, свойства которых зависят от их рангов и положения в структуре многоуровенных метасистем. Основополагающие свойства предпосылок рудоносности всей метасистемы в целом проявляются уже в предпосылках наивысших рангов и отчетливо наследуются системами более низких структурных уровней. Однако с переходом к системам низших рангов конкретные предпосылки рудоносности постепенно трансформируются как в связи с уменьшением масштабов их проявлений, так и под влиянием более локальных геологических обстановок, способствующих проявлению не только унаследованных, но и появлению вновь приобретенных свойств. Таким образом степень унаследованности предпосылок и возникновения новых более локальных предпосылок, зависит от характера и тесноты взаимосвязей между ними в структурах многоуровенных метасистем.

С переходом от систем региональных предпосылок к системам предпосылок более низких рангов возможности уверенного прогнозирования рудоносности возрастают в связи с увеличением достоверности и детальности информации о строении и составе рудоносных участков недр. Однако для этого необходимо использовать иерархические ряды только телескопированных предпосылок рудоносности, между которыми в пределах метасистем проявляются тесные и прямые взаимосвязи, а степень сходства между рудоносными объектами одного уровня возрастает со снижением их ранга. В таких условиях относительные доли наследуемых свойств геологических предпосылок в рудоносных образованиях более низких рангов постепенно увеличиваются, а доли новообразованных свойств, соответственно уменьшаются. Если рассматривать предпосылки рудоносности низких иерархических уровней без учета степени их телескопирования системами более высоких рангов, то различия и разнообразие их свойств будут возрастать, а возможности прогнозирования рудоносности существенно сократятся, поскольку степень унаследованности предпосылок вышерасположенных систем заметно уменьшится, а вновь приобретенные их свойства проявятся в локальных предпосылках рудоносности значительно шире.

Таким образом, при проведении последовательного системного анализа предпосылок рудоносности территорий со снижением ранга предпосылок рудоносности (в контурах многоуровенных метасистем) разнообразие их свойств возрастает. Однако при оценке изменчивости предпосылок рудоносности только в пределах телескопированных рядов (когда между ними проявляются наиболее тесные и прямые связи) между смежными рудоносными объектами будет закономерно увеличиваться сходство. Если полный набор предпосылок рудоносности месторождений района будет использоваться без учета степени их телескопирования системами более высоких иерархических уровней (как обычно и поступают в практике прогнозно-поисковых работ), то со снижением иерархических уровней рудных образований степень сходства между объектами будет уменьшаться, а разнообразие их предпосылок — возрастать. В таких случаях разнообразные предпосылки рудоносности десятков месторождений рудного района будут представлять собой выборочные статистические совокупности, а прогнозирование новых месторождений сведется к решению статистических задач в условиях неопределенности.

Системный анализ прямых и косвенных признаков рудоносности необходим для последовательного оконтуривания прогнозируемых потенциально рудных объектов — узлов, полей и месторождений, как основа количественной оценки их прогнозных ресурсов. Признаки должны выявляться и оцениваться сначала раздельно по каждому уровню строения и химическому элементу, а затем — по аддитивным полиэлементным ассоциациям с учетом парагенетических рядов реальных рудно-формационных комплексов каждого иерархического уровня.

Наиболее простой и эффективный прием генерализации и тренд-анализа признаков рудоносности — сглаживание исходных данных площадного геохимического опробования невзвешенными скользящими статистическими окнами, размеры которых сопоставимы с размерами структурных элементов рудоносных систем соответствующего иерархического уровня. Для выявления структурных особенностей геохимических полей потенциальных рудных районов используются окна размером от 10×10 до 20×20 км, потенциальных рудных узлов — от 2×2 до 5×5 км, потенциальных рудных полей — от 0,5×0,5 до 1×1 км и потенциальных рудных месторождений — от 0,1×0,1 до 0,2×0,2 км. Количественная интерпретация результатов такого сглаживания с выявлением долей и характеристик закономерной и случайной составляющей изменчивости содержаний химических элементов, выраженных в кларках их концентраций, на двух смежных иерархических уровнях строения (j и $j+1$), обеспечивает получение принципиально новых данных, для оценки интенсивности и экстенсивности оруденения. В качестве важнейших оценочных показателей для этих целей могут быть использованы:

содержания элемента (в кк), по которому оконтуриваются аномальные площади на более высоком j и более низком $(j+1)$ иерархических уровнях строения C_j[6] и C_{j+1}[6]. Они соответственно определяются как $C_j - C_{j-1} = 0$ и $C_{j+1} - C_j = 0$;

площади, аномальные по содержанию элемента на высшем S_j и низшем S_{j+1} уровнях;

средние содержания элемента на аномальной площади высшего $\overline{C}_j$ и аномальных площадях низшего $\overline{C}_{j+1}$ уровней;

площадная продуктивность на высшем $P_j = \overline{C}_j S_j$ и продуктивности площадей на низшем иерархическом уровнях

$$P_{j+1} = \overline{C}_{j+1} S_{j+1};$$

дисперсия содержаний элемента (в кк) в окнах высшего уровня

$$\sigma_j^2 = \sum_1^N (\overline{C}_{j+1} - \overline{C}_j^2) : (N\text{-}1),$$

где N — число точек в окне уровня j;

коэффициент телескопирования в контурах площади S_j:

по соотношению площадей $T_j^S = \sum S_{j+1} : S_j$;

по соотношению продуктивностей $T_j^P = P_{j+1} : P_j$.

Для оценки изменчивости содержаний металлов на смежных уровнях строения могут быть использованы разности их значений, дисперсий или других статистических характеристик по уровням более высокого и низкого рангов

$$\Delta C_j = C_j - C_{j-1}.$$

Параметр ΔC характеризует неоднородность строения рудных образований на заданном уровне, а значение «целого» более высокого уровня (j-1) рассматривается как фоновое для уровня j. Степень значимости отклонения ΔC_j от фона может быть оценена параметром t, представляющим собой величину, нормированную на среднеквадратичное отклонение

$$t_{c_j} = \frac{\Delta C_j}{\sqrt{(\sigma_C^2)_{j-1}}},$$

где ΔC_j — неоднородность j-го уровня, а $(\sigma_c^2)_{j-1}$ — остаточная дисперсия в статистическом окне (j-1)-го уровня.

С целью эффективного прогноза рудоносности необходимо изучать и оценивать соотношения рассмотренных показателей для возможно большего числа смежных иерархических уровней рудных образований. Совокупное изучение всей рудоносной метасистемы от района до месторождения приобретает особенно важное значение при локальном прогнозировании рудоносности. Как правило, крупные и уникальные рудные месторождения располагаются в контурах крупных и уникальных рудных полей, которые часто входят в состав крупных или уникальных рудных узлов. Чем ярче и полнее проявляется телескопирование рудных образований смежных иерархических уровней, тем вероятнее прогноз крупных высокопродуктивных месторождений и наоборот. С выпадением отдельных иерархических уровней размеры и продуктивности локальных рудоносных участков уменьшаются, а изолированные рудопроявления отличаются, как правило, малыми масштабами и низкой продуктивностью.

Для оценки перспектив месторождения в контурах совокупно телескопированных аномальных рудных объектов нескольких иерархических уровней может быть использован аддитивный критерий перспективности:

$$T_M = (t_p^x + t_y^x + t_П^x + t_M^x) / 4,$$

где t_p^x, t_y^x, $t_П^x$, t_M^x — величины, характеризующие аномальность содержаний рудного элемента соответственно на уровнях строения рудного района, узла, поля и месторождения. Если помимо содержаний известны также величины, характеризующие дисперсии содержаний рудных элементов t_p^D, t_y^D, $t_П^D$, t_M^D, то для оценок критерия перспективности может быть предложен комплексный критерий [4]:

$$T_M = (\sum_1^k t_j^x + \sum_1^k t_j^D) / 2k.$$

Количественная оценка изменчивости признаков рудоносности возможна не только по содержаниям отдельных элементов-индикаторов оруденения, но и по их аддитивным комплексам, выраженным в суммарных кларках концентраций. В таких случаях прогнозные оценки будут отражать перспективы рудоносности не отдельных металлов, а рудно-формационных комплексов, проявленных на данной территории.

Необходимость системного анализа рудопреобразующих факторов убедительно доказана исследованиями И.П.Кушнарева, Г.В.Александрова и др. [1, 7]. В его основу должен быть положен системный неотектонический и прогнозно-гипсометрический анализ, способствующий выявлению и учету послерудных денудационно-тектонических критериев, проявленных в масштабах рудных районов, узлов, полей и месторождений.

Высокая эффективность системного анализа при локальном прогнозировании рудоносности обеспечивается как за счет своевременной отбраковки обширных, заведомо неперспективных площадей, так и за счет четкой локализации потенциально-рудоносных объектов на каждом очередном иерархическом уровне строения. Повышению эффективности прогнозирования способствует также резкое сокращение числа и плотностей сетей наблюдений, поскольку для уверенного выявления целевых объектов высоких иерархических уровней, используемых в практике сети наблюдений, могут быть разрежены примерно на порядок.

В отличие от статистического анализа случайных характеристик рудоносности

территорий, предлагаемая методология основана на последовательном, пространственном моделировании критериев, с использованием детерминированных параметров топографических функций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александров Г.В.* Гипсометрический анализ в металлогении. — Л.: Недра, 1990.
2. *Интерпретация* результатов литохимического опробования методом последовательной генерализации исходных данных/А.Б.Каждан, В.И.Пахомов, Е.А.Демидов и др. //Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 2. С. 96—104.
3. *Каждан А.Б., Пахомов В.И.* Обобщение исходных данных при геометризации предпосылок и признаков оруденения/Сов. геология. 1981. № 12. С. 27—34.
4. *Каждан А.Б., Пахомов В.И.* Обработка исходных эмпирических данных с позиций системного подхода к изучению недр/Сов. геология. 1986. № 11. С. 3—11.
5. *Каждан А.Б.* Условия эффективного локального прогноза рудоносности/Сов. геология. 1987. № 2. С. 63—69.
6. *Каждан А.Б., Пахомов В.И.* Методологические основы системного анализа разноуровенной геологической информации в прогнозно-поисковых целях/Сов. геология. 1991. №. С. 72—79.
7. *Кушнарев И.П.* Глубина образования эндогенных рудных месторождений. — М.: Недра. Изд. 2-ое, 1982.

УДК 002:55

© В.Ю.Зайченко, 1995

Классификация геологической информации о недрах

В.Ю.ЗАЙЧЕНКО (ВНИИгеосистем)

Геологическая информация — основной продукт деятельности организаций, предприятий и отдельных исследователей, занимающихся геологическим изучением Земли для решения как научных, так и народнохозяйственных задач. В отличие от других видов продукции она выполняет не только познавательную функцию, но и служит основой государственного регулирования геологического изучения и рационального использования недр.

Учитывая большое количество производителей и потребителей информационной геологической продукции в сферах науки и производства, правильное понимание ее значимости, смысла применяемой терминологии, унификации и стандартизации используемых видов и форм, а также информационных и машинных языков является важнейшей составляющей, обеспечивающей ее техническую и информационную совместимость.

Прежде всего рассмотрим состояние классификации геологической информации. Классификация (систематизация) информации — один из важнейших видов аналитико-синтетической группировки и переработки ее по отраслям знаний, отдельным научным дисциплинам, отдельным проблемам, предметам или по каким-либо иным формальным признакам. Такие классификации документов в той или иной степени связаны с классификацией наук, т.к. их основные классы обычно соответствуют определенным отраслям знаний, а характер дальнейшего деления классов отвечает структуре самих отраслей знаний. В более узком смысле этому может соответствовать библиотечно-библиографическая классификация — распределение документов по отраслям знаний в соответствии с их содержанием. Однако она не идентична классификации наук, поскольку имеет практическую направленность по особенностям классифицируемых объектов — книг, журналов, статей и других научных документов, а также по характеру внутреннего распределения (группировки).

Классификацией в общем виде называется распределение предметов или отношений по классам на основании общего признака, присущего предметам данного рода и отличающего их от предметов других родов, с таким расчетом, чтобы каждый класс относительно других занимал определенное, точно фиксированное место. В основе классификации лежит деление понятия. Признак, по которому производится деление, называется основанием деления и является переменным [5]. Классификация должна подчиняться следующим формально-логическим правилам: производиться только по одному основанию; получаемые в результате деления подклассы должны исключать друг друга; деление на подклассы должно быть равномерным и непрерывным.

Классификация геологической информации как отрасли знаний до настоящего времени не создана, хотя библиотечно-библиографическая классификация геологических документов разработана достаточно полно и широко используется в фондах и библиотеках. В связи с этим, прежде чем приступить к ее разработке, необходимо убедиться в наличии научно обоснованных и устоявшихся в употреблении терминов и определений объектов предстоящей систематизации; при их отсутствии достичь информационной совместимости выстраиваемых рядов будет невозможно.

Термин «геологическая информация» в информатике применяется сравнительно недавно, в связи с чем многие авторы опубликованных работ вкладывают в него различный смысл. Классификация данного вида информации как прием упорядочения раскрываемых взаимосвязей на основании определения принципов и выражения их связи в виде логически обоснованного расположения рядов требует строго научного определения предмета исследований — геологической информации.

Анализ работ по проблемам информатики показал, что наиболее полное исследование о понятиях в этой области выполнено А.И.Михайловым, А.И.Черным и Р.С.Гиляровским [7]. Ими предложены следующие определения основных терминов.

Информация есть сырой материал и состоит из простого собрания данных, тогда как знание предполагает некоторое размышление и рассуждение, организующее данные путем их сравнения и классификации. Ссылаясь на Л.Бриллюэна [1], автора данного определения, они отмечают, что такое понятие информации весьма ограниченное, но вполне достаточное для обоснования следующих терминов.

Научная информация — это получаемая в процессе познания логическая информация, которая адекватно отображает закономерности объективного мира и используется в общеисторической практике. Наряду с тем, что научной может быть только информация, получаемая в процессе познания закономерностей объективной действительности, они подчеркивают, что основу процесса познания составляет практика, производственная деятельность людей. К практике относятся материальное производство, научный эксперимент и т.д., т.е. все виды активной деятельности людей по преобразованию природы и общества. И другое существенное замечание состоит в том, что не всякая информация, получаемая в процессе познания внешнего мира, есть научная информация. Например, чувственное познание дает человеку представление лишь о единичном, об отдельных, внешних сторонах вещей. Оно поддается только логическому мышлению, облаченному в языковую форму. В связи с этим информация становится научной только тогда, когда она подвергнута обработке и обобщению абстрактно-логическим мышлением.

В термине «научная информация» слово «научная» не означает, что такая информация — атрибут лишь науки или научно-исследовательской деятельности. Оно употребляется лишь с целью подчеркнуть, что обозначаемая им информация получена в процессе познания объективного мира и адекватно отражает его закономерности. По отношению к понятию «научная информация» видовыми являются такие понятия, как «астрономическая информация», «биологическая информация», «геофизическая информация», «химическая информация» и др., т.е. происходит дальнейшее деление по отраслям науки, в которых получают и используют научную информацию [7].

Науки, изучающие строение Земли, ее происхождение и развитие, объединены в раздел «Науки о Земле», в который входят геология, геофизика, геохимия, геодезия (картография) и география [3, 7]. Каждая из перечисленных наук рассматривает большой круг проблем, в т.ч. и не связанных со строением Земли. Так, геофизика включает такие дисциплины, как метеорология, океанология, климатология и др., которые не собирают геологическую информацию и не обрабатывают ее для решения геологических задач. Вместе с тем, многие методы и геофизические технологии широко используются при изучении недр, а следовательно, позволяют целенаправленно осуществлять сбор информации для этих целей [2].

Таким образом, геологическая информация — это получаемая в процессе познания строения Земли, ее происхождения и развития логическая информация, адекватно отражающая закономерности объективного мира и использующаяся в науке и практике.

Геологическая информация, как и другая видовая информация, имеет предметную и целевую направленность, поэтому термин «геологическая информация о недрах» требует дополнительного определения. Согласно закону «О недрах», недра — часть земной коры, расположенной ниже почвенного слоя и дна водоемов, простирающейся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения. Как видно, это положение определяет не только предметную направленность необходимой для познания инфор-

мации, но и целевую — для изучения и освоения.

Целевая направленность геологической информации о недрах предполагает использование ее не только для научных целей, но и практических. В этом случае она должна удовлетворять требованиям новой отрасли науки о Земле — геономии, призванной заниматься изучением эндогенных процессов. При этом явления должны получать не только качественную, но и количественную оценку [3].

Изложенное позволяет дать следующее определение термина «геологическая информация о недрах». *Геологическая информация о недрах — это получаемая в процессе познания эндогенных процессов логическая и числовая информация, адекватно отражающая явления, происходящие внутри Земли и вызванные главным образом внутренними ее силами до глубин, доступных для геологического изучения и освоения.*

Информация имеет две качественные характеристики — содержание и форму. Содержание информации определяется смысловой, целевой и предметной ее направленностью. Применительно к термину «геологическая информация о недрах» целевая и предметная направленность определена выше, а смысловая обычно определяется признаками, характерными для тех или иных наук о Земле, в нашем случае — для геономии. В геономии на данном этапе современного развития используют комплекс геологических, геофизических и геохимических методов познания, с помощью которых и получают необходимую информацию для обработки и абстрактно-логического мышления о происходящих процессах. Это позволяет положить их признаки в основу классификации геологической информации о недрах.

Предлагаемая классификационная схема (табл. 1) подразделяется на классы и типы. Главными признаками отнесения информации к определенному классу являются признаки, характерные для тех или иных отраслей знаний наук о Земле. В нашем случае это геологические, геофизические и геохимические науки, вошедшие в геономию. Основными признаками типа информации служат признаки, характеризующие методы и способы получения (сбора) информации, используемой при дальнейшей обработке и обобщении. По сути, это признаки, характерные для отдельных научных дисциплин видов наук, входящих в геономию. В геологии это литология, минералогия, кристаллография и др., в геофизике — сейсмология, гравиметрия, магнитометрия и т.д.

1. Классификация геологической информации о недрах

Класс	Тип
Геологический	Литологический Минералогический Кристаллографический Геотектонический Петрологический Сейсмологический Геоморфологический Гидрогеологический Металлогенический Нефтегазогеологический Космогеологический Океаногеологический Каустобиологический
Геофизический	Гравиметрический Магнитометрический Электрометрический Радиометрический Сейсмоакустический Петрофизический Ядерно-физический Теплометрический Тектонофизический Структурно-физический Электромагнитометрический Кристаллофизический
Геохимический	Литохимический Геобиохимический Газотермодинамический Геоизотопный Геонефтегазохимический Геоорганохимический Геогалохимический Космохимический Газометрический

В классификационной схеме указаны и те типы геологической информации, которые в настоящее время используются недостаточно или совсем не используются при изучении недр, что не характерно для процесса познания в целом, а лишь отражает современную действительность. Классификация геологической информации о недрах является открытой и динамичной, что свойственно естественным наукам.

Содержание и форма геологической информации во многом зависят от применяемых технических средств и технологий. В связи с появлением электронных средств регистрации, обработки и хранения информации возникла необходимость в систематизации технико-технологических показателей этих средств и технологий, которые могут существенно повлиять на форму и содержание информации на всех уровнях сбора и ее использования (рисунок). Это крайне важно и в связи с созданием в системе Роскомнедра информационной компьютерной системы как части единой информационной системы недропользования в

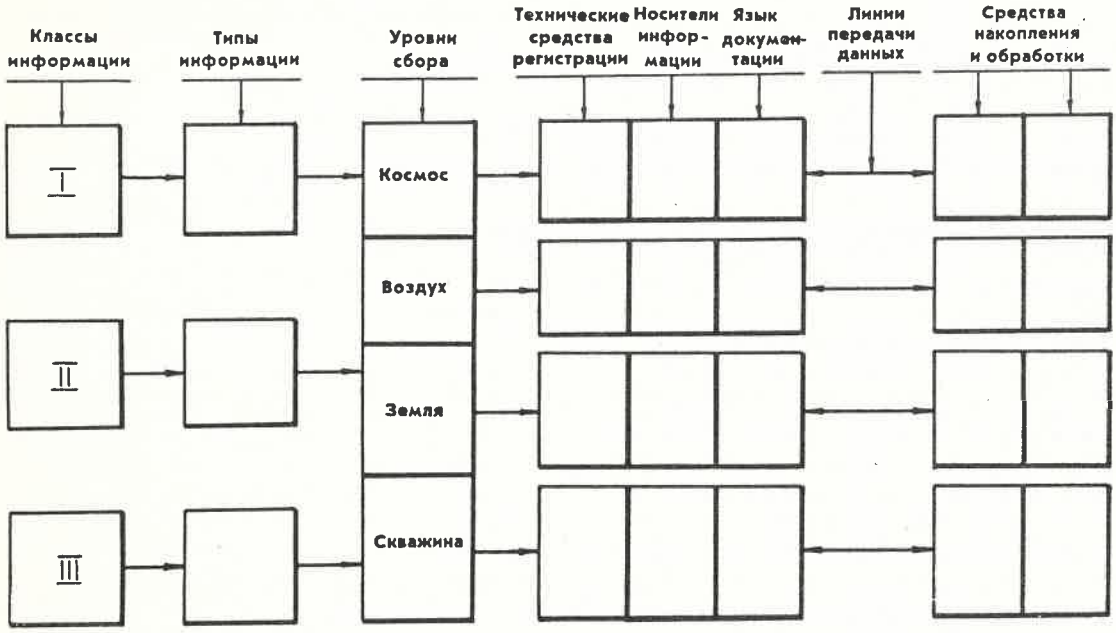


Схема систематизации технических и математических средств сбора, передачи и обработки геологической информации о недрах

России (постановление коллегии Роскомнедра от 10 августа 1993 г. № 2-2).

В последние годы созданы научные и практические основы функционирования Геосистемы как целостного механизма, постоянно развивающегося в условиях эволюции Земли и средств изучения протекающих процессов, которые позволили обосновать необходимость учета уровней сбора информации для ее интегрирования, анализа и использования в научных и научно-хозяйственных целях. Было убедительно доказано, что недоучет особенностей сбора и обработки информации на этих уровнях приводит к колоссальной потере полезных сведений о Земле, а также делает невозможным грамотное использование информации.

В Геосистеме выделены четыре уровня сбора геологической информации — космос, воздух, Земля, скважина, отличительные признаки которых приведены в соответствующих документах и в дополнительном обосновании не нуждаются.

При изучении недр в настоящее время используются многочисленные технические, программные и другие средства сбора, передачи, накопления, обработки и хранения информации, характеризующиеся различными видами носителей, технологий регистрации (документации) данных, форм изображений и языков заполнения. Их систематизация, к сожалению, в полном объеме не проводилась, что отрицательно сказалось на совместимости получаемой информации, а следовательно, и качестве документов, предназначенных для обобщения и логических выводов.

Отличительными признаками технических и других средств сбора и обработки геологической информации являются их технико-технологические характеристики, изложенные в технических инструкциях и условиях на эти средства. Они могут быть использованы для систематизации всех видов материальных средств, задействованных в информационном процессе.

Под видом носителя геологической информации понимается его материальное исполнение. Существует множество различных материальных информационных носителей, число которых постоянно растет; их технические возможности неодинаковы и ограничены их свойствами. До создания универсальных носителей их систематизация в целях последующей стандартизации выдаваемой информации крайне необходима. Носители разделяются по материалу, из которого они изготовлены (бумага, магнитная пленка, электронный блок памяти и др.). Для унификации терминологии и краткости изложения использованы такие обозначения, как бумажный, магнитный, оптический, электронный и т.д. Это позволяет, не теряя содержательной сути понятия о материальном виде носителя информации, достигать необходимой унификации.

Форма как способ существования и выражения информации характеризуется ее внешним очертанием, наружным видом установленного образца. Отличительными

признаками форм существования информации являются внешний вид носителя или его принятый образец: журнал, таблица, отчет, карта, график, лента, перфокарта и т.д. Многие из них унифицированы и стандартизированы ГОСТами, ОСТами и другими нормативными документами, однако это сделано без увязки с видами носителей информации, средствами регистрации, уровнями сбора, типами и видами геологической информации.

Для унификации видов и форм носителей геологической информации необходимо прежде всего провести их систематизацию. На данном этапе развития технических средств и регистрационных (фиксирующих информацию) материалов она может быть предложена в виде, представленном в табл. 2.

Самое существенное свойство информации — язык, на котором она излагается или фиксируется [4, 8]. Будучи средством общения и выполняя познавательную и коммуникационную функцию в деятельности человека, геологическом информационном пространстве, язык, на котором документируется геоинформация, имеет особое значение [9]. Следует отметить, что в геологической отрасли, как ни в какой другой, практически используются все виды языков, которые удалось изобрести человеку за период его сознательной деятельности.

Отличительными признаками языков являются признаки, используемые в современных автоматизированных и неавтоматизированных информационно-поисковых системах. Они подразделяются на естественные и искусственные языки, которые применяются по строго определенному назначению: естественные — как орудие мысли и общения, искусственные — в основном для документирования информации [4]. В нашем случае интерес представляют искусственные языки, созданные как для информационных систем, так и для межмашинного общения. Это языки информационные, машинные, программирования и др.

Информационный язык в отечественной геологии имеет большие традиции. Богатый запас информационного геологического языка содержится в многочисленных энциклопедических и специальных справочниках, информационных тезаурасах и системах, пособиях и руководствах, а также в научных отчетах, монографиях и других профессиональных изданиях. Вместе с тем, в процессе общения специалистами употребляются и жаргонные термины, специфичные для той или иной геологической специальности и даже геологического региона. Они допустимы только при общении. При документировании геологической информации в знаковой системе любой физической природы должны соблюдаться строгие правила ее составления, что обеспечивает ее совместимость независимо от предвходящих условий и возможность массового общения профессионалов во времени и пространстве. Машинные языки и языки программирования изобретены не так давно и призваны обеспечивать внутримашинное и межмашинное общение главным образом в электронно-вычислительных системах. Их число постоянно растет в связи с совершенствованием ЭВМ, а также созданием принципиально новых технических средств обработки информации.

2. Систематизация видов и форм носителей геологической информации

Вид	Форма
Бумажный	Бумажные ленты, листы, книги, таблицы, журналы, перфокарты, перфоленты, карты, разрезы
Магнитный	Магнитные ленты, магнитные диски, магнитные барабаны
Электронный	Запоминающие электронные устройства: блоки твердотельной памяти, платы с элементами логических решений
Оптический	Оптические диски, голографические пластинки, оптоволоконные блоки
Фотографический	Фотопленки, фотопластинки, фотокассеты
Металлический	Металлические ленты, стержни, пластинки

В заключение необходимо подчеркнуть, что геологическая информатика нуждается в более широких исследованиях в связи с бурным развитием автоматизации на всех этапах сбора, передачи, обработки и хранения информации. Недоучет этого обстоятельства неизбежно приведет к значительным экономическим и информационным потерям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бриллюэн Л.* Наука и теория информации. — М.: Физматгиз, 1960.
2. *Веселовский А.В.* Системное информационное обеспечение геологоразведочных работ. — М.: Недра, 1991.
3. *Геологический* словарь. — М.: Недра, 1978. Т. 1.
4. *Горецкий Д.И.* Формальная логика и язык //Философские вопросы современной формальной логики. М., 1962. С. 61.
5. *Клаус Г.* Введение в формальную логику. — М.: ИЛ, 1960.
6. *Козмидиади В.А.* Информационный язык. Автоматизация производства и промышленная электроника. — М.: Сов. энциклопедия, 1962. Т. 1.

7. *Михайлов А.И., Черный А.И., Гиляровский Р.С.* Основы информатики. — М.: Наука, 1968.
8. *Степанов Ю.С.* Основы языкознания. — М.: Просвещение, 1966.
9. *Философский* энциклопедический словарь. — М.: Сов. энциклопедия, 1983.

Принята редколлегией 25 апреля 1994 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 550.8.011 + 550.42:551.14 + 553.06

© А.Г.Жабин, Е.И.Филатов, 1995

Базовые рудные формации рудоносных систем

А.Г.ЖАБИН, Е.И.ФИЛАТОВ (ИМГРЭ)

Прогресс в формационном анализе обусловлен соединением его с естественной иерархией геологических объектов: разделены геологические формации по их отношению к рудообразованию (В.И.Смирнов, Д.В.Рундквист, А.И.Кривцов [4] и др.), введено понятие о рядах родственных формаций Р.М.Константиновым и В.А.Кузнецовым, проведен анализ рудных формаций в филогенетическом аспекте Д.В.Рундквистом [6], а А.А.Сидоровым и И.Н.Томсоном [7—9] предложено понятие о *базовых рудных формациях.*

Введение этого важного и прогрессивного понятия обусловлено необходимостью ранжирования всей ныне существующей пестрой совокупности «рудные формации», геологические объекты которой находятся в разном системном отношении друг к другу, геологическим формациям и глобальным рудонакопительным тенденциям.

Определение понятия базовая рудная формация (БРФ) дано разностороннее [7—9], однако оно оказалось неопределенным и требует критического анализа. Определение БРФ собрано нами из трех основных статей А.А.Сидорова и И.Н.Томсона [7—9], и оно таково: многообразие рудных формаций распадается на ограниченное число рядов родственных формаций, связанных с базовыми; последние обладают индивидуальностью и приблизительно отвечают собственно геологическим формациям, являясь их неотделимой частью, они, как правило, большеобъемны, комплексны и слабо дифференцированы, содержат фрагменты более частных формаций и их рядов; базовые рудные формации полигенны и полихронны; эволюция каждого ряда связана с переотложением массивных или вкрапленных руд большеобъемных месторождений базовых формаций.

В качестве примеров БРФ приведены [7—9]: магматические дунит-перидотит-хромитоносная; габбро-норитовая расслоенная медно-никелевая платиноносная; гидротермальные и гидротермально-осадочные колчеданные, вкрапленная золото-сульфидная, медно-молибден-порфировая; осадочные — медистые песчаники, свинцово-цинковые стратиформные, золотые черносланцевые и т.п.

Хотя одной из важных задач при введении понятия базовой формации было логическое ранжирование рудных формаций, тем не менее в сами базовые формации попали, как нам представляется, разноранговые геологические объекты:

А — действительно базовые рудные формации, являющиеся тыловыми зонами родственных рядов формаций в мегаколонках Эммонса и рядах родственных формаций Р.М.Константинова; они отнесены преимущественно к гидротермальному классу;

Б — уникальные, единичные, гигантские месторождения, не воспроизводящиеся многократно в истории Земли; например, протерозойский золото-урановый комплекс Витватерсранд (ЮАР);

В — мантийные магматические ультрабазитовые (платино-хромитовые) и габбро-норитовые медно-никелевые огромные расслоенные комплексы типа Сёдбери, Стиллутера, Дулут, Бушвельда, Инсизвы, Норильска—Талнаха, Мончи и Печенеги; никакими сколько-нибудь геологически объемными и ясными рядами родственных формаций они не сопровождаются; эти объекты весьма консервативны по многим признакам;

Г — широко воспроизводившиеся в докембрии, но позднее филогенетически «вымершие» железорудные гигантские стратиформные формации Канады (Верхнее озеро), Бразилии (Минас-Жераис), Индии

(Сингбум), Балтийского щита, Украины, России (КМА) и т.п.; они также не сопровождаются сколько-нибудь полными и масштабными рядами последующих рудных формаций;

Д — первично-осадочные рудно-материнские геологические формации; например, черносланцевая вкрапленных сульфидов первично-осадочная; возникающий на ее базе ряд действительно рудных формаций, субформаций и минеральных типов соответствует степеням метаморфического передела с параллельной ступенчатой же концентрацией золота и других металлов; в начале рядов слабометаморфизованные объекты типа Бакырчика (Казахстан), в конце — претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации объекты типа Мурунтау (Узбекистан).

Итак, в группах Д, В, Г практически отсутствуют последующие ряды родственных формаций; объекты типа Б, В, Г имеют огромные геологические масштабы и запасы, но едва ли можно говорить, что в них эмбрионально включены части последующих рудных формаций, которые разворачивались бы в зональные ряды, они по сути моно- или диэлементны — золото, железо, медь-никель и т.п. Для групп В и Г совершенно не доказано, что они служат неким промежуточным источником вещества для последующих рудных объектов (например, путем регенерации в ходе различных геологических процессов).

Является ли введенное понятие о базовых рудных формациях естественным и позволяет ли оно выделять группировки геологических объектов с использованием интегральных [2] поисковых моделей? Для ответа на этот вопрос необходимо проанализировать контуры понятия БРФ в пределах глобальных систем: в иерархии локального ступенчатого концентрирования металлов и типизации рудообразующих систем в целом (мантия, кора, поверхность геоида).

Обе эти глобальные системы локального концентрирования описываются тремя геологическими законами:

1) законом геологического концентрирования — рассеяния вещества Маккелви — Овчинникова — Иванова — Панфилова (МОИП) [3, 5], который определяет наличие в земной коре универсальных ступеней концентрирования элементов;

2) законом о стандартных физико-химических условиях рудообразования, обусловливающих многократное воспроизведение стандартных продуктов, по Л.Н.Овчинникову [5]; стандартность поясняет широко распространенную конвергентность минеральных парагенезисов, особенно во внешних частях зональных колонок разной иерархии;

3) геогенетическим законом филогенетической* эволюции, по Д.В.Рундквисту [6], где эволюция рудных формаций представлена как отражение эволюции земной коры (интенсивная, контрастная эволюция) и мантии (относительный консерватизм), как сочетание филогенеза и отногенеза.

Первая глобальная система представлена нижеследующей геологической иерархией рудоконцентрирования, в которой базовые рудные формации занимают свое место:

геологические формации и субформации продуктивные, материнские и рудовмещающие;

продуктивная фаза или фация как часть геоформации (например, в гранитоидных сериях — порфировые фазы; в базальтоидных эвгеосинклинальных колчеданоносных вулканитах — серии, расщепленные вплоть до риолитов; в черносланцевых золотоносных геоформациях — т.н. эвксинские фации, обогащенные сульфидами железа и органическим веществом и т.п.); базовые рудные формации (БРФ);

рудные формации (РФ);

субформации (например в полиметаллической жильной РФ — пирит-халькопиритовая, галенито-сфалеритовая и баритовая);

минеральные ассоциации (минеральные типы и фации) — обычно проявлены во фронтальной, внешней зоне окончания зональных колонок оруденения разной иерархии; часто проявлены и в составе околорудных ореолов. На объектах каждой ступени этой иерархической лестницы реализуется зональная структура как часть более общей из вышестоящей ступени. Сопряженно квантуются как зональная структура продуктов минералоотложения, так и сам геохимический механизм концентрации металлов на базе закона МОИП [3—5]. Выделенные объекты геологической иерархии являются естественными множествами с областями признакового перекрытия, поэтому разграничение и формализация соответствующих понятий в полном виде едва ли возможна.

Вторая глобальная система обстановок рудогенерации, которые по иерархии выше геологических формаций, представлена

* Филогенез — эволюция свойств всех индивидов (рудных месторождений) определенного вида (рудной формации) в ходе геологической истории планеты или ее отдельных крупных периодов. Онтогенез [1] — жизнь индивида, рудного месторождения (зарождение → рост → автоизменения → метаморфизм → разрушение).

пятью их группами в порядке уменьшения глубинности.

I. Мантийные рудоконцентрирующие системы, с глубинным источником вещества и энергии. Весьма консервативны в филогенетическом аспекте.

II. Коровые вулканогенно-магматические системы (экстракция и отщепление рудных компонентов главным образом из коровых магм).

III. Внутрикоровые флюидно-гидротермальные системы, в значительной мере оторванные от источников вещества и энергии; разгрузка внутрикоровая, и в т.ч. на дне океанов и морей.

IV. Близповерхностные метаморфогенные: стадии литогенеза осадочных толщ, метаморфизм термальный, давления и динамометаморфизм; элизионные бассейны и т.п.

V. Поверхностные системы с внешним источником энергии: осадочные бассейны пресноводные и океанические, коры выветривания, россыпи и т.п.

Если необходимостью выделения БРФ считать группировку, укрупнение рудных объектов со сходными генетическими и поисковыми признаками и если в определении понятия базовой рудной формации считать наличие продолжающегося ряда родственных формаций в виде мегазональной колонны *эмерджентным* системным свойством, то многие из объектов, отнесенных к базовым рудным формациям в работах [7—9], должны быть из них исключены. Большинство из них, не имеющих рядов и являющихся эволюционно-консервативными (мантийными), сольется с рудоносными геологическими формациями, например: дунит-перидотит-пироксенитовые комплексы Урала с хромитовым и титано-магнетитовым оруденением, габбро-норитовые расслоенные комплексы с медно-никелевым оруденением, ультраосновные — щелочные карбонатитовые комплексы с железорудным, фосфорным, ниобиевым, циркониевым, редкоземельным, медным оруденением и т.п. (рис. 1).

В этом контексте необходимо уточнение признаков разграничения понятий рудная формация и базовая рудная формация. Прежде всего принимается во внимание упомянутое выше их соседнее расположение в геологической иерархии ступенчатого концентрирования металлов: геологические формации → продуктивные фазы и фации → БРФ → РФ → ... Проанализируем их разграничение в системном отношении (элементы + свойства + отношения). Для РФ и БРФ общее свойство — парагенезис химических элементов, минералов и горных пород, и он есть эмерджентное свойство всей иерархии понятий формация. Необходимо найти отличительные диагностические признаки РФ и БРФ [10].

В системе рудной формации (РФ) имеем:

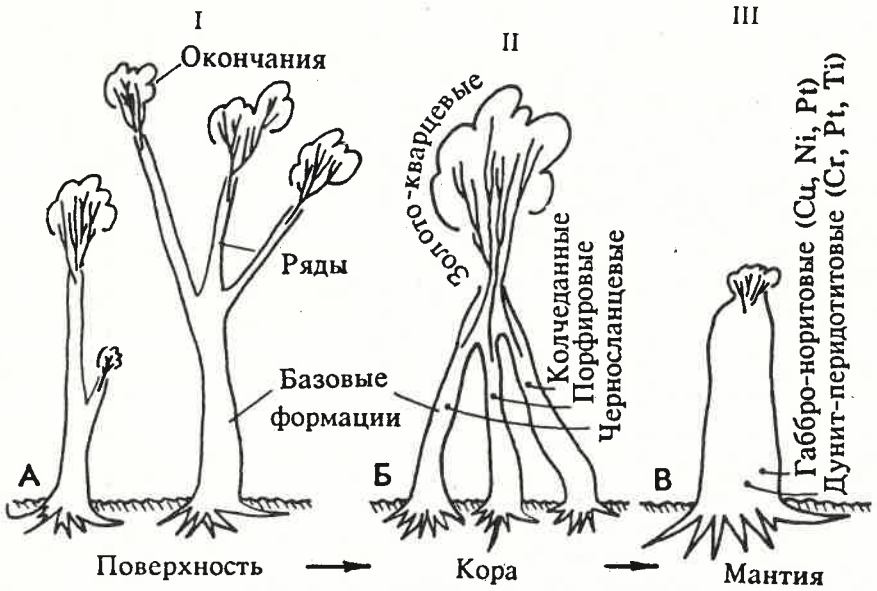


Рис. 1. Типовые соотношения базовых рудных формаций с сопровождающими их рядами родственных рудных формаций:

рудные формации: I — ветвящиеся, II — конвергентные, III — мантийные консервированные; А — нормальное соотношение; Б — сходные, конвергентные окончания при редуцировании самих рядов; В — практическое отсутствие сопровождающего ряда, обособленного пространственно

1 — парагенезис элементов минералов и горных пород, его структура и геологические условия проявления, 2 — многократное воспроизведение его в различные геологические эпохи, 3 — концентрирование металлов (РФ = 1 + 2 + 3). Первый компонент, парагенезис, структурирован в вещественно-пространственно-временных координатах как сумма и как последовательность: 1 = а + в + с ... и 1 = а → б → в → с → ... (зональность, дифференцированность). Второй компонент, воспроизводимость, имеет соприкосновение с парагенезисом как закономерным, повторяющимся сочетанием предметов, ибо последний определяется через факт воспроизводства. Третий компонент, степень концентрирования, хотя и связан с антропоморфными понятиями руда, полезное ископаемое и минимально-промышленное содержание, однако в нем заключены эмпирически установленные естественные ступени концентрирования металлов, иллюстрирующие детали проявления закона МОИП.

В определении нового понятия БРФ должны сохраниться компоненты РФ (1 + 2 + 3), но добавляется компонент 4 — наличие зонального ряда родственных формаций, в тыловой зоне которого и находится БРФ (это и есть эмерджентное свойство системы БРФ) (рис. 2).

Итак, определения имеют вид: РФ = 1 + 2 + 3, а БРФ = 1 + 2 + 3 + 4. Они иерархичны и многоуровневы. Например, в парагенезис РФ могут входить гранодиорит-порфиры второй фазы, а в БРФ — весь ряд гранитоидов, начиная с главной фазы. Зональные ряды БРФ, составленные из объектов уровня РФ, имеют свое модельное подобие и у самих РФ. Например, в полиметаллической жильной гидротермальной РФ месторождение или рудное поле нередко представлены зональной колонкой изолированных рудных тел с чередованием (тыл → фронт) минеральных типов (снизу вверх): пирит-арсенопиритовый →пирит-халькопиритовый → галенит-сфалеритовый → галенит-сульфосольно-баритовый и т.п.

