

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



10/1996

ОЦЕНКА ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

ПАЛЕОРИФТЫ И КИМБЕРЛИТЫ

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

10/1996

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

Бюро: *И. Ф. Глумов, Р. В. Добровольская* (зам. главного редактора),
В. А. Ерхов, В. И. Казанский, А. А. Кременецкий, Г. А. Машковцев,
Н. В. Милетенко, Л. В. Оганесян (зам. главного редактора), *М. В. Рогачева* (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редактора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов* (председатель редсовета)

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Г. С. Вартамян,*
Н. Н. Ведерников, И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов,
А. Б. Каждан, М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный,
Н. К. Курбанов, Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский,
В. Ф. Росов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, В. Я. Ярмолюк

МОСКВА

ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА, НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ		<i>Дукарт Ю.А., Борис Е.И.</i>	
<i>Ахманов Г.Г., Васильев Н.Г.</i>		Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами	28
К методике изучения и оценки техногенных месторождений	3	СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		<i>Лазько Е.М., Свешников К.И.</i>	
<i>Афанасьев Г.В.</i>		Формационные комплексы нижнего докембрия и эволюция раннедокембрийского магматизма	35
Прогнозирование урановых месторождений в нетрадиционных геологических обстановках Во- сточного Забайкалья	7	ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ	
<i>Сазонов А.М., Гринев О.М.</i>		<i>Шлезингер А.Е.</i>	
Платиноносность щелочно-габброидной форма- ции северо-восточной части Кузнецкого Алатау	15	Активные и пассивные ограничения осадочных бассейнов	47
<i>Саетгалеев Я.Х., Тохтаев В.С., Шевелев А.И., Бахтин А.И., Хайруллина Г.З., Крути- ков В.Ф.</i>		90-летие Николая Ивановича Николаева	53
Минералого-геохимические критерии прогноза и поисков высококачественных магнетитовых руд	21	70-летие Вилена Андреевича Жарикова	54

Редакция: Р.В. Добровольская, Г.В. Вавилова, М.В. Розачева

Сдано в набор 10.08.96. Подписано в печать 19.09.96. Формат 70×108/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

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

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

К методике изучения и оценки техногенных месторождений

Г.Г.АХМАНОВ, Н.Г.ВАСИЛЬЕВ (ЦНИИгеолнеруд)

Среди технологических процессов, загрязняющих окружающую среду, значительное место принадлежит производственной деятельности горно-обогатительных предприятий. Формирующиеся при этом из отходов добычи и переработки руд отвалы, хвостохранилища и терриконы нарушают естественные ландшафты, исключают из оборота значительные площади сельскохозяйственных земельных угодий, загрязняют водное и воздушное пространство. Решение проблемы видится в создании безотходной технологии в работе ГОКов путем максимально полного использования промышленности не только продуктов, но и отходов эксплуатации рудных объектов [3].

Ввиду применения низких технологий извлечения в техногенных отходах порой скапливается большой объем полезных компонентов. Например, только техногенные отходы перерабатывающего барит-полиметаллические руды Салаирского ГОКа в настоящее время содержат почти 5 млн. т сульфата бария. Аналогичное положение характерно для большей части действующих и уже закрытых ГОКов. Вовлечение техногенных отходов (месторождений) в сферу производства может благоприятно сказаться на изменении экологической обстановки в горнодобывающих районах, а также позволит существенно повысить обеспеченность промышленности сырьем, особенно теми его видами, в которых после распада СССР ощущается недостаток. В первую очередь это касается барита, основные ресурсы которого остались за пределами России — в Казахстане и Грузии.

В России действуют три ГОКа, перерабатывающих баритосодержащие руды. Лишь на одном из них — Салаирском — попутно с получением металлов производят флотационный баритовый концентрат. Используемая на ГОКе технология добычи и переработки руд ориентирована прежде всего на максимальное извлечение металлов (Pb, Zn, Au, Ag), в связи с чем значительная часть барита поступает в отвалы или остается в хвостах. Два других ГОКа (Учалинский, Змеиногорский) баритовый концентрат не выпускают, и весь вовлеченный в переработку барит поступает в их отвальные и хвостовые хозяйства. До сих пор ресурсы барита, находящиеся в отвалах упомянутых ГОКов, как, впрочем, и других, никем не оценивались. Общепринятая методика оценки техногенных месторождений барита

пока не выработана. Поскольку техногенные объекты характеризуются значительно более низкими содержаниями полезных компонентов, нежели природные, применение для их оценки комплекса геологоразведочных работ, обычно используемого при оценке природных объектов, экономически невыгодно. Для оценки техногенных объектов требуется иная, менее капиталоемкая методика, основанная на анализе геологической и технической документации по строению, вещественному составу, отработке природного месторождения и формированию техногенного объекта.

Ниже авторы предлагают методику изучения техногенных объектов, которой они придерживались при оценке техногенных отходов Салаирского ГОКа. Основу ее составляет положение о том, что в отвалы или хвостохранилища закладывается добытый за определенный период материал за вычетом извлеченных компонентов. Поэтому, располагая документацией геолого-маркшейдерской службы рудника об объеме добычи, составе добытого материала, массе и составе товарных концентратов, можно рассчитать количество отходов, сформированных за период между очередными маркшейдерскими съемками отвального хозяйства и остаточное содержание в них полезных компонентов.

Салаирский ГОК разрабатывает барит-полиметаллическое месторождение Кварцитовая Сопка открытым (окисленные руды) и подземным (первичные сульфидно-баритовые руды) способами. Имеет развитое отвальное хозяйство, представленное терриконом вмещающих пород, десятью сухими отвалами вскрышных пород и некондиционных руд и тремя гидроотвалами — хвостохранилищами овражного типа. Ежегодно в отвалах складировается около 0,95 млн. т сухих отходов, в хвостохранилище 0,15—0,19 млн. т эфельных песков обогатительных фабрик.

Из-за существенных отличий в формировании отвалов и хвостохранилищ методика их изучения имеет ряд особенностей. При оценке отвалов на первом этапе по документации изучались состав представленных на месторождении руд и вмещающих пород, способы их отработки, технико-экономические показатели работы добычных предприятий, на основании чего в первом приближении были рассчитаны объем отвальных пород, предполагаемый их вещественный

состав и содержание в них барита. На втором этапе на основании составленных в различное время тахеометрических планов в строении отвалов были выделены блоки, сформированные в определенных временные промежутки. Блоки, отсыпанные в течение одного года, блоки объединялись в годовые группы блоков. Для определения состава материала, слагающего выделенные блоки (группы блоков), проводилось сопоставление погоризонтных планов отработки месторождения с погоризонтными геологическими планами, устанавливались участки отработки руд и вскрышных пород, соответствующие по времени отработки периоду формирования тех или иных блоков. Далее рассчитывался объем отработанных литотипов пород и делалось заключение о составе материала, слагающего различные блоки отвала.

Содержание в каждом блоке барита и других полезных компонентов определялось по той же методике, исходя из анализа погоризонтных планов отработки месторождения и соответствующих планов его опробования. Как известно, на первых отображаются участки, попадающие под вскрышные работы, на вторых — места отбора проб и результаты их анализа.