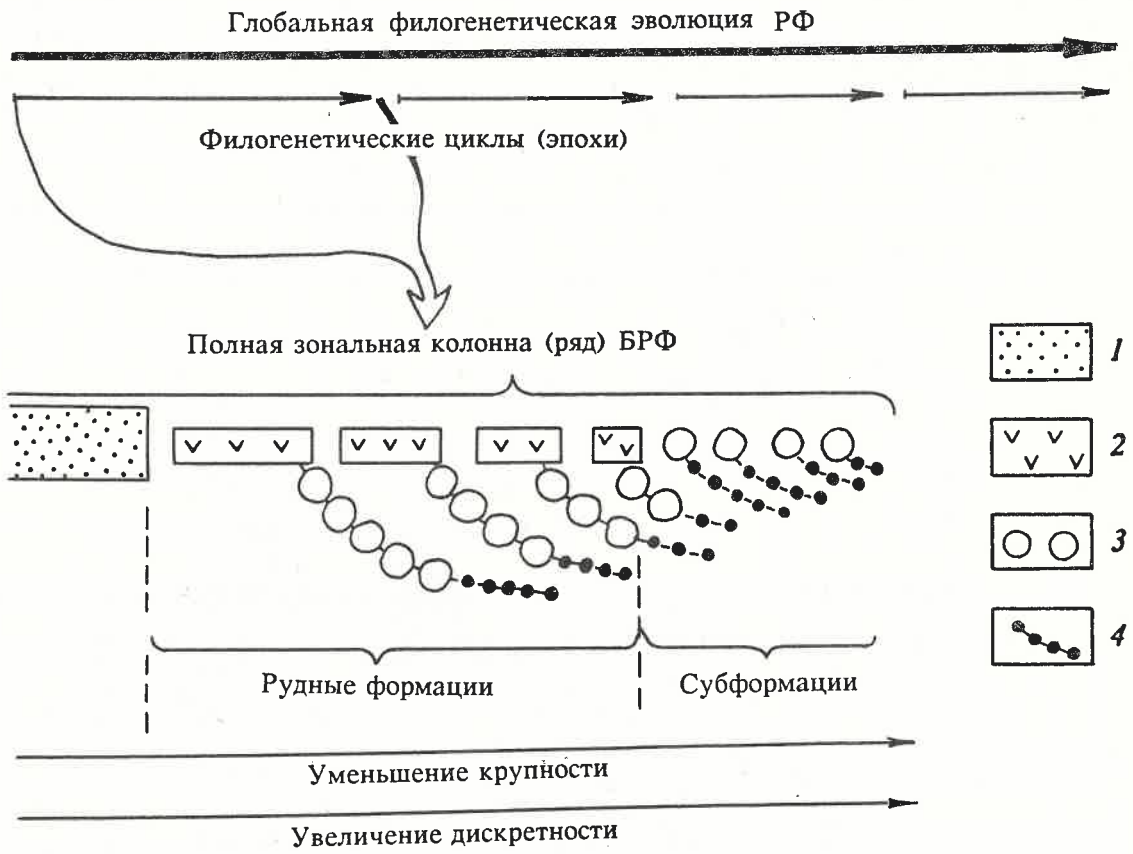


Рис. 2. Зонально-эволюционная структура базовой рудной формации в глобальной филогенетической эволюции рудных формаций:

1 — собственно объекты **БРФ**, занимающие тыловую часть зональной мегаколонны оруденения; *2* — объекты родственных рудных формаций, составляющие зональный ряд **БРФ**; *3* — зональные ряды субформаций; *4* — зональные окончания рядов минералоотложения всех иерархий (минеральные типы)

Хорошо известно также, что многие зональные колонки БРФ и РФ имеют чрезвычайно сходные окончания по субформациям и минеральным типам (см. рис. 2). Подобная конвергентность особенно широко распространена в классе сульфидных гидротермальных месторождений (например, субформации халькопиритовые и галенит-сфалеритовые карбонатные, золото-кварцевые, серебряные и т.п.) (см. рис. 1).

В будущем полезно рассмотреть БРФ и РФ как филогенетические (эволюционирующие) виды и подвиды естественных концентрирующих систем. Виды и подвиды представлены индивидами, т.е. одиночными, конкретными геологическими объектами — рудными месторождениями. В подобных филогенетических видах и подвидах спрессован потенциал эволюции ранних стадий геохимических, физико-химических циклов, и они разворачиваются с возникновением зональных колонок минералоотложения разной иерархии, сложенных индивидами БРФ и РФ, т.е. рудными телами (см. рис. 2).

В итоге можно предложить такое определение базовой рудной формации: БРФ = 1 + 2 + 3 + 4, она занимает в иерархии рудоносных формаций промежуточную ступень между геологическими и рудными формациями, сопровождается, как правило, зональным рядом объектов родственных рудных формаций, ее объекты находятся в тыловой (ранней) позиции ряда конкретного цикла или периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жабин А.Г.* Онтогения минералов (агрегаты). — М.: Наука, 1979.
2. *Жабин А.Г.* Рудное месторождение: структура поисковой модели четвертого поколения //Докл. АН СССР. 1993. № 5. С. 617—620.
3. *Иванов В.В., Панфилов Р.В.* О зависимости между рассеянием и концентрацией в общем геохимическом цикле //Геохимия. 1985. № 9. С. 1250—1258.
4. *Кривцов А.И.* Принципы классификации геологических формаций по роли в рудогенезе //Геология рудных месторождений. 1984. № 1. С. 67—71.
5. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. — М.: Недра, 1990.
6. *Рундквист Д.В.* Эволюция рудообразования во времени //Эволюция рудообразования во времени. М., 1989. С. 175—183.
7. *Сидоров А.А.* О рудноформационном анализе золотых и золотосодержащих месторождений //Геология рудных месторождений. 1992. № 6. С. 70—79.
8. *Сидоров А.А., Томсон* И.Н. Базовые рудные формации и новый подход к систематике месторождений //Тихоокеанская геология. 1989. № 6. С. 97—102.
9. *Сидоров А.А., Томсон И.Н.* Базовые формации массивных и вкрапленных руд и их взаимоотношения с сопутствующими формациями жильных месторождений //Этапы образования рудных формаций. М., 1989. С. 57—70.
10. *Филатов Е.И., Ширай Е.И.* Формационный анализ рудных месторождений. — М.: Недра, 1989.

УДК 553.43'536.001.57

© Коллектив авторов, 1995

Количественные характеристики рудообразующих медно-порфировых конвективно-рециклинговых систем

А.И.КРИВЦОВ, В.С.ЗВЕЗДОВ, М.М.ГИРФАНОВ, И.В.ЕГОРОВА (ЦНИГРИ)

В работах по моделированию рудных месторождений и рудообразующих систем в последние годы существенно возросли доля и значение количественных построений. Конвективно-рециклинговые рудообразующие системы продуцируют скопления широкого спектра полезных ископаемых. Среди них наиболее масштабны медно-порфировые руды, геологическая изученность месторождений которых достаточно высока для количественного моделирования.

Структура и геометрические параметры систем основываются на результатах некоторых ранее выполненных обобщений [2, 5], в которых, в частности, показано, что в качестве главных элементов медно-порфировых конвективно-рециклинговых систем (МП КРРС) должны выделяться рудоносные порфировые интрузивы, рудные тела, расположенные в серицитолитовых и аргиллизитовых метасоматитах над безрудным «кварцевым ядром», а также внешние ореолы пропилитизированных пиритсодержащих пород. В базовой модели МП КРРС принимается, что рудные тела и непосредственно прилегающее к ним пространство отвечают зоне разгрузки рудоносных растворов, в составе которых преобладают поровые (либо захороненные) воды пород внешних частей системы, вовлекаемые в циркуляцию под воздействием теплового поля (или потока) рудоносного интрузива. Допускается, что такие воды, омывая поро-
ды интрузивной рамы, заимствуют из них

рудное вещество и транспортируют его в зону разгрузки (рудонакопления). Обмен вод в системе (рециклинг) осуществляется по многочисленным каналам, совокупность которых составляет конвекционные (рециклинговые) ячеи разного размаха.

При построении структуры и расчете геометрических параметров МП КРРС учтены следующие взаимосвязанные элементы:

рудные тела, принадлежащие к зоне разгрузки, ограниченные сверху и снизу бортовыми (минимально промышленными) содержаниями меди и разделенные по вертикали на две части полосой максимальных концентраций металла либо линией их инверсии (возрастание — убывание);

подзоны подрудной разгрузки рудоносных растворов, расположенные между максимально выщелоченными породами (безрудное «кварцевое ядро») и нижней границей рудного тела;

подзоны надрудной разгрузки, облекающие рудные тела за их верхними промышленными ограничениями;

зоны загрузки (насыщения) растворов металлом (металлами), охватывающие основной объем конвекционных ячей и ограниченные их максимальным размахом по латерали и вертикали.

Для построения геометрической модели МП КРРС был выбран наиболее распространенный конформный тип рудных тел в изометричном его варианте. Это отражает расположение рудных тел в интрузив-надынтрузивных зонах изометричных в плане штокообразных рудоносных магматических тел. Исходя из этого, для главных элементов системы принимается круговая форма в плане и в разрезах.

Геометрические параметры системы рассчитаны для рудного тела с запасами меди 6 млн т, что в ранговых рядах запасов медно-порфировых месторождений отвечает достаточно представительному классу объектов. Среднее содержание меди принято равным 0,6% при ограничениях нижней и верхней кромок рудного тела по содержанию меди 0,1%.

Возможный размах конвекционных ячей по вертикали и латерали в ранее выполненных работах оценивался по критерию достаточности соответствующего объема пород для обеспечения зоны рудонакопления эквивалентным количеством металла. В данном исследовании при определении размеров конвекционных ячей учитывались систематизированные данные о ширине пиритовых и/или пропилитовых ореолов, которые рассматриваются как продукты преобразования пород интрузивной рамы водами конвекционных ячей.

В разработках ряда авторов принималась простая концентрическая структура конвекционных ячей в поперечных разрезах. Однако в дальнейшем были получены данные о стягивании потоков (их большей плотности) в

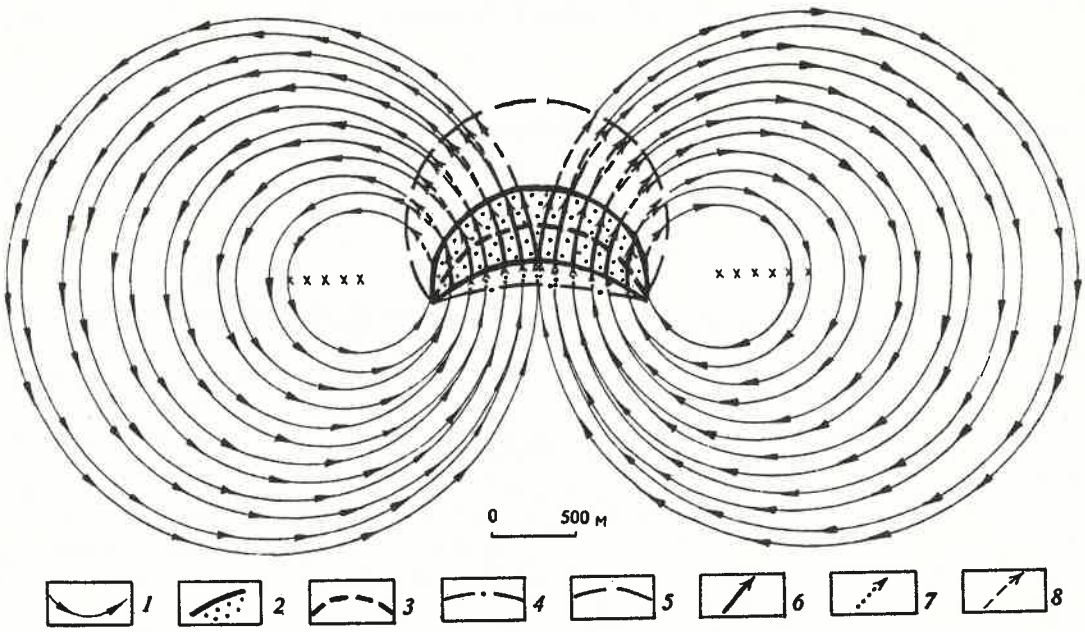


Рис. 1. Структура медно-порфировой конвекционно-рециклинговой системы в поперечном разрезе:

1 — условные линии токов растворов в конвекционных ячеях; границы: *2* — рудного тела, *3* — зон роста и падения концентрации меди в рудном теле, *4* — подзоны подрудной разгрузки, *5* — подзоны надрудной разгрузки; направления разгрузки растворов в пределах: *6* — рудного тела, *7* — подрудной подзоны, *8* — надрудной подзоны

1. Расчетные параметры элементов модели МП КРРС

Элемент модели	Радиус, 10^2 м	Высота, 10^2 м	Длина, 10^2 м	Площадь, 10^4 м^2	Объем, 10^6 м^3	Масса, 10^6 т при плотности пород ρ = 3 т/м^3
Рудное тело						
В плане	6	—	37,68	113,04	—	—
В разрезе	6	4	—	38,58	—	—
В пространстве	6	4	37,68	—	334,93	1004,8
Верхнее ограничение (разрез)	6	6	18,84	56,52	—	—
Граница инверсии (разрез)	7,75	3,5	16,05	37,23	—	—
Нижнее ограничение (разрез)	9,5	2	13,25	17,94	—	—
Запасы руды	—	—	—	—	—	1004,8
Запасы металла (Cu) при $K_{ср}$ = 0,6 % ($K_б$ = 0,1 %)	—	—	—	—	—	6,03
Подзона надрудной разгрузки (ПНР)						
В плане	7,5	—	47,1	176,62	—	—
В разрезе	7,5	6	—	98	—	—
В пространстве	7,5	6	47,1	—	1035,0	3105
Верхнее ограничение (разрез)	7,5	12	34,0	154,5	—	—
Нижнее ограничение (разрез)	6	6	18,84	56,52	—	—
Путь разгрузки (макс.)	—	6	7	—	—	—
Запасы руды	—	—	—	—	—	3105
Запасы металла (Cu) при $K_{ср}$ = 0,05% (0,02% ≤ K_{Cu} < 0,1%)	—	—	—	—	—	1,55
Подзона подрудной разгрузки (ППР) (от опорного основания до нижней границы рудного тела)	6	2	37,68	113,04	117,23	351,69
Запасы металла (Cu) при $K_{ср}$ = 0,05% (0,02% ≤ K_{Cu} < 0,1%)	—	—	—	—	—	0,176
Конвекционная ячея в разрезе (одна сторона системы)						
Внешнее ограничение (круговое)	15	30	94,2	706,5	—	—
Внешнее ограничение (эллиптическое)	15	36	106,2	989,1	—	—
Зона загрузки (без ПНР, РТ, ППР) (круговое)	15	30	80,2	629,2	—	—
Зона загрузки (без ПНР, РТ, ППР) (эллиптическое)	15	36	92,2	911,8	—	—
Центр ячей	7,5	—	—	—	—	—
Система ячей в плане (проекция)						
Внешнее ограничение	30	—	188,4	2826	—	—
Ось тора	15	—	94,2	706,5	—	—
Ось центров внутреннего ограничения	7,5	—	47,1	176,6	—	—
Максимальное сечение нисходящего потока — в пространстве	29,6	—	21	2751,7	—	—
Зона загрузки (без ПНР, РТ, ППР)	30	30	—	2751,7	65065,1	195,2
Максимальное сечение нисходящего потока	29,6	—	21	2751,7	—	—
Максимальное сечение горизонтального потока	9	14	56,52	791,3	—	—
Запасы металла в зоне загрузки при кларке меди в гранодиоритах 0,01%	—	—	—	—	—	19,53
Зона разгрузки в целом (сумма ПНР, РТ, ППР)	—	—	—	—	1481,2	4,5
Суммарные запасы металла (Cu) в зоне разгрузки: при $K_{ср}$ = 0,6% ($K_б$ = 0,1%)	—	—	—	—	—	7,76
Разность запасов металла (Cu) в зонах загрузки и рудной разгрузки при $K_ф$ = 0,01% для $K_{ср}$ = 0,6%	—	—	—	—	—	11,77
Доля запасов металла (Cu) в зоне разгрузки от запасов зоны загрузки при $K_ф$ = 0,01% для $K_{ср}$ = 0,6%	—	—	—	—	—	39,7

Примечание. Содержания меди: $K_ф$ – фоновое, $K_б$ – бортовое, $K_{ср}$ – среднее, K_{Cu} – в определенном интервале значений (для подзон надрудной и подрудной разгрузки)

зонах разгрузки [3], что может быть объяснено допущением о заглублении центров конвекционных ячей (параллельно с погружением центров кристаллизации в рудоносном интрузиве) на более низкие уровни. Погружение центров кристаллизации должно неизбежно сопровождаться уменьшением теплоотдачи и, как следствие этого, сокращением радиуса конвекционных ячей и заглублением их центров со смещением к оси интрузива. Таким образом, возникает сочетание концентрических ячей разного радиуса, определяющее эксцентричность их интегрированного сочетания. Оба варианта получают отражение в эксцентрической структуре геометрической модели конвек-

ционных ячей (рис. 1), которая использована для расчета геометрических и других параметров системы (табл. 1). Для упрощения расчетов в этой модели не учитывается возможное заглубление центров конвекционных ячей.

Гидродинамические особенности рассматриваемых систем анализировались в работах [1, 6, 8], где главная роль отводится свободной конвекции. Она, как известно, возникает за счет перепада плотностей флюида в разных частях систем в форме сообщающихся сосудов. Допускается, что этот процесс поддерживается разогревом растворов на восходящих ветвях потока вблизи интрузивов при охлаждении на нисходящих ветвях.

Ближайшими природными аналогами МП КРРС могут считаться современные геотермальные системы, в первую очередь, природные высокотемпературные гидротермальные резервуары (ВГР), детально изученные как источники энергии [1 и др.]. Наблюдения над ВГР, соответствующие термодинамические расчеты и результаты моделирования показывают, что магматические тела объемом $n \cdot 10$ км^3 способны в водонасыщенной среде проницаемостью более 10^{-15} м^2 формировать восходящие потоки разогретых вод, которые могут циркулировать в конвекционно-рециклинговых ячеях в течение $n \cdot 10\,000$ лет. Эти показатели не противоречат общим представлениям об условиях функционирования рудообразующих систем и их параметрах. Расчеты и моделирование ВГР позволили получить ряд физических параметров, составляющих основу оценок тепломассопереноса. Для моделей с сосредоточенными параметрами показано [1], что расход восходящего потока W зависит от его сечения A, коэффициента фильтрации k и разности плотностей флюида $\delta\rho$ в нисходящем и восходящем потоках, обеспечиваемой за счет теплоподачи в восходящий канал

$$W = A\, k\, \delta\rho. \qquad (1)$$

По А.В.Кирюхину [1], массовая скорость v связана с коэффициентом проницаемости K и разностью плотностей флюида выражением

$$v = (K\delta\rho)^{\alpha}, \text{ где } \alpha = 0{,}6 \div 0{,}8. \qquad (2)$$

Восходящий флюидный поток рассматривается А.В.Кирюхиным как термолифт, обеспечивающий скорость перемещения температурного фронта $v_т$:

$$v_т = C_0\, v / C, \qquad (3)$$

где C_0 — объемная теплоемкость воды; C — объемная теплоемкость водонасыщенных пород, v — скорость фильтрации.

По оценкам Д.Нортона [8], при остывании магматического тела сечением 1,5×1,5 км расход массового потока в конвекционной ячее достигает 15 г/см^2; при этом в осевой части восходящего потока допускается прохождение 300 кг воды через 1 см^2 за 10 000 лет.

Значительный интерес для расшифровки природы «стартового механизма» МП КРРС представляют результаты работ А.В.Кирюхина по моделированию ВГР [5], в которых, в частности, показано развитие ВГР на начальном этапе в «снарядно-пульсирующем» режиме. Последний обусловлен расположением в восходящем канале чередующихся паровых и водяных «снарядов», продвигающихся последовательными импульсами с весьма значительными скачками давления. Причина этого заключается в периодическом закупоривании каналов паром и перемещении зоны высоких температур на верхние уровни системы при отставании более холодного флюида, который прорывается по каналу только после значительного нагрева.

Такого рода режимы могут порождать эксплозивные явления в интрузив-надынтрузивных зонах рудообразующих систем, что обычно связывают с вскипанием магматогенных флюидов либо метеорных вод [2,7]. Формирование эксплозивных брекчий может рассматриваться как инициирующий толчок флюидной составляющей системы, сменяющийся началом свободной конвекции в тепловом поле рудоносного интрузива. Важно отметить, что эксплозии приводят к образованию или значительному расширению каналов на путях восхождения растворов. Наличие подобных высокопроницаемых зон служит, вероятно, определяющим фактором для стягивания потоков растворов от нисходящих к восходящим ветвям конвекционных ячей.

По линейным размерам МП КРРС (см. табл. 1) построена ее объемная геометрическая модель, которая подобна изогнутым песочным часам со слившимися верхним и нижним основаниями с переменными сечениями в области перемычки. При принятии площади нижней границы рудного тела за единицу по направлению потока имеет место следующий ряд значений: а — зона загрузки — 23; б — нижняя граница рудного тела — 1; в — верхняя граница рудного тела — 2; г— верхняя граница зоны надруд-

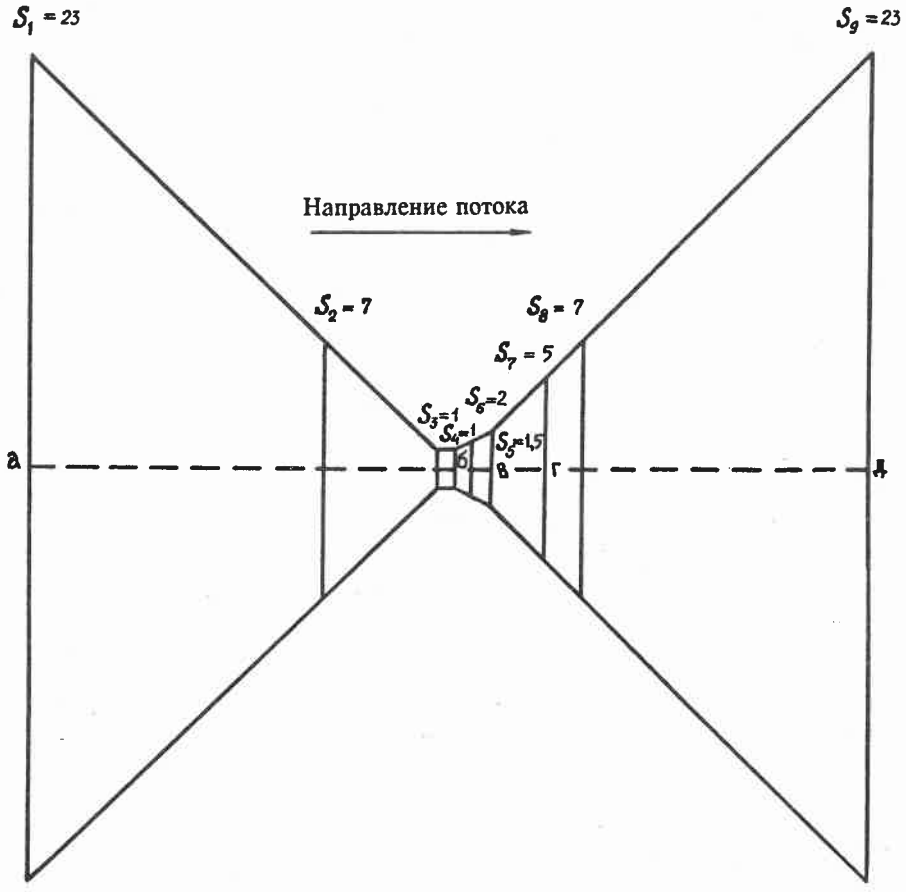


Рис. 2. Развертка объемной модели расчетной медно-порфировой конвективно-рециклинговой рудообразующей системы

ной разгрузки — 5; д — зона загрузки — 23 (рис. 2).

Независимо от природы стартового механизма, движение вод в МП КРРС может рассматриваться как установившийся поток, для которого применимо уравнение неразрывности:

$$S_1 v_1 = S_2 v_2 = S_3 v_3 = \ldots = S_n v_n. \quad (4)$$

При скорости потока в зоне загрузки, равной 1, на нижней кромке рудного тела она увеличивается до 23, на верхней его границе снижается до 12,5, а в зоне надрудной разгрузки до 5. Таким образом, для восходящих потоков в зоне рудоотложения (б—в) характерно увеличение скоростей по крайней мере на порядок, а за пределами рудных тел (в—г) — падение в пять раз (см. рис. 1, 2).

Обобщенное сечение системы подобно сопряжению по потоку сопла (конфузора) — от а до б — и диффузора — от б до г и далее. Эта ситуация описывается соотношением диаметров сечений: $d_а > d_б < d_в$, откуда следуют соотношения скоростей потока, давлений и температур: $v_а < v_б > v_в$; $P_а > P_б < P_в$; $T_а > T_б < T_в$. Кроме того, на выходах из диффузоров возникают возвратные и циркуляционные течения. Иными словами, в суженных частях системы должны происходить резкие (катастрофические) изменения состояния растворов, что может и быть причиной их разгрузки, интенсивность которой так или иначе зависит от сечений потока.

Для расчета перепада давлений в сужающихся частях системы может быть использована формула трубки Вентури:

$$P_а - P_б = 0{,}5\rho v_а^2 [(d_а / d_б)^4 - 1], \quad (5)$$

где $P_а$ и $P_б$ — давление потока в сечениях а и б; $d_а$ и $d_б$ — диаметры этих сечений; $v_а$ — скорость фильтрации растворов в первом из сечений.

При замене $v_а$ на формулу массовой скорости по А.В.Кирюхину (см. выше) выражение (5) принимает форму:

$$P_а - P_б = 0{,}5(K\delta\rho)^2 [(d_а / d_б)^4 - 1]. \quad (6)$$

Гидродинамика МП КРРС требует специ-

альных исследований на основе уравнений конвекционной фильтрации жидкости в пористых средах. Вместе с тем, изложенные аналитические подходы отвечают целям данного исследования, объясняя положение зон разгрузки (рудных тел) геометрическими и гидродинамическими характеристиками системы.

Баланс металла в системе достигается равенством его интегрированной массы, вынесенной из зоны загрузки растворов, и массы, накопившейся в зоне их разгрузки. Это возможно лишь в тех случаях, когда запасы металла в зоне загрузки $M_з$ существенно превышают запасы зоны рудонакопления $M_р$. Эффективность рудопродуцирования системы (ее «коэффициент полезного действия») определяется соотношением $M_р$ и $M_з$, т.е. долями мобилизованного металла.

Запасы металла во всей зоне разгрузки $M_р$ расчетно определены в $8 \cdot 10^6$ т (из них $6 \cdot 10^6$ т — в границах рудного тела). Общие запасы зоны загрузки $M_з$ при исходном содержании $K_ф$ = 0,01% (100 г/т) составляют около $20 \cdot 10^6$ т. Соответственно вынесенное содержание $K_{вын}$ оценивается в 0,004% (40 г/т), а остаточное $K_о$ — в 0,006% (60 г/т).

Перераспределение металла осуществляется по замкнутым контурам конвекционных ячей, которые разделены на зоны обеднения пород (загрузки растворов) и зоны обогащения — рудоотложения (разгрузки растворов). В верхних частях конвекционных ячей эти зоны разграничены линиями фоновых содержаний меди в породах интрузивной рамы $K_ф$, где растворы обладают некоторым начальным состоянием с минимальными концентрациями меди C_{min}. В нижних частях конвекционных ячей, на их восходящих ветвях, границы зон объединяют точки с минимальным содержанием меди в породах $K_о$, в которых растворы обладают максимальными концентрациями меди C_{max} — перед началом разгрузки.

В зоне разгрузки по линиям потока можно выделить четыре участка: от точки $K_о$ до нижней бортовой границы рудного тела $K_н$, от нее — до линии инверсии концентраций K_{max}, от последней — до верхней бортовой

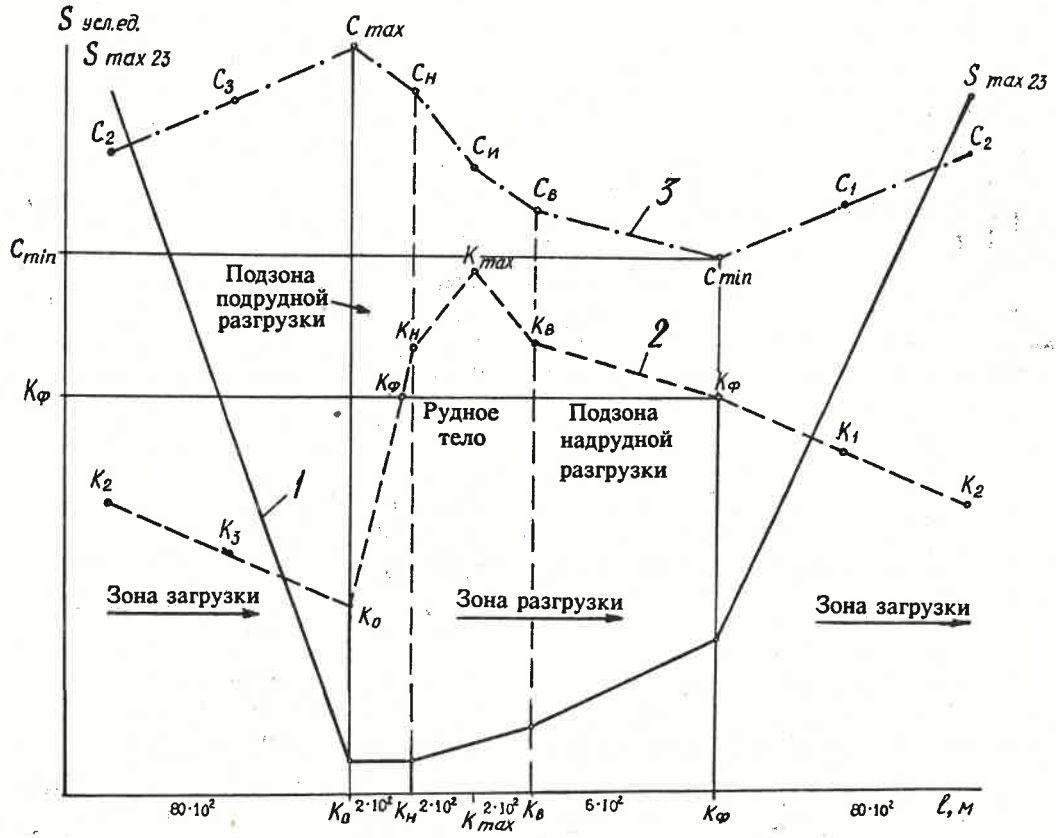


Рис. 3. Распределение содержаний металла в объеме модельной рециклинговой системы с переменными сечениями:

1 — площади поперечных сечений системы *S*; *2* — содержание меди в породах *K*; *3* — содержание меди в растворах *C*

границы рудного тела $K_в$ и от этой границы до появления фоновых содержаний $K_ф$. По каждой из таких линий в зоне разгрузки имеет место снижение концентраций меди в растворе (от C_{max} в точках с $K_о$ до C_{min} в точках с $K_ф$ — через промежуточные значения $K_н$, K_{max}, $K_в$; рис. 3).

По любой линии потока перепад концентраций металла в растворе между двумя смежными точками должен быть равен разности содержаний в породах этих точек. Соответственно этому по всей зоне разгрузки в каждой последующей по потоку точке породы обогащены металлом по сравнению с предыдущей, а растворы обеднены; в зоне загрузки имеет место обратная картина. Иными словами, увеличение содержаний в породе (руде) от $K_о$ до $K_н$, от $K_н$ до K_{max}, а также последующее их убывание от K_{max} до $K_в$ и от $K_в$ до $K_ф$ сопровождается эквивалентными изменениями концентраций металла в растворе. Баланс содержаний в растворе и промываемых породах по любым произвольным отрезкам замкнутого контура элементарного потока сводится к выражению:

$$2C_{max} - 2C_{min} = 2K_{max} - K_ф - K_о. \quad (7)$$

Выше было принято, что разность максимальных и минимальных концентраций в растворе равна разности фоновых и остаточных содержаний в породе, т.е. вынесенным их значениям $K_{вын}$. Если ввести коэффициент экстракции металла $\nu = K_{вын}/K_ф$, то выражение (7) может быть преобразовано в форму:

$$K_{max} = K_ф(1 + 0{,}5\nu). \quad (8)$$

При принятом выше значении $K_ф$ величина K_{max} по данному уравнению не достигает наибольших концентраций, известных в зонах инверсии модельного и реальных рудных тел. Этот дисбаланс объясняется тем, что в зоне рудонакопления происходит не только отложение металла, поступившего из зоны загрузки, но и переотложение ранних скоплений рудного вещества последующими порциями растворов. В данном случае для каждой точки зоны разгрузки ранее возникшие содержания металла по отношению к последующим порциям растворов выступают как исходные (подобно $K_ф$ в зоне загрузки). При таких явлениях возможно перемещение участков максимального рудонакопления по потоку растворов — от нижних уровней к верхним.

Последовательное смещение границ инверсии содержаний сопровождается их ростом в условиях добавления растворенных продуктов последующего оборота к ранее возникшим либо сохранившимся от переотложения. Исходя из соотношений максимальных содержаний в рудах и фоновых — в породах, такие последовательные отрезки отложения-переотложения могут быть описаны соотношениями:

$$K_1 = K_ф(1 + 0{,}5\nu); \; K_2 = K_1(1 + 0{,}5\nu_1);$$

$$K_3 = K_2(1 + 0{,}5\nu_2); \; K_4 = K_3(1 + 0{,}5\nu_3), \quad (9)$$

где K_1 — K_4 — наибольшие содержания металла, возникающие на соответствующих отрезках: ν_1 — ν_4 — коэффициенты извлечения ранее возникших концентраций в переотложение.

Для конкретных расчетов необходимо знание коэффициентов ν для каждого отрезка, а также учет количеств дополнительно привносимого и остающегося после переотложения рудного вещества.

Баланс масс флюидов, участвующих в конвективно-рециклинговом круговороте, зависит от распределения металла и его содержаний в соответствующих элементах системы. Интегральная масса вод $M_в$, необходимая для перемещения металла массой $M_р$, определяется через его растворимость C:

$$M_в = M_р/C. \quad (10)$$

С другой стороны, $M_в$ зависит от эффективного объема системы ($W_э = p\,W_з$, где p — проницаемость, $W_з$ — объем зоны загрузки) и числа обменов вод в системе n:

$$M_в = n\,W_э \text{ или } M_в = n\,p\,W_з. \quad (11)$$

Из приведенных выражений вытекает равенство

$$M_р = C\,n\,p\,W_з. \quad (12)$$

Масса пород зоны загрузки $P_з$ равна произведению их объемной массы ($\rho = 3$) на объем зоны загрузки $W_з$. При замене $W_з$ на $P_з$ вышеприведенное уравнение преобразуется в форму:

$$3M_р = C\,n\,\rho\,P_з, \quad (13)$$

$$\text{или } 3\,K_{вын} = C\,n\,\rho, \quad (14)$$

где $K_{вын} = M_р/P_а$.

С учетом того, что коэффициент экстракции $\nu = K_{вын}/K_ф$, получаем зависимость числа обменов вод от фоновых содержаний металла, его растворимости во флюиде, проницаемости пород системы и интенсивности извлечения металла из зон загрузки:

$$n = 3\nu\,K_ф/\rho C. \quad (15)$$

Проницаемость пород системы p, как следует из ранее проведенных обобщений (1) и (5), весьма ограничена. Для многовариантных расчетов могут быть приняты следую-

2. Расчетное число обменов вод в системе при различной растворимости меди и разной проницаемости среды

Эффективные объемы среды, 10^9 м ^{3} при коэффициенте проницаемости K	Число обменов вод (в $n.10^3$) при разной растворимости металла, г/т и различных расчетных объемах флюида (в скобках), 10^{12}м^3		
	1 (7,75)	5 (1,55)	10 (0,775)
1,302 при K = 0,02	5,95	1,19	0,595
0,651 при K = 0,01	11,9	2,38	1,19
0,326 при K = 0,005	23,8	4,76	2,38

щие коэффициенты проницаемости $5 \cdot 10^{-3}$; $1 \cdot 10^{-2}$; $2 \cdot 10^{-2}$ отн. ед. Растворимость меди в современных рудообразующих и геотермальных системах составляет 0,5—5 г/т. Фоновые содержания в породах МП КРРС не превышают 100 г/т. Извлечение металла из пород зоны загрузки ν для рассматриваемой модели составляет 0,4, хотя возможны и большие значения — 0,6; 0,8.

По многовариантным расчетам число обменов вод по приведенным выше значениям параметров составляет 1200—96 000 (табл. 2). При $K_ф$ = 100 г/т; C = 1 г/т; ν = 0,5; p = $1 \cdot 10^{-2}$ число обменов вод составляет 15 000, что не противоречит ранее выполненным оценкам [2].

Для расчетов средней скорости движения растворов в МП КРРС принимаются два числа обменов — 10 000 и 20 000. Протяженность пути циркуляции вод по ячее максимального радиуса — 10^4 м. Интегральный путь циркуляции при 10 000 обменах вод составит 10^8 м, при 20 000—$2 \cdot 10^8$ м. Длительность функционирования системы — $5 \cdot 10^4$—$1 \cdot 10^5$ лет. Соответственно, возможные скорости при 10 000 обменах составляют $2 \cdot 10^3$ и $1 \cdot 10^3$ м/год ($6{,}3 \cdot 10^{-3}$ и $3{,}15 \cdot 10^{-3}$ см/с), а при 20 000 обменах $4 \cdot 10^3$ и $2 \cdot 10^3$ м/год ($12{,}6 \cdot 10^{-3}$ и $6{,}3 \cdot 10^{-3}$ см/с), что совпадает с ранее данными оценками [2]. Интегрированный объем вод в МП КРРС составляет $6{,}65 \cdot 10^{12}$ м^3 при p = $1 \cdot 10^{-2}$ и n = 10 000. При этих условиях через каждый 1 м^3 зоны загрузки должно пройти более 100 м^3, а через каждый 1 м^3 зоны разгрузки более 4400 м^3 вод.

В целом, аналитическое и расчетное исследования баланса масс в модельном варианте МП КРРС позволили выявить основные параметры модели системы и их количественные взаимозависимости.

Приложимость геометрических и аналитических модельных построений к реальным объектам оценена на примере ряда детально изученных месторождений. Зоны рудонакопления исследованы в вертикальных сечениях месторождений Дос Побрес (США) и Кальмакыр (Узбекистан), а также в горизонтальных срезах месторождений Айдарлы и Актогай (Казахстан). Зоны подрудной разгрузки и зоны поглощения рассмотрены в горизонтальных срезах рудного поля двух последних объектов, а также месторождения Бощекуль (Казахстан).

Месторождение Дос Побрес [7] приурочено к брекчиевой трубке в штоке кварцевых монцонит-порфиров палеоцен-эоценового возраста. Изометричное в плане, умеренно эродированное рудное тело конформно апикальной части штока. Результаты градиентно-векторного анализа распределения содержаний меди в разрезе месторождения выявили выразительную картину разворотов концентрационных потоков в зоне рудонакопления (рис. 4, *а*) с изменением ориентировок на инверсионной границе. Рассчитанный по нескольким линиям концентрационных потоков средний радиус конвекционных ячей составляет около 1 км, что отвечает минимальному значению (наиболее близкому к рудному телу) для всей

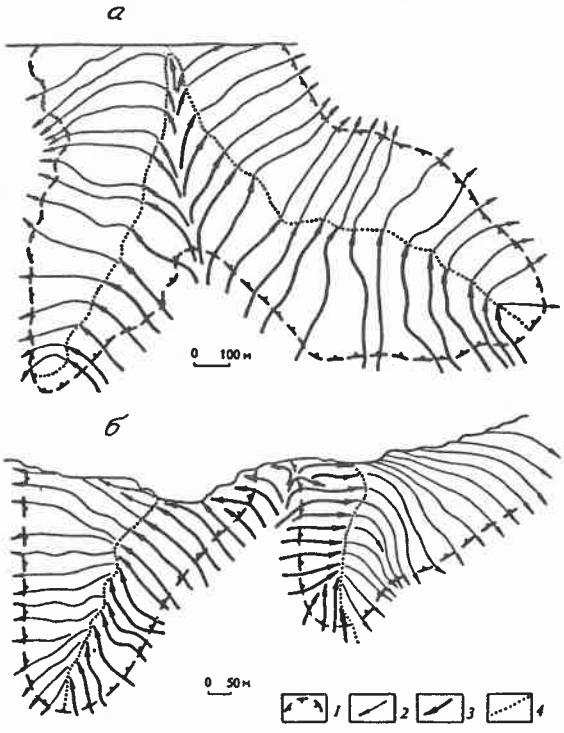


Рис. 4. Структура концентрационных потоков в вертикальных сечениях месторождений Дос Побрес (*а*) и Кальмакыр (*б*):

1 — контуры рудного тела по бортовому содержанию 0,1 % меди, реконструированного со снятием влияния пострудных разломов; *2* — линии роста концентраций меди; *3* — линии убывания концентраций меди; *4* — линия инверсии концентрационных потоков

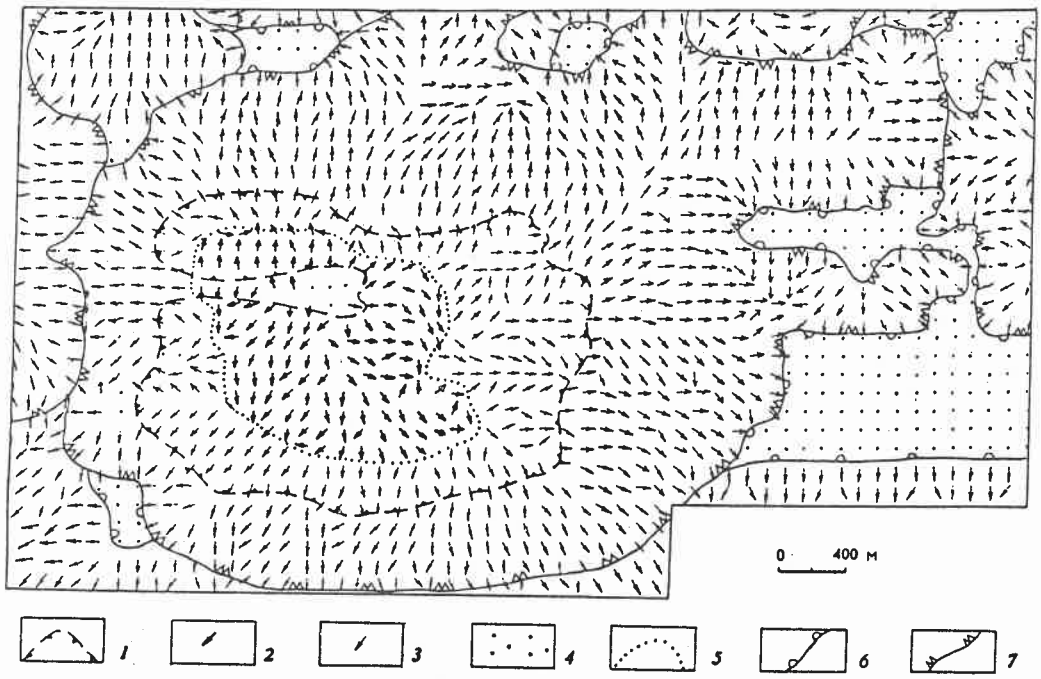


Рис. 5. Структура концентрационных потоков на Актогайском месторождении (фрагмент рудного поля):

1 — контур промышленного рудного тела; векторы изменения содержаний меди: *2* — возрастания (положительных градиентов), *3* — убывания (отрицательных градиентов); *4* — точки с нулевыми значениями градиентов: *5* — линии инверсии значений градиентов; *6* — границы зон застоя; *7* — границы зон рудной разгрузки и загрузки растворов

системы. По наиболее выдержанным линиям концентрационных потоков на месторождении Дос Побрес градиенты роста концентраций меди колеблются от 0,04 до 0,7% на 100 м, а отрицательных — от 0,02 до 1,14% на 100 м.

На месторождении Кальмакыр прожилково-вкрапленные молибденово-медные руды развиты в апикальной части штока гранодиорит-порфиров и вмещающих его сиенит-диоритах. Структура концентрационных потоков в разрезе этого месторождения (см.рис. 4, *б*) в целом подобна описанной для месторождения Дос Побрес. Минимальный радиус конвекционной ячеи — около 750 м. Абсолютные градиенты концентраций меди в зоне их роста составляют 0,10—2,32% на 100 м и в среднем равны 0,26% на 100 м, а в зоне убывания — 0,07—1,79% на 100 м (в среднем 0,27% на 100 м).

Актогайское рудное поле включает месторождения Актогай и Айдарлы, сопровождающиеся единым крупным [(2 ... 2,7)×8,5 км] пиритовым ореолом, а также Кзылкиинское месторождение. Градиентно-векторный анализ распределения содержаний меди в горизонтальном срезе рудного поля позволил выявить по крайней мере шесть самостоятельных систем, центрам которых подчинены расходящиеся по радиусам концентрационные потоки. Границы сопряженных систем представлены узкими полосами с субвертикальной ориентировкой нисходящих потоков (рис. 5).

Качественные и количественные характеристики месторождений, полученные в их вертикальных и горизонтальных сечениях, позволили получить обобщенную модель МП КРРС.

Принятая в геометрической модели МП КРРС эксцентричная структура конвекционных ячей получила подтверждение в поперечных разрезах месторождений Дос Побрес и Кальмакыр, как и наличие в рудных телах линий инверсии содержаний.

В генерализованной (сводной) схеме структуры концентрационных потоков (рис. 6, табл. 3), учитывающей различные положения эрозионных срезов, диаметр конвекционных ячей составляет от 1300 до 2100 м. На схему вынесены средние значения градиентов концентраций с принятием минимальной их величины за единицу и приведением к ней всех других значений с неизбежным округлением. Ветвление потоков при изменении их направлений сопровождается увеличением положительных градиентов пропорционально росту числа направлений на соответствующих участках потоков. На нисходящих ветвях наблюдается

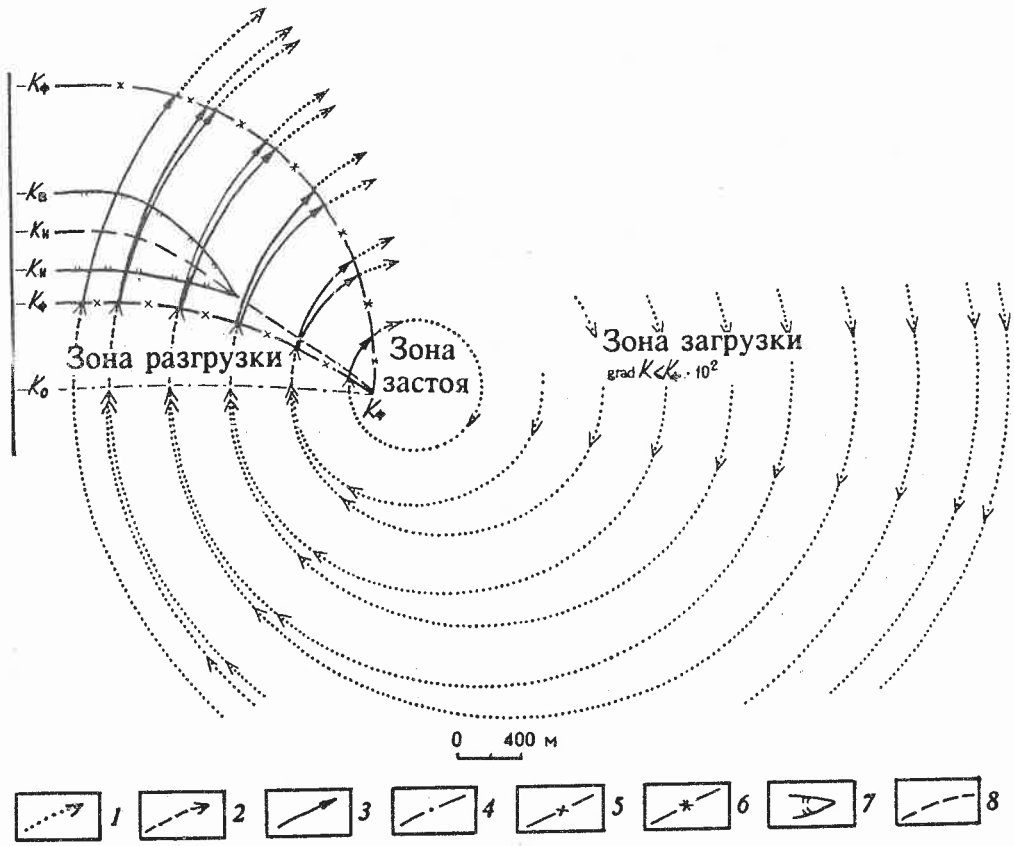


Рис. 6. Обобщенная модель медно-порфировой КРРС:

линии тока растворов в конвективной ячее: *1* — в зоне загрузки, *2* — в зоне разгрузки при концентрациях меди от $K_о$ до $K_ф$, *3* — то же, при концентрациях меди больше $K_ф$; *4* — границы зоны разгрузки; *5* — нижнее ограничение подзоны подрудной разгрузки; *6* — верхнее ограничение подзоны надрудной разгрузки; *7* — границы рудного тела; *8* — линия инверсии содержаний меди

расширение потоков при почти постоянном значении градиентов убывания концентраций, которые оказываются значительно меньше положительных градиентов на восходящих ветвях.

Для участков конвекционных ячей, в пределах которых локализованы промышленно значимые руды с содержаниями меди, превышающими в наиболее общем случае 0,2—0,3 %, характерно стягивание потоков с боков и снизу в весьма узкую стволовую вертикальную зону. Выше восходящий поток расходится с ветвлением и переходит в нисходящие потоки. Дисбаланс положительных и отрицательных градиентов в верхних частях системы, получающий особую контрастность с учетом положительных градиентов в нижних частях потоков, может быть объяснен тем, что в построениях отсутствуют данные, характеризующие распределение меди вне контуров промышленных руд. Иными словами, ветвление потоков в верхних частях системы может продолжаться за границами рудных тел, в областях малых концентраций меди (подзона надрудной разгрузки). Этим подтверждается эксцентричность строения конвекционных ячей (асимметричность каждой из них), определяемая сочетанием сравнительно небольшой области высоких концентраций меди и ее градиентов (вблизи рудоносного штока) с обширной зоной ветвящихся восходящих и нисходящих потоков на удаленных флангах системы.

Изложенное имеет принципиальное значение для объяснения ряда характеристик МП КРРС. Безрудные кварцевые ядра в соответствии с моделью расположены в стволовом субвертикальном потоке, что определяет высокую интенсивность выноса всех элементов, включая медь, вверх и на фланги системы. Следующее из модели расхождение потоков в верхней части системы с падением содержаний допускает наличие над стволовой зоной участков, резко обедненных металлом. Такие «безрудные» окна внутри рудного тела хорошо выражены на месторождении Съеррита-Эсперанца, США [9].

Эксцентричность конвекционных ячей — сочетание широких периферийных зон по-

3. Характеристика зон обобщенной модели МП КРРС

Метасоматиты	Характерные рудные минералы	Элементы	Средние градиенты содержания меди на 100 м, усл. ед.	Содержания меди, усл. ед.
			При $K_ф$ = 1	
Пропилиты	Пир	Ag Au	- (0,01 ÷ 0,04)	$K_з$ = 0,8 $K_ф$ = 1
Аргиллизиты	Пир, Сфал, Гал	Zu Pb	- (0,05 ÷ 1,00)	
Кварц-серицит-хлоритовые	Пир, Хп, Мол	Cu	- (30 ÷ 40)	$K_в$ = 10
Кварц-биотит-калишпатовые	Борн, Хкз	Mo	20 ÷ 50	$K_и$ = 100
	Хп, Мол, Борн	Au	4 ÷ 5	$K_н$ = 10
Подрудное «кварцевое ядро»	Мгт	Sn W	0,10 ÷ 0,15	$K_ф$ = 1 $K_о$ = 0,4 ÷ 0,6

Примечание. Содержания меди в породах: $K_о$ – на нижней границе зоны разгрузки, $K_ф$ (фоновое) – на нижней границе подзоны подрудной разгрузки и верхней границе подзоны надрудной разгрузки, $K_и$ – на нижней границе рудного тела, $K_н$ – на линии инверсии содержаний меди, $K_в$ – на верхней границе рудного тела, $K_з$ – в зоне загрузки; Борн – борнит, Гал – галенит, Мгт – магнетит, Мол – молибденит, Пир – пирит, Сфал – сфалерит, Хкз – халькозин, Хп – халькопирит.

токов со сравнительно узкими околоинтрузивными и стволовыми — геологически подтверждается резким преобладанием площадей пропилитовых ореолов над площадями зон серицитизации и аргиллизации, несущих промышленные руды. При таком строении конвекционных ячей скорости потока растворов во внешних и внутренних частях системы должны существенно различаться. Обобщенная количественная модель МП КРРС (см. рис. 6) допускает возможность скачков градиентов концентраций металлов с двух-, трехкратным увеличением и спадом. Поскольку эти скачки приурочены к участкам изменений ориентировки потоков и их ветвления, логично допустить, что эти перепады также связаны с изменениями скоростей потока при переходе от относительно узких стволовых зон к расходящимся и разделяющимся ветвям потока. В зоне загрузки (поглощения) систем не наблюдаются высокие градиенты концентраций меди в породах, вследствие чего они могут даже не отражаться в результатах геохимических исследований околорудного пространства.

Ширина подзоны надрудной разгрузки на Актогайском рудном поле в горизонтальном срезе системы колеблется от 420 до 2750 м, что составляет 0,33—2,15 радиусов рудного тела. Эти данные о структуре и размерах подзоны надрудной разгрузки определяют необходимость внесения изменений в геометрию базовой модели. Представляется, что поверхность внешнего ограничения подзоны надрудной разгрузки должна в той или иной мере повторять внешний контур рудного тела с постепенным сокращением расстояния между ними по мере приближения к линии инверсии содержаний. Последняя за контуром рудного тела должна отделять подзону надрудной разгрузки от менее мощной, но реально существующей подзоны подрудной разгрузки. Кроме того, в пределах рудного поля в непосредственной близости от зон рудной разгрузки выделяются безградиентные поля либо участки хаотичных концентрационных потоков. Они могут интерпретироваться как зоны застоя растворов, фиксирующие положение мигрирующих во времени центров конвекционных ячей (см. рис. 6).

Во всех случаях горизонтальных либо субгоризонтальных срезов системы установлено, что в нисходящих ветвях потоков, на трассах большего радиуса породы более обеднены металлом (более высока степень его мобилизации).

В целом конкретизация расчетной модели характеристиками реальных объектов позволила установить весьма значительные размеры подзоны надрудной разгрузки, определить параметры зоны застоя, а также выявить низкоградиентный характер геохимического поля зоны загрузки.

В итоге проведенных исследований выделены и количественно охарактеризованы зоны загрузки и разгрузки растворов; определены сечения различных частей системы и проанализировано их возможное влияние на состояние растворов. Показано, что зона

разгрузки отвечает сопряжению проводящих тел переменных сечений по схеме сопло (конфузор)—диффузор, что создает условия для перепадов скоростей, давлений и температур растворов и, как следствие, для интенсивного отложения рудного вещества. В качестве возможных причин «запуска» системы рассматриваются эксплозивные явления, возникающие в суженной части потока при парообразовании за счет перегретых магматогенных и/или метеорных вод. Эти явления отвечают снарядно-пульсирующему режиму восходящей фильтрации в современных геотермальных системах.

Показана возможность и условия возникновения высоких концентраций металла за счет телескопированного отложения-переотложения рудного вещества в серии последовательных обменов вод с мобилизацией ранних продуктов рудонакопления более поздними обменами вод.

Методы градиентно-векторного анализа и выявленные количественные параметры МП КРРС могут быть использованы для определения положения участков рудонакопления в геохимических полях, а также возможной удаленности таких участков от различных групп точек геологического пространства. Параметры модели МП КРРС позволяют дать количественную оценку прогнозных ресурсов соответствующих площадей на основе характеристик периферийных частей системы. Рассмотренные в данной работе зоны инверсии содержаний в рудных телах могут быть использованы для определения глубины их эрозионного среза и, соответственно, оценки объемов сохранившихся запасов руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н.* Высокотемпературные гидротермальные резервуары. — М.: Наука, 1991.
2. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
3. *Кривцов А.И.* Градиентно-векторные модели меднопорфировых месторождений // Сов. геология. 1991. № 9. С. 19—29.
4. *Меднопорфировые* месторождения Алмалыка/Х.Т.Туляганов, В.Г.Гарьковец, М.Р.Рамазанов и др. — Ташкент: Фан, 1974.
5. *Прогрессивные* технологии оценки и разведки меднопорфировых месторождений /А.И.Кривцов, Ю.А.Сергийко, Л.У.Кыдырбеков и др. — Алма-Ата, 1987.
6. *Cathles L.M.* Analyses of cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling. Econ.Geol., 1977. Vol.12. P. 804—826.
7. *Langton J.M. and Williams S.A.* Structural, petrological and mineralogical controls for the Dos Pobres orebody. In Advances in geology of the porphyry copper deposits. The University of Arizona press/ Tucson, Arizona, USA, 1983. P. 335—352.
8. *Norton D.L.* Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments. In Advances in geology of the porphyry copper deposits. The University of Arizona press/ Tucson, Arizona, USA, 1983. P. 59—72.
9. *West R.J., Aiken D.M.* Geology of Sierrita-Esperanza deposit. In Advances in geology of the porphyry copper deposits. The University of Arizona press/ Tucson, Arizona, USA, 1983. P. 433—465.

УДК 550.8.072:553.495

© А.К.Мигута, И.С.Модников, 1995

Историко-геологическая модель эндогенного уранового рудообразования

А.К.МИГУТА, И.С.МОДНИКОВ (ВИМС)

Многочисленные эндогенные урановые месторождения мира располагаются в разных геотектонических обстановках и принадлежат к различным рудноформационным типам [5, 6, 11], однако наиболее крупные рудные объекты, определяющие сырьевой потенциал урана как России, так и зарубежных стран, как правило, пространственно ассоциируют с гранитизированными блоками докембрийских щитов и срединных массивов разновозрастных складчатых сооружений, неоднократно претерпевшими процессы активизации. Вместе с тем,они могут значительно различаться по условиям рудолокализации,характеру метасоматических преобразований и составу руд. Так, в частности, на Алданском и Украинском щитах известны золото-урановые и урановые месторождения, связанные с карбонатно-щелочными метасоматитами долгоживущих разломов; на Канадском и Австралийском щитах — комплексные месторождения в зонах структурно-стратиграфических несогласий с проявлением магнезиального метасоматоза. В Чешском срединном массиве и в отдельных блоках Кокчетавской глыбы урановые месторождения приурочены к экзо-, а в ряде случаев и к эндоконтактам орогенных гранитоидов в связи с процессами натриевого метасоматоза и в меньшей сте-

пени — кислотного выщелачивания. В Урулюнгуевском срединном массиве урановые и молибден-урановые месторождения локализуются в вулкано-тектонических структурах активизационного этапа, отличающихся широким развитием кислотного выщелачивания и меньшим — натриевого метасоматоза.

Закономерности размещения, условия локализации, минеральный и элементный состав руд, особенности переноса и отложения полезных компонентов применительно к месторождениям конкретных рудных районов рассмотрены в работах [1, 3, 5, 6, 10, 11 и др.]. Сравнительный анализ имеющихся данных показывает, что при всем разнообразии и специфике эндогенных месторождений урановое оруденение всегда является заключительным звеном серии взаимосвязанных магматических, тектоно-метасоматических и иных процессов, происходящих в длительной истории развития рудных районов. В цепи геологических событий по отношению к рудообразованию выделяется несколько типов процессов, ведущих к направленной миграции и концентрации рудных компонентов. К первому из них относятся процессы, протекавшие задолго до оруденения, но, несомненно, имевшие рудоподготовительное значение (метаморфизм, полихронная гранитизация и связанная с ней пневматолито-гидротермальная деятельность). Важную роль для последующего рудообразования играли также активизационные тектонические и тектоно-магматические процессы, в результате которых в гранитизированных блоках возникали зоны повышенной проницаемости и соответственно емкости для разгрузки гидротермальных систем. Рудоподготовительные процессы сменяются значительно более короткими по времени рудоформирующими, обусловливающими метасоматическую переработку вмещающих пород и отложение рудного вещества из термальных восходящих растворов. В дальнейшем руды подвергаются разновременным поздним преобразованиям различной направленности, приводящим в одних случаях к дополнительной концентрации металла, в других — к разубоживанию и рассеянию оруденения.

Наиболее контрастно упомянутые процессы проявляются в блоках ранней консолидации и устойчивого воздымания. Типоморфными структурами подобных блоков служат гранито-гнейсовые купола, характеризующиеся длительной тектоно-магматической активностью и интенсивным развитием разновозрастного метасоматоза. В физических полях этим глубинным структурам соответствуют крупные корневые отрицательные аномалии силы тяжести на фоне региональных областей повышенной плотности. В пределах гранито-гнейсовых куполов, особенно в их краевых частях, с наибольшей интенсивностью проявилась разломная тектоника, обусловившая возникновение зон повышенной проницаемости, которые способствовали последующему телескопированному развитию рудоподготовительных и рудоформирующих процессов. Так, Стрельцовский урановорудный узел обнаруживает закономерную приуроченность к краевой северо-западной части Аргунского гранито-гнейсового купола, отличающегося совмещением продуктов полихронной протерозойско-палеозойской гранитизации в местах сопряжения крупных глубинных разломов меридионального и северо-восточного направления [9]. Урановые месторождения Украинского щита располагаются в пределах крупнейшего раннепротерозойского гранито-гнейсового сооружения — Центральноукраинского ареал-плутона, ядро которого сложено гранитоидами Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского массивов, а периферические части — слоистыми гнейсово-мигматит-гранитными образованиями. Оруденение здесь локализовано в основном в крупных долгоживущих субмеридиональных зонах разломов, обрамляющих ядро ареал-плутона.

В Австралии важнейшие месторождения типа «несогласия» размещаются на периферии нижнепротерозойского эпизонального комплекса Нимбуваг с гранитоидным ядром и окружающими его мигматитами и послойно инъецированными гнейсами [6]. В результате изучения комплекса объемных моделей глубинного строения, отстроенных для полигона МАГАТЭ в восточной части впадины Атабаска, и здесь в фундаменте выделена скрытая структура гранито-гнейсового купола, причем известные месторождения типа «несогласия» располагаются над поверхностью купола, локализуясь в нижнепротерозойских гнейсах его кровли и обрамления. Подобные закономерности характерны и для других крупных рудных районов.

Рудоподготовительный этап (PR_1—PZ_1), продолжительность которого составляет сотни миллионов лет, — важнейшее звено историко-геологической модели рудообразования. На этом этапе в гранито-гнейсовых куполах под воздействием восходящих калий-кремниевых флюидов неоднократно формировались палингенно-метасоматические гранитоиды. Последним свойствен широкий диапазон состава с постепенными пе-

реходами от метаморфогенных пород через гибридные разности плагиогранит-гранодиоритов к ультракислым калиевым гранитам и аляскитам, имеющим наиболее широкое распространение. Процессы завершаются интенсивным образованием продуктов пневматолито-гидротермальной деятельности, представленных калишпатитами, микроклиновыми метасоматитами, скарнами, грейзенами, альбититами. Многоэтапное гранитообразование сопровождалось перемещением огромных масс различных компонентов, среди которых главнейшими, привносимыми в область гранитизации, являлись кремний, калий, редкие и радиоактивные элементы. Это приводило к повышению кислотности и щелочности пород гранит-метаморфического слоя и локальному увеличению мощности земной коры.

Накопление урана осуществлялось еще до гранитизации, на этапе регионального регрессивного метаморфизма. Так, Я.Н.Белевцевым [1] для условий Украинского щита показано, что по сравнению с породами гранулитовой фации в продуктах амфиболитовой и далее зеленосланцевой фаций концентрация урана растет, а его подвижность повышается. Однако наиболее интенсивный привнос урана и ряда других компонентов происходил в связи с эволюцией калиевых палингенно-метасоматических гранитов (рис. 1). В частности, в пределах Стрельцовского рудного узла общее количество урана и тория в гнейсовидных порфиробластовых гранитах по сравнению с метаморфическими породами субстрата увеличивается в 2—3 раза, достигая соответственно 15—20 и 25—30 г/т [9]. В Австралии в районе Аллигейтор-Риверс в архейских гранитах содержится 11—14 г/т урана, а в нижнепротерозойских гранитоидах — еще больше [15, 16]. Месторождения урана в Канаде в районе Атабаска также тесно связаны с высокорадиоактивными гранитизированными породами кристаллического фундамента [14]. Привнесенный в область гранитизации уран концентрировался в породообразующих минералах (биотит, роговая обманка), акцессориях (циркон, ортит, монацит) и тонковкрапленных, неравномерно распределенных оксидах урана, что свидетельствует о высоком потенциале радиоактивных элементов в гранитизирующих флюидах.

Под воздействием пневматолито-гидротермальных процессов, завершающих палингенное гранитообразование, происходили неоднократное перераспределение ранее накопленных радиоактивных элементов и дополнительный их привнос с прогрессирующим увеличением миграционноспособных форм металлов, что обусловило формирование многочисленных мелких урановых и торий-урановых проявлений. Это весьма характерно для всех крупных рудных районов, пространственно связанных с областями полихронной гранитизации. В частности, для месторождений типа «несогласия» отмечается, что ранние урановые проявления развиты в складчатом основании впадин Ноначо и Отиш, а в районе Атабаска широко распространены уран- и торийсодержащие пегматиты. В Стельцовском рудном узле установлены высокотемпературные торий-урановые рудопроявления с бреггеритом, локализованные в зонах кремне-калиевого метасоматоза и скарнирования. Постгранитизационные урановые и уран-ториевые проявления широко распространены в рудных районах Алданского и Украинского щитов.

Таким образом,длительное развитие процессов палингенной гранитизации определило формирование специализированных на уран формационных комплексов, служивших потенциальным источником металла при последующем рудообразовании. Это явилось одной из важнейших предпосылок возникновения под воздействием дальнейших рудоформирующих процессов крупных и уникальных урановорудных концентраций.

В то же время известны рудные районы в областях полихронной гранитизации, где процессы калий-кремниевого метасоматоза не получили столь полного и интенсивного развития. Так, в Дорнотском и Чаулинском рудных узлах среди продуктов палингенного гранитоидного магматизма преобладают плагиограниты, гранодиориты и диориты без признаков радиогеохимической специализации, при резко подчиненном значении субщелочных аляскитовых гранитов и крайне ограниченном развитии продуктов пневматолито-гидротермальных процессов. Основная масса урана в этих породах сосредоточена в трудновскрываемых акцессорных минералах, встречающихся в виде мелких рассеянных включений. Для гранитоидов различного состава характерны чаще нижекларковые или кларковые содержания урана с низкими дисперсиями (см. рис. 1). В подобных условиях сколько-нибудь существенные концентрации урана в гранитоидных комплексах не выявляются.

Весьма важное значение для последующего рудообразования имели также процессы тектоно-магматической или тектонической активизации в областях развития радиогеохимически специализированных гранитоид-

ных комплексов. Они сопровождались подновлением ранее существовавших и становлением новых разломов различной ориентировки, что обусловило мелкоблоковое строение и повышенную проницаемость активизированных территорий. В Стрельцовском рудном узле тектонические нарушения мезозойского активизационного этапа с максимальной интенсивностью проявились в северо-западной краевой части Аргунского гранито-гнейсового купола, в местах резкого изменения простирания складчатых структур фундамента, где сформировались зоны повышенной глубинной проницаемости, предопределившие возникновение очагового рудоносного палеовулканического сооружения — Тулукуевской вулкано-тектонической структуры [2]. В Алданском рудном районе мезозойская активизация способствовала возобновлению движений по крупным разломам древнего заложения и образованию ряда нарушений иной ориентировки, что привело к формированию Эльконского горста — сложного мелкоблокового сооружения, подобного гигантскому высокопроницаемому штокверку.

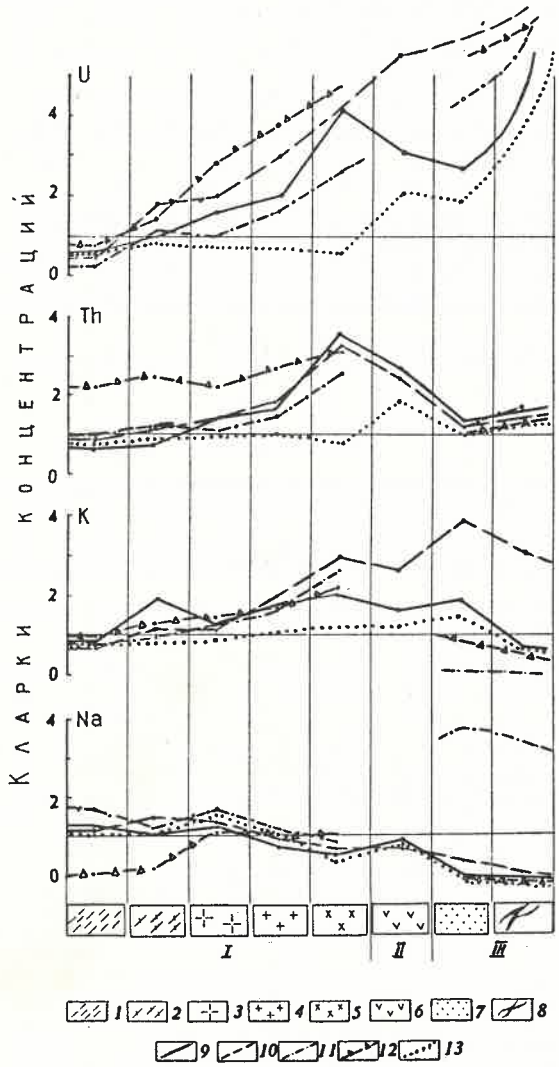


Рис. 1. Поведение радиоактивных и щелочных элементов в эндогенных процессах урановорудных блоков:

1 — метаморфиты гранулитовой фации; *2* — метаморфиты амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; *3* — плагиограниты; *4* — калиевые граниты; *5* — калий-кремниевые метасоматиты; *6* — вулканиты и интрузии кислого состава; *7* — эпитермальные щелочные и субщелочные метасоматиты; *8* — рудные образования; районы: *9* — Стрельцовский рудный, *10* — Центральноалданский, *11* — Центральноукраинский, *12* — Аллигейтор-Риверс, *13* — Дорнотский; этапы: I — рудоподготовительный, II — активизационный, III — рудоформирующий

Для магматической деятельности активизационного этапа известных рудных районов при всем разнообразии ее проявления и широком возрастном диапазоне характерно преимущественное развитие многофазного дифференцированного вулканизма и интрузивного магматизма существенно калиевой направленности с преобладанием на ранних и заключительных стадиях основных пород глубинной, возможно, мантийной природы. Так, в пределах Тулукуевской вулкано-тектонической структуры наблюдается телескопированное проявление на относительно ограниченной площади чередования вулканических покровов базальтового, андезитового, дацитового и ультракислого липаритового состава, разделенных горизонтами терригенных, чаще грубообломочных отложений, содержащих органическое вещество. Вулканические покровы и субвулканические тела контрастного состава формировались в течение длительного времени (30—60 млн лет), при прерывистом функционировании параллельно действующих мантийных, глубинно-коровых и периферических очагов, обусловивших устойчивые во времени тепловые и флюидные потоки в пределах гранито-гнейсового купола [9]. На Эльконском горсте широко развиты мезозойские дайковые тела и малые интрузии щелочноземельных, субщелочных и щелочных пород калиевого ряда, формировавшихся также прерывисто, на протяжении 40—60 млн лет.

Для районов с месторождениями типа «несогласия» весьма характерно проявление основного магматизма. Во впадине Отиш раннепротерозойская активизация сопровождалась внедрением даек и силлов габброидного состава, во впадине Ноначо — даек андезитовых порфиритов. Во впадинах Атабаска и Телон отложения чехла рассечены позднепротерозойскими дайками диабазов, а в районе Аллигейтор-Риверс хорошо литифицированный покров с прослоями ба-

зальтов содержит дайки и штоки кварцевых долеритов и фонолитов, датируемых 1300—1200 млн лет.

Магматические породы активизационного этапа различного состава и фациальной принадлежности часто отличаются повышенными концентрациями урана и тория (см. рис. 1), что наиболее отчетливо прослеживается в продуктах дифференциации липаритовой магмы. В Стрельцовском рудном узле в кислых эффузивах порфировой структуры содержание урана достигает 11 г/т и более, причем основная его часть (60—90 %) приходится на стекловатый базис пород. Наиболее высокие концентрации урана и тория (соответственно 20—25 и 40—50 г/т) присущи вулканическим стеклам кислого состава.

В рассматриваемых областях выделяются рудные районы, подвергшиеся тектонической активизации без видимых признаков сопутствующего магматизма. К ним, в частности, относится Центральноукраинский район, хотя вопрос об условиях формирования и отношении к рудообразованию габброидов и гранитов рапакиви коростенского комплекса здесь остается спорным. Не выявлены магматические образования в бассейне Франсвилл, который к концу формирования (2150 млн лет) при активизации был расчленен на ряд впадин серией крупных разломов.

Рудоформирующий этап, сближенный с процессами тектоно-магматической активизации, протекал в течение сравнительно короткого временного интервала (несколько миллионов лет) на фоне неоднократных разнонаправленных малоамплитудных тектонических подвижек по крутопадающим и пологим послойным разрывным структурам с образованием зон объемного микрокатаклаза, брекчирования, штокверковой и линейной трещиноватости. В совокупности это предопределяет формирование крупных природных емкостей для разгрузки напорных гидротермальных систем. В зонах тектонических нарушений развиваются продукты предрудного эпитермального метасоматоза щелочноземельно-щелочного ряда. При этом в областях, где активизация сближена во времени с предшествующей гранитизацией, преобладает натриевый метасоматоз. Так, в центральной части Украинского щита разломы, локализованные в алюмосиликатной среде, сопровождаются альбититами, а нарушения, развивающиеся в железомагнезиальных толщах, содержат щелочноамфиболовые метасоматиты и эгириниты. Натриевые метасоматиты характерны для рудоносных зон Грачевско-Косачиного рудного узла в Кокчетавском срединном массиве, Онежской впадины на Балтийском щите, района Биверлодж на Канадском щите и др. Для областей мезозойской активизации, значительно оторванной во времени от становления гранито-гнейсовых куполов, продукты метасоматоза, как и магматической деятельности, отличаются калиевой специализацией. В Стрельцовском рудном узле в тектонических зонах развиваются гидрослюдисто-карбонатно-кварцевые (гидрослюдизиты) и каолинит-карбонат-кварцевые (аргиллизиты) метасоматиты, формировавшиеся близодновременно в процессе кислотного выщелачивания. В рудоносных зонах Алданского района широко распространены пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты с адуляровой внутренней подзоной.

Для ряда районов с месторождениями типа «несогласия», где проявлен основной магматизм, более типичен магнезиальный метасоматоз, выраженный в интенсивном развитии хлорита, а местами, как в районе Аллигейтор-Риверс и на месторождении Шинколобве в Катанге, также и в магнезитизации.

Урановое и сопутствующее ему оруденение пространственно размещаются в ореолах предрудных метасоматитов. При этом наибольшей рудонасыщенностью характеризуются участки зон разломов, отличающиеся телескопированием разновременных тектонических элементов и совмещением продуктов постгранитизационного пневматолито-гидротермального и предрудного эпитермального метасоматоза. Такие долгоживущие структуры имеют, как правило, скрытый характер и в физических полях проявляются в виде линейных зон глубинного разуплотнения шириной 4—6 км, протяженностью 15—20 км. Они контролируют пространственное положение зон повышенной радиогеохимической дифференцированности с резко дискретным распределением урана во вмещающих породах. В таких зонах, наряду с участками локального привноса урана, фиксируются значительно более обширные области его дефицита. В качестве примера может служить обнаруженная в фундаменте Тулукуевской вулкано-тектонической структуры субширотная Аргунская зона, в которой совмещены продукты пневматолито-гидротермальных (микроклиниты, альбититы, грейзены) и эпитермальных (гидрослюдизиты, аргиллизиты) метасоматических процессов. Эта структура отличается повышенной газонасыщенностью вторичных включений кварца, наличием линейных ореолов калия и фтора,

весьма неравномерным распределением урана. С наибольшей контрастностью эти процессы протекают в узлах пересечения ветвей Аргунской зоны разрывами поперечной и диагональной ориентировки. Протяженность отдельных областей дефицита урана составляет здесь многие сотни метров, ширина — первые сотни метров, глубина — порядка 2 км [9], что подтверждено результатами глубокого бурения. Менее отчетливые ореолы дефицита урана отмечаются вокруг Новоконстантиновского и Мичуринского месторождений на Украинском щите, в Грачевском рудном поле Кокчетавской глыбы.

Собственно урановое рудообразование происходило непосредственно вслед за формированием эпитермальных метасоматитов. Мобилизации рассеянного урана вмещающих пород, игравшего, очевидно, ведущую роль в накоплении рудных концентраций, способствовала максимальная растворимость его соединений, обусловленная высокими концентрациями $(CO)_3^{2-}$ в рудоносных растворах. В диапазоне средних — низких температур, в условиях диссоциации угольной кислоты эти растворы приобретали способность к активному извлечению урана, титана и других компонентов из вмещающей среды, их совместной транспортировке и последующему осаждению в благоприятных литолого-структурных обстановках на дегазационно-геохимических барьерах [10, 12, 13], что ярко проявилось в Стрельцовском рудном узле, на месторождениях типа «несогласия» и в других районах. Об активном выщелачивании рудообразующих элементов из вмещающих пород свидетельствуют и изотопные исследования, подтверждающие, в частности, наличие в урановых рудах Стрельцовского рудного узла, датируемых 130—125 млн лет, древних радиогенных свинцов возрастом 440 и 260 млн лет, синхронных формированию урановых (уранинит) и урансодержащих (монацит, циркон) минералов во вмещающих гранитоидах. А.И.Тугариновым было также показано присутствие древних свинцов в мезозойских урановых рудах Эльконского горста.

При общей направленности процессов уранового рудообразования в областях полихронной гранитизации формирующиеся месторождения характеризуются большим разнообразием элементного и минерального состава продуктивных ассоциаций, которое обусловлено геологическими обстановками локализации оруденения в конкретных рудных районах. Уран здесь редко является моноэлементом рудных объектов и чаще всего сопровождается повышенными концентрациями халькофильных, редких элементов, фтора. Состав комплексных руд определяется особенностями вмещающих толщ и металлогенической специализацией районов. Для золотоносного Алданского района главный сопутствующий компонент урановых месторождений — золото. В Южном Приаргунье известны промышленные месторождения полиметаллов и флюорита; эти же компоненты, а также молибден в значительных количествах присутствуют на урановых объектах Стрельцовского рудного узла. В Канаде к востоку от впадины Атабаска расположены крупные медно-никелевые месторождения Линн-Лейк и пояса Томсон, и в рудах месторождений этой впадины никель является вторым по значимости компонентом после урана. В Онежской впадине на специализацию по ванадию, меди, хрому, характерных для поликомпонентных урановых месторождений этого района, указывают насыщенность чехла габброидами и наличие пикритов.

Поздние преобразования первичных урановых руд, обусловливающие современный облик месторождений, чрезвычайно сложны и зависят от ряда факторов: пострудных тектоно-магматических и гидротермально-метасоматических явлений; характера и знака блоковых перемещений, приводивших к глубокому захоронению оруденения или к выведению его на поверхность; древнего и современного выветривания и т.п. Насколько разнообразными могут быть эти процессы даже в рамках одного района иллюстрирует пример Центрального Алдана, где первичные браннеритовые руды под влиянием последовательно проявлявшихся внутрижильного карбонатного, а затем кварцевого метасоматоза, термического метаморфизма при внедрении поздних щелочных интрузий, гипергенных процессов практически полностью изменили свой облик, минеральный состав и содержат первичный браннерит лишь в виде реликтов [8]. При этом поздние процессы могут приводить как к дополнительной концентрации металла, прежде всего в зонах вторичного обогащения (Тулукуевское месторождение в Стрельцовском рудном узле, месторождение Шмирхау в Ранненбургском рудном поле), так и к разубоживанию оруденения в зонах окисления и выщелачивания, распространяющихся иногда на значительную глубину.

Описанные геологические явления, развивающиеся в определенной временной последовательности, составляют основу историко-геологической модели эндогенного уранового рудообразования (рис. 2), отражающей формирование уранового оруденения.

независимо от его руднoформационной принадлежности, конкретных условий локализации и состава руд. Исходя из важнейших особенностей модели, можно сделать следующие основные выводы.

1. Месторождения урана, отличающиеся крупными и уникальными масштабами оруденения, являются заключительным звеном длительных взаимосвязанных тектоно-магматических и гидротермально-метасоматических процессов, в совокупности ведущих к направленной миграции и концентрации рудных компонентов, обусловивших создание потенциальных источников рудного вещества.

2. Формирование крупных рудных концентраций подобного типа происходит только при условии совмещения в определенном геологическом пространстве ряда процессов, среди которых выделяются: *рудоподготовительные*, протекавшие задолго до рудообразования и приводившие к возникновению гранито-гнейсовых куполов как центров проявления полихронной гранитизации и калий-кремниевого метасоматоза, сопровождавшихся привносом огромных масс урана, тория и других компонентов, а также

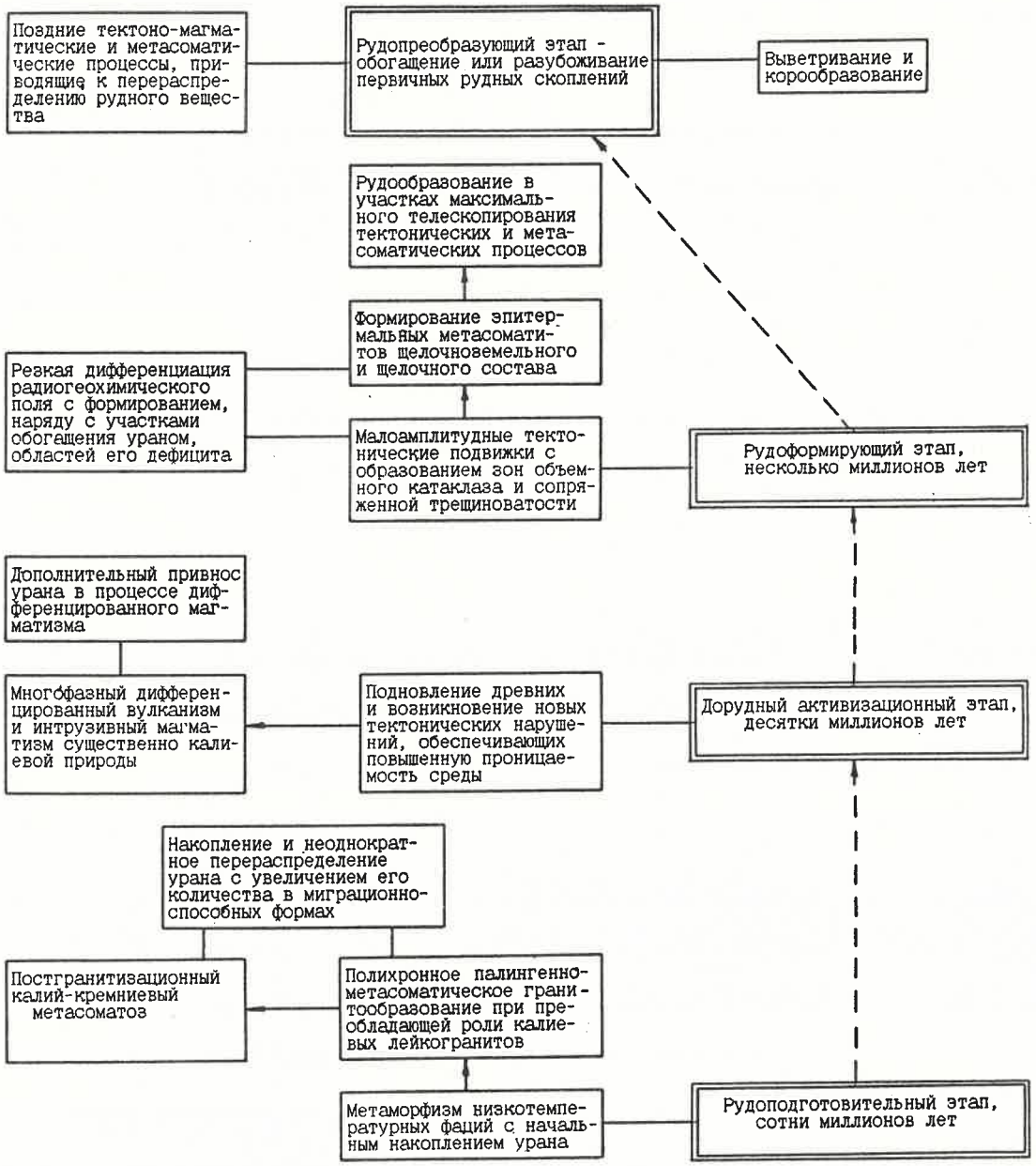


Рис. 2. Историко-геологическая модель формирования эндогенных урановых месторождений

их перераспределением с прогрессивным увеличением количества миграционноспособных форм; *тектоно-магматические и тектонические дорудные активизационные*, обусловившие обновление древних и возникновение новых глубинных зон повышенной проницаемости для магматических расплавов различного состава и возраста и постмагматических гидротермальных растворов; способствовавшие дополнительному привносу урана и перераспределению его ранних концентраций в гранитизированных комплексах с дальнейшим ростом доли миграционноспособного металла; *рудоформирующие*, протекавшие при взаимодействии восходящих термальных карбонатных и сульфидно-карбонатных растворов с радиогеохимически специализированными вмещающими породами и приводившие к образованию богатых урановых и комплексных рудных концентраций на дегазационно-геохимических барьерах.