Объемы и вещественный состав составляющих отвал блоков заверялись опробованием. Последнее осуществлялось с поверхности по профилям, расположенным на всех уступах отвала. Пробы отбирались точечным методом на расстоянии 5 м друг от друга; их масса 70—100 г. Рядовые точечные пробы с интервала 50 м объединялись в групповые общей массой 700—1000 г. Результаты поверхностного опробования отражали состав всего объема отвала пропорционально степени равномерности распределения материала внутри него. При равномерном распределении материала результаты поверхностного опробования, как правило, отражают состав отвала на всю глубину и позволяют ограничить комплекс полевых работ по оценке объекта исключительно опробованием. В случае же неравномерного распределения материала для оценки отвала необходим более широкий комплекс работ.

На третьем этапе проводились аналитические исследования, в задачи которых входило определение минерального состава материала, слагающего отвал, и содержания в нем полезных компонентов.

Методика изучения и оценки хвостохранилищ основана на сопоставлении состава вовлеченных в переработку руд и товарных продуктов их обогащения. При этом учитывается наличие различных технологических типов, степень их изменчивости и этапность отработки, а также применяемая схема переработки и ее изменения.

На первом этапе изучения хвостохранилищ собирались данные о ежегодных показателях работы обогатительных фабрик: ко-

личестве переработанной руды A , процентном содержании в ней барита B , извлечении барита в концентрат C , содержании барита в концентрате D и выпуске баритового концентрата E . Исходя из полученных данных рассчитывались: количество хвостов, поступающих в хвостохранилище H ($H = A - E$); количество содержащегося в них барита F

$$(F = \frac{AB}{100} - \frac{DE}{100}); \text{ процентное содержание}$$

$$\text{барита } M (M = \frac{F}{H}100).$$

На втором этапе уточнялись технико-экономические показатели работы обогатительных фабрик, определялись реальные объемы складированных хвостов обогащения и содержания в них барита, методика формирования хвостохранилищ и источники их пополнения. Строение хвостохранилищ устанавливалось посредством изучения способов их формирования и анализа имеющейся документации. По изменению рельефа, топографическим планам хвостохранилища выявлялись мощности слоев, сформированных в течение определенного временного промежутка. На этом же этапе проводилось опробование хвостохранилища. Поскольку поступающий из пульпопровода материал, согласно теории осадочной дифференциации вещества, распределяется по площади хвостохранилища в зависимости от размерности частиц на том или ином расстоянии от места сброса пульпы, хвостохранилища были опробованы по профилям, расположенным перпендикулярно распределительному пульпопроводу. Расстояние между профилями составляло 100—220 м, между пробами в профиле 25—50 м. Пробы отбирались с глубины 0,5 м. Масса каждой пробы 0,5—0,7 кг.

На третьем этапе проводилось следующее изучение вещественного состава хвостохранилища.

1. Гранулометрический состав и характер его распределения по площади. Отобранные пробы подвергались ситовому анализу. По результатам анализа отстраивались кумулятивные кривые, по которым определялись коэффициенты сортировки и медианные значения для каждой пробы. Последние служили в качестве реперов при выяснении характера распределения материала по площади техногенных объектов.

2. Минеральный (фазовый) состав различных гранулометрических фракций.

3. Распределение барита и других полезных компонентов по фракциям, а также по площади хвостохранилища. На начальных стадиях оценки техногенных объектов для определения содержания сульфата бария наиболее целесообразно применять рентгенометрический метод, как наиболее дешевый и экспрессный. Полученные результаты частично заверялись химическим анализом. Содержание $BaSO_4$ определялось

в каждой фракции, слагающей исследуемую пробу. По результатам анализа строились графики содержаний сульфата бария в различных фракциях в зависимости от удаленности пробы от места сброса пульпы. Рассчитывались средние содержания сульфата бария в пробах в целом. Характер распределения барита по площади хвостохранилища отображался на планах.

Выделенные при поверхностном опробовании площади с определенными значениями сульфата бария отражают характер распределения его и в объеме хвостохранилища в целом. Аналогичная закономерность установлена и проведенными ранее исследованиями на Карагайлинском ГОКе [2].

Вещественный состав участков хвостохранилищ, на которых не представлялось возможным провести опробование, в частности отстойного пруда, определялся на основании данных о распределении фракций по площади намывного пляжа, полезных компонентов по фракциям, а также сопоставления этих данных с данными о вещественном и гранулометрическом составе исходного материала пульпы.

На завершающем этапе изучения техногенных объектов (как хвостохранилищ, так и отвалов) оценивались ресурсы барита и определялись возможные пути их утилизации.

Ниже в качестве примера приводятся результаты изучения техногенных объектов Салаирского ГОКа: хвостохранилища Салагаевский Лог и отвала № 10. В разрезе указанного хвостохранилища выделено 26 годовых прослоев средней мощностью 0,8 м. Колебание мощности зависит от площади замыкаемой поверхности, объема годовых поступлений хвостов обогащения и места сброса пульпы. Годовые изменения вещественного состава переработанных руд и содержания в хвостах полезных компонентов очень незначительны. Строение разреза хвостохранилища довольно однородно, а распределение полезных компонентов в каждом слое подчиняется тем же закономерностям, что и в приповерхностных.

Вещественный состав хвостов обогащения обуславливается составом поступивших в переработку руд. Поступающий в хвостохранилище материал содержит 51,4 % алевритовых частиц с размером зерен $< 0,05$ мм, 8,6 % тонкозернистых песков (0,05—0,1 мм), 40 % песков с размером зерен $> 0,1$ мм.

Намывной пляж хвостохранилища сложен в основном песками с размером частиц $> 0,1$ мм (70 %); несколько меньше отмечается тонкозернистых песков (25,3 %), содержание алевритовых частиц составляет 4,4 %. В строении пляжа хвостохранилища наблюдается такая закономерность: в направлении от распределительного пульпопровода к отстойному пруду грубые фракции сменяются более тонкими.

Содержание барита во фракциях изменяется в широких пределах: в крупно- ($> 0,5$ мм) и среднезернистых (0,5—0,25 мм) песках — 5,66 и 4,06 % BaSO_4 соответственно; в мелкозернистых (0,25—0,1 мм) — 6,55 %; в тонкозернистых песках (0,1—0,05 мм) и алевритовой ($< 0,05$ мм) фракции — 12,92 и 15,46 % соответственно.

Распределение барита по площади хвостохранилища в целом соответствует распределению фракций. Кроме того, обладая относительно большей плотностью по сравнению с другими частицами пульпы, барит при отложении каждой конкретной фракции осаждается в первую очередь. В связи с этим отмечается снижение его содержания в пределах площади распространения той или иной фракции в зависимости от удаленности последней от пульпопровода. На фоне этой закономерности имеют место отклонения: в приграничной области намывной пляж — отстойный пруд содержание барита в алевритовой фракции и тонкозернистых песках возрастает, что объясняется лучшей дифференциацией материала при достижении пульпой водной среды отстойного пруда.

С учетом выявленных закономерностей распределения материала в пределах пляжа выделены две области с повышенными (относительно общего фона) содержаниями барита, которые имеют лентовидную форму и простирание, определяемое положением распределительного пульпопровода и границами отстойного пруда.