3. Предложенная историко-геологическая модель может быть использована при прогнозировании в новых районах не только урановорудных объектов, но и месторождений других элементов, длительно накапливавшихся в земной коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. — М.: Недра, 1979.
2. *Ишукова Л.П.* Геологическое строение Южного Приаргунья в Восточном Забайкалье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 102—118.
3. *Казанский В.И., Лаверов Н.П.* Предполагаемые источники рудного вещества и вопросы эволюции условий эндогенного рудообразования //Гидротермальные месторождения урана. М., 1978. С. 361—368.
4. *Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И.* Эволюция уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
5. *Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В.* Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение //Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 2. С. 3—13.
6. *Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В.* Зарубежные месторождения урана. — М.: Недра, 1983.
7. *Мигута А.К., Модников И.С.* Ураноносность областей мезозойской активизации юго-востока Сибирской платформы //Отеч. геология. 1993. № 5. С. 15—21.
8. *Минералогия*, геологические и физико-химические особенности образования уранотитанатов /К.Г.Королев, А.К.Мигута, В.М.Полякова, Г.В.Румянцева. — М.: Недра, 1979.
9. *Модников И.С., Сычев И.В.* Урановое рудообразование в областях континентального вулканизма // Сов. геология. 1984. № 9. С. 44-52.
10. *Наумов Г.Б.* Основы физико-химической модели уранового рудообразования. — М.: Атомиздат, 1978.
11. *Промышленные* типы урановых месторождений и методика их поисков /Ю.М.Шувалов, С.В.Бузовкин, А.В.Булычев и др. — Л.: Недра, 1984.
12. *Шмариович Е.М., Модников И.С.* К проблеме источников урана при рудообразовании //Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 5—116.
13. *Cathelineau M., Poty B.* U-Th-REE mobility in granitic environments at the gydrotermal stage. IAEA, Vienna, 1989.
14. *Darnley A.G.* The regional geophysics and geochemistry of the Elliot Lace and Athabasca uranium areas, Canada. IAEA, Vienna, 1988.
15. *Ferguson I., Chappell B.W., Goleby A.B.* Granitoids in the Pine Creek Geosyncline. Uranium in Pine Creek Geosyncline. IAEA, 1980.
16. *Needham R.S., Ewers G.R., Ferguson I.* Pine Creek Geosyncline. IAEA, Vienna, 1988.

УДК 553.41(571.66)

© О.А.Наумова, Э.И.Алышева, 1995

Гидротермально измененные породы Озерновского золото-серебряного месторождения Камчатки

О.А.НАУМОВА, Э.И.АЛЫШЕВА (ЦНИГРИ)

Гидротермально измененные породы золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов, изучавшихся Г.М.Власовым, М.М.Василевским, В.Л.Русиновым, М.С.Михайловой, Л.П.Пляшкевич, Х.Х.Лайпановым. Р.Бергером, Р.Хенли и др., рассматриваются как один из важных признаков, используемых при прогнозно-поисковых исследованиях и типизации названной группы объектов. Обобщив данные по условиям формирования эпитермальных золоторудных месторождений, П.Хелд, Р.Хенли, Р.Силлитоу пришли к выводу о необходимости выделения специфической группы объектов, в составе метасоматитов которых присутствуют высокотемпературные, высокоглиноземистые минералы (диаспор, пирофиллит, зуниит), а из рудных в значительных количествах распространены люцонит, энаргит, борнит и др. [6, 7]. При-

надлежность к этой группе ряда крупных месторождений, таких как Эль-Индио, предопределяет необходимость их детального исследования в целях разработки критериев прогноза и поисков. Этот тип объектов в нашей стране практически неизвестен, в связи с чем данные по Озерновскому месторождению в определенной степени восполняют существующий пробел.

Озерновское месторождение расположено в пределах Корякско-Центральнокамчатского вулкано-плутонического пояса и приурочено к центральной части сложнопостроенной Правоукинской вулкано-тектонической структуры, сформированной в узле пересечения Главного Камчатского разлома с Палано-Командорской зоной поперечных дислокаций северо-западного простирания. В центральной части Правоукинской вулкано-тектонической структуры находится локальный палеовулкан неогенового возраста, образовавшийся в пределах линейного длительно развивавшегося мобильного блока северо-западного простирания. Палеовулкан сложен эффузивно-пирокластическими, экструзивными и субвулканическими породами преимущественно среднеосновного состава. Эффузивы характеризуются периклинальным залеганием относительно центра палеовулкана, жерловая часть которого маркируется многофазным субвулканическим телом, представленным диоритовыми порфиритами, андезитобазальтами, кварцевыми андезитами, габбродиоритами, риолитами [2].

Озерновское месторождение отвечает сектору клиновидной формы, примыкающему к центру локального палеовулкана с юго-востока. Выделяемый центр вулканической деятельности отличается зональным распределением фаций пропилитов, площадным развитием вокруг него вторичных кварцитов и закономерным размещением рудовмещающих линейных тел метасоматитов (рис. 1).

Гидротермально измененные породы формировались в сложной тектонической обстановке, обусловившей пульсационный характер поступления гидротермальных растворов с унаследованным развитием разновременных минеральных комплексов вдоль тектонических разрывов преимущественно северо-западного направления. Золото-серебряное оруденение связано с линейным штокверком кварцевых прожилков и относится к золото-теллуровой субформации. Главными продуктивными минеральными комплексами являются теллур-сильванит-голдфилдит-диккит-кварцевый и золото-голдфилдит-кварцевый. Гидротермально измененные породы по составу и времени формирования относительно продуктивного минералообразования подразделяются на дорудные и предрудные минеральные комплексы. К первым относятся пропилиты и алунитовые вторичные кварциты, ко вторым — прожилково-метасоматическое окварцевание и кварц-серицитовые изменения.

Наиболее ранние продукты дорудных изменений — пропилиты. Опираясь на термодинамические диаграммы Д.С.Коржинского, отражающие влияние температуры и давления на характер минеральных ассоциаций в пропилитах, можно выделить следующие фации в направлении понижения температур: эпидот(пренит)-хлоритовую, карбонат-альбит-хлоритовую и цеолит-хлоритовую [3]. Количество новообразованных минералов варьирует от 5 до 40 % вблизи зон трещиноватости, достигая 80 % в участках максимальной гидротермальной проработки. Обычно в пропилитах сохраняется первичная структура исходных пород. В участках интенсивной пропилитизации широко распространена вторичная миндалевидная текстура с количеством миндалин до 50%.

Эпидот(пренит)-хлоритовые пропилиты по условиям образования относятся к среднетемпературным, имеют крайне неравновесный минеральный состав. Количество новообразованных минералов в них составляет 10—80 %. В объеме фации выделяются следующие парагенетические ассоциации: эпидот-пренит-хлоритовая, эпидот-пренит-карбонат-хлоритовая, эпидот-карбонат-хлоритовая, эпидот-хлоритовая, эпидот-цеолит-хлоритовая, эпидот-карбонат-пренит-цеолитовая, пренит-хлоритовая и карбонат-цеолит-пренитовая. Практически всегда в состав этих ассоциаций входят лейкоксен и пирит, причем содержание последнего может достигать 20—25 %. Совместное развитие эпидота с пренитом и цеолитами свидетельствует о приповерхностных условиях формирования фации [3]. В незначительных количествах среди новообразований фиксируются актинолит, кварц и гематит. При малом количестве новообразованных минералов и в безцеолитовых ассоциациях может встречаться альбит. По данным рентгеноструктурного анализа карбонат диагностируется как кальцит, а цеолиты представлены преимущественно минералами ряда леонгардит — ломонтит, реже филлипситом. К редким минералогическим находкам можно отнести гранат в срастаниях с эпидотом, пренитом, карбонатом и хлоритом. Появление граната, возможно, связано

с более ранним процессом формирования инфильтрационных скарнов [1].

Эпидот(пренит)-хлоритовые метасоматиты распространены в основном в субвулканических телах. Наблюдается их отчетливая приуроченность к разрывным нарушениям, поэтому морфология зон измененных пород имеет ярко выраженный линейный характер. Простирание линейных зон преимущественно северо-западное, в меньшей степени субширотное. На участках сгущения трещин образуются локальные площадные поля измененных пород, наиболее интенсивно проявленные вблизи предполагаемого центра палеовулкана (см. рис. 1).

В пределах месторождения наиболее широко распространены низкотемпературные карбонат-альбит-хлоритовые пропилиты, развивающиеся по всей совокупности пород неогенового разреза вулканической постройки. Интенсивнее всего они проявлены в андезито-дацитовой эффузивно-пирокластической толще нижней части разреза и в лавовых потоках андезитов верхней части. Карбонат-альбит-хлоритовые метасоматиты имеют площадное развитие и не обнаруживают четкой приуроченности к зонам нарушений, распространяясь в слаботрещиноватых блоках пород. Содержание новообразованных минералов не превышает 5—15%. Представлены они хлоритом, альбитом и карбонатом, в незначительных количествах

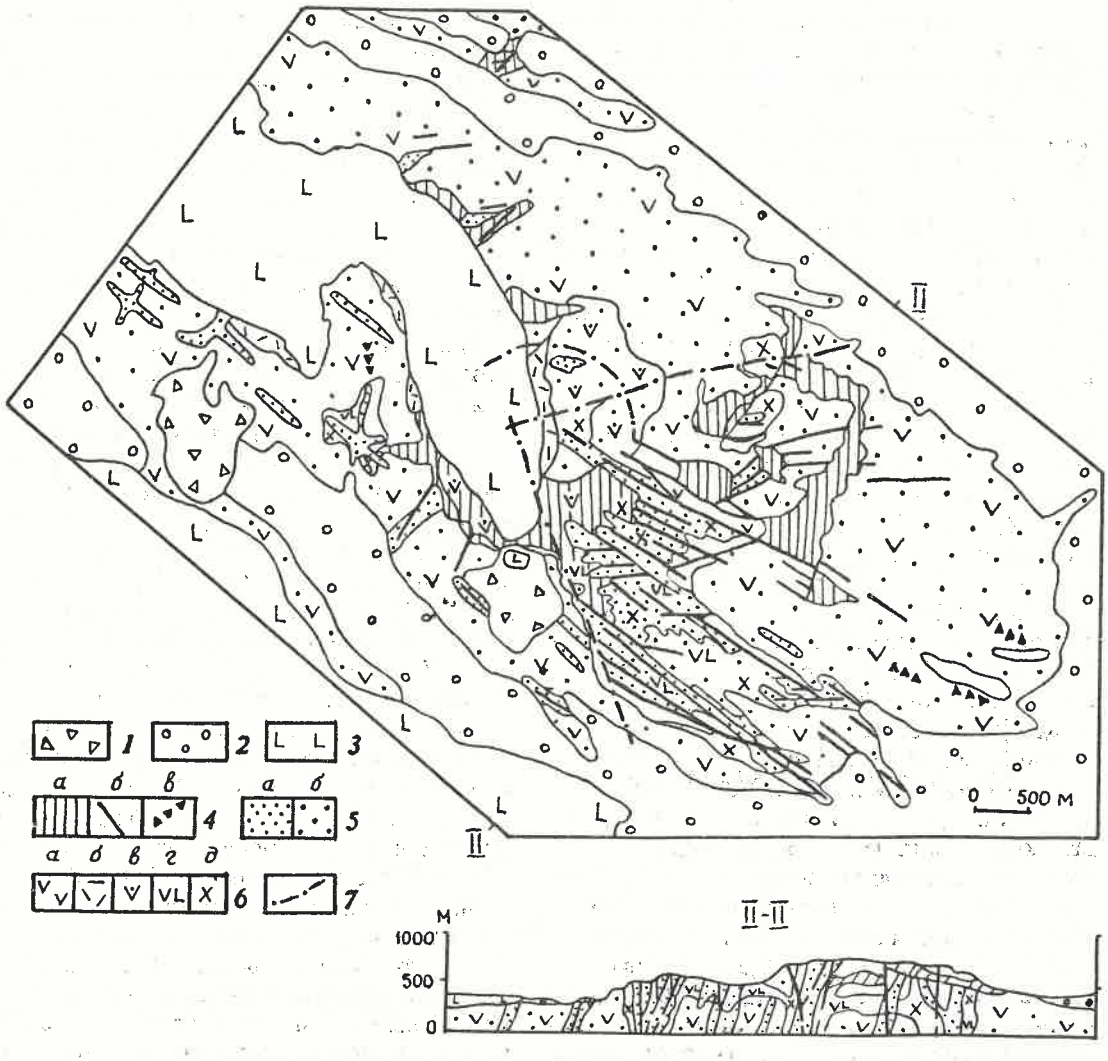


Рис. 1. Схема размещения разностадийных гидротермальных образований на Озерновском месторождении:

1 — обвально-оползневые образования; *2* — нерасчлененные рыхлые четвертичные отложения; *3* — четвертичные базальты; *4* — вторичные кварциты (*а* — площадные, *б* — линейные, *в* — в развалах); *5* — пропилиты (*а* — эпидот(пренит)-хлоритовая, *б* — карбонат-альбит-хлоритовая фации); *6* — исходные образования неогенового возраста (*а* — эффузивно-пирокластические, *б—д* — субвулканические тела соответственно риолитов, кварцевых андезитов, андезитобазальтов, диоритовых порфиритов, габбродиоритов); *7* — тектонические нарушения

могут присутствовать биотитоподобный минерал, лейкоксен и серицит, пирит практически не встречается.

Ведущим минералом средне- и низкотемпературных пропилитовых парагенезисов является хлорит, который образуется в основном по моноклинному и ромбическому пироксенам, ранее (?) замещенных биотитоподобным минералом. Хлорит наблюдается в виде гомоосевых псевдоморфоз или петельчатых выделений, имеет обычно густые буро-зеленые, зеленые окраски, отчетливый плеохроизм и нормальные цвета интерференции (Δn до 0,014). Аномальные серо-сизые интерференционные окраски прослеживаются редко — в бледноокрашенных разновидностях.

Рентгенографические исследования позволили установить особенности состава хлоритов различных фаций пропилитов при вариациях количества новообразованных минералов от 5 до 80 %. Исходными породами являлись субвулканические габбродиориты, андезитобазальты и андезиты лавового потока нижней части разреза. Идентификация хлоритов проводилась методом треугольной диаграммы, предложенной японскими исследователями [5].

Для пропилитов вне зависимости от количества новообразованных минералов и типа фаций характерно наличие триоктаэдрического хлорита с различным содержанием железа, определенным по указанной методике, — от 1,3 до 3 формульных единиц (ф.е.) (табл. 1). Высокожелезистые хлориты (рис. 2, поле 1), как правило, входят в состав средне- и низкотемпературных пропилитов с количеством новообразованных минералов менее 10% при условии интенсивного развития биотитоподобного минерала и весьма слабого проявления пиритизации. Более магнезиальные хлориты (поле 2) чаще возникают в интенсивно пропилитизированных породах (более 20%) при широком развитии эпидота, кальцита, цеолитов и пирита. Судя по значениям параметра x, высокожелезистые хлориты имеют достаточно стабильную глиноземистость (около 1 ф.е.). Для магнезиально-железистых хлоритов наблюдается более высокий разброс значений параметра x — от 0,2 до 1,9 ф.е.

Диагностика густо окрашенного хлорита и биотитоподобного минерала из слабо пропилитизированных пород (карбонат-альбит-хлоритовая фация), проведенная на микроанализаторе «Камебакс микробим» (аналитик И.К.Клочков, ЦНИГРИ), позволила отнести и тот, и другой минералы к высокожелезистым хлоритам (табл. 2).

Низкотемпературные цеолит-хлоритовые пропилиты распространены незначительно. Однако изменения подобного типа проявлены практически во всех исходных породах неогенового разреза. В целом в пределах месторождения они отмечаются на флангах максимально прогретых участков, хотя в местах наиболее интенсивной тектонической проработки наблюдается их совмещение с эпидот(пренит)-хлоритовыми пропилитами. Количество новообразованных минералов в данных метасоматитах 80—100 %. Представлены они цеолитами ряда леонгардит — ломонтит, смектитами, смешаннослойными минералами ряда смектит-хлориты, хлоритом, кварцем, лейкоксеном и пиритом. Содержание последнего может достигать 10—15 %. Цеолиты образуют гомоосевые псевдоморфозы и прожилки. Нередко в породе фиксируется вторичная миндалевидная текстура. По данным рентгеноструктурного анализа хлориты этой фации относятся к «нормальным» триоктаэдрическим. Кроме того, они представлены магнезиально-железистой разновидностью, но в целом отличаются более высоким показателем железистости по сравнению с хлоритами из эпидот(пренит)-хлоритовых пропилитов с количеством новообразованных минералов более 20% (см. рис. 2; табл. 1).

Пропилитам, сформированным за счет пород среднеосновного состава, свойственны наиболее контрастные аномалии меди и цинка. В слабо пропилитизированных андезитах и андезитобазальтах (количество новообразованных минералов менее 20%) отмечается повышенное в 3—5 раз по сравнению с кларком (по А.П.Виноградову) содержание меди (до 800 г/т в субвулканических андезитобазальтах). Концентрация цинка при значительной дисперсии может составлять 400—600 г/т. В отличие от слабо измененных андезитобазальтов интенсивно пропилитизированные (более 20%) наиболее существенно и стабильно обогащены медью и цинком (800—1000 г/т). Содержание золота в слабо и интенсивно пропилитизированных породах от менее 0,002 г/т до 0,006 г/т, редко до 0,02 г/т.

Вне зависимости от фациальной принадлежности и количества новообразованных минералов пропилиты характеризуются высокой плотностью (2,6—2,78 г/см^3 при низкой эффективной пористости (1,4—3,8%), которая возрастает по мере увеличения интенсивности пропилитизации. Однако в ряде случаев максимальная плотность при минимальной пористости наблюдается в пропилитах с количеством новообразованных минералов 20—40%.

Дорудные метасоматиты комплекса вто-

1. Характеристика хлоритов пропилитовых фаций

Число образцов	Типы измененных пород	Рентгеноструктурные параметры			
		d_{001}, 10^{-9} мкм	$y_1 - y_2 - y_3$	y (Fe)	x (Al)
1(1)	Пропилитизированные породы с количеством новообразованных минералов ≤10% (карбонат-альбит-хлоритовая и эпидот(пренит)-хлоритовая фации)	14,25	14-66-20	2,7	1,0
2(1)		14,25	19-62-19	2,5	1,0
3(1)		14,20	20-63-17	2,9	1,25
4(1)		14,40	26-56-18	2,25	0,6
5(1)		14,25	19-63-18	2,5	1,0
6(1)		14,25	12-68-20	3,0	1,0
1(2)	Пропилитизированные породы с количеством новообразованных минералов > 20 % (эпидот(пренит)-хлоритовая фация)	14,5	24-57-19	2,2	0,2
2(2)		14,25	14-52-34	1,3	1,0
3(2)		14,25	23-54-23	1,5	1,0
4(2)		14,25	22-55-23	1,8	1,0
5(2)		14,0	33-50-17	2,0	1,9
6(2)		14,20	25-50-25	1,4	1,25
7(2)		14,25	19-52-29	1,35	1,65
8(2)		14,03	22-54-24	1,6	1,7
9(2)		14,03	27-51-22	1,55	1,7
1(3)	Цеолит-хлоритовая фация	14,25	23-58-19	2,1	1,28
2(3)		14,7	19-59-22	2,05	1,28
3(3)		14,25	33-50-17	2,0	1,28
4(3)		14,25	25-57-18	2,1	1,28
5(3)		14,16	25-53-22	1,9	1,28
6(3)		14,25	20-56-24	1,9	1,28

Примечание. В скобках – номера полей хлоритов, см. рис. 2.

ричных кварцитов наложены на метасоматиты комплекса пропилитов и развиваются вдоль тех же тектонических зон преимущественно северо-западного простирания. Вторичные кварциты образуют линейно-вытянутые зоны и локальные площадные поля. Линейные зоны прослеживаются вдоль крутопадающих, реже пологих разрывных нарушений; мощность их колеблется от первых метров до 150 м при протяженности до 3 км. Площадные вторичные кварциты имеют неправильно-изометрическую форму, возникают в участках сгущения крутопадающих линейных нарушений, зонах пересечения полого- и крутопадающих трещин,а также по исходным породам — игнимбритам, туфогенно-осадочным образованиям. Наиболее интенсивно площадные поля проявлены вокруг предполагаемого центра локального палеовулкана (см. рис. 1).

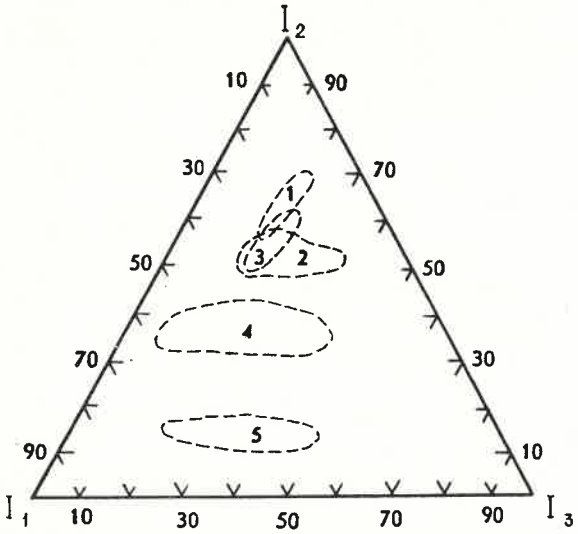


Рис. 2. Поля хлоритовых минералов на диаграмме соотношения интенсивностей базальных отражений:

хлориты из фаций пропилитов: 1 — карбонат-альбит-хлоритовой, 2 — эпидот(пренит)-хлоритовой, 3 — цеолит-хлоритовой; «аномальные» хлориты из кварц-смектит-хлоритовой фации вторичных кварцитов: 4 — «разбухающие», 5 — смешанослойные смектит-хлоритового ряда

В составе комплекса вторичных кварцитов по положению в ряду зональности и особенностям минерального состава выделяется ряд ассоциаций, соответствующих ме-

2. Химический состав хлоритов, %

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO_2	31,48	33,24	30,08	32,10	33,02
CaO	0,61	0,31	0,33	0,31	0,91
FeO	22,68	20,55	23,57	22,33	21,95
MgO	13,74	17,58	15,32	15,49	17,26
Al_2O_3	18,56	16,09	16,33	16,48	14,35
Cr_2O_3	0,31	0,22	0	0,11	0,12
TiO_2	0	0,01	0,02	0,11	0,04
MnO	0,61	0,25	0,54	0,45	0,32
K_2O	0,12	0,12	0	0,07	0,07
Na_2O	0,07	0,21	0,07	0,03	0,10
Сумма	88,20	88,58	86,88	87,38	88,14

Примечание. Все железо пересчитано на FeO. В обр. 1 и 2 диагностировался густо окрашенный хлорит петельчатой формы выделения, в обр. 3–5 – биотитоподобный минерал, образующий гомоосевые псевдоморфозы по пироксену.

тасоматическим фациям: монокварцевая, алунит-кварцевая, диаспор-кварцевая, диаспор-кварц-пирофиллитовая, каолинит-диккит-кварцевая, кварц-каолинит-диккитовая и кварц-смектит-хлоритовая. Количество новообразованных минералов в них составляет 80—100 %, однако нередко сохраняется реликтовая структура исходных пород. В алунит-кварцевых метасоматитах возможно наличие сложных водных сульфат-фосфатов — сванбергита, горсейкита, гойяцита и флоренсита. По данным рентгеноструктурного и микрозондового анализов алунит может быть представлен как существенно натровой, так и существенно калиевой разновидностью (табл. 3).

Устанавливаются некоторые закономерности в распространении алунитов разного состава на площади месторождения. Существенно калиевые алуниты прослеживаются главным образом в тех линейных зонах, где впоследствии интенсивно проявились предрудное прожилково-метасоматическое окварцевание и рудные комплексы, а также среди вторичных кварцитов вблизи предполагаемого центра палеовулкана. Существенно натровые алуниты преимущественно развиты в зонах (как правило, это оперяющие главных зон и их апофизы), где предрудное окварцевание проявлено слабо, а рудные комплексы практически не встречаются. В этих же зонах чаще всего наблюдаются другие водные сульфат-фосфаты. Подобные закономерности, видимо, справедливы для объектов, где исходные породы имеют средний — основной состав. В этом случае новообразованные первоначально натровые алуниты под воздействием рудообразующего калийнесущего флюида преобразуются в существенно калиевую разновидность.

В диаспор-кварцевых и диаспор-кварц-пирофиллитовых породах нередко обнаруживается зуниит, содержание которого обычно не превышает десятые доли процента. Наиболее крупные выделения зуниита зафиксированы в линейных зонах вторичных кварцитов. На микрозонде были выполнены единичные определения составов зуниита и диаспора (табл. 4).

Во всех фациях вторичных кварцитов в том или ином количестве присутствуют лейкоксен, барит и рутил, причем последним наиболее обогащены монокварциты, каолинит-диккит-кварцевые и диаспор-кварцевые метасоматиты. Для алунит-кварцевых пород весьма характерен гематит, иногда в значительном количестве (до 25 %).

В состав кварц-смектит-хлоритовой фации, как правило, интенсивно обогащенной пиритом, помимо нормального триоктаэдрического хлорита и смектитов, входят гидрослюды, каолиниты, смешанослойные минералы — слюда-смектиты и «аномальные» хлориты. Последние наиболее широко распространены. В их составе выделяются две разновидности: «разбухающие» хлориты и смешанослойные минералы хлорит-смектитового ряда (см. рис. 2). Слюдистые минералы кварц-смектит-хлоритовой зоны ин-

3. Химический состав алунитовых минералов, %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,351	0,156	0,034	0,313	0,306	0,437	0,674
TiO_2	0,054	0	0,096	0,018	0,109	0,145	0,054
Al_2O_3	47,904	48,217	48,579	48,854	47,920	45,819	48,327
FeO	0,139	0,090	0	0,194	0	0	0,089
MnO	0,006	0,066	0,017	0	0,048	0	0,120
MgO	0	0	0	0	0	0	0
CaO	0,018	0,082	0	0	0,688	5,527	0,758
Na_2O	1,246	1,255	1,004	1,110	2,768	1,304	2,200
K_2O	5,617	4,248	5,262	5,361	1,404	0,881	2,139
SrO	0,196	0	0,198	0,051	0,380	0,112	0,286
BaO	0,233	0,181	0,183	0,182	0	0	0
P_2O_5	0,299	0,054	0,189	0,195	0,554	0,029	1,146
Cr_2O_3	0,080	0	0,150	0,156	0,177	0,074	0
SO_3	43,855	45,468	44,286	43,557	45,646	45,671	44,206
Сумма	99,998	99,816	99,998	99,891	100,00	99,999	99,999

Примечание. Все железо пересчитано на FeO. Аналитик И.А.Бакшеев (МГУ), микроанализатор «Camscan Link 10 000».

тенсивно гидратированы, содержат 5—20 % разбухающих межслоев. Наблюдается тенденция увеличения их количества в случае развития фации по игнимбритам верхней части разреза, андезитам лавовых потоков и туфам нижней части разреза, т.е. в породах более кислого состава. Особенность минералов ряда слюда-смектиты — тенденция к упорядоченности.

Зональность вторичных кварцитов месторождения обладает следующими специфическими особенностями (рис. 3). В пределах каждой линейной зоны фиксируется индивидуальная вертикальная и латеральная зональность, проявленная в том, что ядерные части линейных тел метасоматитов могут быть сформированы монокварцитами или образованиями алунит-кварцевой, диаспор-кварцевой или диаспор-кварц-пирофиллитовой фаций, а периферийные — каолинит-диккит-кварцевой, кварц-каолинит-диккитовой и кварц-смектит-хлоритовой. Нередко тела вторичных кварцитов сложены только образованиями периферийных фаций. При отсутствии на месторождении четкой общей вертикальной и латеральной зональности наблюдается тенденция к возрастанию интенсивности и массы высокотемпературных ассоциаций в его северо-западной части — вблизи предполагаемого центра локального палеовулкана, а также на глубоких горизонтах линейных тел вторичных кварцитов. Зональность тыловых фаций проявляется в смене высокотемпературных ассоциаций — диаспор-кварцевой и диаспор-кварц-пирофиллитовой более низкотемпературными — монокварцевой и алунит-кварцевой. Зональность фронтальных фаций выражается в уменьшении с глубиной мощности кварц-каолинит-диккитовой зоны при соответствующем увеличении мощности кварц-смектит-хлоритовой. При этом в составе последней с глубиной возрастает количество слюдистого компонента.

4. Химический состав диаспора и зуниита, %

Оксиды	1	2	3	4
SiO_2	0	0	0,093	24,81
TiO_2	0,155	0	0,107	0,010
Al_2O_3	99,462	99,615	99,315	56,370
FeO	0	0,075	0,075	0,500
MnO	0	0	0	0,060
MgO	0	0	0	0
CaO	0	0	0	0,160
Na_2O	0,053	0	0,098	0,190
K_2O	0,024	0	0	0
SrO	0,013	0,049	0,060	0
BaO	0	0	0	0
P_2O_5	0,073	0,043	0,060	0
Cr_2O_3	0,029	0,171	0,122	0
SO_3	0,190	0,049	0,130	0
Сумма	99,999	100,00	100,00	82,100

Примечание. Хлор определен качественно для обр. 4. Все железо пересчитано на FeO. В обр. 1 – 3 диагностировался диаспор (аналитик И.А.Бакшеев, МГУ), в обр. 4 – зуниит (аналитик И.К.Клочков, ЦНИГРИ).

Все фации вторичных кварцитов отличаются повышенной эффективной пористостью (5—25 %) при пониженной по сравнению с исходными породами и пропилитами плотности (1,85—2,45 г/см^3). Фации вторичных кварцитов обогащены (по сравнению со слабо пропилитизированными андезитобазальтами) серебром (в 25—100 раз), свинцом (в 4—7 раз), висмутом (в 2—5 раз), сурьмой (в 2—4 раза), титаном (в 2—3 раза), фосфором (в 4—7 раз) и молибденом (в 2—5 раз) при высокой дисперсии значений перечисленных элементов. Содержания золота колеблются от 0,002 до 0,06 г/т, достигая иногда 0,2—0,6 г/т. Наибольшее обогащение фаций вторичных кварцитов указанными элементами отмечается в тех линейных телах, вдоль которых впоследствии были унаследованно проявлены предрудное прожилково-метасоматическое окварцевание, а также рудный и пострудный минеральные комплексы.

Предрудные метасоматиты, развивающиеся по ранее сформированным вторичным кварцитам, широко распространены на всех участках месторождения. Для них характерно рассеянное и прожилковое окварцевание с пиритом или без него при подчиненном количестве минералов ряда люцонит-фаматинит, энаргит, тетраэдрит-теннантит, сфалерит, халькопирит и молибденит, соответствующих допродуктивному пирит-кварцевому минеральному комплексу.

По относительному количеству пирита выделяются существенно кварцевая и кварц-пиритовая разновидности предрудных метасоматитов. В кварц-пиритовой разновидности кварцитов содержится 10—15 % пирита. Обычно он представлен равномерно рассеянными тонковкрапленными кристаллами преимущественно сложных форм (пентагоны, октаэдры, кубооктаэдры размером) 0,1—0,3 мм. Вместе с тем, встречаются полосы и сгустки метаколлоидного пирита в виде скелетных кристаллов, относящегося к более поздней генерации. Существенно кварцевые метасоматиты образуют локальные поля площадью до 200 м^2 и нечеткие линейные зоны с размытыми контурами.

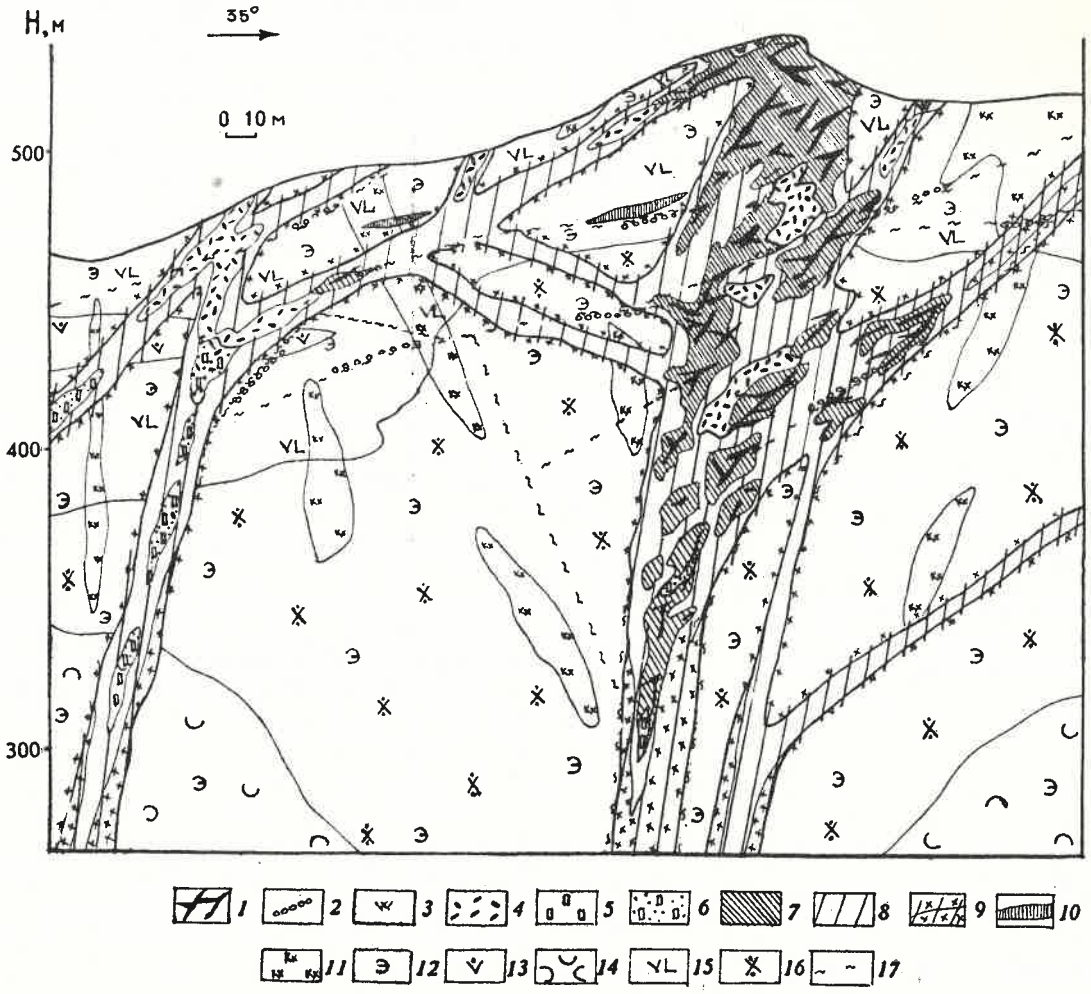


Рис. 3. Поперечный разрез через Главную рудную зону месторождения:

1 — участки совмещения продуктивной минерализации с предрудным кварц-пиритовым комплексом; *2* — предрудные кварц-серицитовые изменения; фации вторичных кварцитов: *3* — монокварцевая, *4* — алунит-кварцевая, *5* — диаспор-кварцевая, *6* — диаспор-кварц-пирофиллитовая, *7* — каолинит-диккит-кварцевая, *8* — кварц-каолинит-диккитовая, *9* — кварц-смектит-хлоритовая; фации пропилитов: *10* — цеолит-хлоритовая, *11* — карбонат-альбит-хлоритовая, *12* — эпидот(пренит)-хлоритовая; исходные породы: *13* — туфы андезитов и андезитодацитов, *14* — андезиты, *15* — андезитобазальты, *16* — диоритовые порфириты, габбродиориты; *17* — зоны дробления и трещиноватости

Тела кварц-пиритовых метасоматитов имеют линейно-вытянутую морфологию, мощностью от нескольких сантиметров до 20 м, пологое или крутое падение и четкие контакты с вмещающими породами.

Кварц-пиритовые метасоматиты выполняют сложную систему тектонических трещин общего северо-западного простирания. В то же время отдельные прожилки или тела метасоматитов с прожилково-рассеянной минерализацией могут трассировать как пологие, так и крутые разрывы различной ориентировки, образуя систему прожилково-метасоматических зон типа «лестничных жил» (см. рис. 3). Комплекс предрудного окварцевания при развитии часто наследует зоны мелкой трещиноватости вблизи границ различных фаций вторичных кварцитов. Маломощные линейные зоны вторичных кварцитов иногда полностью замещены продуктами предрудного пирит-кварцевого комплекса, однако в целом соотношение дорудных и предрудных комплексов варьирует в широких пределах.

Интенсивность и экстенсивность предрудного окварцевания, по-видимому, прямо зависят от степени пористости и проницаемости различных фаций вторичных кварцитов. Не исключено, что большая часть монокварцевых, диаспор-кварцевых, каолинит-диккит-кварцевых и частично кварц-каолинит-диккитовых пород является производной процесса наложения предрудного окварцевания на наиболее пористые и тектонически

проработанные участки дорудных метасоматитов. Для этих фаций вторичных кварцитов, как и для предрудных кварц-пиритовых метасоматитов, характерны интенсивнейший привнос кремнезема и нередко незначительное преобладание суммарного привноса вещества над суммарным выносом. В алунит-кварцевых, диаспор-кварц-пирофиллитовых, кварц-каолинит-диккитовых и кварц-смектит-хлоритовых метасоматитах кремнезем выносится и суммарный вынос резко преобладает над суммарным привносом. Следует также отметить, что алунит-кварцевые, диаспор-кварц-пирофиллитовые и нередко кварц-каолинит-диккитовые породы отличаются пониженными содержаниями всех элементов по сравнению с другими фациями вторичных кварцитов (за исключением бария и стронция — соответственно до 600 и 800 г/т).

Геохимическая специализация предрудных метасоматитов выражается в значительном обогащении их молибденом, мышьяком, сурьмой и серебром. Собственно кварц-пиритовая разновидность может быть также обогащена висмутом, никелем и медью. Содержание меди составляет 100—600 г/т при единичных значениях 1000—2000 г/т, золота — от 0,002—0,006 г/т в существенно кварцевых метасоматитах до 0,02—0,06 г/т и в ряде случаев до 0,2—0,6 г/т в кварц-пиритовой разновидности предрудного окварцевания. Плотность в них изменяется от 2,45 до 2,65 г/см^3 при эффективной пористости от 3,8 до 0,8 %.

Предрудные кварц-серицитовые метасоматиты в пределах месторождения менее распространены. Они образуют локальные линейные зоны преимущественно субширотного простирания с крутым или пологим падением, пространственно нередко совмещенные с более поздними зонами дробления и трещиноватости (см. рис. 3). Новообразованные минералы этих зон представлены в основном слабо гидратированными серицит-гидрослюдами, в меньшем количестве кварцем, мусковит-серицитом и пиритом. Содержание новообразованных минералов может составлять от 5 до 100 %. В интенсивно измененных породах почти всегда отчетливо видна их исходная структура.