Первая область охватывает граничащую с отстойным прудом часть намывного пляжа, вторая — тяготеет к распределительному пульпопроводу. Содержание барита в них 17 и 14 % соответственно. Объясняется это тем, что в составе материала в приграничной части пляжа по объему преобладает алевритовая фракция, которая наиболее богата баритом. Обогащение баритом второй области обусловлено гравитационной дифференциацией материала, при которой наиболее плотный барит осаждается у пульпопровода, а менее плотные частицы уносятся в глубь хвостохранилища.

Материал отстойного пруда представляет преимущественно алевритовыми частицами (60,5 %), около 34,1 % объема сложено песками с размером зерен $> 0,1$ мм и 5,4 % — тонкозернистыми песками. Исходя из зависимости содержания BaSO_4 прежде всего от размера фракции, можно предположить, что большая часть барита будет концентрироваться в отстойном пруду.

Применяемая на Салаирском ГОКе методика изучения формирования хвостохранилищ предусматривает сброс пульпы через распределительный пульпопровод, который летом расположен в верхней части намывного пляжа, а зимой смещен к центру отстойного пруда, в результате чего при зимнем складировании в центральную часть пруда поступают крупнозернистые пески, а

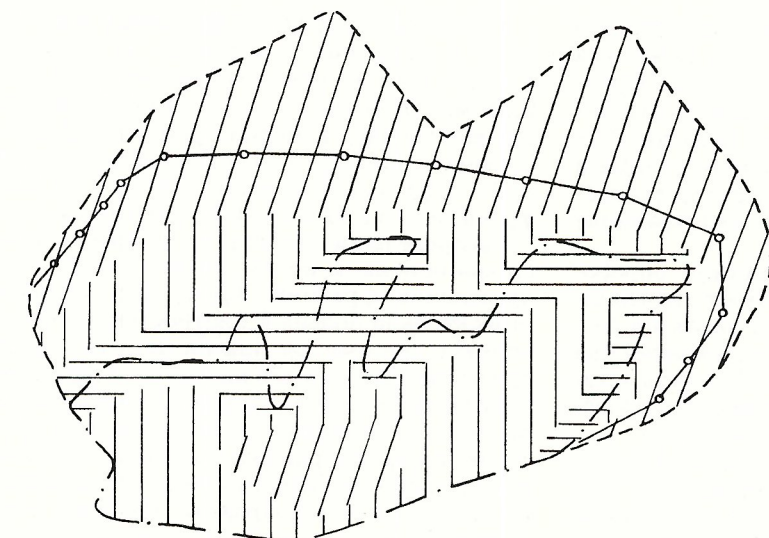
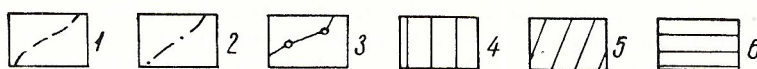


Рис. 1. Схема распределения барита в хвостохранилище Салагаевский Лог:



границы: 1 — хвостохранилища, 2 — отстойного пруда; 3 — распределительный пульпопровод; содержание барита, %: 4 — <10, 5 — 10—14, 6 — >14.

по периферии откладываются более мелкие фракции. Таким образом, следует ожидать, что переходная зона отстойный пруд — намывной пляж будет сложена преимущественно алевритовой фракцией и фракцией тонкозернистых песков и соответственно будет наиболее обогащена баритом (рис. 1).

Используемая на Салаирском ГОКе методика изучения образования отвалов предусматривает отсыпку вскрышных пород локальными участками — блоками. Каждый блок формируется в определенный временной промежуток и его объем зависит от продолжительности последнего. Отсыпка материала отвала происходит одновременно на нескольких уступах, в результате чего в различных частях отвала образуются разновозрастные блоки. К августу 1992 г. в отвале № 10 было сформировано 15 блоков, в т.ч. два в 1989 г., три в 1990 г. и 10 блоков в 1991—1992 гг. (рис. 2).

В распределении блоков в отвале прослеживается закономерность: от центра к периферии ранние техногенные образования сменяются более молодыми. Существенных отличий в вещественном составе различных годовых групп блоков не отмечается, поскольку месторождение разрабатывается одновременно на нескольких горизонтах и в течение года в отвал перемещаются породы различных литолого-петрографических типов, усредняющих состав разновозрастных групп блоков.

Количество $BaSO_4$ в материале отвала № 10 в среднем 8,5 %. Содержание барита в различных годовых группах блоков довольно близки и составляют в группах блоков, сформированных в 1989 г. — 7,1 %, 1990 г. — 2,43 %, 1991 г. — 5,54 %, 1992 г. — 9,48 %.

Наряду с отвалом № 10 и хвостохранилищем Салагаевский Лог по этой же методике изучены отвал некондиционных руд № 9 и

хвостохранилище Дюков Лог. Во всех четырех техногенных объектах оценены ресурсы заключенного в них барита, которые рассчитывались по формуле: $P = (V \cdot d \cdot C) / 100$, где V — объем объекта; d — объемная масса материала объекта; C — среднее содержание барита в объекте. По запасам барита Салагаевский Лог, Дюков Лог и отвал № 9, согласно существующей классификации [1], можно отнести к разряду крупных месторождений, отвал № 10 — к разряду средних.

С учетом данных по вещественному составу техногенных объектов изучались возможные пути их утилизации. На примере Салаирского ГОКа можно предложить следующие направления использования отходов производства, содержащих барит: 1) в качестве сырья для вторичного извлечения барита; 2) в качестве сырья в отраслях промышленности, не требующих высоких содержаний барита — цементная, металлургия (использование отходов при этом возможно без обогащения); 3) в отраслях промышленности, не требующих обязательного присутствия в исходном материале сульфата бария.

Опыт изучения техногенных отходов на Салаирском ГОКе показал, что при проведении подобных исследований на других объектах такого рода можно столкнуться с трудностями, связанными с полным отсутствием или недостаточным объемом документации, характеризующей этапы разработки месторождения и формирования объекта. Для получения достоверных результатов целесообразна организация службы постоянного наблюдения за формированием техногенных объектов, что позволило бы к моменту консервации последних иметь четкие представления о их строении, вещественном составе и перспективах утилизации.