Кварц-серицитовые метасоматиты могут совмещаться со всеми ранее описанными гидротермальными породами. Причем в пропилитах и частично в кварц-смектит-хлоритовых метасоматитах отчетливо виден наложенный характер взаимоотношений, при котором серицитовые агрегаты образуют секущие прожилки, гомоосевые псевдоморфозы по новообразованным минералами или выполняют центральные части миндалин. При совмещении кварц-серицитовых изменений с тыловыми фациями вторичных кварцитов наложенный характер взаимоотношений проявляется неотчетливо. Секущие прожилки редки, чаще наблюдаются гомоосевые псевдоморфозы серицит-мусковита по диккиту с сохранением первоначальной гармошковидной формы кристалла. Иногда встречаются мелкочешуйчатые серицитовые псевдоморфозы по каолинитовым минералам, ранее заместившим алунит; в этом случае форма выделения слюдистых агрегатов игольчатая или удлиненно-призматическая. По единичным определениям на микрозонде (аналитик И.К.Клочков, ЦНИГРИ) получен следующий химический состав этих псевдоморфоз, %: SiO_2 52; Al_2O_3 36; K_2O 9; CaO, FeO, MgO, TiO_2 и Na_2O менее 1.

При совмещении кварц-серицитовых образований с кварц-пиритовым комплексом характер взаимоотношений не совсем ясен. Отмечаются редкие секущие прожилки кварц-пиритового состава. В то же время зерна пирита нередко обрастают чешуйками серицита, что может указывать на временную близость формирования обоих предрудных комплексов.

В результате картирования предрудного кварц-пиритового комплекса, проведенного в пределах наиболее изученной площади месторождения, установлена довольно тесная корреляция интенсивности его проявления с интенсивностью проявления золотоносных ассоциаций, что объясняется унаследованным характером развития тектонических зон, а также повышенной способностью к трещинообразованию наиболее окварцованных блоков пород вследствие их повышенной хрупкости. Продуктивная минерализация часто приурочена к участкам сочленения крупных блоков с наложенным окварцеванием предрудной стадии и блоков вторичных кварцитов, цементируя обломки одних и других. В то же время в блоках с интенсивно проявленным прожилково-метасоматическим окварцеванием наиболее выдержанные и мощные зоны продуктивной минерализации встречаются в пределах наиболее мощных зон кварц-пиритовых метасоматитов, что может быть обусловлено электрохимическим взаимодействием золотоносных растворов с сульфидными минералами [4]. В блоках, представленных вторичными кварцитами, повышенных содержаний золота, как правило, не отмечается. Все выше изложенное свидетельствует о структурной унаследованности обособленных во

времени дорудных, предрудных и рудоносных комплексов.

Итак, по геолого-структурной обстановке нахождения, минеральному составу рудовмещающих метасоматитов и характеру рудных комплексов Озерновское месторождение относится к группе эпитермальных золото-серебряных объектов, выделяемых зарубежными исследователями под названием алунит-глинистого или кислотно-сульфатного типа [6, 7]. Главным его отличием является локализация оруденения в протяженных линейных крутопадающих зонах, рассматриваемых в качестве фрагментов регионального разлома.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гельман М.Л., Сперанская И.М., Филиппов А.У.* О влиянии гранитоидных интрузий на явления региональной пропилитизации охотских эффузивов //Проблемы вулканизма. Мат-лы ко II Всесоюз. вулканол. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 180—182.
2. *Прогнозно-поисковые* модели месторождений благородных, цветных металлов и алмазов (атлас). — М.: ЦНИГРИ, 1993.
3. *Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. — М.: Наука, 1972.
4. *Сахарова М.С.* Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении //Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972. С. 103—111.
5. *Oinuma K., Shimoda S., Sudo T.* Triangular diagram in use of survey of crystall chemistry of chlorites // Intern. clay Conf. Madrid. Preprints. 1973. N 1. P. 161—171.
6. *Byron R. Berger, Richard W. Henlly.* Advances in the Understanding of Epithermal Gold-Silver Deposits, With Special Reference to the Wes tern United states // Economic Geology. 1989. Vol. 84. P. 405—423.
7. *P.Heald, Foley N.K., Hayba D.O.* Cowparative Anatomy of Volcanic-Hosted Epitherwal Deposits: Acid-Sulfate and Adularia-Sericite Typels // Economic geology. 1987. Vol. 82. P. 1—26.

УДК 553.676:551.24

© О.А.Каплин, 1995

Закономерности внутреннего строения и пространственного размещения крупных месторождений хризотил-асбеста в структурах земной коры

О.А.КАПЛИН (МГГА)

Крупные месторожденя поперечно-волокнистого хризотил-асбеста локализуются в пределах массивов ультрамафитов дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) формации, состоящих из центрального ядра серпентинизированных перидотитов и дунитов, окаймленного полосой серпентинитов. Асбестоносные ультрамафиты распространены в складчатых областях всех возрастов [1, 4; П.М.Татаринов, 1967; К.К.Золоев, 1975; В.Р.Артемов, 1975 и др.]. Залежи хризолит-асбеста согласны с ориентацией ядра первичных пород и контактов ультрамафитов с вмещающими породами. Отдельные из них достигают по простиранию 3—4 км при мощности до 550 м. Асбестовые жилы образуют внутри залежей сетки с различными размерами безрудной ячейки. По размеру ячейки, морфологии и мощности жил, с учетом минерального состава ультрамафитов выделяются зоны асбестоносности, согласные с ориентацией залежей.

Относительно ядра первичных пород залежи подразделяются на концентрически-зональные и асимметричные. Первые обычно содержат длинноволокнистый асбест, причем наиболее богатые руды приурочены к апикальным частям и висячим контактам ядра первичных пород; в рудных зонах отсутствуют дайки гранитоидов. Вторые характеризуются широким развитием коротковолокнистого асбеста и наличием даек. От центра залежей к их периферии (концентрически-зональных) или от лежачего бока к висячему (асимметричных) закономерно изменяются минеральный состав и степень серпентинизации ультрамафитов, тип асбестоносности, общее содержание и сортовой состав волокна, а также петрофизические характеристики руд и их обогатимость [5]. Из множества массивов альпинотипных ультрамафитов Земного шара лишь 20 содержат крупные месторождения хризотил-асбеста, в которых сосредоточено 90—95 % мировых запасов волокна.

В настоящей работе обобщены результаты многолетних тектонофизических исследований асбестоносных массивов, месторождений других видов сырья и безрудных площадей северной части Евразии. При реконструкции полей тектонических напряжений применена методика М.В.Гзовского (1975) с

использованием ряда усовершенствований, предложенных О.И.Гущенко (1979) для выявления кинематических характеристик разрывов и восстановления регионального поля напряжений. В ориентации жил хризотил-асбеста заложена информация о поле напряжений, существовавшем на стадии асбестообразования этапа серпентинизации ультрамафитов. По ориентации сколовых трещин, несущих «зеркала» и борозды скольжения, реконструируется поле напряжений последнего (пострудного) этапа деформации массивов горных пород. В результате определяется ориентация главных нормальных напряжений — осей «растяжения» σ_1, «сжатия» σ_3 и промежуточного напряжения σ_2, а также плоскостей действия максимальных касательных напряжений τ_i. В плоскости, нормальной к оси σ_2, лежат оси σ_1 и σ_3, а также векторы, определяющие ориентацию плоскостей действия правосдвиговых $\tau_{мп}$ и левосдвиговых $\tau_{мл}$ максимальных касательных напряжений. Нами использована классификация полей напряжений из работы [3]. По различиям в углах наклона (склонения) к горизонту осей σ_1, σ_2 и σ_3 выделяются семь типов полей напряжений: сбросовый, склонение оси $\sigma_3 \geq 60°$; сбросо-сдвиговый, $\sigma_1 \leq 21°$, $\sigma_2 \leq 60°$, $\sigma_3 < 60°$; сдвиговый, $\sigma_2 > 60°$; взбросо-сдвиговый, $\sigma_1 \leq 60°$, $\sigma_2 < 60°$, $\sigma_3 \leq 21°$; взбросовый, $\sigma_1 > 60°$; взрезовый, $\sigma_1 < 60°$, $\sigma_2 \leq 21°$, $\sigma_3 < 60°$; октаэдрический, $\sigma_1 > 21°$, $\sigma_2 > 21°$, $\sigma_3 > 21°$.

По ориентации жил хризотил-асбеста реконструировано поле напряжений на восьми крупных месторождениях. Для шести месторождений, располагающихся в пределах Урало-Монгольского складчатого пояса, установлена субгоризонтальная ориентация растяжения субмеридионального и юго-юго-западного (Урал), а также юго-западного и субширотного простираний (складчатое обрамление южного выступа Сибирской платформы). Сжатие на уральских месторождениях ориентировано субнормально к простиранию складчатых структур, склонение осей 18—58°. Для месторождений Восточной Сибири реконструированные оси «сжатия» имеют выдержанную северо-западную ориентацию, с углами склонения 23—60°, в целом вкрест простирания Байкальской рифтовой зоны. Здесь широко развиты жилы асбеста северо-западного и широтного простираний. Система жил северо-западного простирания наиболее интенсивно проявлена на месторождениях, содержащих длинноволокнистый асбест. Устойчивая ориентация сжатия обусловливает практическое отсутствие в штокверках жил северо-восточного простирания, с падением на северо-запад. Для Молодежного месторождения Восточной Сибири установлено двухстадийное образование жил: на первой стадии в апикальной части залежи — сложных жил, приуроченных к трещинам кливажа, на второй — простых, в которых сосредоточены основные запасы волокна. Жилы хризотил-асбеста на всех изученных месторождениях Евразии локализуются в полостях отрыва и в трещинах, ориентированных согласно положению площадок действия $\tau_м$ (рис. 1, 2).

Сведения об ориентации жил хризотил-асбеста на месторождениях других континентов, за исключением Тетфорд Канады, немногочисленны. Тем не менее, для трех месторождений (Кассиар, Тетфорд — Канада и Вудсриф — Австралия) сделан вывод о том, что жилы асбеста образовались в трещинах растяжения синтектонически при переориентации регионального поля напряжений на определенной стадии эволюции сходящихся литосферных плит [14, 15]. На месторождении Кассиар выделены две стадии их образования. На ранней стадии появлялись магнетитсодержащие жилы северо-западного простирания с падением на северо-восток и юго-запад, на поздней — жилы без магнетита северо-восточного простирания с падением на северо-запад и юго-восток. В целом мы поддерживаем мнение о двухстадийном образовании жил, но их деление на две генерации по наличию или отсутствию магнетита нам представляется необоснованным, т.к. оно базируется на замерах элементов залегания 87 жил, из которых 61 характеризует так называемые промежуточные жилы [13, 15].

На месторождении Тетфорд проведены массовые замеры ориентации жил [14]. В настоящей статье сводная стереограмма перестроена в проекцию на верхнюю полусферу сетки Вульфа с приведением плотности распределения замеров (см. рис. 1). Основная часть жил имеет сравнительно пологое восточное (около 45°) падение, реконструированная ось σ_1 ориентирована 268/43 (здесь и далее — первая цифра означает азимут, а вторая — угол склонения оси), ось σ_3 — 9/13, т.е. образование жил происходило в условиях взбросо-сдвигового поля напряжений, при котором площадки действия $\tau_м$ реализуются в виде крутопадающих на северо-восток ($\tau_{мп}$) и юго-восток ($\tau_{мл}$) взбросо-сдвигов. Выявленная нами ориентация поля напряжений на месторождении Тетфорд отвечает результатам структурного изучения золоторудного месторождения Боскет провинции Квебек, локализованного в зоне сетчатых деформаций, обусловленных действием интенсивного меридионального

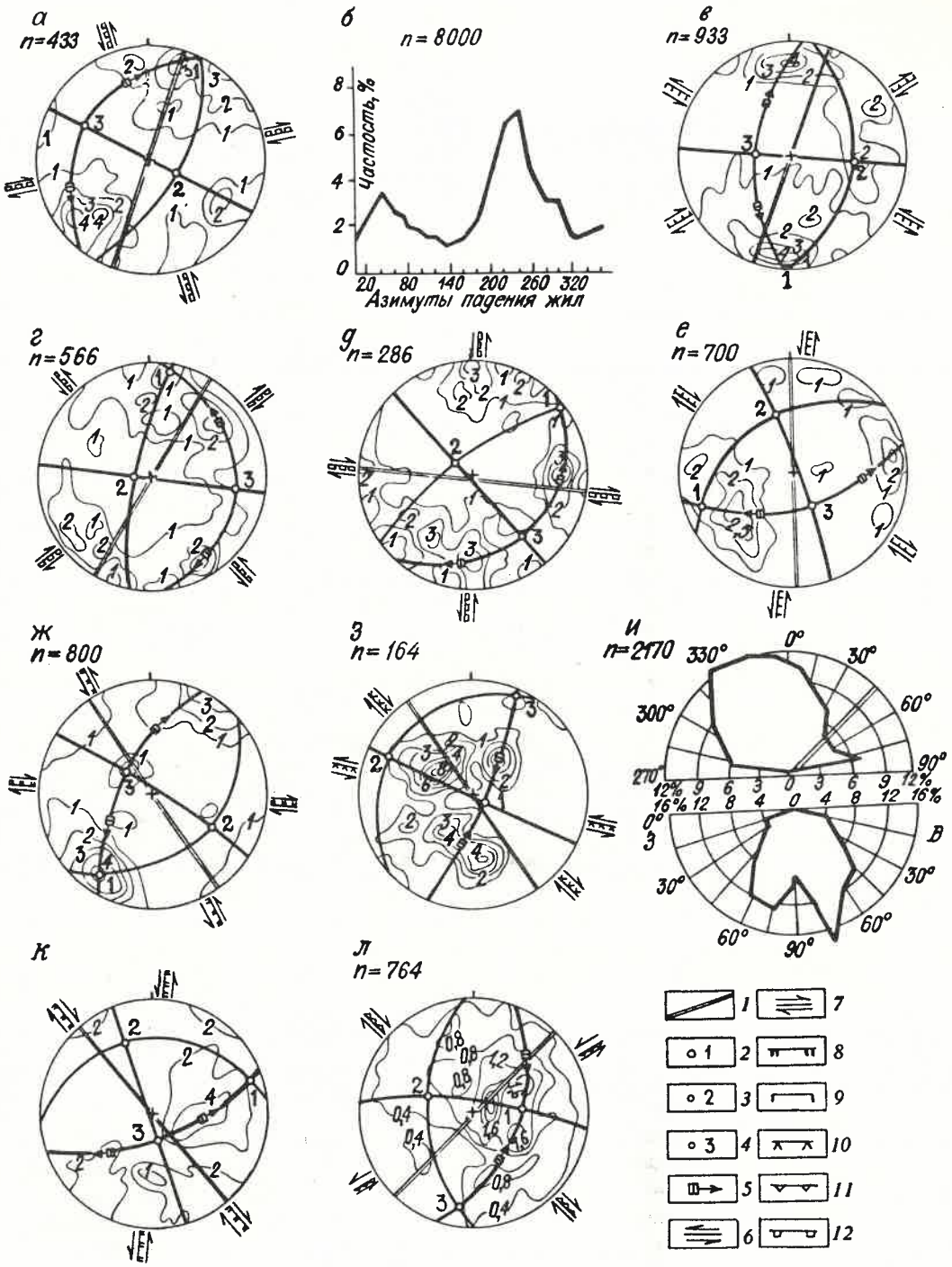


Рис. 1. Ориентация жил хризотил-асбеста и реконструкция тектонических полей напряжений на крупных месторождениях. *Данные автора, а также К.Г.Башты (1967), В.Ф.Дыбкова, М.С.Круцко (1967), В.Г.Шестакова (1970), А.К.Сибилева (1980):*

1 — простирание массивов; выходы осей главных нормальных напряжений на верхнюю полусферу сетки Вульфа: *2* — «растяжения», *3* — промежуточной, *4* — «сжатия»; *5* — ориентировка векторов $\tau_м$; простирание плоскостей действия $\tau_м$: *6* — левосдвиговых, *7* — правосдвиговых; типы смещений по плоскостям действия $\tau_м$: *8* — сбросы, *9* — сбросо-сдвиги, *10* — взбросы, *11* — взбросо-сдвиги, *12* — сдвиги; *n* — число замеров; месторождения: *а,б* — Баженовское; *в* — Джетыгаринское; *г* —Киембаевское; *д* — Ак-Довуракское; *е* — Саянское; *ж* — Молодежное, простые жилы; *з* — Молодежное, сложные жилы; *и* — Ильчирское, роза — диаграмма простираний и углов падения жил; *к* — Вудсриф, *л* — Тетфорд

сжатия. На месторождении установлено двухстадийное образование крутопадающих золото-сульфидных жил [18].

Месторождение Австралии Вудсриф располагается в зоне глубинного разлома северо-западного простирания, имеющего в районе месторождения крутое северо-восточное падение. Жилы хризотил-асбеста образуют три основных системы ориентировки — восточного, южного и юго-западного падения, причем первая из них наиболее интенсивна [12]. По ориентации жил в проекции на верхнюю полусферу стереограммы реконструировано сбросовое поле напряжений: ось σ_1 ориентирована — 255/ 5, ось σ_3 — 350 / 65, $\tau_м$ реализуется в виде субмеридиональных сбросо-сдвигов пологого восточного падения $\tau_{мл}$ и более крутых сбросов юго-западного падения $\tau_{мп}$, согласных с простиранием массива ультрамафитов (см. рис. 1, 2).

Приведенные данные по месторождениям хризотил-асбеста позволяют судить о характере и ориентации поля напряжений мегарегионального (Урало-Монгольский пояс) и значительно более условно планетарного уровней. Построена сводная стереограмма, в которой только ориентация сжатия, установленная при формировании сложных жил Молодежного месторождения, не укладывается в общую закономерность (см. стереограмму на рис. 2). Поле напряжений характеризуется северо-восточным (65/ 15) растяжением и северо-западным сжатием при крутой меридиональной ориентации оси σ_2 (182/ 60) и отвечает сбросо-сдвиговому, близкому к сдвиговому, типу; $\tau_м$ реализуются в виде сдвигов юго-юго-западного падения ($\tau_{мп}$ — 195/ 60 ПС 6) и сбросо-сдвигов восточно-юго-восточного падения ($\tau_{мл}$ — 102/ 84 ЛС 30). (Здесь и далее: П — правый, Л — левый, С — сброс, В — взброс, Сд — сдвиг, цифра после характеристики смещения — угол сдвижения по отношению к горизонту.)

Установленная ориентация жил хризотил-асбеста согласуется с общим структурным планом разрывных нарушений в земной коре: наблюдается геометрическая упорядоченность в их ориентировке с преобладанием ортогональных и диагональных направлений разрывов [2; П.С.Воронов, 1968; Г.Н.Каттерфельд и Г.В.Чарушин, 1970; М.В.Стовас, 1975 и др.].

В.В.Белоусов (1977) количественно оценил распространенность зон наиболее интенсивных проявлений эндогенных процессов (зон диастрофизма) различного простирания в фундаменте древних платформ и на щитах. Для Восточно-Европейской и Сибирской платформ, к складчатому обрамлению которых приурочены асбестоносные массивы, характерно преобладание зон диастрофизма северо-западного простирания (соответствуют ориентации отрывной плоскости на сводной диаграмме ориентации жил). Наименее развиты зоны северо-восточного простирания (соответствуют положению плоскости действия сжатия). А.В.Пейве (1961) отмечает, что на территории Азии от Байкала до Каспийского моря преобладают два главных направления разломов — северо-западное и северо-восточное, причем первые прослеживаются на большие расстояния, а вторые менее выдержанны, образуют изгибы и часто носят надвиговый характер. А.В.Буш (1983) при характеристике систем трансконтинентальных линеаментов Евразии также приходит к выводу, что наиболее распространены северо-западные линеаменты. Таким образом, ориентация жил хризотил-асбеста подчиняется структурному рисунку распределения разрывных нарушений в земной коре (регматической сети), в пределах которой во время асбестообразования преобладали крутопадающие на юго-запад разрывы, возникшие под действием интенсивного растяжения северо-восточной ориентации.

Вопросы происхождения месторождений хризотил-асбеста рассмотрены в многочисленных работах [1, 4, 5; П.М.Татаринов, 1967; Б.Я.Меренков, 1958, и др.]. По представлениям К.К.Золоева, крупные месторождения образуются на стадии предорогенной стабилизации геосинклиналей в позднегерцинскую эпоху асбестообразования, при воздействии на ультрамафиты пород тоналит-гранодиоритовой рудогенерирующей формации. Н.Н.Ведерников считает, что асбестообразование происходит под воздействием энергии, выделяемой при региональных тектонических процессах в ходе тектонической активизации орогенных областей. По нашему мнению, учитывая единый механизм образования штокверков жил хризотил-асбеста и практически одинаковый набор структурно-вещественных признаков оруденения, а также установленный позднемезозойский возраст ряда асбестоносных массивов ультрамафитов [11, 13, 14 и др.], можно заключить, что крупные месторождения поперечно-волокнистого хризотил-асбеста сформировались в позднем мезозое — раннем кайнозое и являются результатом единого процесса тектоно-магматической активизации складчатых поясов. По взаимоотношениям жил хризотил-асбеста в пределах этапа активизации в ряде случаев возможно выделить две стадии [5, 11, 14, 15, 17].

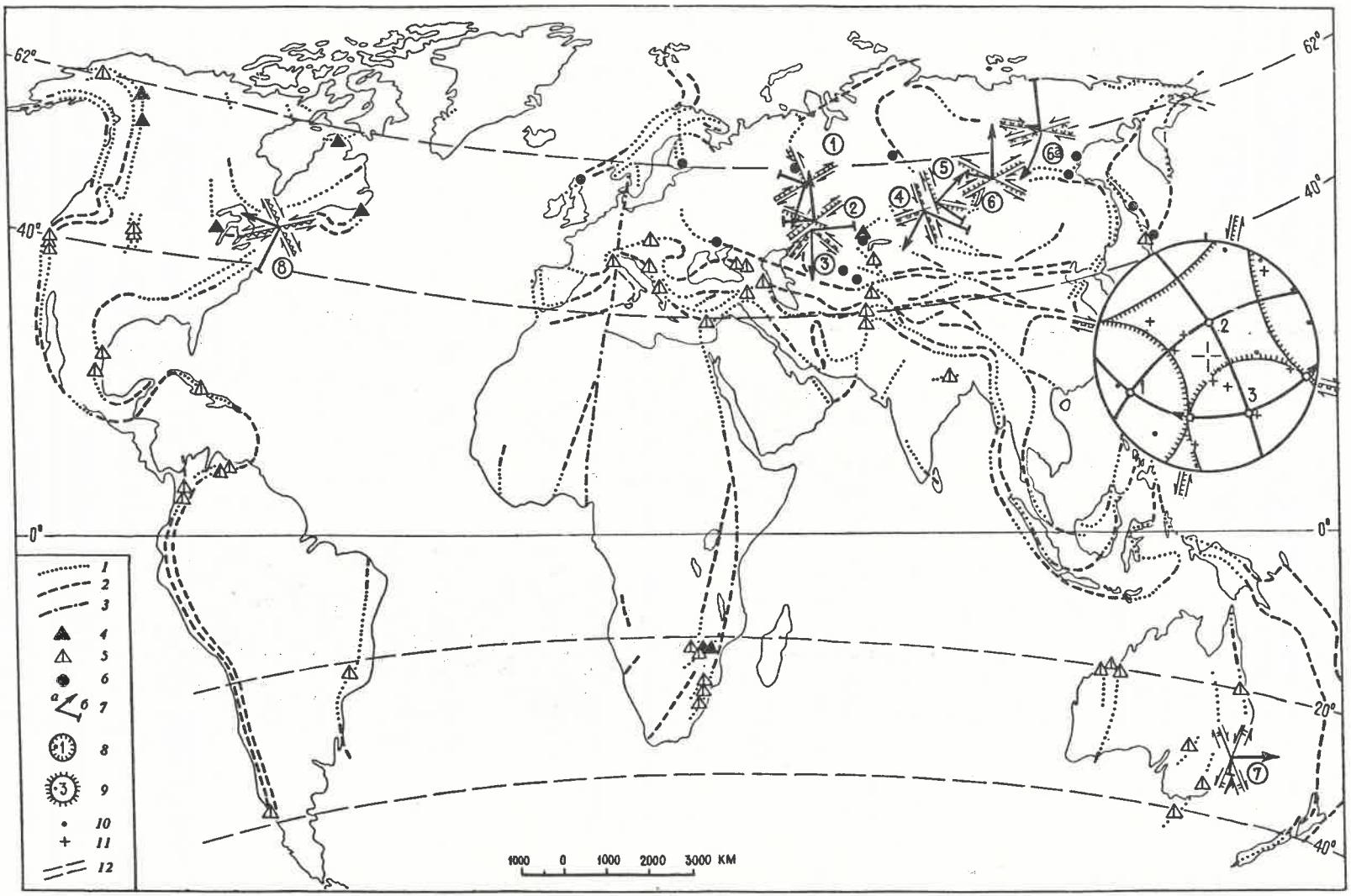

62°
40°
0°
20°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
1000 0 1000 2000 3000 KM

Рис. 2. Ультрамафитовые пояса (*по К.К.Золоеву, 1975, с упрощениями*) и ориентация главных напряжений на крупных месторождениях хризотил-асбеста Земли:

1 — ультрамафитовые пояса, *2* — предполагаемое продолжение поясов, *3* — подвижные зоны; месторождения: *4* — крупные; *5* — средние и мелкие; *6* — месторождения талька; *7* — проекции на горизонтальную плоскость осей «растяжения» (*а*) и «сжатия» (*б*), стрелки указывают азимут склонения осей; области на сводной стереограмме, запретные для нахождения региональных осей: *8* — «сжатия», *9* — «растяжения»; выходы на верхнюю полусферу стереограммы осей; *10* — «растяжения», *11* — «сжатия», *12* — границы планетарных тектонических зон; цифры в кружках — месторождения: 1 — Баженовское, 2 — Джетыгаринское, 3 — Киембаевское, 4 — Ак-Довуракское, *5* — Саянское, 6 — Молодежное (простые жилы), 6а — Молодежное (сложные жилы), 7 — Вудсриф, 8 — Тетфорд; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Все крупные и подавляющее количество средних и мелких месторождений поперечно-волокнистого хризотил-асбеста приурочены к двум планетарным тектоническим зонам, оси которых отстоят на 90° по широте (см. рис. 2). Северная планетарная зона локализована между 40 и 62° с.ш., в ее пределах расположено 17 промышленных месторождений и Ешкеульмесское месторождение продольно-волокнистого хризотил-асбеста Казахстана. На территории Евразии северная граница зоны проходит по Транссибирскому поперечному линеаменту, характеризующемуся тем, что минерагения любых геологических сооружений различна в пределах полосы линеамента, а также к северу и югу от него (В.И.Драгунов, 1960). Практически совпадает с северной границей зоны Корякско-Ухтинский линеамент (А.В.Буш, 1983). Из анализа данных В.В.Белоусова (1977) следует, что на севере Восточно-Европейской платформы на широте 60—62° с.ш. наблюдается изгиб (излом) простираний складчатых комплексов докембрия с северо-восточного на северо-западное скандинавское. На территории Северной Америки северная граница зоны фиксируется широтными простираниями наложенных впадин в фундаменте древней платформы, на 60° с.ш. простирание складчатых сооружений канадских Кордильер меняется с северо-восточного на субширотное аляскинское.

Южная граница планетарной зоны в Центральной Азии совпадает с зоной Яньшань, ограничивающей с севера Северо-Китайскую и Таримскую платформы и протягивающейся от меридиана 70° в.д. до южной оконечности острова Хоккайдо [9; В.Е.Хаин, 1979]. К западу от этого меридиана граница зоны фиксируется широтными простираниями альпийских складчатых сооружений. На территории Северной Америки южное ограничение планетарной зоны совпадает с линеаментом 40° параллели, выделенным М.А.Фаворской, И.Н.Томсоном и др. (1974). На западе США по сейсмическим данным в верхней мантии установлена основная структурная граница широтного направления по параллели 40° с.ш., вдоль которой наблюдается значительная изменчивость глубины залегания верхней мантии [16].

В Южном полушарии значительно более условно, нежели в Северном, предполагается существование планетарной зоны между 20 и 40° ю.ш., в пределах которой расположены крупные месторождения хризотил-асбеста (Шабани и Машаба Южной Африки, Вудсриф Австралии) и ряд мелких. Север-

ная граница планетарной зоны в Южной Америке совпадает с линеаментом 17 — 20° ю.ш. (М.А.Фаворская, И.Н.Томсон, В.А.Баскина и др., 1974). На юге Африки асбестовые месторождения связаны с ультрамафитами, среди которых К.Р.Энхаусер выделяет три разновидности, отмечая, что наиболее крупные ассоциируют с более молодыми, нежели ультрамафиты расслоенных комплексов, телами альпинотипных ультрамафитов, в пределах которых месторождения приурочены в основном к субширотным складчатым и разрывным структурам [10]. По данным В.Е.Хаина (1979), одна из важнейших структур австралийского континента — Центральноавстралийская интракратонная подвижная зона, разделяющая Северо-Австралийский и Южно-Австралийский щиты. Северная граница распространения проявлений хризотил-асбеста совпадает с подвижной зоной. Южная граница Южной планетарной зоны проведена весьма условно, ее маркируют месторождения Корраль (Южная Америка) и Биконсфилд (Тасмания).

Возможность образования планетарных широтных тектонических зон объяснима с позиций тектонической гипотезы, трактующей появление деформаций в земной коре и верхней мантии за счет напряжений, возникающих при изменении скорости вращения Земли под действием космических факторов [2. 6] (Г.Н.Каттерфельд, Г.В.Чарушин, 1970; М.В.Стовас, 1975 и др.). Следует отметить, что выделенные планетарные тектонические зоны несимметричны относительно экватора и, возможно, сформировались при изменении положения оси вращения планеты. Широтная планетарная зональность в распределении месторождений наблюдается и для других видов минерального сырья. Например, используя данные С.А.Коренбаума (1967), можно утверждать, что месторождения талька целиком сосредоточены в Северной планетарной зоне (см. рис. 2). Наблюдается широтная планетарная зональность в локализации ликвационных медно-никелевых месторождений [16]. Наиболее четко она выражена в пространственном положении и ориентировке нефтяных залежей. В Северном полушарии планеты установлены четыре широтных зоны, различающихся по запасам нефти и ориентировке залежей. В широтных поясах 0—20, 20—40 и 60—80° с.ш. максимальные концентрации нефти связаны с залежами субмеридиональной ориентации, в то время как в поясе 40—60° с.ш., совпадающем с выделенной нами Северной планетарной тектонической зоной, они связаны с субширотными залежами [8].

В период 1979—1992 гг. автором проводилось тектонофизическое изучение ряда месторождений и рудных полей: хризотил-асбестовые (Баженовское, Джетыгаринское и Киембаевское на Урале; Ак-Довуракское и Молодежное месторождения Восточной Сибири); Кимперсайский и Райизский хромитоносные массивы Урала; месторождения изумрудоносной полосы Урала; свинцово-флюоритовое месторождение Такоб Таджикистана; Кончочское рудное поле Таджикистана с месторождениями золото-сурьмяно-ртутных руд; район Кольской сверхглубокой скважины с месторождениями медно-никелевых руд; Онотско-Савинское рудное поле в Восточной Сибири, включающее Онотское тальковое и Савинское магнезитовое месторождения; Билютинское месторождение химически чистых известняков в Забайкалье; район среднего течения р.Баксан с шеелит-молибденовым месторождением Тырныауз. Всего замерена ориентировка 28450 трещин с бороздами скольжения. Кроме того, по литературным данным с использованием круговых диаграмм трещиноватости автором реконструированы тектонические поля напряжений на колчеданно-полиметаллическом месторождении Хандиза в Узбекистане (Е.И.Филатов, 1976), в Слюдянском районе Южного Прибайкалья (С.М.Замараев, Е.П.Васильев и др., 1979) и Тункинском рифте Байкальской рифтовой зоны (А.Ф.Грачев, 1978), а также привлечены замеры ориентации борозд скольжения О.И.Гущенко на серпентинитовом массиве Султануиздаг Узбекистана. Всего для построения мегарегионального поля напряжений северной половины Евразии использовано 34715 замеров ориентации трещин; реконструированные параметры полей напряжений приведены в таблице и иллюстрируются рис. 3.

По ориентации трещин, несущих следы скольжения, для пострудного этапа установлена практически ортогональная переориентация осей главных нормальных напряжений по отношению к стадии асбестообразования этапа серпентинизации ультрамафитов. В пределах залежей пострудная тектоника проявлена незначительно, что доказывается практически полной сохранностью поперечного волокна в жилах, но краевые части массивов ультрамафитов испытали интенсивные деформации и подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям. Из анализа стереограммы на рис. 3, *а* устанавливается октаэдрический тип поля напряжений: ось σ_1 под углом 30° склоняется

на северо-запад, ось σ_3 под углом 40° ориентирована на юго-юго-запад, $\tau_м$ реализуются в виде субвертикальных левосторонних сбросо-сдвигов северного падения и более пологих правосторонних «чистых сдвигов» восточного падения. Выявленная ориентация $\tau_м$ мегарегионального уровня отражает меридиональное простирание уральской части Урало-Монгольского складчатого пояса и его субширотной центральноазиатской ветви. Ориентация Байкальской рифтовой зоны в целом соответствует положению отрывной плоскости, падающей на юго-восток под углом 60°.

Для выяснения возраста образования следов скольжения по трещинам нами реконструировано современное поле напряжений в пределах Байкальской рифтовой зоны. Использованы сейсмические данные об ориентации главных нормальных напряжений, определяющих возникновение слабых землетрясений, которые (73 группы) распределены довольно равномерно по всей территории рифтовой зоны [7]. Выходы на верхнюю полусферу стереограммы осей σ_1 и σ_3 локальных объемов характеризуются поразительной упорядоченностью; реконструированное поле по своим параметрам (σ_1 — 320, σ_3 — 230/30, σ_2 — 50/60, $\tau_{мп}$ — 98/70 ПС 20, $\tau_{мл}$ — 0/70 ЛС 20, тип поля сбросо-сдвиговый, близкий к сдвиговому) практически не отличается от поля напряжений мегарегионального уровня, построенного по ориентации трещин. Кроме того, в работе

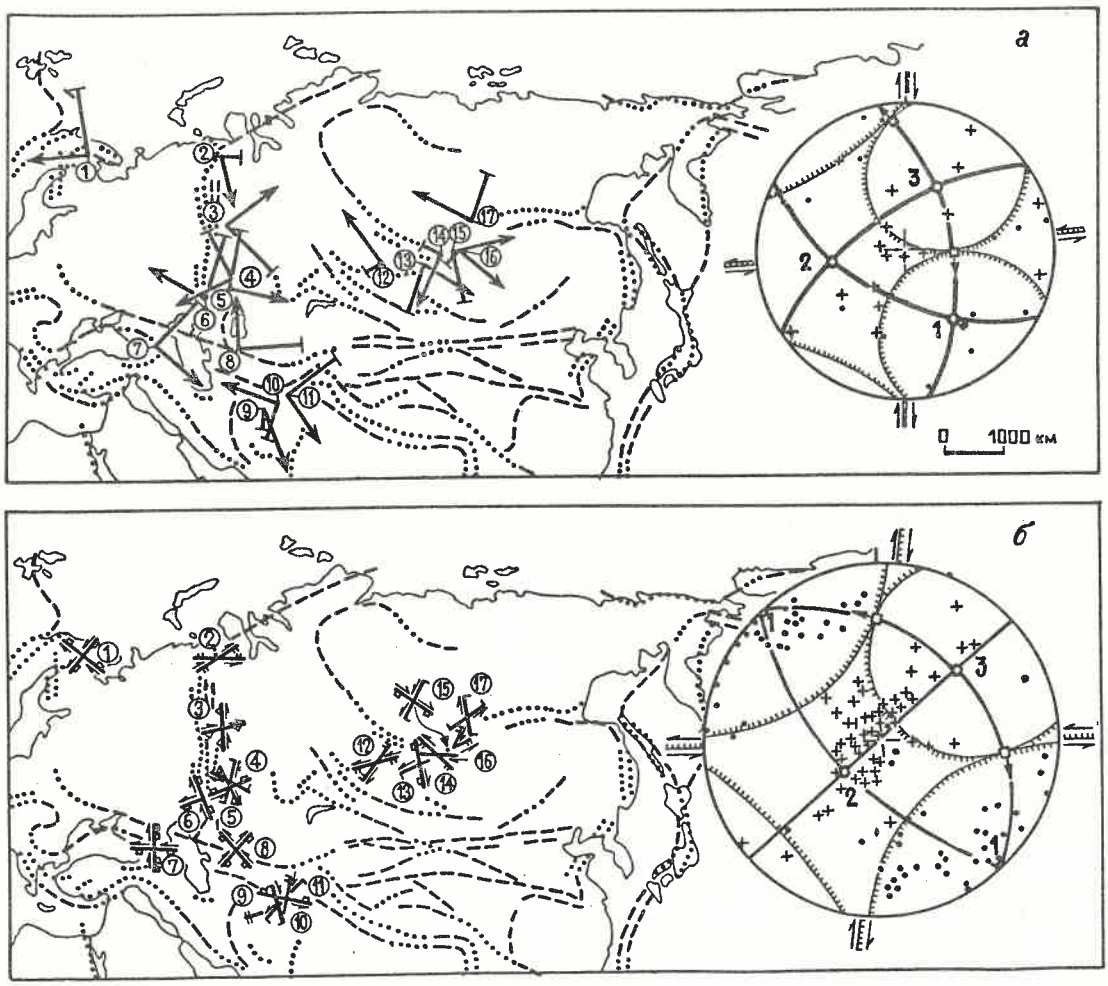


Рис. 3. Ориентация σ_1 и σ_3 (*а*); $\tau_м$ (*б*) последнего этапа деформации на изученных объектах Северной Евразии:

стереограммы: *а* — реконструированное по трещиноватости поле напряжений мегарегионального уровня, *б* — современное поле напряжений по сейсмическим данным, цифры в кружках — объекты изучения: 1 — Печенгская структура; ультрамафиты Урала: 2 — Рай-Из, 3 — Баженовский и Малышевский массивы, 4 — Джетыгаринский, 5 — Киембаевский, 6 — Кимперсайский; 7 — месторождение Тырныауз; 8 — массив Султануиздаг; 9 — месторождение Хандиза; 10 — месторождение Такоб; 11 — Кончочское рудное поле; 12 — Актовракский массив; 13 — Тункинский рифт; 14 — Онотско-Савинское рудное поле; 15 — Слюдянский район; 16 — Билютинское месторождение; 17 — Молодежное месторождение; остальные усл. обозн. см. рис. 1, 2

Тектонофизические параметры полей напряжений на объектах изучения Северной Евразии

Объекты	n	σ_1	σ_2	σ_3	$\tau_{мп}$	$\tau_{мл}$	Тип поля напряжений
Рай-Из	1641	180/3	88/12	284/76	166/50 ПС 45	12/45 ЛС 40	Сбросовый
Изумрудные копи	1927	262/28	150/36	20/45	232/82 ПС 45	130/38 ЛС 10	Октаэдрический
Баженово	975	52/35	318/10	215/55	44/80 ПС 75	266/13 ЛС 10	Взрезовый
Джетыгара	1698	258/2	352/45	166/46	42/60 ПС 26	294/62 ЛС 30	Сбросо-сдвиговый
Киембай	648	116/18	310/69	207/5	250/79 ПВ 15	342/72 ЛВ 10	Сдвиговый
Кимперсай	1918	314/25	85/54	211/23	83/54 ПВ 1	173/82 ЛВ 70	Октаэдрический
Султануиздаг	1708	14/25	182/64	281/5	146/69 ПВ 14	242/76 ЛВ 17	Сдвиговый
Такоб	1390	300/5	208/34	37/54	270/62 ПС 38	154/51 ЛС 27	Сбросо-сдвиговый
Кончоч	6241	158/22	348/66	250/4	292/78 ПВ 16	26/73 ЛВ 13	Сдвиговый
Тырныауз	3739	321/22	144/66	52/1	191/72 ЛВ 15	95/74 ПВ 14	Сдвиговый
Молодежное	636	328/10	65/40	230/50	112/52 ПС 25	358/65 ЛС 38	Сбросо-сдвиговый
Ак-Довурак	1398	349/3	258/17	90/72	335/49 ПС 44	190/43 ЛС 40	Сбросовый
Онот	1583	236/1	324/20	139/69	37/46 ПС 43	252/48 ЛС 44	Сбросовый
Билюта	1127	162/3	254/16	69/76	328/46 ПС 41	176/49 ЛС 45	Сбросовый
Печенга	1832	260/15	44/73	166/12	32/71 ПВ 3	122/88 ЛВ 20	Сдвиговый
Хандиза	800	170/6	Аз.пр. 260	0/86	170/50 С	350/40 С	Сбросовый
Слюдянка	3464	110/8	215/62	16/30	248/65 ПС 14	150/77 ЛС 24	Сдвиговый
Тункинский рифт	2000	156/22	272/48	50/37	290/48 ПС 8	190/82 ЛС 40	Октаэдрический

Примечание. ПС – правый сброс, ЛС – левый сброс, ПВ – правый взброс, ЛВ – левый взброс, С – сброс; последняя цифра в характеристике $\tau_м$ – угол сдвига по отношению к горизонту

[7] приведены сведения об ориентации полей напряжений в очагах сильных землетрясений (37 групп), зафиксированных в основном в центральной части зоны. Для реконструкции поля напряжений построены изолинии плотности распределения выходов осей σ_1 и σ_3 на стереограмме, в точках их максимальной концентрации восстановлены σ_1 и σ_3 регионального поля с параметрами: σ_1 — 312, σ_2 — 224/15, σ_3 — 42/76, $\tau_{мп}$ —300/47 ПС 42, $\tau_{мл}$ — 146/48 ЛС 45; тип поля сбросовый, при котором северо-восточное простирание $\tau_м$ и вертикальной отрывной плоскости контролирует ориентацию рифтовой зоны. Наши данные согласуются с результатами С.И.Шермана и Ю.И.Днепровского (1989), а также с параметрами полей напряжений низшего и среднего рангов для Байкальской рифтовой зоны, реконструированных П.Н.Николаевым (1992). Не вступает в противоречие с нашими данными и гипотеза существования под рифтовой зоной астеносферного диапира, медленное продвижение которого к поверхности обусловливает образование сводового поднятия (Ю.А.Зорин, М.А.Логачев, В.А.Голубев и др., 1984).

Таким образом, крупные месторождения поперечно-волокнистого хризотил-асбеста локализованы в пределах двух широтных планетарных тектонических зон ротационной природы. В Северной планетарной зоне асбестообразование происходило в условиях сбросо-сдвигового, близкого к сдвиговому, поля напряжений, характеризующегося пологого ориентированным на восток-северо-восток растяжением и несколько более крутым северо-западным сжатием; $\tau_м$ реализовывались в виде крутых правосторонних сдвигов юго-юго-западного падения и левосторонних крутых сбросо-сдвигов восточно-юго-восточного падения. На стадии асбестообразования этапа серпентинизации ультрамафитов благоприятным для разрывов сбросового и раздвигового типов являлось северо-западное направление, а для взбросов и надвигов — северо-восточное. Учитывая структурно-вещественное сходство месторождений, их локализацию в определенных тектонических зонах, а также позднемезозойский возраст внедрения (протрузии) ряда асбестоносных массивов, можно предполагать, что асбестообразование происходило при тектоно-магматической активизации складчатых поясов в позднем мезозое — раннем кайнозое.

На пострудном кайнозойском этапе развития Северной Евразии произошла ортогональная переориентация осей тектонических напряжений, $\tau_м$ реализовывались в виде правосторонних «чистых сдвигов» пологого восточного падения и широтных субвертикальных левосторонних сбросо-сдвигов. Реконструкция поля напряжений в пределах Байкальской рифтовой зоны по сейсмическим данным подтверждает существование и в настоящее время поля напряжений с параметрами, практически аналогичными выявленным по ориентации трещин, несущих следы скольжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ведерников Н.Н.* Гомологический ряд месторождений асбеста и их связь с другими месторождениями //Отечественная геология. 1993. № 3. С. 27—35.
2. *Воронов П.С.* Принципы сдвиговой тектоники и ротационные силы Земли //Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М., 1991. С. 9—19.
3. *Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса //Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830—835.
4. *Золоев К.К., Андреев Ю.К.* Эпохи асбестообразова-

ния и прогноз асбестоносности /Высокомагнезиальное сырье. М., 1991. С. 238—247.
5. *Каплин О.А.* Геолого-промышленная типизация и оптимизация сетей эксплуатационной разведки месторождений хризотил-асбеста Южного Урала и Сибири. Авторефер. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М.: МГРИ, 1987.
6. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности /Геотектоника. 1993. № 5. С. 34—36.
7. *Мишарина Л.Н., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р.* Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям слабых землетрясений /Байкальский рифт. Новосибирск, 1975. С. 9—21.
8. *Тамразян Г.П., Овнатов С.Т.* Основные глобальные особенности в распределении ориентировок нефтяных залежей в широтных поясах Земли // Нефтегазовая геология и геофизика. 1981. Вып. 4. С. 5—11.
9. *Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др.* Рудоконтролирующие структуры Азии и их металлогения. — М.: Недра, 1983.
10. *Anhaeusser C.R.* The nature of chrisotile asbestos occurrance in South Africa: a review /Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 96—116.
11. *Burgoyne A.A.* Geology and exploration Me-Dame asbestos deposit, Cassiar /B.C. «CIM Bulletin.» 1986. Vol. 889. P. 31—37.
12. *Glen R.A., Butt B.C.* Chrysotile asbestos at Woodsreet, New South Wales /Econ. Geol. 1981. Vol. 76. P. 1133—1169.
13. *Gabrielse H.* The genesis of chrysotile asbestos in the Cassiar asbestos deposit, northern British Columbia // Eco n. Geol. 1960. Vol. 55. P. 327—337.
14. *O'Hanley D.S.* The origin of the chrysotile asbestos veins in south-eastern Quebec /Can. Jour. Earth Sci. 1987. Vol. 24. P. 1—9.
15. *O'Hanley D.S.* The origin alpine peridotite-hosted, cross fiber, chrysotile asbestos deposits /Econ. Geol. 1988. Vol. 83. P. 256—263.
16. *Kutina I.* Possible role of the upper mantle structure upon distribution of major ore deposits and ore clusters /Труды симпозиума МАГРМ, Тбилиси, 1982. М., 1986. Т. 1. P. 54—55.
17. *Sandrone R., Compagnoni R., Zucchitti S.* The chrysotile asbestos deposit of Balangero (Western Alps) // Ofiolite. 1985.
18. *Tourigny G., Hubert C., Brown A.C., Crepeau R.* Structural control of gold mineralization at the Bousquet mine, Abitibi, Quebec /Can. Jour. Earth Sci. 1989-26. N 1. P. 157—175.

Региональная геология и тектоника

УДК 553.062/.067:551.24

© А.Н.Барышев, 1995

Магматогенная тектоника — одна из основ создания количественных моделей рудообразующих систем и месторождений

А.Н.БАРЫШЕВ (ЦНИГРИ)

Магматогенная тектоника рассматривает условия движения магм, размеры и морфологию магматических тел, структуру окружающего пространства в связи с этими движениями. Большинством исследователей признается, что основным фактором, движущим магмы, являются гравитационные силы, реализуемые в обстановке плотностной инверсии, т.е. когда менее плотное вещество оказывается под более плотным и стремится всплыть. В послесловии книги Х.Рамберга [8] В.В.Белоусов отмечал, что перемещение магмы принципиально ничем не отличается от ряда тектонических процессов, например таких, как образование диапировых куполов или тектонических покровов глубинного (пеннинского) типа. Полностью поддерживая эту точку зрения, изучим два вопроса: какие размеры магматических тел, определяемые магматогенной тектоникой, следует закладывать в модели рудообразующих систем и как тектоническая жизнь магматического очага влияет на сосредоточение руд в крупные месторождения или рассредоточение их по серии мелких месторождений. Заранее оговорим, что здесь не рассматриваются метасоматические («автохтонные») магматические тела и сопутствующее им оруденение, а анализируются только те, которые связаны с подъемом глубинных магм.

Рудообразующие системы магматогенного происхождения соответствуют понятию рудно-магматических систем (РМС). Система включает магматическое тело, пути движения рудоносных растворов, фиксированные метасоматитами, и рудные тела. В собственно магматических, например ликвационных, месторождениях часть системы, представленная метасоматитами, может выпадать. Из приведенного традиционного определения РМС вытекает вопрос: с какого тела или с какой его части следует начинать отсчет системы, т.к. магматические тела бывают разной крупности, имеют сложный состав, а морфологически могут представ-

лять собой различные, в т.ч. древовидные, образования с серией ветвей-апофиз. Все это побуждает выделять системы разных размерных порядков.

Чтобы упростить и конкретизировать системный анализ, целесообразно ввести одно условие: рудно-магматическая система определенного размерного порядка имеет в самой нижней части лишь один корневой магматический ствол. Если таких стволов несколько, то это разные системы с возможным слиянием их вверху.

В размерной иерархии структур Земли наиболее крупные РМС относятся к IV порядку (таблица). Однокорневые магматические системы III порядка, т.е. имеющие в поперечнике несколько сотен километров, отсутствуют. Это связано с тем, что размер поднимающихся тел (диапиров) в Земле определяется вязкостью формирующего их вещества, и третьему порядку соответствуют вязкости твердых тел, которые текут пластически в домагматическом состоянии. Разумеется, речь не идет о бескорневом жидком ядре Земли. Высказанное положение следует как из теории, определяемой физическими законами, так и из практики геологического картирования и материалов современной сейсмологии.

Данные о вязкости вещества диапиров разных размерных порядков можно получить, исходя из их подобия в момент зарождения на основании анализа уравнений, описывающих конвективные или адвективные потоки. По условиям теплопередачи два конвективных потока подобны, если одинаковы их числа Рейнольдса и Прандтля или равны произведения этих чисел, т.е. числа Пеккле [5]. При стационарной свободной конвекции в поле силы тяжести два течения подобны, если одинаковы их числа Прандтля и Грассхофа [5]. При перемножении уравнений, определяющих два последних числа, получается уравнение Рэлея:

$$R = \frac{\rho\beta\Delta T g H^3}{a\eta}, \qquad (1)$$

где ρ — плотность; g — ускорение; H — толщина (мощность) всплывающего слоя; ΔT— перепад температур в слое; β — коэффициент объемного температурного расширения; a — коэффициент температуропроводности; η — динамическая вязкость. Уравнение остается справедливым и при отсутствии нагревания, если имеется разуплотненный слой, т.к. произведение первых трех членов числителя равно разуплотнению $\Delta\rho$.

Принимая медленно протекающие отдельные фазы развития диапиров за квазистационарные, можно заключить, что они подобны, если равны при этом числа Рэлея. Для вывода уравнения подобия двух процессов и соответствующих им структур необходимо приравнять описывающие их уравнения и разделить полученное равенство на одно из них. В результате получим:

$$C_g\, C_{\Delta\rho}\, C_H{}^3 = C_a C_\eta, \qquad (2)$$

где C_g, $C_{\Delta\rho}$, C_H, C_a, C_η — множители подобия соответственно ускорения разуплотнения, мощности, температуропроводности, динамической (или эффективной) вязкости; $C_g = g_A / g_B$, $C_{\Delta\rho} = \Delta\rho_A / \Delta\rho_B$, $C_H = H_A / H_B$, $C_a = a_A / a_B$, $C_\eta = \eta_A / \eta_B$ (индексы A и B отвечают параметрам подобных диапиров или куполов A и B).

Для природных диапиров, формирующихся в гравитационном поле Земли, в отличие от модельных, образующихся на центрифугах, $Cg = 1$. Коэффициенты температуропроводности горных пород варьируют в достаточно узких пределах $6 \cdot 10^{-3}$—$13 \cdot 10^{-3}$ см^2/с [11]. Разница плотностей горных пород в глубинных условиях, при которых начинается адвекция, также достаточно ограничена (обычно 0,05—0,2 г/см^3). Поэтому с точностью до десятикратного порядка соотношения упомянутых величин в разных диапирах, т.е. множители подобия $C_{\Delta\rho}$ и C_a, можно условно приравнять к единице. Отсюда получим:

$$C_H{}^3 \approx C_\eta\,. \qquad (3)$$

Иначе говоря, с увеличением или уменьшением линейного размера (мощности адвектирующего слоя, размера адвективного купола) на один порядок вязкость в подобном процессе адвекции должна соответственно увеличиваться или уменьшаться на три порядка.

Морфологический тип диапира зависит от числа Рэлея. Так, при первом критическом числе $R_1 = 1{,}7 \cdot 10^3$ начинают развиваться поднимающиеся валы, при втором критическом числе $R_2 \approx 10^4$ вырастают ячеи, которые могут переходить в поднимающиеся колонны [3].

На основании параметров экструзивов, магматических штоков, магматогенно-рудных узлов, окраинных морей, т.е. геологических структур, обусловленных подъемами соответственно магм и астеносферы, характерных расстояний между центрами упомянутых структур (шаг), взятых с геологических карт [2], вязкости астеносферы [1], формулы (3) рассчитаны параметры ячеистых диапиров, определяющих структуры Земли первых шести порядков (см. таблицу). Они подтверждают правомерность фор-

Масштабные порядки, ориентировочные параметры и природа ячеистых гравитационных диапиров Земли

Порядок	Тип диапира	Размер (поперечник), км	Расстояние между центрами диапиров λ, км	Мощность адвектирующего слоя H, км	Вязкость η, пуаз*	Природа адвектирующего (или поднимающегося) «слоя» Земли
I	Планетарный, под океаном	—	11,5 тыс.	2900	10^{23}—10^{24}	Ядро — мантия
II	Провинциальный, под окраинным морем или сводово-глыбовой провинцией	1—2 тыс.	1—2 тыс.	200—300	10^{20}—10^{21}	Астеносфера
III	Суперрайонный, под глубоководной котловиной моря, сближенными крупными рудными районами	50—150	200—300	30—60(?)	10^{17}—10^{18}	Верхний слой астеносферы
IV	Магматогенно-узловой, соответствует мантийно-коровому магматическому очагу	10—30	30	2—10	10^{14}—10^{15}	Мантийные субсолидусные магмы и гипербазитовый рестит
V	Штоково-экструзивный, соответствует камере магматического очага, штоку, экструзиву	1—3,5	2,5—3,5	0,2—1	10^{11}—10^{12}	Кремнекислые выплавки и дифференциаты в коровом базитовом магматическом очаге
VI	Апофизный, соответствует мелкому интрузивному штоку	0,1—0,3	0,3 (?)	0,02—0,1 (?)	10^{8}—10^{9}	Флюидонасыщенные кислые магмы апикальных частей камер

*1 пуаз = 0,1 Па×с.

мулы (3), поскольку вязкость кремнекислых экструзивов, полученная путем экстраполяции от вязкости астеносферы, соответствует лабораторным определениям вязкости обсидиана при температурах 800—1000 °С [7], а также вязкости дацита ($6{,}9 \cdot 10^{10}$ пуаз) и риолита ($1 \cdot 10^{12}$ пуаз) при 800 °С, определенным при извержении в 1953 г. вулкана Трайдент на Аляске [6].

Таблица позволяет также понять парадоксальные свойства интрузивов платиноносного комплекса на Урале, относящихся к структурам IV порядка. Для большинства пород этого комплекса установлены факты, свидетельствующие о субсолидусном состоянии магм при их внедрении [9]. В связи с этим некоторые исследователи, считающие, что основные магмы обладают малой вязкостью, рассматривают массивы платиноносного комплекса не как продукты интрузий, а как простые тектонические отторженцы мантии. Однако верхнюю (относительно стратиграфии вмещающих пород) часть этих массивов слагают габбронориты с офитовой структурой, венчаемые шапкой более кислых интрузивных пород. Рассчитанная для таких массивов вязкость 10^{14}—10^{15} пуаз согласуется с представлением об адвекции практически твердого вещества в субсолидусном состоянии (для сравнения — вязкость льда 10^{13} пуаз). В верхней же части массива обычные магматические породы образовались, очевидно, при плавлении субсолидусного вещества, поднятого в область пониженного давления.

Интрузивы платиноносного комплекса, относимые к дунит-клинопироксенит-габбровой формации, характеризуются, по-видимому, близкими к максимальным размерами магматических тел, в которых магмы поступали через обособленные каналы диаметром до 10 км. Последние фиксируются дунитовыми и перидотитовыми ножками лакколитов. После внедрения лакколиты были наклонены в процессе складчатости. Принадлежащий этому комплексу Кытлымский массив является однокорневым лакколитом и представляет собой одну РМС низшего порядка. Другой массив комплекса — Тагильский — имеет несколько корней, отстоящих друг от друга на расстояние около 30 км, т.е. он представляет собой серию РМС низшего порядка, как и Великая Дайка в Африке, состоящая из цепочки слившихся лополитов [12].

К РМС низшего порядка относятся также отдельные крупные вулканы, соответствующие вулканогенно-рудным узлам [2]. К РМС следующего, более высокого, порядка (пятого в общей иерархии структур Земли) относятся, например, порфировые штоки с медно-порфировыми месторождениями, кремнекислые экструзивы вместе с колчеданными месторождениями. Иначе говоря, наиболее крупные РМС сопоставимы с такими металлогеническими таксонами, как рудный район, рудный узел, иногда очень

крупное месторождение, а РМС размером единицы километров — с месторождениями. Следовательно, крупные структуры Земли, например металлогенические провинции, структурно-металлогенические зоны, не являются рудно-магматическими системами в принятом здесь понимании, а представляют собой системы рудно-магматических систем. Это подтверждается, в частности, тем, что нигде в литосфере сейсмическими методами не установлены современные магматические очаги, превышающие десятки километров в поперечнике.

Вопрос о размерах магматических тел — один из кардинальных для построения количественных моделей рудообразующих систем. Особенности магматогенной тектоники способствуют корректному выбору объема магматических тел, закладываемых в модель. Попытки оценить этот объем по конкретным интрузивам на месторождениях говорят нередко о его недостаточности. Так, В.И.Смирнов подсчитал, что тепловую энергию образования гидротермального месторождения могут обеспечить лишь крупные глубинные массы магмы [10]. А.И.Кривцовым показано, что объем обычного штока гранитоидов в 1 км^3 для медно-порфирового месторождения с запасами меди 1,5 млн т оказывается, по крайней мере, в 8 раз меньше по сравнению с тем, который при принятых концентрациях меди в расплаве способен дать такие запасы металла. Этот дефицит привел к выводу о главенствующей роли рециклинга в рудообразовании [4].

Наибольший объем магм для систем IV порядка может быть оценен двумя способами: непосредственным снятием параметров однокорневых интрузивных массивов с геологических карт с учетом их глубинного строения по геофизическим данным; по объему ячейки, исходя из ее поперечника и мощности адвектирующего слоя, приведенных в таблице. Так, по геологическим картам Урала и геофизическим материалам объем Кытлымского массива до его частичной эрозии оценивается в 7—8 тыс. км^3, Ауэрбаховского вместе с глубинной частью — около 3 тыс. км ^{3}. Аналогичные значения могут быть получены из таблицы и составлять для систем IV порядка около 7 тыс. км^3, а для V около 10 км^3. Объем магм подсчитывается как площадь адвектирующего слоя (площадь круга радиусом в полшага $1/2\lambda$ — см. таблицу; рис. 1), умноженная на мощность этого слоя или всего очага.

Если принять объем магматического очага в 3 тыс. км^3, то с учетом кларка меди в габброидах следует, что в нем содержится около 8 млрд т меди, т.е. в месторождениях крупного рудного узла или района количество меди составляет лишь 1/1000 часть от количества ее в очаге. Соответственно для реализации рудообразования ювенильные гидротермальные растворы могут собираться из всего объема очага. На это следует обратить особое внимание, т.к. один из главных доводов о главенствующей роли рециклинга в процессе перехода металлов из источника в гидротермальный раствор — дефицит ювенильной воды. Изотопы кислорода, водорода, серы, содержащиеся в минералах руд и околорудных метасоматитов, сходные с таковыми в метеорных или морских водах, доказывают участие рециклинга в рудообразовании. Но насколько велика роль этих вод в выщелачивании металлов из пород? Или их главная роль состоит в разбавлении, охлаждении и нейтрализации кислотности ювенильных растворов? В этом случае вхождение перечисленных изотопов в отлагающиеся минералы также будет иметь место. В настоящее время нет надежного критерия, который позволил бы однозначно ответить на поставленные вопросы. При разработке критерия важно не исключать из оценки максимальные объемы магм, из которых могут поступать ювенильные воды. Если от магматического очага поднимается интрузивный шток или экструзив (ячейка V порядка), контролирующий рядовое по размерам месторождение, то магмы и флюиды собираются с площади до 10 км^2. Мощность адвектирующего слоя при этом около 1 км. Флюиды же могут поступать и с более глубоких горизонтов. Таким образом, для рядового, например медно-порфирового, месторождения источником металлов и ювенильных транспортирующих агентов может служить объем магм не менее 10 км^3.

Особенности тектонической жизни магматического очага, стандартные и нестандартные ситуации его развития могут приводить к формированию разных по крупности месторождений. Перед рассмотрением этих особенностей уместно вспомнить одну природную закономерность: крупность объектов или явлений и их число находятся в обратной зависимости. Это установлено М.В.Гзовским в отношении длины и числа трещин, энергии и числа землетрясений. В.И.Красниковым, а затем А.А.Буйновым (устное сообщение) подмечена закономерность между снижением числа месторождений и возрастанием запасов металлов. Иначе говоря, природа в общем случае реализует свой потенциал либо, например, в одном месторождении с запасами полезного иско-

паемого 1 млн т, либо в десятке — с запасами 100 тыс. т.

На путь реализации процесса магматизма и рудообразования значительное влияние оказывают тектонические условия зарождения и существования очага, в частности наличие или отсутствие разломов и флексур. В стандартной ситуации, при горизонтальном расположении очага и отсутствии разломов, наиболее вероятно возникновение серии адвективных порфировых штоков и образование серии месторождений с несколько более крупным в центре (см.рис. 1). Такая же закономерность, но с развитием не штоков, а экструзивов, может проявиться для колчеданных месторождений, формирующихся в докальдерную стадию вулканизма. Такая закономерность характерна для Орловского вулканогенно-рудного узла на Рудном Алтае, где наиболее крупное Орловское месторождение расположено в центре, а более мелкие Золотушинское и Новозолотушинское месторождения — по периферии.

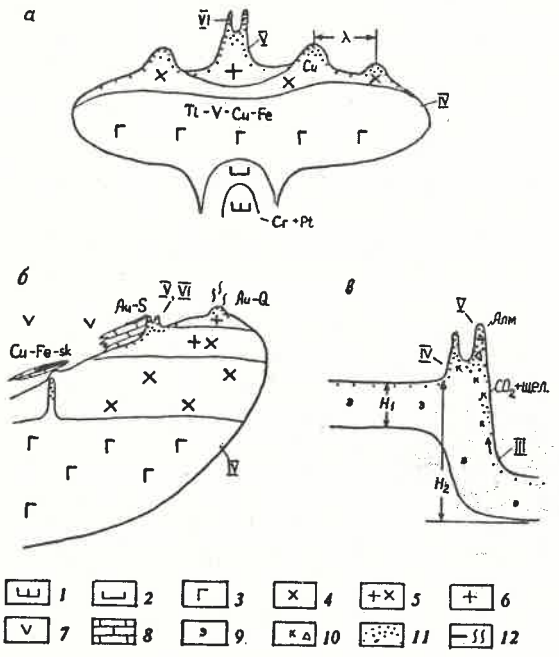


Рис. 1. Вертикальные разрезы моделей магматических основ плутоногенных РМС:

а — рудоносный интрузив дунит-клинопироксенит-габбровой формации и связанные с ним гранитоиды (обобщенная схема однокорневого массива платиноносного комплекса Урала); *б* — интрузив габбро-диорит-гранодиоритовой формации и связанное с ним оруденение (обобщенная схема Ауэрбаховского массива); *в* — схема флексуры в слое эклогита и перидотита, превращения их в кимберлит под воздействием щелочей и CO_2 с последующей адвекцией в зоне увеличенной вертикальной мощности; *1* — дуниты; *2* — перидотиты, клинопироксениты; *3* — габброиды; *4* — диориты, тоналиты; *5* — гранодиориты; *6* — плагиограниты; *7* — андезитовая формация; *8* — известняки; *9* — эклогиты, перидотиты; *10* — кимберлиты и их брекчии; *11* — области повышенной концентрации флюидов; *12* — рудные тела; типы оруденения: Cr — хромитовое, Pt — самородной ферроплатины, Ti-V-Cu-Fe — ванадий-медно-титаномагнетитовое, Cu — медно-порфировое, Cu-Fe-sk — медно-железо-скарновое, Au-S — золото-сульфидное, Au-Q — золото-кварцевых жил, Алм — алмазы; III, IV, V, VI — порядки систем; λ — шаг; H — мощность (см. таблицу)

В тех случаях, когда рудообразование не связано с адвективными структурами V порядка, в магматических очагах могут формироваться крупные протяженные рудные залежи. Примером служат медно-никелевые месторождения, относящиеся к системам IV порядка.

Сосредоточению оруденения может способствовать синмагматический наклон очага или его частей. Так, Ауэрбаховский массив на Урале имеет наклон, схематически отображенный на рис. 1, *б*. Синмагматическое, а не более позднее время образования наклона устанавливается по изменению мощности пород андезитовой формации, комагматичной с интрузивом. Такая ориентировка магматического очага уменьшает его горизонтальное сечение и одновременно увеличивает вертикальную мощность дифференциатов, обусловливая тем самым большую крупность адвективных ячеек V и VI порядков. Над одной из таких ячеек-апофиз, представленной диоритами и гранодиоритами, расположено Воронцовское золото-сульфидное месторождение. С более кислыми дифференциатами массива связано золото-кварцевое оруденение, более основными — медно-железо-скарновое.

Зарождению магматических очагов могут способствовать флексуры слоев Земли. Например, рядом исследователей подмечена приуроченность кимберлитовых полей к зонам резкого изменения гипсометрии поверхности Мохоровичича, которые интерпретируются как глубинные разломы, хотя разрыв сплошности пород при этом не доказывается. В действительности дело может быть не в разломе, а во флексуре. Именно флексура увеличивает вертикальную мощность слоя с H_1 до H_2 (см. рис. 1), благоприятствует скоплению вверху летучих и щелочей, которые, по мнению А.А.Маракушева [7], способствуют флюидно-щелочному преобразованию перидотитов и эклогитов в кимберлиты. Кроме того, флюиды уменьшают плотность и вязкость вещества. В результате изменения всех трех параметров — мощности, вязкости и плотности — увеличивается число Рэлея и становится реальным подъем кимберлитов в виде вала, а от него в виде трубок (см. рис. 1, *в*).

Магматогенная тектоника проявляется не только на плутоническом, но и на вулкани-

ческом, приповерхностном, уровне. Очаг, питающий будущий вулкан, на ранней стадии развития действует на кровлю подобно «мягкому» штампу, формируя в дальнейшем радиальную и концентрическую системы разломов [2]. На раннем, докальдерном, этапе вулканизма кремнекислые выплавки могут скапливаться в центре апикальной части очага и образовывать отдельные адвективные апофизы, перерастающие в рудоконтролирующие экструзивы (рис. 2). С развитием же разломов и проседанием кальдерных блоков происходит расчленение апикальной части очага на камеры со скоплением кислых магм в камерах с более высоким уровнем кровли. Чем больше нарушенность кровли очага, тем больше апофиз может отходить от очага и его камер и тем меньше объем однокорневых рудоносных экструзивов. Это наблюдается в колчеданоносных рудных узлах и полях, где с развитием посткальдерной андезит-дацитовой формации, сменяющей во времени риолит-базальтовую или базальт-риолитовую, появляется больше, но более мелких рудных тел. Примером служат одно крупное Урупское колчеданное месторождение, локализованное в верхней части риолит-базальтовой формации, и мелкие месторождения Власинчиха, Первомайское, Уруп-Верхнее и др., приуроченные к андезит-дацитовой формации того же рудного поля.

Таким образом, кальдерообразующая магматогенная тектоника способствует рассредоточению руды по отдельным ячейкам, или месторождениям. Вероятно, что именно отсутствие кальдерной стадии в развитии магматических очагов, являющихся источником колчеданных руд в терригенно-сланцевых формациях, обусловливает в целом более крупный масштаб этих месторождений по сравнению с колчеданными в вулканогенных толщах.

Итак, количественные модели рудообразующих систем должны учитывать объемы и особенности распределения магм, начиная с очагов поперечником в десятки километров.

Необходимо учитывать как рудоконцентрирующие факторы в жизни очага (отсутствие кальдеры, синмагматические наклоны), так и дифференцирующие (кальдерообразование, развитие апофиз), разбрасывающие рудный объем по нескольким месторождениям.

Рассмотрение условий формирования крупных месторождений разных типов позволяет вскрыть факторы, которые могут влиять на сосредоточение оруденения в других типах. Эти факторы необходимо анализировать при создании количественных моделей рудообразующих систем и месторождений.

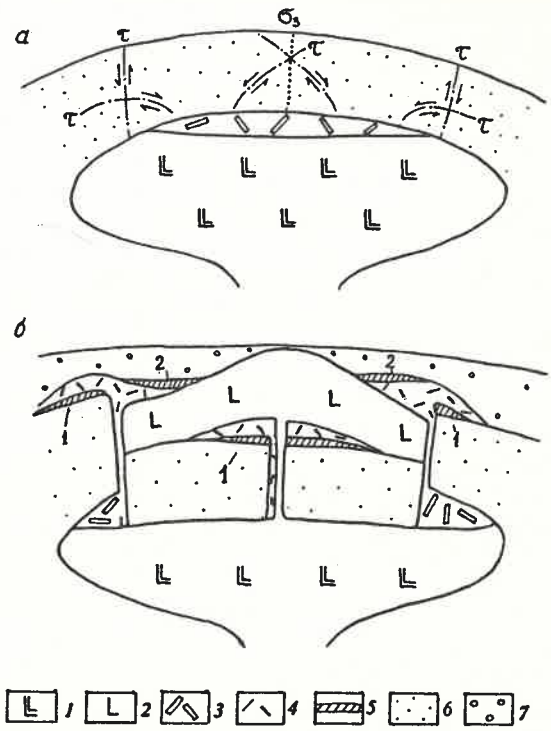


Рис. 2. Вертикальный разрез модели колчеданоносной РМС на разных стадиях ее развития:

а — схема магматического очага и его воздействия на породы кровли в довулканическую стадию; *б* — схема структуры РМС после отложения руд и образования кальдеры; базальты: *1* — в магматическом очаге, *2* — эффузивные; риолиты: *3* — в магматических камерах, *4* — экструзивные; *5* — колчеданные тела вместе с метасоматитами; *6* — породы фундамента вулканической постройки; *7* — породы, перекрывающие систему; цифрами обозначены рудные тела, образовавшиеся в докальдерную (1) и кальдерную (2) стадии; σ_3 — траектория наибольших сжимающих главных нормальных напряжений, τ — траектории наибольших касательных напряжений, вдоль которых формируются соответственно трещины отрыва и скалывания

Автор приносит глубокую благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований за поддержку при выполнении данной работы (грант 94-05-16073-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. — М.: Наука, 1979.
2. *Барышев А.Н.* Регулярное размещение магматогенно-рудных узлов и других геоструктур // Тр. ЦНИГРИ. 1990. Вып. 224. С. 26—42.
3. *Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. — М.: Недра, 1979.
4. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
5. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Механика сплошных сред. — М.: Гостехиздат, 1954.
6. *Макдоналд Г.* Вулканы. — М.: Мир, 1975.
7. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. — М.: Недра, 1988.

8. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. — М.: Мир, 1970.
9. *Савельева Г.Н., Денисова Е.А., Щербаков С.А.* Пластические деформации в верхней мантии //Проблемы движений и структурообразования в земной коре и верхней мантии. М., 1983. С. 13—15.
10. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования //Геология рудных месторождений. 1981. № 1. С. 5—17.
11. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых, петрофизика. Справочник геофизика /Под ред. Н.Б.Дортман. — М.: Недра, 1984.
12. *Wilson A.H., Prendergarst M.D.* The Great Dyke of Zimbabve — 1: tektonic setting, stratigraphy, petrology, structure, emplacement and crystallization // Magmatic sulphides — the Zimbabve volume. London, 1989. P. 1—20.

УДК 551.242.1

© Е.И.Паталаха, 1995

Ламинории как зрелая форма тектонического потока

Е.И.ПАТАЛАХА

Введенное более 20 лет назад понятие тектонического потока — стержневая идея тектонофациального анализа геосинклинально-складчатых сооружений неогея [9—12, 14] — сегодня приобретает новую перспективу развития, особенно в плане как систематизации геологических структур, так и в связи со структурно-геофизическими исследованиями глубоких слоев земной коры. Сегодня мы стоим на пороге признания высокой эффективности гибкого гидродинамического (реологического) подхода к рассмотрению тектонического дислокационного процесса как медленного ламинарного (односистемного сдвигового) течения [18]. Прежние, особенно классические подходы с позиций «твердого тела» (захлопывание складок как прямой результат бокового сжатия, обязательные поиски их крыльев и пр.) оказались явно недостаточными для геосинклинально-складчатых сооружений неогея, не говоря уже о раннедокембрийской «метаморфической оболочке», т.е. средней и нижней коре. Реологическое поведение последней явно гидродинамическое по своей сущности соответствует «астрономическому» уровню преобразований, в чем автор мог убедиться на примере Украинского щита.

Поэтому в предлагаемой работе тектонический поток — не некая абстракция, а совершенно конкретный геологический феномен с вполне определенными функциональными свойствами и «геологической» одеждой (структурной палитрой). Отсюда вытекает необходимость уточнения некоторых ключевых понятий.

Тектонический поток — это не просто деформация, перетекание вещества с места на место, а организованное плоскостное направленное ламинарное течение. Поэтому тектонический поток выступает в роли *ламинатора* — своеобразного инструмента, контролирующего генеральный стиль деформирования вещества земной коры на всех ее *PT*-уровнях (эпизона, мезозона, катазона).

Ламинарное течение господствует повсеместно и оставляет следы в «памяти» горных пород, претерпевающих соответствующие структурно-текстурные и чаще всего вещественные (минералогические) изменения. Прежде всего это кливаж (в мезо-, эпизоне), кристаллизационная сланцеватость и полосчатость (в катазоне). Такой широкий спектр пород от разнообразных сланцев до классических тектонитов, мигматитов и метаморфитов — с дирекционными текстурами, возможно, заслуживают особого общего для всех наименований — *ламинариты*. Чаще всего изучать приходится не сами тектонические потоки, а продуцируемые ими геологические структуры, т.е. как бы застывшие или остановившиеся тектонические потоки. Такие деформационные геологические структуры повсеместно распространены в природе (частично складчатые псевдомоноклинали, «однокрылые складки», изоклинально-чешуйчатые и прочие зоны смятия) и заслуживают особого наименования — *ламинории*.

Сама же технология их изготовления (ламинарное течение), сопровождающаяся своеобразным упорядочиванием, линеаризацией («согласованием») структуры на уровне всех масштабных рангов также заслуживает особого наименования — *ламинаризация* (упрощенно: линеаризация). В результате получаем функциональную схему (рис. 1).

Ниже рассмотрим один из аспектов проблемы — ламинории.

Составление тектоно-фациальных карт показало, что подвижные зоны земной коры

и в частности геосинклинально-складчатые сооружения представляют собой на всех этапах эволюции зоны тотального односистемного тектонического течения вещества земной коры, а структурная ткань их всегда распадается на некие блоки и шовные зоны между ними, что уже давно превосходно отразил Л.И.Красный (1967) в концепции геоблоков, получившей широкую известность. При этом сами блоки, рассматриваемые в общем плане, как правило, протяженные и узкие пластины, в той или иной степени переработанные смежными шовными зонами. Очень часто и сами блоки вовлечены в процесс течения равно как и шовные зоны — почти нацело, разница только в интенсивности. И тогда возникает патовая ситуация: блоков почти нет вовсе, а шовная зона (как правило, односистемная) доминирует сплошь или почти лишена блоков (дефицит блоков). Эта чрезвычайно характерная ситуация соответствует достаточно зрелому в целом тектоническому потоку.

Шовные зоны, отвечающие максимальным поперечным градиентам скорости тектонического потока, всегда соответствуют максимальной дезинтеграции изначально слоистой структуры, независимо от конкретной геологической формы выражения — зон динамометаморфизма, гидропластичности, хрупкого дробления и т.д. В общем случае при этом тектонический поток сечет слоистость. Возникает разнообразная гамма складчатых структур, начиная от «глыбовых», «подобных», «изоклинальных» и кончая псевдомоноклиналью, когда изначальные слои перерабатываются (линеаризуются) настолько,что поражают своей новой уже вторичной (кливажно-сланцевой, разрывной и пр.) анизотропией. Там, где плоскость потока оказывается согласной напластованию (обычно это бывшие флексуры растяжения или шарьяжи), вторичные моноклинали могут наследовать первичные (Саксаганская рудная зона Кривбасса, Текелийская — Джунгарии и пр.). Однако во всех случаях вновь возникающие структуры формируются, с одной стороны, путем расширения зон линеаризации за счет вовлечения в интенсивный процесс смежных блоков, а, с другой, по принципу дифференциального перемещения карт в карточной колоде при их перемешивании. Отсюда — тектоническое «умножение» и повторение слоев в разрезе. При этом возникают ламины, микролитоны, линзы, пластины, чешуи — внутреннескладчатые и бесскладчатые — самого различного масштабного ранга (начиная от микроскопических и кончая крупными, картируемыми на значительных пространствах), состава толщ, *PT*-параметров и условий залегания. Если среда реологически достаточно контрастная, в ней одновременно возникает будинаж, брекчии (серпентинитовый меланж и пр.).

Такую явно фрактальную (сериальную) структуру, состоящую как тело-композит из подобных самим себе микро-, мезо- и мегафракталов, назовем ламинорием (от латинского Lamina — пластинка, полоска) по аналогии с синклинорием и антиклинорием (как блоков и пластин), отображающих один и тот же тектонический поток, но на различных стадиях его зрелости (таблица).

Особый смысл имеет не учитываемая в данной таблице тектонофациальная контрастность, которая зависит от масштабного уровня рассмотрения (или обобщения) и реологической контрастности среды. Как это ни парадоксально, чаще всего в мезозоне и твердой эпизоне она экстремальна. Ламинарии — это часто линейные (но не это их

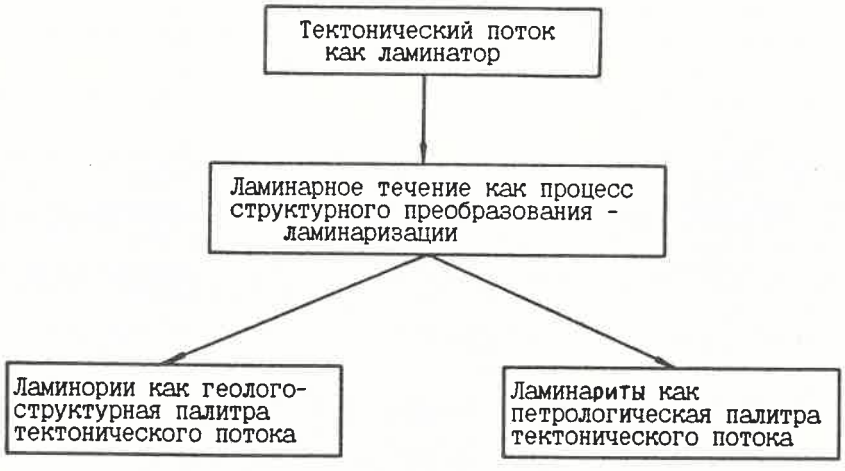


Рис. 1. Функциональная схема

главный признак) зоны высших тектонофаций и линеаризации, не зависимо от уровня метаморфизма, хотя следует иметь в виду, что общий тектонофациальный уровень преобразования геологических тел в земной коре в целом, как правило, возникает одновременно с увеличением уровня метаморфизма настолько грандиозно, что этот признак практически не так прост, как кажется на первый взгляд. Яркие примеры ламинориев — зоны смятия Казахстана и Средней Азии — Успенская, Иртышская, Чу-Илийская и пр. (рис. 2).

Тектонофациальный анализ показывает, что ламинории составляют не исключение, а правило в геологической структуре складчатых областей ввиду тотального развития в них тектонического потока и соответствующей микро-, мезо- и мегамасштабной проникающей односистемной анизотропии. Это как бы прямое и непосредственное выражение тектонического потока в его наиболее характерной зрелой форме. Обычно это сфера проникающих сериальных складок течения*, согласных с ними вязких разрывов, кливажа — сланцеватости на фоне удивительной «простоты» и однообразия геологической структуры (если процесс зашел далеко) внешне почти «моноклинального» облика с реликтами складок, который всегда подкупает и нередко сбивает с толку даже весьма маститых исследователей, принимающих структуру за обыкновенную моноклиналь со всеми вытекающими стратиграфическими последствиями (великое множество свит, огромная их мощность и т.д.)**. Важнейшая специфика ламинориев как деформационных структур состоит в присущих именно им сериальности и проникающем характере развития кливажа — сланцеватости, разрывов и тесно связанных с ними складок.

Происходит как бы телескопированное совмещение элементов различного масштабного ранга в рамках одной и той же главной структурной триады: крупные разрывы сопровождаются более мелкими вплоть до кливажа-сланцеватости, крупные складки осложнены более мелкими вплоть до фес-

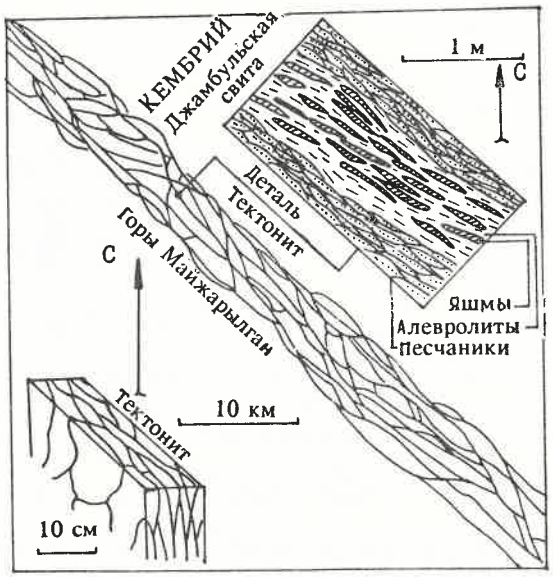


Рис. 2. Схема Чу-Илийской каледонской зоны смятия (Казахстан). *По В.В.Коробкину*

тончатости, крупные пластины или покровы расчленяются на более мелкие убывающей амплитуды смещения вплоть до нулевой. По этой причине выделить главные элементы структуры среди обилия второстепенных (вуалирующих эти главные), будь то разрывы, или пластины, или складки — отнюдь не всегда представляется возможным. С этой проблемой сталкиваются так или иначе буквально на каждом шагу практически во всех регионах. Однако далеко не всегда она объективно рассматривается и оценивается. Именно с такой проблемой столкнулся на примере прекрасно изученных Украинских Карпат С.С.Круглов, который констатировал, что карпатские покровы «выводятся» на картах преимущественно по анализу пространственных соотношений различных по возрасту флишевых толщ, а не путем непосредственного наблюдения и прослеживания пологих поверхностей сместителей. Близкую по сути картину развития проникающих сериальных элементов главной структурной триады, образующих в целом единый крутопадающий линейный раннепротерозойский ламинорий северо-западного простирания, гранулитовой и амфиболитовой

Стадии зрелости тектонического потока

Стадия	Тектонофациальный уровень (Е.И.Паталаха, 1985)	Характерные структурные формы
Начальная	Низший А	«Глыбовая» складчатость
Южная	Средний В	«Подобная» складчатость
Зрелая	Высший С	Ламинории

* Простейшим формальным критерием диагностики складок течения (в отличие от складок изгиба) может служить отношение амплитуды к ширине, значительно превышающее единицу. В перспективе частные складки разобщаются вследствие отрыва струй и т.д.