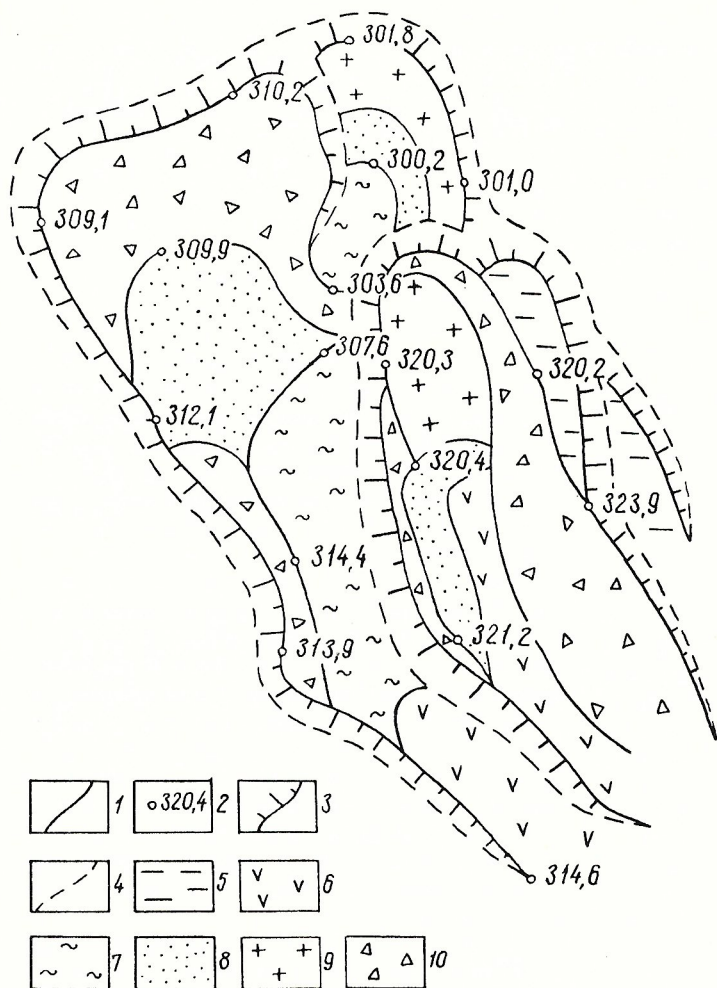


Рис. 2. Строение отвала № 10 по состоянию на июль 1992 г.:

1 — границы разновозрастных блоков; 2 — абсолютные отметки, м; 3 — откос уступа; 4 — нижняя граница уступа; блоки, сформированные: 5 — до 1988 г., 6 — в 1988 г., 7 — в июле 1989 г., 8 — в сентябре 1990 г., 9 — в сентябре 1990 г. — апреле 1991 г., 10 — в мае — ноябре 1991 г., 10 — в ноябре 1991 г. — июле 1992 г.

Рассмотренная методика изучения техногенных объектов, основой которой является тщательный анализ документации ГОКов, дает возможность в значительной мере исключить необходимость проведения дорогостоящих геологоразведочных работ при их оценке. Представляется, что принципиальные положения этой методики могут оказаться приемлемыми не только для баритодобывающих ГОКов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Инструкция по применению Классификации запасов к месторождениям барита и виверита. — М.: ГКЗ СССР, 1984.
2. Особенности формирования и вещественный состав хвостохранилищ Карагайлинского ГОКа как техногенных месторождений / Э.Л.Каменецкая, М.Н.Остроумов, Ч.С.Соболев, В.В.Тишин // Условия образования и поисковые критерии месторождений нерудных полезных ископаемых. Л., 1990. С. 77—86.
3. Экология горного производства / Г.Г.Мирзаев, Б.А.Иванов и др. — М.: Недра, 1991.

Рудные и нерудные месторождения

УДК 553.495(571.54/.55-11)

© Г.В.Афанасьев, 1996

Прогнозирование урановых месторождений в нетрадиционных геологических обстановках Восточного Забайкалья

Г.В.АФАНАСЬЕВ (ВСЕГЕИ)

Дефицит сырьевой базы атомной промышленности России, образовавшийся в результате распада СССР, требует выявления но-

вых крупных высокорентабельных месторождений урана и, в первую очередь, вблизи действующих перерабатывающих предпри-

ятий с ограниченными рудными ресурсами. Один из регионов такого рода — Восточное Забайкалье, где на базе крупного Стрельцовского урановорудного района функционирует горно-химический комбинат с развитой социальной инфраструктурой.

Вместе с тем, перспективы обнаружения новых месторождений «стрельцовского» типа в Забайкалье ограничены рамками хорошо изученного Приаргунского блока, где наиболее интенсивно и полно проявлена мезозойская тектоно-магматическая активизация (ТМА) и на многократно гранитизированном основании размещается уникальная рудовмещающая Стрельцовская кальдера сложного строения [6]. В формировании позднемезозойского гидротермального уранового, молибден-уранового оруденения в структурах кальдеры и ее основания большое значение придается многоэтапной гранитизации как важному фактору мобилизации урана, а также разнообразным пологим экранирующим структурам (согласным и секущим), которые в сочетании с крутопадающими разломами определяют положение крупных рудных концентраций. Кроме того, в Восточном Забайкалье урановое оруденение известно в мезозойских гранитах, отложениях юрских и меловых впадин, где, однако, не установлено крупных промышленных месторождений.

В такой ситуации один из путей расширения сырьевой базы — прогнозирование и поиски слепого и плохо проявленного уранового оруденения в нетрадиционных для региона геологических обстановках с применением метода аналогий и переоценкой ранее изученных территорий.

При использовании метода аналогий в металлогеническом прогнозировании боль-

Варианты осведомленности

Вариант	Источник знаний	
	по рудному району — прототипу	по перспективному району
I	+	+
II	+	x
III	x	+
IV	x	x

П р и м е ч а н и е . «+» — личный опыт и литература, «x» — литература.

шое значение имеют степень осведомленности исследователей и источники знаний об особенностях строения и истории развития как рудного района — прототипа, так и перспективного. Возможны четыре варианта осведомленности, предполагающие различную потенциальную продуктивность прогнозов (таблица).

Первый вариант является оптимальным по уровню знаний и продуктивности, но достаточно редким, особенно при далеких зарубежных прототипах. Второй вариант, предполагающий применение личного опыта изучения прототипов к районам, известным исследователю по литературным данным, лучше первого. Именно он лежит в основе прогнозных построений автора по Восточному Забайкалью. Третий и четвертый варианты, основанные на «книжном» знании прототипов, имеют более ограниченные возможности.

В настоящей статье рассматриваются перспективы ураноносности Агинского блока, расположенного к западу от рудоносного Приаргунского блока и отделенного от последнего глубоко эродированными структурами Газимурского блока (рис. 1). Кроме

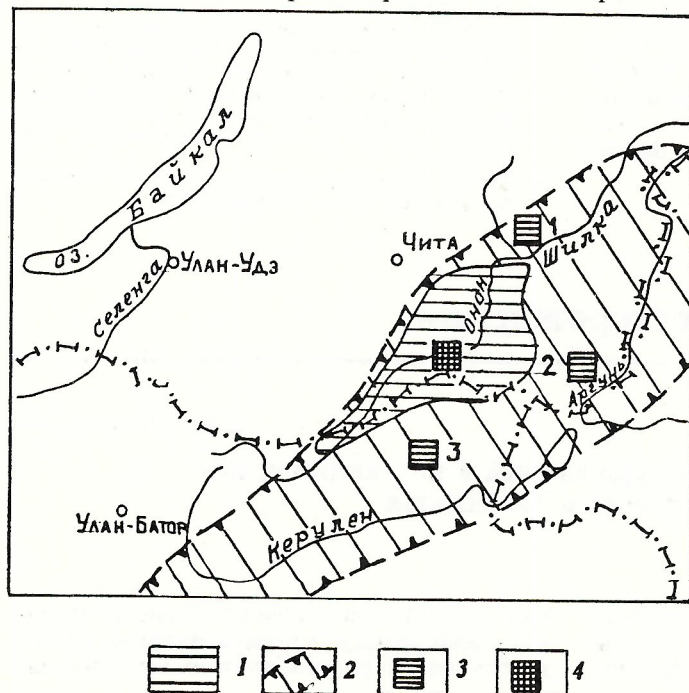


Рис. 1. Положение Агинского блока в региональных структурах:

1 — Агинский блок; 2 — Монголо-Приаргунская металлогеническая зона в границах Керулен-Аргунского срединного массива; 3 — урановорудные районы (1 — Оловский, 2 — Стрельцовский, 3 — Дорнотский); 4 — Среднеононский потенциально урановорудный район

урановых проявлений, в пределах блока известны небольшие концентрации олова и вольфрама, молибдена, флюорита, тесно ассоциирующие с гранитами. На основании ранее проведенных специальных наземных и аэропоисков сделан вывод о малой перспективности Агинского блока для выявления крупных месторождений урана, связанных с процессами позднемезозойской ТМА. В числе отрицательных доводов были приведены: отсутствие мезозойских вулканотектонических структур стрельцовского типа и впадин оловского типа; малое распространение мезозойских гранитов; характер регионального гравитационного поля; низкий уровень радиоактивности пермо-триасовых отложений; малое количество урановых проявлений.

Вместе с тем, ознакомление с результатами интерпретации данных гравиметровых съемок [7—9] и материалами государственного геологического картирования м-ба 1:200 000 позволяет усомниться в справедливости сделанных выводов о низкой степени гранитизации Агинского блока, слабой проявленности мезозойской активизации в его пределах и, как следствие, — о малых перспективах ураноносности. К тому же, в мировой практике известны крупные месторождения урана, причем как стратиформные, так и жильные, находящиеся среди молассоидов различного возраста в ассоциации с прорывающими их гранитоидами, не всегда обнажающимися на поверхности [4, 12, 14].

Богатое урановое оруденение в выбранных автором рудных районах — прототипах размещается в экзоконтактовых зонах гранитных батолитов в двух обстановках: 1) стратиформные залежи под пологими литологическими и структурными экранами в ореоле объемной альбитизации, развивающейся над кровлей слепого батолита (Бихорский район, Румынские Внутренние Карпаты); 2) жилы в системах крутопадающих разломов, развивающихся в ореоле ороговикования под нависающими «козырьками» гранитов (Среднечешский или Пшибрамский рудный район, Чешский массив).

Бихорский рудный район — прототип располагается в пределах одного из блоков крупного массива байкальской консолидации (Паннонского), последовательно испытавшего ограниченный рифтогенез в герцинскую эпоху, интенсивную позднепалеозойскую орогенную активизацию, квазиplatformенную стабилизацию в раннем мезозое и неоднократную тектоническую и тектоно-магматическую активизацию в позднем мезозое — кайнозое [11—13]. Рудоносный блок (район) представляет собой, таким образом, часть неоднократно активизированного, в т.ч. гранитизированного, древнего массива, который, в отличие от срединных массивов, не являлся элементом какой-либо геосинклинально-складчатой области фанерозоя.

На территории района — прототипа в

сложных тектонических соотношениях развиты породы трех главных структурных этажей: 1) метаморфиты байкальского основания, прорванные позднепалеозойскими орогенными гранитоидами; 2) пермские кислые вулканиты и (или) молассы позднепалеозойских орогенных впадин суммарной мощностью более 1,5—2 км; 3) терригенно-карбонатные отложения мезозойского квазиplatformенного чехла мощностью до 3,5 км. Они слагают пакеты из 2—3 пологих надвиговых тектонических чешуй (пластин) мощностью около 1,5 км каждая, которые сформировались в результате интенсивного шарьирования на рубеже раннего и позднего мела (австрийская фаза). Покровно-складчатая структура района осложнена крутопадающими разломами и рассечена цепочкой интрузий гранодиоритов (банатитов), принадлежащих зоне автономной ТМА мел-палеоценового возраста (ларамийская фаза). За пределами района в этой зоне кроме банатитов размещаются крупные андезитовые стратовулканы сенонального возраста. С интрузиями банатитов связаны скарновые железорудные и редкометалльные месторождения, а с андезитами ассоциирует медно-порфировое оруденение [13].

Урановорудное поле-прототип размещается в пределах пологой тектонической пластины пермских пород (кислые вулканиты, песчаники, глинистые сланцы), надвинутой на мезозойские известняки автохтона и перекрытой пластиной кристаллических сланцев рифея (рис. 2). Весь пакет пластин рассечен штоками банатитов, которые по данным бурения и гравиметрии [16] на глубине 1,5—2 км ответвляются от батолитоподобного массива размером более 40 x 15 км, «подстилающего» рудоносную площадь. На окраине рудного поля известны скарновые и жильные месторождения молибдена, висмута, меди, свинца, цинка [12].

Наиболее крупное месторождение урана в альбитизированных песчаниках и ассоциирующие с ним мелкие рудные сателлиты приурочены к ореолу плутономтермального метаморфизма, развивающемуся в пермских породах между крупным пологим участком кровли слепого батолита и экраном тектонической пластины кристаллических сланцев [12]. Площадь ореола метаморфизма более 150 км², строение зональное. Непосредственно в экзоконтакте с банатитами (0—300 м) развиты биотитовые роговики с андалузитом, кордиеритом, магнетитом. Далее от интрузии (300—1500 м) выделяется зона умеренных термально-метасоматических изменений, где проявлены бластические структуры, а в составе пород в различных соотношениях присутствуют кварц, альбит, диопсид, актинолит, эпидот, цоизит, биотит, серицит. Песчаники при этом превращены в темно-серые массивные или полосчатые роговиковоподобные породы, а алевролиты и глинистые сланцы — в филлиты.

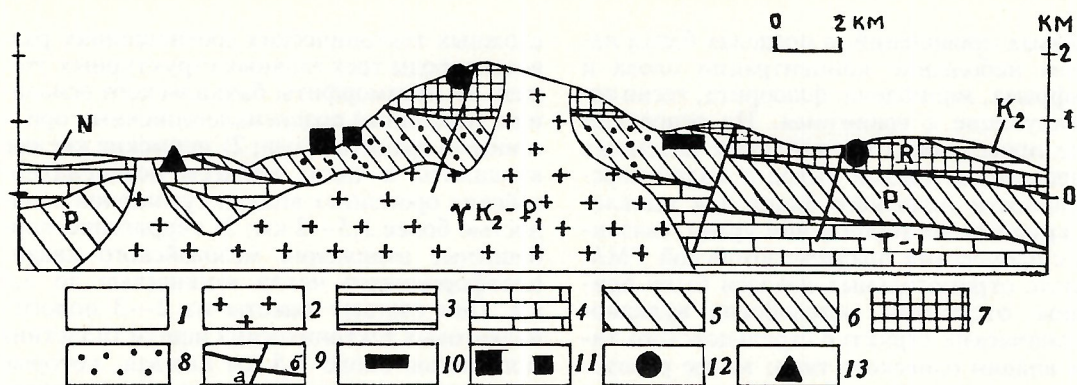


Рис. 2. Геологический разрез Бихорского рудного района — прототипа:

1 — молассы, N; 2 — банатиты (кварцевые диориты, гранодиориты); 3 — туфопесчаники, K₂; автохтон: 4 — известняки, T-J, 5 — кислые вулканы и молассоиды, P; 6 — тектоническая пластина I (P); 7 — тектоническая пластина II (метаморфиты, R); 8 — ареал плутоногенного метаморфизма в пермских породах; 9 — разрывные нарушения (a — сбросы, б — надвиги); урановые месторождения и рудопроявления: 10 — стратиформные в песчанниках с растительной органикой, 11 — стратиформные в альбитизированных песчанниках (Бихор и др.), 12 — трещинно-жильные и стратиформные в рифейских метаморфитах; 13 — прочие рудные месторождения в скарнах и жилах (молибден, висмут, свинец, медь)

Концентрации урана бихорского типа (по данным бурения) размещаются в пределах зоны умеренных изменений на уровне 0,7—0,8 км выше кровли интрузии и приурочены к «продуктивному горизонту» серых полосчатых мелко-среднезернистых альбитизированных песчанников мощностью 10—50 м, перекрытому мощной пачкой филлитов. На более крупном скопления урана локализованы на участке, где общее пологое моноклинальное падение пород осложнено локальной куполовидной складкой, в ядре которой под продуктивным горизонтом залегает пластообразное тело (силл) альбитизированных диабазов размером 2×(0,6—0,8) км.

Рудовмещающие альбитизированные песчанники представляют собой темные полосчатые («тигровые») роговиковоподобные породы с реликтами псаммитовой структуры. Местами они полностью перекристаллизованы с образованием гранобластовой, лепидогранобластовой структуры.

За пределами рудного поля и ореола метаморфизма для песчанников этого стратиграфического уровня характерны повышенная известковистость цемента, наличие мелких линз известняков и многочисленных карбонатных конкреций, а также рассеянных остатков углефицированной флоры.

Урановое оруденение локализуется в верхней части продуктивного горизонта непосредственно под экраном филлитов. Пласто- и линзообразные рудные залежи площадью десятки, сотни и тысячи квадратных метров располагаются многоярусно и разделены практически безрудными породами. Наиболее богатые рудные обособления в пределах залежей имеют форму линз, пропластиков, желваков, гнезд с характерным резким падением концентраций урана от 20—50 % в желваке до 0,01 % в «пустом» участке. Распределение урана в рудных залежах указывает на метасоматическое замещение вещества, в первую очередь, карбонатов це-

мента и конкреций с использованием разнообразных первичных структурно-текстурных особенностей песчанников [10]. Отчетливой зависимости от крутопадающих разрывных нарушений не отмечается. Роль пологих межпластовых срывов не изучена. Степень концентрации рудного вещества на месторождении столь велика, что здесь практически отсутствуют ореолы убогого или забалансового оруденения. Характерен чисто настурановый состав руд при бедности сульфидами, среди которых преобладает халькопирит. Элементами-спутниками урана являются медь, молибден, иттрий. Радиологический возраст настурана из стратиформных залежей колеблется в интервале 115-90 млн. лет и близок возрасту банатитов.

Урановое оруденение бихорского типа большинством исследователей считается гидротермально-метасоматическим, связанным с банатитовым магматизмом, о чем свидетельствуют приуроченность руд к внешней части надынтрузивного ореола термального метаморфизма, метасоматическое развитие настурана в цементе пород, наличие экранов, радиологические данные. Мнения расходятся по вопросу об источнике рудного вещества. Э.Н.Баранов и Г.Д.Зиновьев полагают, что источник эндогенный магматический. Этому противоречит отсутствие ряда признаков, в частности жильных минералов, окolorудных изменений вмещающих пород, контроля разрывными нарушениями, а также примесей урана в рудах редкометалльных, железорудных и медно-порфировых месторождений, связанных с ларамийским банатитовым и андезитовым магматизмом, не говоря уже об отсутствии геохимической специализации на уран как интрузивных, так и эффузивных образований этой эпохи.

Другая группа исследователей, в т.ч. В.С.Карпенко, В.И.Пигульский, Г.П.Полуаршинов, Г.Ниту и автор [4, 10, 12], допускает формирование бихорских руд за счет плутоногенной метаморфической (метасома-

тической) мобилизации урана из пермских молассоидов, подстилающих их кислых вулканитов или даже путем трансформации (метаморфизма) более ранних экзогенных син- или эпигенетических стратиформных концентраций урана, характерных для поствулканических моласс и молассоидов средней — поздней перми альпийской Европы: типа месторождений Жировски Врх, Мечек и др. [11]. Реальность этих источников подтверждается ассоциацией урана в бихорских рудах с медью, ванадием, иттрием, а также геохимической специализацией на уран пермских кислых вулканитов [10].

Повышению подвижности урана, его мобилизации и концентрации, вероятно, способствовал эффект плутонотермального метаморфизма под двойным экраном горизонта филлитов и пластины метаморфитов.

К завершающим гидротермальным стадиям эволюции уранового рудообразования района — прототипа относится формирование малых рудных скоплений в различных обстановках: жилообразных рудных тел в нарушенных контактах силлов, даек диабазов, в малых телах банатитов; жильных и пластово-трещинных залежей среди кристаллических сланцев и метадоломитов верхней тектонической пластины рифея. Эти концентрации отличаются от основных стратиформных руд в альбитизированных песчаниках ассоциацией с разрывными нарушениями, повышенными содержаниями никеля, кобальта, редких земель и более «молодыми» радиологическими датировками настурана с верхним пределом 55 млн. лет [10].

Г.Ниту были выполнены реконструкции положения бихорского батолита и уранового оруденения относительно дневной поверхности времени рудообразования, фиксируемой останцами сенонских отложений [12]. Апикальная часть батолита, над кровлей которого размещаются месторождения урана, располагалась на глубине около 3 км, а отдельные купола (штоки-апофизы) — на глубине менее 1 км. Месторождения урана находились в интервале глубин 0,5—2,2 км, причем стратиформные залежи Бихорского месторождения занимают наиболее глубокое положение (2,1—2,2 км), а жильные — самое верхнее (0,5 км).

Исходя из изложенного, следует отметить ряд особенностей рудного района — прототипа, определивших оптимальные условия образования крупных стратиформных концентраций урана.

1. Региональное развитие пермской поствулканической молассы циклического строения — отложений крупных эпиконтинентальных бассейнов, перекрывающих гранитизированные структуры основания и содержащих потенциальные коллекторы металла (известковистые песчаники с органикой), потенциальные источники металла (кислая пирокластика, экзогенные руды), потенциальные литологические экраны (филлиты).

2. Двукратная позднемезозойская активизация блока с последовательным образованием шарьяжей и вулканогенно-интрузивных поясов, создающая благоприятные локальные обстановки для мобилизации и концентрации урана, в частности, в ореоле плутонотермального метаморфизма, развивающегося между крупным пологим участком кровли батолита и экранирующей поверхностью надвига метаморфической толщи.

3. Положение «продуктивных песчаников» и филлитов, принадлежащих верхней части разреза первого цикла поствулканической молассы, в зоне умеренного плутонотермального метаморфизма в 0,7—0,8 км от кровли интрузии.

В Среднечешском или Пшибрамском районе — прототипе [14] жильное урановое оруденение локализовано в экзоконтакте позднепалеозойского батолита среди ороговикованных молассоидов альгонка (рифея). Ведущими факторами рудоконтроля здесь являются как структурные, так и литологические особенности. Уникальные урановые, полиметаллические с серебром, а также золоторудные месторождения Пшибрамского рудного поля размещаются на площади 30 x 10 км вдоль линейного контакта Среднечешского батолита, который косо рассекает крупную антиклинальную складку, сложенную молассоидами альгонка и нижнего кембрия. Контакт до глубины 2 км склоняется в сторону батолита под углами 35—85°, образуя нависающий «козырек» гранитов, под которым в ороговикованных молассоидах находятся рудосносные узлы пересечения продольных и поперечных по отношению к контакту систем разрывных нарушений. Месторождения урана не удаляются за пределы зоны ороговикования (до 1 км от контакта) и локализуются в основном в отложениях альгонка, которые на различных уровнях разреза обогащены восстановителями — сульфидами и углистым веществом.

В гранитах оруденение развивается незначительно. Характерно, что на глубине порядка 2—2,5 км отложения альгонка несогласно перекрывают метаморфизованные породы нижнего протерозоя («спилитовая» и «пестрая» серии), отличающиеся специализацией углеродистых черных сланцев на уран и широкий спектр рудогенных элементов. Эти серии, скорее всего, являлись источниками рудного вещества для месторождений, связанных с позднепалеозойской эпохой ТМА. Предполагается, что рудное поле на глубинах около 3 км «подстилагся» гранитами [14], что весьма напоминает «рудногорскую» ситуацию, где крупные урановые и иные месторождения размещаются над пологой кровлей громадного батолита.

Агинский блок и перспективы его ураноносности. Экспресс-примерка основных региональных историко-геологических и металлогенических критериев бихорского типа к различным районам юга Восточной Сиби-

ри позволила, в первую очередь, обратить внимание на Агинский блок, который отвечает следующим необходимым условиям: является областью широкого распространения неравномерно метаморфизованных поствулканических молассоидов триаса (пермотриаса), перекрывающих древнее основание; испытал двукратную активизацию в мезозое — покровную тектонику в начале юры и последующую ТМА в средней юре — раннем мелу; характеризуется наличием многочисленных жильных и штокерковых концентраций урана, флюорита, молибдена, вольфрама, олова, пространственно связанных преимущественно со средне-позднеюрскими гранитоидами [1, 2, 5].

Кроме того, блок располагается на северо-западном фланге Монголо-Приаргунской урановорудной металлогенической зоны (см. рис. 1), включающей Стрельцовский и Дорнотский рудные районы. Скорее всего, Агинский блок, как и вся указанная зона, принадлежит к структурам Керулен-Аргунского «срединного» массива или, точнее, антиклинального поднятия [2], наследующего положение тыловой части дорифейского интракратонного авлакогена (Гоби-Аргунского, по автору) [3, 4].

Агинский потенциально урановорудный блок имеет площадь более 40 тыс. км² и представляет собой своеобразную тектонически обособленную структуру в пределах Восточного Забайкалья. Разными исследователями для него употребляются разные термины: «массив», «срединный массив», «плита», «поднятие», «блок», «палеозойское поле». В этих определениях отражаются особенности данной структуры: высокое стояние докембрийского основания и негесинклинальный тип развития в фанерозое; тектонические ограничения с распространением отложений среднего палеозоя (D—C₁), верхнего палеозоя (P) и нижнего мезозоя (J, K₁) в локальных узких приграничных прогибах; низкогорный и равнинный рельеф при малом уровне послеюрского эрозионного среза [1, 2, 5, 8].

Наиболее широко в пределах блока развиты неравномерно дислоцированные отложения акшинско-илинской серии триаса (P—T?), выполняющие крупную Среднеононскую впадину. Впадина размещалась между горными системами двух субширотных позднепалеозойских орогенных вулканических поясов — Селенгино-Яблонового и Керулен-Аргунского и заполнялась обломочным материалом в период их разрушения, вероятно, с притоком поствулканических термальных вод [2]. Акшинско-илинская серия общей мощностью 4,5—5 км представляет собой осадочную толщу циклического строения, состоящую из трех свит — циклов (снизу вверх): агинской песчаниковой, зуткулейской алевролитно-песчаниковой и тулутайской (устылинской) песчаниковой мощностью соответственно 1650,

600—1800, 900—1200 м. Основание серии не вскрыто, однако, скорее всего, она с резким структурно-стратиграфическим несогласием перекрывает метаморфиты ононской серии, датируемой поздним докембрием — ранним кембрием [1, 5], или более древние образования.

В составе преобладающих обломочных пород триаса присутствует кислый пирокластический и пепловый материал, количество которого постепенно уменьшается вверх по разрезу серии от 50 до 15—25 %. Незначительно развиты известняки и покровы базальтов. Верхние части осадочных циклов — свит сложены пачками кремнистых алевролитов, глинистых сланцев (аргиллитов) мощностью от 10 до 100 м, нижние — конгломератами и пудинговыми песчаниками с галькой вулканитов и гранитов. Отложения содержат споры, пыльцу, растительный детрит, фауну пресноводных бассейнов поздней перми — триаса. Таким образом, преобладающие в пределах массива триасовые отложения представляют собой континентальную поствулканическую молассу. Цвет пород преимущественно серый, зеленовато-серый и, скорее всего, не является первичным в связи с наложением дислокационного и плутонотермального метаморфизма. Среди песчаников и алевролитов встречаются конкреционные образования и автокластические брекчии неясного происхождения.

Отложения акшинско-илинской серии смяты в асимметричные складки штампового типа — сжатые гребневидные антиклинали и широкие коробчатые синклинали с плоским дном. Оси складок субпараллельны фронтальным частям крупных пологих надвигов раннеюрского возраста, рассекающих триасовые отложения на ряд тектонических пластин с надвиганием на них с востока пластины метаморфитов ононской серии.

Сочетание пологих надвигов и более поздних крутопадающих разломов северо-восточного и северо-западного простираения в совокупности создает специфический «сигмоидный» рисунок как восточного тектонического ограничения массива, так и восточной границы распространения триаса в его пределах.

Пакеты тектонических пластин, сложенных породами акшинско-илинской серии и ее основания, прорваны штокообразными массивами юрских гранитоидов: гранодиоритами шахтаминского комплекса средней юры и лейкократовыми высокорadioактивными гранитами кукульбейского комплекса поздней юры, с которыми связаны мелкие по масштабам месторождения вольфрама и олова, молибдена, флюорита, урана [5, 15]. Оруденение обычно приурочено к эндо- и экзоконтактовым зонам интрузий и развивается в грейзенах, роговиках, скарнах.