** Нам известен пример трехсвитного ламинория в Казахстане (рифей), который описан как моноклиналь, сложенная 30 свитами общей мощностью порядка 90 км.

ступеней метаморфизма, выявил Э.А.Ярощук в районе Нижнего Побужья (Украинский щит). Среди зон разломов Побужья он выделял зоны второго, третьего и высших порядков.Эти зоны разломов — составные части глубинных зон разломов первого порядка. Столь же сериальна и проникающе согласная складчато-чешуйчатая структура, изученная с такой же тщательностью. Указанные соотношения установлены на территории площадью 18 планшетов в процессе геологической съемки м-ба 1:50 000 в 1961—1967 гг. Сам факт линеаризации в конкретных обнажениях зафиксирован там же А.С.Иванушко (рис. 3).

Показательные примеры ламинорных структур известны почти в любом регионе. Сошлемся на Украинские флишевые Карпаты. А.А.Богданов расчленил Карпаты на внешний антиклинорий, центральный Кросненский синклинорий и внутренний антиклинорий. Смена парадигмы означала для Карпат замену антиклинорно-синклинорной схемы таковой покровного строения. Место былых пликативных структур заняли покровы — Скибовый, Черногорский, Дуклянский, Магурский, Поркулецкий и др. Один из лидеров карпатской геологии, автор современных геологических, тектонических карт и пояснительных записок к ним С.С.Круглов встал перед естественной проблемой: как же теперь квалифицировать Карпаты? Предложенный им термин нэппнорий — не лучший именно в том плане, что уж очень он генетичен (превентивен), а проблема конкретизации внутренней структуры Карпат требует еще немалых усилий. Вместе с тем очевидно, что принудительно-гравитационный тектонический поток Карпат зародился в качестве приоритетного процесса и до складчатости, и до покровов, уже в самом процессе формирования флишевой мел-палеогеновой серии. Повинуясь общим закономерностям, он сразу же бифуркировал (разбил на струи) будущие покровы. Это, в свою очередь, означало, что складки, субкливаж (эмбриональный кливаж) и согласные им вязкие разрывы — главная структурная триада, основа основ тектонического потока зародилась синхронно (без примата складок перед разрывами либо наоборот), как изначально чешуйчато-линзовая, ламинарно-микролитонная проникающая сериальная структура в отношении всех рангов от микро- до мегамасштабов. Процесс охватил консистентные осадки верхней эпизоны, тектонизация протекала совместно с литификацией. Поэтому приоритетным алгоритмом структуры на всех ее масштабных уровнях проявления и на всех этапах по сути оставался ламинорий как чешуйчато-пластинчатое складчато-разрывное сооружение, которое явилось продуктом единого тектонического потока восточной вергентности. Частные струи тектонического потока — выделяемые покровы — лишь случайные элементы, на которые произошло разбиение изначально единого потока в процессе бифуркации, по всей вероятности, не единственной. Проблематичными остаются амплитуды смещения частных покровов. Не исключено, что сам эффект надвигания каждого из них не очень значителен. И тогда это вовсе не дискретные шарьяжи, какими они кажутся, а простые элементы единого тектонического потока (с внутренне рассеянной амплитудой), который надвинул карпатский флиш как целостное тело на Предкарпатский прогиб с довольно ограниченной амплитудой, как считают, порядка 30 км.

Рассмотрим другой — «крайний» пример, как бы противоположный карпатскому в плане возраста и уровня метаморфизма — Украинский щит (УЩ). Ламинорию как региональной линейно-площадной структуре здесь соответствует общего субмеридионального (СЗ) плана раннепротерозойский крутопадающий тектонический поток, отмеченный амфиболитовой ступенью метаморфизма, интенсивной гранитизацией и поразительной фрагментацией слоистой структуры (роллы, линзы, псевдоконгломераты и пр.). Ламинорий выражен системой

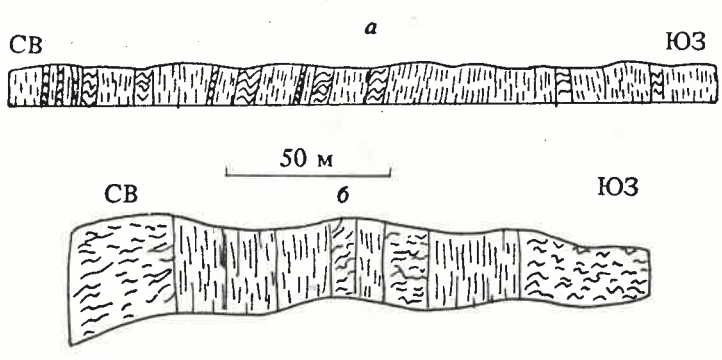


Рис. 3. Фрагменты субгоризонтального (*а*) и субвертикального (*б*) ламинориев Украинского щита. Показаны плоскости главной структурной триады, эквивалентные генеральной плоскости течения тектонического потока. Пироксеновые гнейсы — мигматиты архея — раннего протерозоя. *По А.С.Иванушко (1980)*

«протогеосинклинальных» шовных зон, разграничивающих более устойчивые «протоплатформенные» блоки, и картируется как монотонное поле метаморфитов-мигматитов с крутопоставленной бесскладчатой полосчатостью. Стиль строения раннепротерозойского ламинория резко контрастирует с таковым подстилающего архея — области своеобразного структурного хаоса (рис. 4). Вместе с тем и в этом структурном хаосе господствует все тот же ламинорий, однако не регионального, а локально-мозаичного плана и несравненно более высокой интенсивности (макрохаос как мозаика микропорядка).

Элементом одного из раннепротерозойских ламинориев является Кривбасс, что раскрывает многие загадки его структуры, выявленные сверхглубокой скважиной СГ-8 [1, 4].

Широко развиты ламинории, как показал опыт составления тектонофациальной карты СССР, во всех складчатых сооружениях не зависимо от возраста, режима и типа развития [3, 8], например, Джунгарский Алатау (рис. 5). То же относится и к геологии других регионов мира [2, 6].

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Ламинориями условимся называть распространенные в структуре земной коры шовные зоны высших тектонофаций: чешуйчато-псевдомоноклинальной, пластинчато-линзовой, полосчатой и т.п. «ламинарного» режима формирования и строения, непосредственно унаследованного от тектонического потока как особой формы движения вещества земной коры, не зависимо от уровня метаморфизма, реологического механизма наклона плоскости течения к горизонту. В частном случае это шарьяжи или покровы, но чаще — крутопадающие зоны. При различных сочетаниях свойств и *PT*-условий толщ это могут быть помимо просто чешуй и складок — брекчии, разнообразные тектониты, кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты, едва литифицированные глинистые сланцы и т.д.

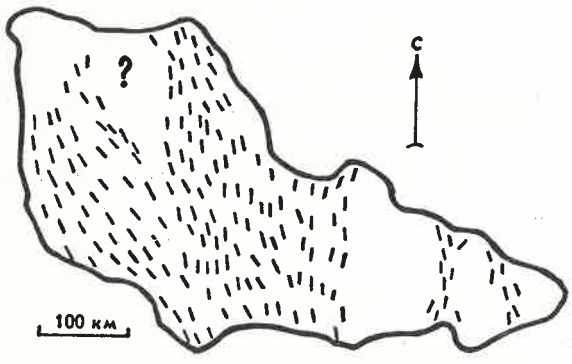


Рис. 4. Раннепротерозойский ламинорий субмеридионального плана, Украинский щит.

Штриховкой показаны плоскости главной структурной триады, эквивалентные генеральной плоскости течения тектонического потока

2. Ламинорий — такой же «кирпич» геологической структуры, как и традиционные антиклинории и синклинории, которые сегодня фактически утратили свое первоначальное значение больших складок и преобрели новый смысл — блоков или пластин. Поэтому нельзя безоговорочно противопоставлять ламинории антиклинориям и синклинориям. По сути, это взаимодополняющие и взаимопроникающие импликационные структурные элементы земной коры различной степени зрелости тектонического потока (см. таблицу). Если антиклинории и синклинории отображают главным образом первичную стратификацию, то ламинории — вторичное расслоение. Ламинории — характерная, явная анатомическая и физиологическая форма выражения зрелого тектонического потока (высших тектонофаций), застывший, остановившийся зрелый тектонический поток. Ламинории — латентные (скрытые), отображающие начальный и юный тектонический поток (низшие и средние тектонофации), как правило, растворены в антиклинориях и синклинориях.

3. Ламинории — структуры плоскостного течения. Их сфера сплошного развития — глубокие горизонты земной коры (в ретроспективном, т.е. палинспастическом смысле), начиная от амфиболитовой и отчасти зеленосланцевой ступеней метаморфизма. Вот почему земная кора в структурном плане — тело-композит, состоящее из целой системы разнотипных ламинориев за исключением ее самой верхней «осадочной» оболочки. Такое заключение должно обратить внимание исследователей на сложнейшую деформационную историю земной коры, большая часть вещества которой, особенно в «метаморфической» оболочке, прошла сквозь сито сложнейших и запутаннейших течений. Их реконструкция — задача самого ближайшего будущего. Линейный облик ламинориев преобладает естественно в «осадочной» оболочке (эпизона, отчасти мезозона), деформационная история которой все же если и запутана, то только один раз, а не дважды, как в «метаморфической» оболочке, в которой тектонофации уже приобретают гидродинамический смысл (с их

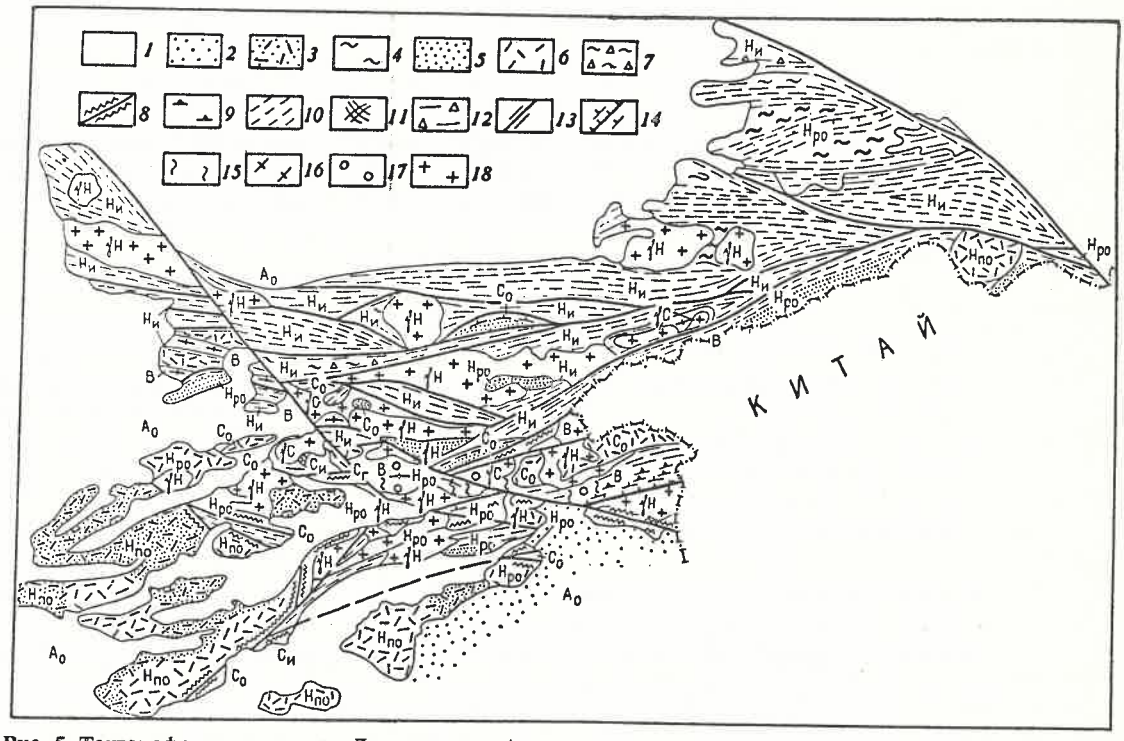


Рис. 5. Тектонофациальная карта Джунгарского Алатау:

эпизона: *тектонофация*: *1* — *нулевая*, недеформированные горизонтально лежащие отложения в близповерхностных условиях; *низшая А*: *2* — в слоистых осадочных толщах, *3* — то же, с элементами вулканической тектоники (периферия вулканических построек); *промежуточная В*: *4* — подводнооползневая (поверхностно-гравитационная складчатость), *5* — складчато-блоковая, *6*— вулкано-тектоническая; *высшая С*: *7* — олистостромы, *8* — бескливажная приразломная (шовная складчатость); **мезозона:** *тектонофация: 9* — низшая *А*, пологоскладчатые с послойным кливажем; *промежуточная В*: *10* — разрывно-складчатая, *11* — пересекающаяся (интерференционная) складчатость; *высшая С*: *12*— серпентинитовый меланж, *13* — шовные изоклинально-чешуйчатые и линзовидно-линейные крутопадающие структуры, *14* — надвиги и шарьяжи; **катазона:** *тектонофация*: *15* — *промежуточная В*, складчатые сложные структуры ближней периферии гнейсово-магматических куполов; *высшая С*: *16* — шовная метаморфическая складчатость, *17* — метаморфические купола, *18* — гранитоидные массивы. *Структурные этажи*: $А_о$ — альпийский орогенный (палеоген-четвертичный); $Н_{по}$ — герцинский позднеорогенный, или переходный между орогенным и платформенным (позднекарбоново-триасовый); $Н_{ро}$ — герцинский раннеорогенный (фаменско-раннекарбоновый); $Н_и$ — герцинский инверсионный (силуро-девонский); $С_о$ — каледонский орогенный (девонский); $С_и$ — каледонский инверсионный (позднеордовикско-силурийский); $С_г$ — каледонский раннегеосинклинальный (венд-среднеордовикский); В — байкальский чехольного типа (рифейский). *Гранитоидные плутоны*: Н — герцинские (карбон-пермские), С — то же, каледонские (ордовикские, девонские).

«астрономическими» параметрами деформаций).

4. Ламинорий — чешуйчато-линзовидная (вплоть до брекчиевой и полосчатой) структура, продукт тектонической дезинтеграции и разрушения изначального геологического тела. Такое заключение не покажется неожиданным, если мысленно «снять» вызванный метаморфизмом эффект самозалечивания, хотя это и не всегда просто.

5. Систематика ламинориев: 1) масштабный ранг: от микроскопических объектов до планетарных (францисканская серия Кордильер и пр.); 2) общие, реологические и *PT*-условия: эпизона (нулевой метаморфизм), мезозона (цеолитовая, зеленосланцевая ступени), катазона (амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая ступени); 3) агрегативное состояние вещества (течение): твердофазное, реоморфное, жидкофазное (рестито-магматическая «каша»); 4) форма: линейные и площадные (особенно в глубокометаморфизованных областях), в деталях — крайне разнообразны; 5) условия залегания: крутопадающие, вергентные, пологозалегающие; 6) возраст или принадлежность к тектоническому циклу: альпийские, карельские и т.д.; 7) тип течения: односистемное сдвиговое течение (простой сдвиг), комбинация его с течением удлинения (чистый сдвиг); 8) динамика развития: зона преимущественно взбросовая, сдвиговая, сбросовая, комбинированная в пространстве, времени и т.д.); 9) гидродинамический механизм: имеется система моделей, хорошо подкрепленных экспериментально; 10) ки-

нематические и морфологические особенности, тесно связанные с гидродинамикой системы в целом: рефракция, дифракция, лагранжева турбулентность; 11) общий геометрический габитус: упорядоченные и хаотизированные (консистентная эпизона, подплавленная катазона); 12) число бифуркаций как пароксизмов системы; 13) поперечная ритмика течения или тектонофациальная контрастность: крайне контрастные с экстремальной вариацией тектонофаций, среднеконтрастные, монотонные.

6. Только таким путем — с позиций концепции тектонического потока как гидродинамической системы с его полями скоростей и траекторий — становится понятной не только проблема шарьяжей (так трудно решаемая с позиций механики «твердого»тела), но и вся гамма представлений, объединяемых под общим названием структур течения (складки, вязкие разрывы, тектониты и пр.), понимание которых отнюдь не вытекает ни из общих основ современной тектоники, ни из современного тектонического эксперимента.

7. Фигурально выражаясь, сегодняшние ламинории — это вчерашние зоны разломов в современном их реологическом, тектонофациальном, гидродинамическом понимании. Выделение ламинориев на картах положит конец эпохе «красных линий» как символу бестелесных двумерных разломов и раскроет по-новому многие проблемы геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белевцев Р.Я., Белевцев Я.Н., Курлев Н.С., Решетняк В.В.* Глубинная геологическая структура и вертикальная метаморфическая зональность Криворожского железорудного бассейна (по данным сверхглубокого бурения) //Геологический журнал. 1990. № 2. С. 109—119.
2. *Белостоцкий И.И.* Строение и формирование тектонических покровов. — М.: Недра, 1978.
3. *Горбенко В.П., Бондаренко П.Н.* Динамометаморфические комплексы в структуре Бухтарминской линеаментной зоны //Структуры линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, 1990. С. 140—150.
4. *Занкевич Б.М.* Этапы формирования складчатых структур // Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Структуры месторождений и рудных районов. Киев, 1988. С. 99—102.
5. *Иванушко А.С.* Особенности складчатой структуры нижнего докембрия Украинского щита. — Киев: Наукова думка, 1980.
6. *Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. — М.: Иност. лит., 1954.
7. *Красный Л.И.* Геоблоки //Геотектоника. 1967. № 5. С. 103—120.
8. *Мельников А.И.* Строение и эволюция докембрийских линеаментных зон Анабарского щита //Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, 1990. С. 107—121.
9. *Паталаха Е.И.* Оценка степени деформированности складчатых толщ //Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана: Тр. ИГН АН КазССР. 1967. Вып. 19. С. 48—110.
10. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. — Алма-Ата: Наука, 1970.
11. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. — Алма-Ата: Наука, 1981.
12. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ сооружений фанерозоя (теория, методика, приложения). — М.: Недра, 1985.
13. *Паталаха Е.И., Гарагаш И.А.* Бифуркация односистемного сдвигового течения земной коры как основа складкообразования //ДАН СССР. 1991. Т. 317. № 2. С. 427—430.
14. *Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В.* Тектонофации Казахстана (Пояснительная записка к карте м-ба 1:1 500 000). Алма-Ата, 1986. С. 118 (с картой-вкладкой).
15. *Тектоника* Карпат/Под ред. С.С.Круглова. — М.: Недра, 1988.
16. *Энциклопедия* региональной геологии мира. — Л.: Недра, 1980.
17. *Ярощук Э.А.* Возрастные фазы разломов в докембрии нижнего и среднего Побужья // Актуальные вопросы современной геохронологии. М., 1976. С. 62—81.
18. *Ottino J.M.* The Kinematics of mixing: stratching, chaos and transport. Cambrige University Press, 1989. P. 364.
19. *Ramsay J.* Shear rone geometry: a review. J.Struct. Jeol. 1980. Vol. 2. P. 83—99.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.896.442.6(571.53/55)

© Коллектив авторов, 1995

О перспективах Восточного Саяна на светлоокрашенный нефрит

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

Светлоокрашенный нефрит (белый с различными оттенками) — весьма редкое природное образование. Его коренные месторождения обнаружены в Саяно-Байкальской горной области и Южной Австралии [4, 6, 8]. Известно также небольшое проявле-

ние в Кураминских горах Узбекистана [3]. Основным поставщиком светлого нефрита на мировой рынок служили аллювиальные месторождения Китая, которые в настоящее время близки к истощению.

Генетической особенностью светлоокрашенного нефрита является его связь с процессами метасоматоза в приконтактовых зонах доломитовых мраморов и гранитов, т.е. в среде, обедненной элементами-хромофорами (Cr, Ni, Co). В отличие от зеленого апогипербазитового нефрита апокарбонатные разности обладают большей просвечиваемостью (до 2 см) и практически не имеют рудной вкрапленности, что обусловливает их высокую художественно-декоративную ценность. Из перечисленных районов наибольшими запасами высококачественного светлоокрашенного нефрита располагает Средневитимская горная страна, месторождения которой находятся в среднем течении р.Витим. Эти месторождения наиболее изучены и могут служить эталонами для обнаружения в других регионах подобного промышленно-генетического типа нефритов [4, 5].

Месторождения апокарбонатного нефрита (Буромское, Голюбинское, Кавоктинское) приурочены к полям гранитоидов, содержащим мелкие по размерам реликтовые блоки вмещающих пород — доломитовых мраморов, метапесчаников, биотитовых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Среди гранитов преобладают субщелочные, калиево-натриевые, весьма высокоглиноземистые разновидности. Процессы среднетемпературного скарнирования, продуктом которого является нефрит, протекали преимущественно на контактах доломитовых мраморов и гранитов. Значительно реже залежи нефрита расположены на контактах мраморов с кристаллическими сланцами и амфиболитами, а также непосредственно в телах карбонатных пород, вне видимой связи с гранитами. Обобщенная схема метасоматической зональности имеет следующий вид: доломитовый мрамор — аподоломитовый нефритсодержащий скарн — апоалюмосиликатный скарн — алюмосиликатная порода кислого или основного состава. Нефритсодержащий скарн представлен переменным количеством волокнистого амфибола и кальцита, подчиненную роль играют реликты доломита и единичные кристаллы диопсида. Для периферийных частей экзоскарновых зон, помимо основных породообразующих минералов, характерно наличие серпентина, хлорита, клиноцоизита, талька, кварца. Акцессорные минералы аподоломитовых скарнов представлены апатитом, магнетитом, реже сульфидами. Нефрит в теле скарнов образует различные по конфигурации обособления (прослои, прожилки, линзы, гнезда) с нерезкими размытыми очертаниями. Основные породообразующие минералы эндоскарновых зон — клинопироксен, тремолит-актинолитовый амфибол, клиноцоизит, эпидот, в подчиненном количестве присутствуют кальцит, хлорит, пренит, скаполит, апатит, сфен, лейкоксен, кварц. Химический состав нефритсодержащих скарнов приведен в таблице.

В Южной Австралии (провинция Коувелл) нефриты ассоциируют с нижнепротерозойскими осадочными породами группы Атчисон — кварц-полевошпатовыми гнейсами, гранитами, кварцитами, слюдяными и роговообманковыми сланцами, доломитовыми мраморами и различными кальциево-силикатными породами, включающими кальцит-хлоритовые сланцы, тремолититы, диопсидиты, эпидозиты, тальковые сланцы [8]. Нефрит образует залежи среди доломитовых мраморов и кальциево-силикатных пород длиной от 1 до 65 м, мощностью 0,1—10 м. Окраска нефрита варьирует от желтой, зеленовато-желтой до зеленой и черной. Белые, светло-зеленые и светло-желтые просвечивающие разности встречаются в небольших количествах. Подавляющая масса нефритов слабо просвечивает, содержит включения серпентина, эпидота, призматического тремолита, пирита, гематита, гётита. Несмотря на огромные запасы (около 80 тыс. т), только примерно 10 % нефрита могут быть использованы в камнерезной промышленности в качестве поделочного камня. Из них светлоокрашенные нефриты составляют незначительную часть.

В Кансайском рудном поле Узбекистана залежь зеленоватого, разной густоты тона, слабопросвечивающего нефрита располагается среди измененных тремолитизированных доломитов [3]. Высококачественные разновидности нефрита здесь не установлены.

Итак, как следует из приведенного краткого обзора, ресурсы светлоокрашенного нефрита сравнительно невелики, и обнаружение новых нефритоносных районов является актуальной задачей.

В России один из наиболее перспективных районов — Восточный Саян, где, помимо благоприятной геологической ситуации, имеются прямые и косвенные свидетельства наличия светлоокрашенного нефрита. Светлоокрашенный нефрит задолго до открытия его коренных месторождений в бассейне р.Витим был известен по археологическим находкам [2]. Изделия из этого камня обнаружены в погребениях неолита в районе

Средний химический состав типовой метасоматической колонки месторождений апокарбонатного нефрита Средневитимской горной страны, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	68,71	51,69	56,27	42,21	3,41	70,64	56,97
TiO_2	0,35	0,46	0,04	0,01	0,02	0,32	0,09
Al_2O_3	15,20	17,42	1,24	0,86	0,37	14,80	1,72
Fe_2O_3	1,06	2,97	0,45	0,59	0,29	0,15	0,43
FeO	1,86	1,03	0,90	0,95	0,21	2,43	1,46
MnO	0,05	0,08	0,06	0,09	0,02	0,03	0,21
MgO	1,10	4,20	24,17	21,63	21,15	1,10	21,67
CaO	2,21	11,87	12,91	20,30	31,13	2,14	12,61
Na_2O	3,72	1,90	0,18	0,18	0,12	4,01	0,31
K_2O	4,61	4,03	0,14	0,12	0,07	3,32	0,29
P_2O_5	0,11	0,31	0,08	0,17	0,07	0,08	0,04
П.п.п.	0,76	3,37	2,95	12,32	42,65	0,53	3,06
F	0,05	0,10	0,31	0,35	0,03	—	—
Сумма	99,79	99,43	99,70	99,78	99,54	99,56	98,86

Примечание. 1 — граниты (n = 99), 2 — амфибол-пироксен-клиноцоизитовые скарны (n = 25), 3 — нефрит (n = 30), 4 — кальцит-тремолитовые скарны (n = 22), 5 — доломитовые мраморы (n = 35), 6 — граниты второй фазы дербинского комплекса (n = 11), 7 — нефрит Челомонгинского проявления (n = 3); 6 – 7 данные ГГП «Иркутскгеология».

оз.Байкал. В палеолитовых погребениях нефритовые изделия не имели широкого распространения, и нефрит в них представлен зелеными апогипербазитовыми разностями. В других местах обитания первобытного человека на территории бывшего СССР нефритовые изделия встречаются в единичных случаях. Это обстоятельство, наряду с присутствием в погребениях Байкальского региона изделий, изготовленных из одного куска нефрита и полуфабрикатов, позволило А.П.Окладникову [2] сделать предположение о местном источнике светлоокрашенного нефрита. По его данным, нефритовые орудия и украшения из светлоокрашенного нефрита найдены в пределах г.Иркутска и его окрестностях, главным образом в Глазково и прилегающих к нему местах по долине р. Ангары (рисунок). Здесь обнаружено более 40 изделий из светлоокрашенного нефрита. Другая группа аналогичных изделий в таком же количестве выявлена по р.Ангаре на отрезке от устья р.Белой до пос.Балаганск. От этого населенного пункта до г.Братска и ниже по р.Ангаре найдено 22 изделия из белого нефрита. В другом районе, в долине р.Лены, 40 украшений из нефрита светлых тонов установлены на отрезке от устья р.Манзурки до с.Пеледуй. К востоку от оз.Байкал светлый нефрит редок и обнаружен в единичных случаях в погребениях р.Селенги, в поймах рек Чикой, Шилки и в районе г.Благовещенска.

Большая часть изделий из светлоокрашенного нефрита хранится в фондах Иркутского краеведческого музея и нами визуально обследована. По внешнему виду они сходны с нефритами из месторождений бассейна р.Витим. Несколько отличаются водянисто-белым цветом нефриты из долины р.Лены. Музейные экспонаты — нефриты из погребений Монголии — не имеют аналогов на месторождениях России.

Если вопрос о коренных источниках зеленого апогипербазитового нефрита для Приангарья в настоящее время решен [6], то источник светлоокрашенного нефрита, изделия из которого преобладают в погребениях, пока проблематичен. Предположению о поступлении нефрита в Приангарье из известных месторождений Средневитимской горной страны противоречит факт о непонятном в некоторой степени, однонаправленном его экспорте только на запад. Возможно, что нефрит с этих месторождений не экспортировался, иначе картина его распределения среди погребений была бы иной, и в таком относительно удаленном месте, как Приангарье, полуфабрикаты бы не встречались. Как показывает анализ каменного материала стоянок и погребений, первобытный человек предпочитал изготавливать изделия вблизи от его источников и не переносил сырье на сотни и тысячи километров. Логичнее было бы предположить, что живший в Приангарье первобытный человек использовал для своих целей местный валунный материал, извлекаемый из аллювия рек, дренирующих Восточный Саян. Об этом, помимо археологического материала, говорят находки валунов и гальки светлоокрашенного нефрита по рекам Китой, Онот, Белая.

Так, в 1894 г. К.И.Богданович при поисках зеленого нефрита по рекам Онот и Урик продемонстрировал местному проводнику образец белого нефрита с месторождений Куньлунь, который напомнил последнему гальку из подобного камня, встреченную на р.Белой. Проводник легко отличал этот камень от близкого по цвету кварца, но не подозревал, что он имеет что-либо общее с зеленым, хорошо известным ему нефритом. В 1933 г. один из жителей с.Буреть (Присаянье) передал А.П.Окладникову гладко окатанную гальку белого, с желтоватым оттенком нефрита, найденную им на р.Белой. В 1886 г. Л.Я.Ячевским на р.Онот был обнаружен небольшой валун белого нефрита массой около 2 кг. Горнопромышленник

Н.Ф.Поднебесных показывал О.В.Патушинскому валунчик белого нефрита, найденный в нижнем течении р.Онот. Сам О.В.Патушинский нашел небольшой валун молочно-белого с зеленоватым оттенком нефрита в приустьевой части р.Чиргентуй (приток р.Онот).

В.П.Селиванов в рукописи «Нефриты СССР и Китая» (1946) сообщает, что в начале 1900-х годов А.Н.Кайдалов показывал ему небольшой валунчик белого с синеватым оттенком нефрита, обнаруженный на р.Китой. Там же А.Н.Кайдаловым был найден и валунчик молочно-белого нефрита, переданный в минералогический музей Академии наук.

Из современных данных наибольший интерес представляют два сообщения. В аллювии среднего течения р.Китой, ниже устья р.Китой-Кин, А.Н.Сутуриным с коллегами были обнаружены небольшие валуны белого нефрита, структурные особенности и вещественный состав которого соответствует апокарбонатным разностям [6]. В районе находок среди метаморфических образований Шарыжалгайского выступа и Онотского грабена распространены доломитовые мраморы, подверженные различного рода вторичным преобразованиям, в т.ч. тремолитизации, проявлен полигенный гранитный магматизм. Все это свидетельствует о возмож-

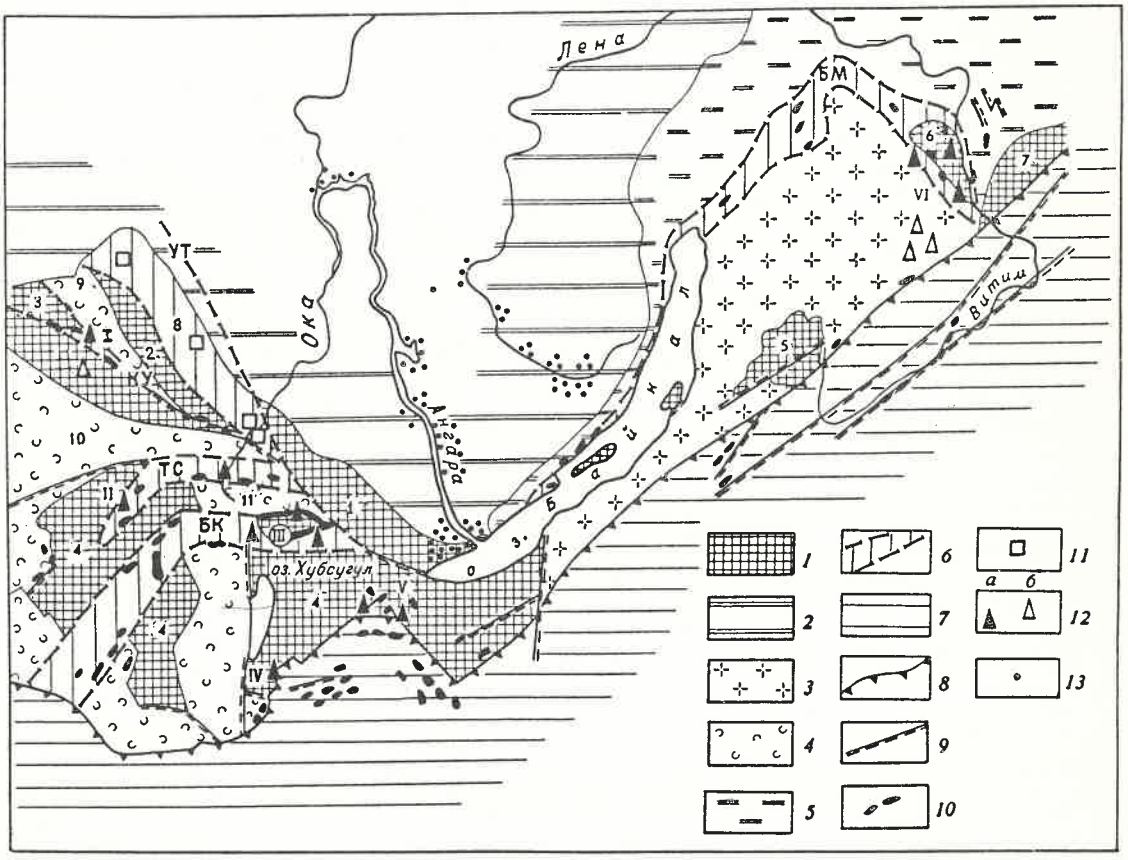


Схема размещения месторождений нефрита и его археологических находок на юге Восточной Сибири (*составлена с использованием данных А.П.Окладникова, 1955*):

глыбы и блоки архейско-раннепротерозойского фундамента: *1* — выходящие на земную поверхность, *2* — под чехлом Сибирской платформы, *3* — переработанные в процессе гранитизации, *4* — перекрытые рифейско-палеозойским чехлом; *5* — Байкало-Патомская краевая система байкалид; *6* — мобильные зоны глубинного заложения; *7* — Урало-Монголо-Охотский палеоокеан; *8* — граница палеоконтинента; *9* — разломы; *10* — массивы гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации; *11* — проявления щелочных ультраосновных и основных пород; *12* — месторождения и проявления нефритов (*а* — апогипербазитовых, *б* — апокарбонатных); *13* — археологические находки светлоокрашенного нефрита; I — Шарыжалгайский массив; 2 — Бирюсинская глыба; 3 — Дербинский антиклинорий; 4 — Тувино-Монгольский массив; *5* — Амалатская глыба; 6 — Муйская глыба; 7 — Чарский массив; 8 — Присаянский прогиб; 9 — Агульская впадина; 10 — Хамсаринский синклинорий; 11 — Окинский синклинорий; мобильные зоны: БМ — Байкало-Муйская, БК — Бусингольско-Китойская, ТС — Терехтино-Сенцинская, КУ — Колбинско-Удинская, УТ — Урикско-Туманшетская; нефритоносные районы: I — Центральносаянский, II — Билинско-Шигнинский, III — Восточно-Саянский, IV — Прихубсугульский, V — Джидинский, VI — Витимский

ности выявления здесь месторождений светлоокрашенного апокарбонатного нефрита.

Не исключено, что источник белого нефрита находится в верховьях р.Китой, где среди верхнедокембрийских и нижнепалеозойских карбонатных толщ монгошинской, горлыкской и араошейской свит, содержащих доломиты, известны тела гранитоидов с ореолами контактоизмененных пород [1]. На одном из таких участков, по р.Ара-Хонголдой — правом притоке р.Китой, по мнению М.Ф.Шестопалова [7], обнаружены валуны и глыбы бледно-зеленого, серого и снежно-белого нефрита, просвечивающего до глубины 1 см. В 1993 г. нами проведено ревизионное обследование этого района, однако нефрит и сопутствующие ему метасоматиты не найдены. Установлено, что в зонах тектонических нарушений карбонатные породы местами окварцованы с образованием полупросвечивающих кварц-кальцит-тремолитовых пород, не обладающих прочностью нефрита и не поддающихся однородной полировке. На некоторую условность отнесения этих пород к нефритам указывал и М.Ф.Шестопалов, подчеркивая, что только отдельные участки пород по структуре соответствуют нефриту. Однако не исключено, что в зонах тектонических нарушений имеются участки с более высокотемпературным преобразованием пород, где возможно формирование прослоев и гнезд светлого нефрита, в частности, в местах с широким проявлением гранитоидного магматизма.

Другая находка светлоокрашенного апокарбонатного нефрита в Восточном Саяне сделана геологами Нижнеудинской экспедиции ГГП «Иркутскгеология» В.С.Щекиным, В.Е.Фоменко, А.Я.Пасунько (В.В.Федотов и др., 1984) по р.Чело-Монго — правому притоку р.Уды. По их данным, в береговых обнажениях среди карбонатных пород эденской свиты нижнего протерозоя прослеживается зона диафторитов, сложенная талько-серпентин-тремолитовыми, серпентин-тремолитовыми, кварц-цоизит-пренитовыми породами, эпидозитами, вторичными кварцитами мощностью до 18 м. Нефрит образует тела различной формы размером до 0,5 м в поперечнике среди тальк-тремолит-серпентиновых и серпентин-тремолитовых пород. Цвет нефрита от яблочно-зеленого через серовато-зеленый до темно-зеленого. Для него характерны просвечиваемость на глубину до 5 мм, совершенная полируемость. Химический состав нефрита приведен в таблице. Обращает на себя внимание низкая железистость, свойственная апокарбонатным разностям нефрита.

В районе нефритопроявления распространены кальцифиры, плагиогнейсы, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы с горизонтами мраморов, кварцитов, линзами амфиболитов, прорванные штокообразными телами гранитов второй фазы дербинского комплекса раннего протерозоя (?). В экзоконтактовых зонах гранитных тел проявлены процессы скарнирования, ороговикования, окварцевания. Вдоль зон разрывных нарушений развиты диафториты. Отмечается следующая схема метасоматических преобразований: доломиты — форстеритовые кальцифиры — диопсидиты — нефрит — тальк-серпентин-тремолитовые и тальк-серпентиновые породы; кристаллические сланцы — диопсид-актинолит-эпидотовые породы — кварц-хлорит-эпидотовые и эпидот-кварцевые породы — кварциты. Кварц-цоизит-пренитовые и кварц-пренитовые породы развиваются по гранитам.

Исходя из изложенного, геологическая ситуация на Чело-Монгинском проявлении нефрита весьма сходна с таковой на эталонных месторождениях Средневитимской горной страны, что позволяет предполагать не меньшую перспективу данного района на высококачественный нефрит. В геолого-структурном отношении район нефритопроявления располагается в пределах Дербинского антиклинория, сложенного метаморфизированными в условиях амфиболитовой фации терригенно-карбонатными породами, включающими многочисленные тела гранитов. В отличие от Средневитимской горной страны здесь менее развиты гранитоиды и доломитовые мраморы среди карбонатных пород. В целом Дербинский антиклинорий по большинству критериев [5] наиболее перспективен в Восточном Саяне на обнаружение месторождений высококачественных светлоокрашенных нефритов.

Благоприятны в этом отношении и обрамления Гарганской глыбы Окинского и Боксон-Сархойского синклинориев, сложенные доломитсодержащими карбонатными толщами и массивами гранитов с ореолами контактоизмененных пород. Для других структур Восточного Саяна и Присаянья, несмотря на интенсивное проявление кислого по составу магматизма, лимитирующим фактором является незначительное присутствие среди карбонатных пород их магнезиальных разновидностей. В пределах Онотского грабена, где магнезиальные карбонатные породы распространены наиболее широко, метасоматические процессы проявились лишь в низкотемпературной области; средне- и высокотемпературные стадии, благо-

приятные для нефритообразования, отсутствуют.

Таким образом, в настоящее время по имеющимся данным наиболее перспективной в России территорией на обнаружение светлоокрашенного нефрита является Восточный Саян, в пределах которого необходимо проведение общих, а иногда и детальных поисков.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, код 93-05-8153.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боос Р.Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1991.
2. *Окладников А.П.* Неолит и бронзовый век Прибайкалья. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955.
3. *Протодьяконова Э.М., Мансуров М.* Тремолитовый нефрит — продукт околорудного изменения в Кансайском рудном поле //Узб. геологический журнал. 1973. № 1. С. 20—22.
4. *Секерина Н.В.* Апокарбонатный нефрит (вещественный состав и условия локализации): Автореф. дис... канд.геол.-минер. наук. — Иркутск, 1989.
5. *Секерина Н.В.* Критерии оценки нефритоносности орогенных областей //Металлогения и поиски полезных ископаемых. Чита, 1991. С. 182—185.
6. *Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С.* Нефриты. — Новосибирск: Наука, 1984.
7. *Шестопалов М.Ф.* Новые месторождения нефрита в Восточном Саяне //Сборник работ по камням-самоцветам. М.-Л., 1938. Вып. 5. С. 71—105.
8. *Barnes L.C., Flint D.J., Dubovski E.A.* Reappraisal of jade reserves cowell jade province Eyre Peninsula, South Australia //Department of mines and energy South Australia, Mineral resources Branch. 1986.

Хроника

Создание АМР

По инициативе ученых Московского государственного открытого университета 27 июня 1994 г. состоялось общее учредительное собрание, на котором была создана Академия минеральных ресурсов (АМР) и принят ее Устав.

Министерством юстиции Российской Федерации 19 августа 1994 г. был утвержден Устав Академии минеральных ресурсов как общественного объединения.

Ниже приведены основные разделы Устава вновь образованной академии.

Общие положения

1.1. Академия минеральных ресурсов (АМР), далее именуемая Академией, является независимой общественной организацией, действующей на основе добровольности и равноправия ее членов, гласности и самоуправления, в соответствии с Конституцией, действующим законодательством Российской Федерации и Уставом АМР. Академия объединяет избранных членов Академии, а также коллективы научно-исследовательских учреждений, учебных заведений и производственных организаций, занимающихся теоретическими проблемами и научно-практическими вопросами рационального и экономически целесообразного развития и освоения минерально-сырьевых ресурсов России и являющихся индивидуальными и коллективными членами АМР.

1.2. Высшими целями Академии являются:

анализ состояния и стратегии развития минерально-сырьевого комплекса страны — от недр через добычу и обогащение, химико-технологический передел до потребителя включительно;

сплочение ученых инженерно-геологического профиля, концентрация творческих интересов и усилий на исследовании наиболее актуальных проблем управления недропользованием и оценке его экономической эффективности;

содействие организации и координации фундаментальных и прикладных исследований по основным направлениям инженерно-геологического профиля, связанных прежде всего с обеспечением минерально-сырьевыми ресурсами ответственных отраслей промышленности;

изучение и обобщение достижений мировой и отечественной горно-геологической науки, содействие наиболее полному их использованию в научных исследованиях отечественных ученых и в практике разработки месторождений полезных ископаемых;

содействие укреплению научных связей с организациями зарубежных стран, активному участию в международной научной жизни, пропаганда результатов своей деятельности в отечественной и зарубежной научной литературе и прессе.

1.3. Для достижения этих целей Академия решает следующие задачи:

осуществление экономической оценки запасов минерального сырья в условиях рыночного регулирования производства, оценка конкурентоспособности минерально-сырьевых ресурсов действующих и проектируемых горноперерабатывающих предприятий;

научное обоснование технико-экономических проектов комплексного освоения месторождений полезных ископаемых с использованием экономически приемлемых и экономически рентабельных ресурсо- и энергосберегающих технологий добычи и переработки минерального сырья;

научное обоснование методов прогнозирования, поисков, разведки и оценки месторождений полезных ископаемых с учетом минералого-геохимических особенностей руд и минерального сырья, определяющих технологию их добычи, обогащения и химико-металлургического передела;

содействие разработке энергосберегающих технологий в области добычи нефти и газа, переработка углеводородного сырья и техники бурения глубоких скважин различного назначения; комплексного использования минерально-сырьевых ресурсов в нефтегазодобывающих регионах и отраслях;

региональное и локальное гидрогеологическое и экономическое обоснование вовлечения в народнохозяйственное использование нового вида минеральных ресурсов — гидроминерального сырья — с целью промыш-

ленного производства рассеянных элементов, редких металлов и минеральных солей на базе экологически чистой малоотходной и безотходной технологии комплексной его переработки;

содействие повышенной эффективности открытой разработки россыпных и техногенных месторождений и увеличению добычи полезных ископаемых (в частности, золота) на базе создания новых технологий переработки и обогащения минерального сырья;

разработка геохимического мониторинга при освоении минеральных ресурсов, создание теоретических основ и методов прогнозирования напряженно-деформационного состояния горных пород при освоении и эксплуатации месторождений полезных ископаемых;

создание концептуальной основы и методологии экологического нормирования и антропогенных и техногенных воздействий на экосистемы в районах функционирования и развития производств минерально-сырьевого комплекса;

содействие подготовке специалистов высшей квалификации — докторов и кандидатов по проблемным направлениям Академии, согласно соответствующему законодательству;

публикации научных трудов, издание научно-технических и научно-популярных журналов, сборников, монографий, брошюр и статей с изложением результатов исследований членов и организаций Академии;

формирование научно-технической базы Академии, включая создание научных, учебно-научных и производственных организаций, юридической, материально-технической и иной помощи на взаимовыгодных началах в целях развития научного потенциала Академии;

расширение международных научных связей и сотрудничества, взаимовыгодный обмен информацией в области горно-геологических наук в рамках действующего законодательства.

1.4. Юридический адрес Академии — г. Москва.

Членство в Академии

3.1. Академия создается на принципах фиксированного коллективного и индивидуального членства.

3.2. Коллективными членами Академии могут быть российские и зарубежные общественные объединения, трудовые коллективы учебных, научно-исследовательских, конструкторских и производственных учреждений и организаций, которые по целям и задачам, характеру деятельности полностью или существенно соответствуют Уставу Академии. Коллективные члены Академии могут принимать участие в работе ее органов через своих полномочных представителей.

3.3. Индивидуальными членами Академии могут быть как российские, так и иностранные граждане, которые внесли и продолжают вносить выдающийся вклад в развитие горно-геологической науки и технологии переработки и обогащения полезных ископаемых, в изучение и освоение минерально-сырьевых ресурсов.

3.4. Граждане, внесшие выдающийся вклад в развитие и укрепление минерально-сырьевой базы России, в создание и освоение минерально-сырьевого и горно-металлургического комплекса страны, могут быть избраны почетными членами Академии.

3.5. Прием в коллективные члены Академии осуществляется на основании протокола собрания трудового коллектива организации и общим собранием членов Академии или Президиумом Академии.

3.6. Прием в индивидуальные члены Академии осуществляется избранием общим собранием членов Академии тайным или открытым голосованием на основе личного письменного заявления в Президиум.

3.7. Критерии приема в члены Академии:

наличие у конкурсантов выдающихся или крупных научных и творческих достижений, получивших широкое научно-общественное признание (преимущественно в виде присвоения докторской степени), изобретений и открытий, публикаций (монографий, учебников, брошюр, статей и т.п.), почетных званий (заслуженных деятелей науки и техники, лауреатов, заслуженных геологов РФ и т.п.), личных творческих школ и учеников;

высокая личная творческая и научно-организационная активность в настоящее время.

3.8. Прекращение членства в Академии возможно путем добровольного выхода из нее с подачей соответствующего письменного заявления в Президиум. Исключение из Академии возможно при существенном нарушении ее Устава или поступках, компрометирующих ее членов, а также за действия, наносящие ущерб правам и интересам Академии. Решение об исключении из членов Академии принимается общим собранием Академии.

3.9. Все члены Академии имеют равные права:

избирать и быть избранными на выборные должности в любые избираемые органы Академии, а также ставить вопрос о досрочном отзыве членов Академии с выборных должностей в установленном порядке;

вносить на рассмотрение органов Академии предложения и жалобы по любым вопросам, входящим в компетенцию этих органов, участвовать в обсуждении этих вопросов;

получать в установленном порядке от Академии, ее органов, предприятий, организаций и учреждений финансовую, материально-техническую, правовую, информационно-методическую помощь в научных исследованиях, использовании литературы, собственных научных разработках и изобретениях, получивших одобрение Академии;

участвовать в конкурсах, научных конференциях, выставках, конгрессах, съездах и иных научных, научно-организационных и информационных мероприятиях, проводимых силами Академии или при ее участии;

использовать на льготных условиях имущество и помещения Академии для проведения собраний, семинаров, симпозиумов, конференций и других научных и научно-производственных мероприятий;

получать информацию о деятельности Академии и ее органов;

пользоваться всеми социальными гарантиями и видами материально-бытового и культурного обслуживания, имеющимися в распоряжении Академии;

сотрудничать с любыми общественными объединениями и вступать в них, если их деятельность не противоречит Уставу Академии;

выйти свободно из состава Академии.

3.10. На работников Аппарата Академии распространяется законодательство о труде, социальном обеспечении и социальном страховании.

3.11. Член Академии должен соблюдать Устав, принимать активное участие в достижении целей и решении задач Академии, стремиться расширять и усиливать достижения Академии.

На общем собрании АМР, состоявшемся 9 декабря 1994 г., были проведены выборы действительных членов (академиков) и членов-корреспондентов Академии.

Действительными членами Академии минеральных ресурсов избраны:

Ардашев Константин Аркадьевич
Афанасьев Спартак Леонидович
Байченко Арнольд Алексеевич
Бельков Валерий Иванович
Бережной Анатолий Иванович
Бойцов Владимир Емельянович
Бондаренко Владимир Михайлович
Бондаренко Сергей Сергеевич
Боревский Борис Владимирович
Борисович Виталий Тимофеевич
Брюховецкий Олег Степанович
Бунин Жан Викторович
Варварица Владислав Петрович
Ведерников Николай Николаевич
Вербицкий Олег Германович
Генералов Всеволод Александрович
Глумов Иван Федорович
Голева Галина Александровна
Гольдберг Валентин Михайлович
Горшков Владимир Иванович

Грабовников Валерий Аркадьевич
Грачев Федор Григорьевич
Грязнов Олег Николаевич
Гудков Валентин Михайлович
Денисов Михаил Николаевич
Демура Геннадий Владимирович
Дубинчук Виктор Тимофеевич
Евтеев Георгий Михайлович
Емельянов Виктор Иванович
Естаев Мэлс Баймуратович
Жабин Аркадий Григорьевич
Ждамиров Виктор Михайлович
Заверткин Владимир Леонидович
Зайдфудим Павел Хаскельевич
Захаров Юрий Никитович
Зимич Владимир Степанович
Иваненко Геннадий Павлович
Иванов Владимир Васильевич
Иванов Игорь Николаевич
Иванов Сергей Дмитриевич
Каганович Самуил Яковлевич
Кантович Леонид Иванович
Кардыш Вадим Григорьевич
Карюкин Борис Мефодьевич
Каспаров Сергей Михайлович
Катков Геннадий Алексеевич
Киевленко Евгений Яковлевич
Киселев Андрей Тимофеевич
Киселев Михаил Иванович
Коваленко Олег Максимович
Ковалев Александр Александрович
Ковшов Анатолий Николаевич
Козловский Евгений Александрович
Комаров Михаил Алексеевич
Комащенко Виталий Иванович
Комин Михаил Федорович
Константинов Михаил Михайлович
Красников Юрий Дмитриевич
Кривцов Анатолий Иванович
Ксензенко Владимир Иванович
Кудрин Владимир Сергеевич
Кубасов Владимир Леонидович
Кулиев Валех Джафарович
Куликов Геннадий Васильевич
Куликов Владимир Васильевич
Курамин Владимир Петрович
Курбанов Намик Курбанович
Лачинян Леонид Артемьевич
Левашов Константин Константинович
Лисицын Аполлон Ефимович
Лукин Вячеслав Нилович
Малкин Анатолий Степанович
Малышев Владимир Ильич
Мельников Евгений Павлович
Мерзляков Виктор Георгиевич
Мещеряков Николай Федорович
Мигачев Игорь Федорович
Мигута Анатолий Константинович
Милютин Анатолий Григорьевич
Миновский Юрий Петрович
Мирочников Игорь Иосифович
Митрофанов Феликс Петрович
Модников Иван Семенович
Моисеев Борис Михайлович
Морозов Юрий Тимофеевич
Мультанов Сергей Иванович
Мурашов Вячеслав Иванович
Носков Валерий Феофанович
Оганесян Левон Ваганович
Орлов Виктор Петрович
Остапенко Павел Ефимович
Остроумов Георгий Владимирович
Павельев Вадим Борисович
Павловский Альфред Бернардович
Пахомов Владимир Иванович
Пащенков Виктор Захарович
Подсосова Людмила Лавровна
Покалов Валентин Тихонович
Попов Виктор Васильевич
Потапов Геннадий Иванович
Прозоров Лев Борисович
Протасов Юрий Иванович
Раннев Георгий Георгиевич
Ровнин Лев Иванович
Роговой Валентин Михайлович
Рожков Алексей Михайлович
Романович Игорь Филиппович
Ручкин Георгий Владимирович
Селектор Спартак Михайлович
Сидоренко Галина Александровна
Симаков Николай Васильевич
Соболев Игорь Андреевич
Соколовский Анатолий Константинович
Соловьев Николай Николаевич
Солодов Николай Алексеевич
Стариков Алексей Васильевич
Тарасов Андрей Владимирович
Фазлуллин Марат Исмаилович
Федорчук Виктор Парфентьевич
Филатов Евгений Иванович
Филимонов Олег Викторович
Хачатурян Сергей Арамович
Черных Сергей Иванович
Чичкан Александр Андреевич
Шевердяев Олег Николаевич
Шпак Анатолий Александрович
Язвин Леонид Семенович
Якубович Соломон Лазаревич
Ярыгин Александр Тимофеевич

Членами-корреспондентами АМР избраны:

Алискеров Вадим Азизович
Алтухов Евгений Николаевич
Баринов Александр Сергеевич
Бекетов Петр Константинович
Благутин Юрий Львович
Болотов Сергей Николаевич
Боревский Леонид Владимирович
Будкин Александр Павлович
Ваганов Валерий Иванович
Власенко Борис Васильевич
Власюк Виктор Иванович
Гедгагов Эдуард Измайлович
Дмитриев Сергей Александрович
Доркин Валентин Васильевич
Губерман Давид Миронович
Ежов Александр Иванович
Заири Намик Манафович
Кавун Кирилл Павлович
Киперман Юрий Александрович
Киток Вильгельм Феликсович
Кузнецов Константин Павлович
Кушев Владимир Борисович
Лапин Александр Владимирович
Лещиков Владимир Иосифович
Лукин Юрий Нилович
Машковцев Григорий Анатольевич
Мусатов Игорь Алексеевич
Николюк Валерий Алексеевич
Осокин Евгений Дмитриевич
Парфенов Виктор Анатольевич
Пахомов Михаил Иванович
Пахтанов Борис Алексеевич
Прошин Юрий Михайлович
Радченко Виктор Федорович
Рожков Михаил Алексеевич
Рожкова Анжела Алексеевна
Рогов Виктор Филиппович
Руденок Николай Данилович
Серых Николай Михайлович
Сечевица Алексей Михайлович
Сидельникова Галина Васильевна
Сидорков Евгений Александрович
Смирнов Олег Васильевич
Советов Геннадий Алексеевич
Солодова Юлия Петровна
Сребанович Александр Владимирович

Столяров Виктор Михайлович
Стрепетов Владимир Петрович
Толстых Сергей Александрович
Топорков Александр Александрович
Трофимов Илья Михайлович
Успенская Елизавета Александровна
Фейт Герман Николаевич
Френкель Владимир Шаевич
Хомяков Александр Петрович
Хрюкин Владимир Тимофеевич

Щепотьев Юрий Михайлович

Редколлегия журнала «Отечественная геология», неоднократно публиковавшая материалы о целесообразности создания в нашей стране геологической академии минерально-сырьевого профиля, поздравляет новую академию с рождением, а ее членов — с избранием. Редколлегия желает успехов в деятельности вновь созданной Академии.

С.С.Бондаренко

70-летие Льва Ильича Яковлева

Исполнилось 70 лет Льву Ильичу Яковлеву — известному специалисту в области геологии рудных месторождений.

Л.И.Яковлев — участник Великой Отечественной войны, ушел в армию после 9-го класса. Получив на фронте серьезное ранение, он был демобилизован, вернулся в родную Москву. В 1946 г. поступил на геологоразведочный факультет МГРИ и окончил его с отличием.

Практически вся научная жизнь Льва Ильича (с 1951 г.) связана с ЦНИГРИ,в котором он прошел путь от инженера до ведущего научного сотрудника. Он работал на Дальнем Востоке, в Центральном Казахстане, на Урале и Северном Кавказе. Исследования Льва Ильича характеризуются и широтой охвата геологических вопросов, и практической направленностью. Им детально изучены руды колчеданных месторождений (Майкаина, Дегтярки, Урупа, Худеса и др.), гидротермально-метасоматические преобразования околорудных пород, структурные условия локализации оруденения. Уже в 50-х годах Л.И.Яковлеву удалось доказать дометаморфический возраст Дегтярского колчеданного месторождения Урала, что расходилось с преобладающим в то время представлением о наложенном характере руд этого типа. Им впервые обоснована связь руд Майкаинского района Центрального Казахстана с вулканизмом и выделены два их типа — медноколчеданный и колчеданно-барит-полиметаллический.

Л.И.Яковлев одним из первых в стране применил метод формационного анализа при изучении колчеданоносных провинций, охарактеризовав вулканогенные формации Передового хребта Кавказа и проведя структурно-формационное районирование территории. Эти работы не утратили своего значения и сегодня, о чем свидетельствуют многочисленные ссылки на них в публикациях разных авторов.

Много лет проработал Лев Ильич в Центральном Казахстане, где им по-новому проведено металлогеническое районирование, разработано направление поисковых работ и оценены прогнозные ресурсы золота и полиметаллов. По его рекомендации открыто и эксплуатируется новое золотоколчеданное месторождение.

По сути научных разработок, освещенных прежде всего в рукописных отчетах, труды Л.И.Яковлева находятся на уровне передовых достижений в области геологии рудных месторождений и региональной геологии Северного Кавказа и Центрального Казахстана.

Кропотливая работа с фактическим материалом, огромное трудолюбие, высокая профессиональная эрудиция отличает Л.И.Яковлева и вызывают доверие к его научным трудам. Он всегда стремится передать опыт и знания своим коллегам. Многие сотрудники ЦНИГРИ прошли школу Л.И.Яковлева, считают себя его учениками и стали кандидатами и докторами наук. Многие геологи Урала, Северного Кавказа, Центрального Казахстана помнят и ценят творческие контакты с ним.

Л.И.Яковлев награжден медалью «За заслуги в геологоразведке», знаком «Отличник разведки недр», почетными грамотами, в т. ч. грамотой комбината «Майкаинзолото», свидетельствующих о большом прикладном значении его работ.

Поздравляем Льва Ильича с 70-летием, желаем ему доброго здоровья, плодотворной научной деятельности, радости и творческих успехов.

Ученый совет ЦНИГРИ,
редколлегия журнала «Отечественная геология»

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 1994 г.

Зайченко В.Ю. Информационные ресурсы недр. № 7. С. 3.
Глухов Ю.С., Косоруков А.П., Кавицкий М.Л., Мкртычьян А.К. Региональные геологические исследования в Красноярском крае, Хакасии и Туве. № 10. С. 3.
Можаев Б.Н. Место дистанционных методов в отечественных геологических исследованиях. № 6. С. 12.
Перцов А.В. Развитие аэрокосмических методов в ЛАЭМ-ВНИИКАМ. № 6. С. 3.
Шишигин П.Р., Ян-жин-шин В.А., Ситников И.Г., Иванов Г.С., Ковалев Л.Н., Кошляк В.С., Наумов Г.Г. Минерально-сырьевые ресурсы — основа развития экономики Республики Саха (Якутия). № 8. С. 3.

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

Бородин В.П., Бузун В.В. Структурные построения по результатам автоматизированного анализа многоспектральных космических снимков на примере междуречья Подкаменной Тунгуски и Чуни. № 11—12. С. 38.
Рогов А.Н. Особенности интеграции технологий географических информационных систем и дистанционного зондирования при изучении природных ресурсов. № 6. С. 60.

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Белоконь Т.В., Балашова М.М., Горбачев В.И. Перспективы изучения нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений востока Русской платформы. № 3. С. 3.
Берман Ю.С., Мудренко В.М. Взаимосвязь микроэлементов сырых нефтей и вмещающих пород. № 2. С. 17.
Гаврилин К.В. Ресурсы угля Красноярского края, Республик Хакасия и Тува. № 10. С. 10.
Гололобов Ю.Н., Смирнова И.О. Изучение и прогноз по дистанционным данным вещественноструктурных неоднородностей — ловушек нефти и газа. № 6. С. 39.
Загулова О.П., Есипчук Е.Д., Ларская Е.С. Влияние развития Тимано-Печорской провинции на формирование нефтегазоматеринских толщ. № 3. С. 10.
Кабышев Б.П., Вакарчук Г.И. Классификация стратиграфических залежей нефти и газа. № 2. С. 3.
Калинко М.К. Влияние нефтегазонакопления на тектонику месторождений нефти и газа. № 9. С. 3.
Кирсанов А.А. Развитие дистанционных методов изучения нефтегазоносных территорий в ЛАЭМ-ВНИИКАМ. № 6. С. 34.
Назимков Г.Д. Перспективы нефтегазоносности кембрийских отложений Минусинских межгорных впадин как основа развития нефтегазового комплекса Республики Хакасия. № 10. С. 16.
Наливкин В.Д. Экспресс-метод прогноза добычи нефти и газа. № 7. С. 6.
Проскуряков А.Л. Сырьевая база углеводородов в Красноярском крае. № 10. С. 8.
Славкин В.С. Задачи оптимизации геологоразведочного процесса на нефть и газ. № 11—12. С. 3.
Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д., Дуглас В.К., Кренстон Р., Лоренсон Т., Алексеев И.А., Баранова Н.С., Иванова Г.А., Казазаев В.П., Лобков В.А., Маширов Ю.Г., Наторхин М.И., Обжиров А.И., Титаев Б.Ф. Газовые гидраты Охотского моря. № 2. С. 10.
Филипцов Ю.А. Прогноз фазового и химического составов залежей углеводородов в сульфатно-карбонатных разрезах областей с широким развитием траппового магматизма. № 11—12. С. 10.
Филипцов Ю.А., Падалко Н.Л. Изотопные критерии генерации и преобразования нафтидов в интрудированном сульфатно-карбонатном разрезе осадочного чехла Сибирской платформы. № 10. С. 19.

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Бабкина Т.Г. О геофизических признаках коренной золотоносности Верхне-Индигирского района. № 9. С. 18.
Багдасаров Ю.А. Ингилийско-Алтаминский рудный узел Восточного Алдана. № 1. С. 18.
Беляев Е.В., Дьячков И.В. Прогнозно-поисковые критерии комплексных апатитсодержащих месторождений сиенит-габбровой формации Алтае-Саянской области. № 5. С. 32.
Габышева Г.А. Кристаллические породы фундамента в ксенолитах кимберлитовых трубок Западно-Якутской алмазоносной провинции. № 9. С. 32.
Горжевский Д.И., Конкин В.Д., Ручкин Г.В. Роль органического вещества в рудообразовании. № 3. С. 25.
Горшков Г.В. Порожинское месторождение марганцевых руд. № 10. С. 58.
Даценко В.М., Александровский Ю.С., Косоруков А.П., Пятов О.И., Рублев А.Г. Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы. № 10. С. 27.
Дубина Г.А. Софроновское месторождение — гипергенные фосфаты в зоне контакта сланцев с известняками. № 3. С. 32.
Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л., Горячкин Н.И., Никифоров А.В. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии. № 4. С. 3.
Исаков В.М., Рогачев А.М. Окинский ультрабазит-базитовый комплекс Восточного Саяна. № 1. С. 29.
Калинин И.В., Калинин В.М. Геоиндикационная модель Базовского золоторудного поля. № 9. С. 22.
Кириченко В.Т. Опыт применения человеко-машинной технологии прогноза полезных ископаемых в Красноярском крае. № 10. С. 63.
Кокин А.В. Минеральные типы золоторудных месторождений юго-восточной Якутии и критерии оценки рудных объектов. № 8. С. 10.
Кокшарский М.Г. Геолого-геохимические основы прогнозирования золото-сурьмяных месторождений в Восточной Якутии. № 8. С. 51.
Коробицын А.В. Формационно-минерагенический метод численной оценки перспектив золотоносности. № 9. С. 28.
Крючков А.И., Харькив А.Д., Роговой В.В. Динамическое воздействие траппов на кимберлиты и идентификация отторженцев кимберлитов. № 5. С. 16.
Лось В.Л., Гоберник И.А. Предпосылки, методика и результаты компьютерного моделирования процессов рудоотложения. № 5. С. 10.
Лурье А.М. О рудогенерирующем потенциале красноцветных формаций. № 2. С. 31.
Малышонок Ю.В. Амфиболовые асбесты в сиенитовых массивах. № 2. С. 38.
Мигута А.К., Пакульнис Г.В. Урановое и комплексное рудообразование в протерозойских впадинах. № 5. С. 24.
Миляев С.А., Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Количественная модель минералого-геохимических ореолов Васильковского золоторудного месторождения. № 7. С. 37.
Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале. № 7. С. 17.
Мкртычьян А.К., Кавицкий М.Л., Крюков А.В., Глушков В.М., Божко В.В., Курганьков П.П., Донов А.Н., Бармин В.А. Тычанский алмазоносный район. № 10. С. 55.
Модников И.С., Сычев И.В. Принципы количественной оценки урановосности вулкано-тектонических структур. № 11—12. С. 15.
Нарсеев В.А. Теория эндогенной зональности рудных месторождений. № 5. С. 3.
Нарсеев В.А. Эндогенная зональность золоторудных месторождений. № 7. С. 11.
Наумов С.С., Шумилин М.В. Урановые месторождения Алдана — резервный источник атомного сырья России. № 11—12. С. 20.
Орлов А.Н. Рудоносные комплексы пород субстрата и кор выветривания Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. № 8. С. 63.
Панов Е.Н., Норкин А.А., Дубик О.Ю., Яковлева О.А. Необычное рудопроявление циркония в эффузивах Казахстана. № 3. С. 30.
Перцов А.В., Гальперов Г.В., Брусничкина Н.А. Дистанционное зондирование при прогнозировании и поисках рудных полезных ископаемых в работах сотрудников ВНИИКАМ. № 6. С. 45.
Протопопов Г.Х. Первые находки рудного золота в Шаманихо-Столбовском золоторассыпном районе Северо-Востока России. № 9. С. 31.
Прохоров К.В., Глаголев А.А., Кузнецов А.В. Золотоносные метасоматиты Юрьевского рудопроявления Центральной части Украинского кристаллического щита. № 3. С. 17.
Самков В.В. Структурно-тектонический контроль размещения эндогенных месторождений центральной части Алтае-Саянской складчатой области. № 10. С. 23.

Седенко С.В., Седенко Е.Г. Низкотемпературные лимонит-кварц-калишпатовые метасоматиты — новый тип золотого оруденения западной части Алданского щита. № 9. С. 11.
Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Галимов Т.Г., Лащенов В.А. О возможном источнике алмазов бассейна р.Бирюсы. № 7. С. 24.
Семенов Г.Г., Михайленко В.Г. Плейттектоническая модель центральной части Алтае-Саянской области и проблемы ее металлогении. № 10. С. 44.
Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород. № 1. С. 3.
Сиротинская С.В., Ведяева И.В. Стереометаллогенический анализ колчеданно-полиметаллического оруденения Рудного Алтая методами математической логики. № 2. С. 23.
Соловьев С.Г. Монцонитоидные ассоциации полиметаллически-вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня. № 1. С. 8.
Томсон И.Н., Полякова О.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов. № 11—12. С. 24.
Тохтасьев В.С., Саетгалеев Я.Х., Хайруллина Г.З., Крутиков В.Ф., Мазур С.В., Леонов Г.В. Предварительная оценка качества магнезитовых руд. № 4. С. 11.
Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль размещения и локализации серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле. № 8. С. 17.
Харькив А.Д. Неэродированная кимберлитовая трубка Мвадуи в Танзании. № 7. С. 28.
Цыкин Р.А. Рудоносные коры выветривания и палеокарст центральных и южных районов Красноярского края. № 10. С. 39.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Воробьев К.А., Курбатов А.В. Новые данные по стратиграфии венд-нижнекембрийских отложений Центрального Алдана. № 8. С. 69.
Круговых В.В. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения пермских отложений Западного Таймыра. № 11—12. С. 33.
Минаева М.А. Тектоно-стратиграфические аномалии в стратотипических отложениях венд-кембрийского времени Эбеляхского района Прианабарья. № 4. С. 15.
Сосновская О.В., Шипицын В.А. О региональных стратиграфических подразделениях верхнего протерозоя Алтае-Саянской складчатой области. № 11—12. С. 30.
Тарабукин В.П. Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Селеняхский по конодонтам (Северо-Восток Азии). № 9. С. 39.
Худолей К.М. Биогеография Земли в синемюрском веке ранней юры. № 1. С. 36.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

Айзенштадт Г.Е.-А. Разломно-блоковое строение Прикаспийского нефтегазоносного бассейна. № 7. С. 43.
Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс — ключевой регион для решения проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири. № 8. С. 42.
Качевский Л.К., Качевская Г.И., Стороженко А.А., Зуев В.К., Диннер А.Э., Васильев Н.Ф. К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа. № 11—12. С. 45.
Кильдюшевский Е.И. Использование аэрофотоснимков при геологической съемке. № 3. С. 38.
Кильдюшевский Е.И., Сорокин А.Л., Петров К.М. Комплексное картирование морских побережий как основа рационального природопользования. № 6. С. 69.
Мишнин В.М. Гомологи структур океанического дна в литосфере алмазоносной провинции (Западная Якутия). № 8. С. 35.
Мусалитин Л.А. Опыт составления Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 новой серии (Госгеолкарта-200). № 8. С. 56.
Орлов Ю.С., Трунилина В.А. Принципы систематики магматических образований при геологическом картировании. № 8. С. 47.
Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. Девонский магматизм Агульского прогиба Восточного Саяна. № 3. С. 42.
Сапронов Н.Л., Москалев В.А. Мезозойский вулканизм юго-запада Сибирской платформы и прогнозирование рудоносных структур. № 11—12. С. 42.
Феоктистов Г.Д. Магматические формации Восточной Сибири в пространстве и времени. № 7. С. 48.
Шилин Б.В., Горный В.И. Тепловая аэрокосмическая съемка — достижения и перспективы. № 6. С. 22.
Шкодзинский В.С., Габышев В.Д. Происхождение и корреляция докембрийских комплексов в свете модели эволюции глобального магматического океана (на примере Алданского щита). № 8. С. 28.
Эйдлин Р.А., Шманенко Ю.С. Глубинная геодинамическая модель Центральноколымского сегмента земной коры. № 5. С. 41.
Ян-жин-шин В.А., Урзов А.С., Гриненко В.С., Бирюлькин В.Г., Сластенов Ю.Л., Спектор В.Б., Камалетдинов В.А., Прокопьев В.С. Новый этап картографирования территории Якутии. № 8. С. 25.

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Кальной Г.А., Чешуин В.В. Особенности применения геологических и геофизических методов при съемке Арктического шельфа. № 5. С. 59.
Коган А.Л., Коц В.Г., Гусева Ю.Б., Дик Г.Г., Мирчинк И.М. Трансарктический сейсмопрофиль по линии дрейфа станции «Северный полюс-28». № 2. С. 45.
Михайлов Ю.А., Бондарчук Г.К., Найденов В.Н., Приемышев Н.Н., Фролов В.Д., Шлезингер А.Е., Эльманович С.С. Региональный сейсмостратиграфический прогноз зон нефтегазонакопления на северо-западном шельфе Черного моря. № 5. С. 63.
Фаворская М.А., Жданов С.М. О металлогеническом значении сквозных систем нарушений дна Тихого океана. № 5. С. 51.
Юбко В.Н., Казанцев Р.А., Губанов Ю.Н., Розов П.Б. Рудопроявления глубоководных полиметаллических сульфидов на Восточно-Тихоокеанском поднятии. № 2. С. 51.

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Архипов В.Н., Кокин А.В., Крылова В.В., Яновский В.М. Алабандин в олово-полисульфидных серебросных жилах Южного Верхоянья. № 9. С. 55.
Духовский А.А., Артамонова Н.А., Иванова Э.И., Никифоров И.О. Объемная модель Салминского массива гранитов рапакиви и закономерности размещения оруденения. № 4. С. 24.
Кислый А.В., Утробин Д.В. Геологическое строение и минерагения Кавактинского габброноритового массива Южной Якутии. № 9. С. 47.
Макаров В.П. О природе обыкновенного свинца в минералах. № 5. С. 67.
Мустафаев Г.В., Керимов Р.Б., Гусейнов Д.А. Клинопироксены магматических формаций южного склона Большого Кавказа. № 4. С. 32.
Переславцев А.В., Слюняев А.А. К проблеме индентификации коматиитов. № 3. С. 58.
Слуцкая С.Г., Сурин В.Г. Спектрометрические исследования во ВНИИКАМ. № 6. С. 27.
Соловьев С.Г. Геотектоническая и металлогеническая типизация вольфрамоносных монцонитоидных серий. № 3. С. 49.
Ткачев А.В. О происхождении зональности пегматитов. № 7. С. 53.

ГЕОХИМИЯ

Семенов Е.И., Прощенко Е.Г. О скандиевой и редко-

земельной минерализации гранитных пегматитов Акжайляу в Казахстане. № 4. С. 37.

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Аветисов Г.П., Ашихмина Е.А., Гусева Ю.Б. Строение Усть-Ленского прогиба в южной части моря Лаптевых по данным КМПВ. № 1. С. 56.
Бродский А.Я., Воронин Н.И., Миталев И.А. Модель глубинного строения зоны сочленения кряжа Карпинского и Астраханского свода. № 4. С. 50.
Булин Н.К., Егоркин А.В. Многоволновое глубинное сейсмическое зондирование при мелкомасштабных прогнозных исследованиях. № 4. С. 43.
Гринсон А.С., Магид М.Ш., Мильштейн Д.М. Глубинное строение северо-запада Сибирской платформы. № 1. С. 49.
Кеворкянц С.С., Абрамов В.Ю. Компьютерный метод выделения нормального поля при межскважинном (межвыработочном) радиопросвечивании в локально-неоднородных георазрезах. № 4. С. 54.
Миколаевский Э.Ю., Ерхов В.А., Евсеенко В.М., Аниськович М.Ф., Машинская Т.В., Шестаков В.И. Банки прогнозов на нефть, газ, воду и другие полезные ископаемые на основе информационной и содержательной интеграции комплексной геолого-геофизической информации. № 11—12. С. 49.
Уфимцев Г.Ф. Сейсмичность и структура Байкальского рифта. № 1. С. 44.
Фоменко Н.Е. Эффективность скважинной электроразведки методом пространственной электрической фильтрации при изучении тектоники угольных месторождений. № 3. С. 70.
Шалаевская О.А., Верба М.Л., Дик Г.Г. Глубинное строение земной коры центральной части котловины Макарова в Северном Ледовитом океане. № 9. С. 57.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Попов В.Г. Геохимические особенности и возраст рассолов Волго-Уральского бассейна. № 2. С. 62.
Соколовский Л.Г., Павлов Ю.С. Приповерхностное поле гелия Центрального Копетдага и прилегающей части Каракумов. № 11—12. С. 60.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Горюнов А.А., Магдалина В.В., Мальцев Ю.М., Чесноков Б.П. Геоэкологические проблемы Красноярского края. № 10. С. 67.
Закутин В.П., Паукштис Б.П. Геохимические последствия сельскохозяйственного загрязнения подземных вод карстового района Литвы. № 2. С. 57.
Кизильштейн Л.Я. Экологически опасные концентрации элементов-примесей в углях. № 9. С. 63.
Кирсанов А.А. Применение материалов аэро- и космических съемок в геоэкологических исследованиях (состояние и перспективы). № 6. С. 50.
Островский В.Н. Геологическая среда как фактор этногенеза. № 4. С. 58.
Попова Т.А. Становление экологического направления в исследованиях ВНИИКАМ. № 6. С. 55.
Чечеткин В.А., Курганьков В.П., Чесноков Б.П., Семенов Г.Г. Проблемы захоронения жидких радиоактивных отходов в Красноярском крае. № 10. С. 74.

ДИСКУССИИ

Кобяков А.В. Универсальная теория тектоники литосферы и климата. № 4. С. 61.
Кубраков В.М. Формирование потоков рассеяния и методика поисковых работ. № 1. С. 62.
Кузнецов А.А. Структурно-фациально-формационная модель Алдано-Становой геоструктуры. № 2. С. 72.
Непомнящих И.А. Геологическая интерпретация геофизических данных и принципы дополнительности. № 4. С. 70.
Рыбин А.И. Рыночная экономика и геологоразведка. № 11—12. С. 66.
Четвериков Л.И. Теоретическая иерархическая модель генезиса геологических тел. № 2. С. 66.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Андреев Г.В., Минин А.Д., Рипп Г.С., Шаракшинов А.О., Сенчуков И.Г., Тюгашев В.А. Новые проявления редкометалльной минерализации в щелочных гранитоидах Западной Монголии. № 7. С. 59.
Ганжа Г.Б., Зверева Е.А. О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центральноколымском рудном районе. № 1. С. 71.
Горжевский Д.И., Калинко М.К., Павлов Д.И. Типы нафтометаллогенических провинций и закономерности распределения металлов в нефтях, природных битумах и горючих газах. № 9. С. 69.
Капица А.А. К биостратиграфии морского мела Нижнего Приамурья. № 7. С. 65.
Левицкий В.В., Седых А.К., Ульмясбаев Ш.Г. Германий-угольные месторождения Приморья. № 7. С. 62.
Сурин В.Г., Ладнер Г.А. Возможности теплового ИК-диапазона для дистанционной диагностики пород. № 1. С. 66.

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Горжевский Д.И., Донец А.И. Количественные модели рудных месторождений для прогноза, поисков и разведки. № 7. С. 66.
Маракушев А.А., Чернов В.И., Нордега И.Г., Ефремова С.В., Савочкина Е.Н. Научные исследования В.Е.Гендлера и их значение. № 11—12. С. 71.
Савостьянов Н.А. О XIV Мировом нефтяном конгрессе. № 9. С.72.

РЕЦЕНЗИИ

Баграмянц В.О., Гейшерик Г.М. О книге Э.М.Литвинова «Введение в морскую геофизику». № 11—12. С. 70.
Баратов Р.Б. Об эндогенных формациях Памира. № 11—12. С. 69.
Мейтув Г.М. Вечера в лесной избушке. № 1.

ИЗ РЕДАКЦИОННОЙ ПОЧТЫ

Буренков Э.К., Кременецкий А.А. Письмо в редакцию. № 7. С. 72.
Малахов В.Д. О сокращении расконсервации недр. № 2. С. 76.
Филиппов С.А., Николаев А.В. Проблемы создания геоинформационных систем на базе существующего потока информации. № 7. С. 68.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

60-летие Исаака Минаевича Фрумкина. № 8. С. 75.
Памяти Алексея Александровича Беуса. № 9. С. 74.
Памяти Михаила Кузьмича Калинко. № 9. С. 75.
Памяти Дмитрия Алексеевича Родионова. № 9.
Памяти Валентина Соломоновича Шуба. № 11—12. С. 74.
Памяти Соломона Марковича Тильмана. № 11—12. С. 74.
Памяти Марии Борисовны Бородаевской. № 11—12. С. 75.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЛУЖБА И РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ ОБЗОР — заключительная монография в серии «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых», работа над которой была начата в 1972 году по инициативе выдающихся ученых страны.

В приложении (отдельный том) дан перечень геологических организаций и персоналии (первооткрыватели месторождений, почетные разведчики недр, геологи-лауреаты различных премий).

В составлении и подготовке работы участвовало свыше 100 ученых и организаторов геологоразведочного производства.

Работа объемом свыше 115 п. л. содержит обширный справочный и графический материал. Она рассчитана на широкий круг отечественных и зарубежных геологов, геофизиков, горных инженеров, научных работников, преподавателей и предпринимателей.

Геологическая служба рассматривается как специфическая система организаций, выявляющих природные ресурсы и создающих минерально-сырьевую базу экономики и прогресса. Охарактеризованы принципы и описаны системы построения и организационного обеспечения основных направлений и видов деятельности геологической службы:

- региональные геологические исследования и геокартирование
- исследования недр сверхглубокими скважинами и геотраверсами
- геология Мирового океана
- геофизические исследования и оценка сейсмической опасности
- гидрогеологические и инженерно-геологические работы
- геохимия и геоэкология
- металлогения, минерагения, прогноз нефтегазоносности и рудоносности
- научно-методическое и научно-техническое обеспечение
- системы управления развитием минерально-сырьевой базы и учета геологического изучения недр, ресурсов и запасов

Состояние и развитие минерально-сырьевой базы рассмотрено по 60 видам минерального сырья и включает:

- ретроспективный анализ стратегии геологоразведочных работ и их итогов за последние 15—20 лет
- распределение ресурсов и запасов по регионам
- темпы развития минерально-сырьевой базы и добычи в сопоставлении с лидирующими странами мира
- оценку используемости отечественных минерально-сырьевых ресурсов
- минерально-сырьевые аспекты международных и внешнеэкономических связей

Монография издана ограниченным тиражом и реализуется организациям по цене 50 000 руб.,индивидуальным заказчикам по цене 25 000 руб.

Заявки принимаются по адресу: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ, тел. 315-43-47, факс (095)315-2701.

Расчетный счет 208620 в Коммерческом Интерпрогрессбанке г. Москвы, МФО 201508.

Contents

Kazhdan A.B., Pakhomov V.I., Fakhrutdinov Sh.I.
Methodology of local prediction of ore potential 3

Zaichenko V.Yu.
Classification of geological information on entrails 8

METALS AND NON/METALS

Zhabin A.G., Filatov E.I.
Basic ore formations of ore/bearing systems . . . 13

Krivtsov A.I., Zvezdov V.S., Girfanov M.M., Egorova I.V.
Quantitative characteristics of ore/bearing porphyry/copper convective/recycling system . 17

Miguta A.K., Modnikov I.S.
Historical/geological model of endogene uranium ore formation 28

Naumova O.A., Alysheva E.I.
Hydrothermally altered rocks of Ozernovskoye Au/Ag deposit of Kamchatka 35

Kaplin O.A.
Regularities of internal structure and spatial distribution of large deposits of chrysotile/asbestos in terrains of the Earth crust 44

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Baryshev A.N.
Magmatic tectonics/ one of fundamentals for creation of quantitative models of ore/forming systems and deposits 53

Patalakha E.I.
Laminores as a mature form of tectonic flow . . 59

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Sekerina N.V., Sekerin A.P., Menshagin Yu.V., Laschenov V.A.
On prospects of Eastern Sayan for light nephrite 65

INFORMATION

Criation of the AMR 70

70th anniversary of L.I.Yakovlev 63

List of papers published in «Otechestvennaya Geologiya» in 1994 73

ISSN 0869-7175. ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1995. № 1