Штоки гранитоидов, как правило, приурочены к узлам сопряжения разломов северо-восточного и северо-западного прости-

вания и имеют размеры от 2—5 до 80—150 км². По данным геологической интерпретации гравитационного поля Ю.А.Зориным сделаны выводы о весьма малом постюрском эрозионном срезе Агинского блока и наличии на глубине 1—2 км достаточно крупных уплощенных гранитных массивов, апофизами которых служат обнажающиеся на поверхности штоки [7, 8]. Большая часть массивов при этом имеет плоскую кровлю площадью 200—500 км², центр тяжести на глубине 3—4,5 км и почву на глубинах 6—9 км. Не исключено, что они являются элементами единого Среднеононского батолита с кровлей, имеющей сложный рельеф. Ниже юрских массивов Ю.А.Зорин [9] предполагает существование еще одного «этажа» гранитоидов (гранитизированных пород?), скорее всего, позднепалеозойского или триасового возраста, которые, вероятно, аналогичны широко развитым на поверхности в соседней Даурской зоне, отличающейся значительно большим эрозионным срезом. В региональном гравитационном поле Агинский блок фиксируется максимумом, обусловленным большой мощностью осадочных и метаморфических пород [8].

С внедрением юрских гранитоидов связаны процессы метаморфизма осадочных пород триаса: окремнение алевролитов и глинистых сланцев, скарирование известняков и известковистых пород, появление в цементе алевролитов и песчаников сгустков эпидота, цоизита, серицита, а также бластез кластических зерен полевых шпатов и эффузивов в «кrapчатых» песчаниках зуткулейской свиты.

Итак, можно сделать вывод о сходстве Агинского массива с Бихорским рудным районом — прототипом по ряду признаков. В их числе: широкое развитие отложений поствулканической молассы, насыщенных кислой пирокластикой (источник урана); наличие в разрезе молассы выдержанных горизонтов, пачек окремненных алевролитов, аргиллитов, филлитов (потенциальные литологические экраны); важное значение в структуре района пологих тектонических пластин, которые могли играть роль структурных экранов; существование на глубине 1—2 км и более крупных слепых тел юрских гранитоидов, апофизы которых пересекают пакеты тектонических пластин; проявление признаков дислокационного и плутонотермального метаморфизма в породах молассы; небольшой постюрский эрозионный срез, сохраняющий значительный объем пород триаса над пологой кровлей слепых батолитов.

На этом фоне мелкие урановые месторождения и рудопроявления Дурулгуевского рудного узла следует, скорее всего, считать не самостоятельными рудными объектами, а индикаторами более крупных и еще не вскрытых эрозией рудных концентраций, в т.ч. стратиформных бихорского типа.

Наиболее интересна в этом отношении

южная часть массива в бассейне среднего — субширотного — течения р. Онон (хребет Эрмана) площадью около 1,5—2 тыс. км², которая выделяется автором в качестве Среднеононского потенциально урановорудного района (см. рис. 1). Здесь тектоническая пластина триасовых отложений, располагающаяся между Хотогорским и Дурулгуевским надвигами, характеризуется преимущественно субгоризонтальным залеганием пород и рассечена рядом штоков юрских гранитов с многочисленными проявлениями вольфрама, олова, молибдена, урана. Данные интерпретации материалов гравиразведки и признаки проявления плутонотермального метаморфизма в триасовых отложениях свидетельствуют о наличии не вскрытых тел гранитоидов, над пологой кровлей которых под литологическими и структурными экранами могли формироваться крупные стратиформные залежи урана бихорского типа. Роль эффективного литологического экрана, в частности, могла играть мощная пачка сливных кремнистых алевролитов (аргиллитов), развитая на границе агинской и зуткулейской свит между Дурулгуевским и Бугунтуевским штокообразными массивами юрских гранитов.

Геологические реконструкции показывают, что трещинно-жильные концентрации урана в грейзенизированных гранитах Дурулгуевского рудного узла сформировались выше литолого-стратиграфического уровня (экрана), в непосредственной близости от поверхности Дурулгуевского надвига или потенциального верхнего структурного экрана.

Размеры перспективной на уран площади на хребте Эрмана (75×20 км) и ее особенности позволяют весьма оптимистично оценивать потенциальные ресурсы урана. Эта площадь, скорее всего, не единственная в пределах Агинского массива, о чем свидетельствуют широкое проявление благоприятных предпосылок в разных его частях и наличие урановых аномалий в гранитах (Качеровские, Саханайские, Куряжинские и др.).

Прогнозируемое урановое оруденение, вероятнее всего, должно быть связано с юрско-меловой эпохой ТМА, т.е. близко по времени формирования оруденению Стрельцовского рудного поля. В бихорском варианте источниками металла могли быть молассоиды пермотриаса, точнее, кислый пирокластический и пепловый материал обломочных пород и (или) вероятные дометаморфические экзогенные пластовые концентрации типа Мечека, Жировского Врха (Паннонский массив) или Приморского (Минуса). Вполне возможно также поступление урана с гидротермами из специализированных комплексов дорифейского основания и юрских магматических очагов. При расширении спектра источников урана увеличивается и набор благоприятных геологических обстановок локализации оруденения, причем не только стратиформного, но

и жильного. Благоприятными могут оказаться также более низкие уровни, в частности, поверхности раздела типа: кристаллический фундамент — осадочная толща, гранит — осадочная толща в комбинации с крутопадающими разломами. В целом при бихорском и иных вариантах локализации уранового оруденения ожидается многоуровневое его размещение.

В пределах Среднеононской площади признаки пшибрамской структурной обстановки с нависающими «козырьками» гранитов установлены, в частности, в северо-западном контакте Дурулгуевского (Дедовогорского) массива. В его экзоконтакте среди ороговикованных молассоидов триаса размещаются проявления олова и вольфрама, а в самих гранитах — проявления урана (Дурулгуевское и др.).

Учитывая слепой характер прогнозируемого уранового оруденения, большое значение должен иметь комплекс подготовительных геолого-геофизических исследований, предшествующий поискам бурением. Прежде всего должны быть проанализированы под новым углом зрения имеющиеся материалы. Специальные тематические исследования должны быть направлены на выяснение ряда специфических вопросов, касающихся размещения потенциальных экранов и ловушек, распространения и строения (зональности) ореолов плутонотермального и гидротермального метаморфизма, положения и конфигурации кровли и контактов нескрытых интрузий юрских гранитоидов, существования геохимических зон привноса-выноса урана и сопутствующих элементов, а также дометаморфических стратиформных их концентраций.

В результате подготовительных исследований (структурно-геофизических, геохимических и др.) должны быть оконтурены площади оптимального сочетания рудоконтролирующих факторов — предпосылок и намечены направления буровых работ. Одними из первых должны быть пробурены структурные (опорные) скважины в пределах хребта Эрмана и субширотной долины р. Онон для изучения надинтрузивной части триасового разреза, а также одного из наиболее крупных и хорошо проявленных ореолов плутонотермального метаморфизма.

Вероятность обнаружения в пределах Агинского массива крупных стратиформных и жильных урановых месторождений бихорского и пшибрамского типов или их местных модификаций и комбинаций достаточно велика. Об этом свидетельствует как проявленность в пределах массива большей части благоприятных предпосылок искомым типом, так и размещение перспективных площадей в непосредственной близости от рудных районов Монголо-Приаргунской урановорудной металлогенической зоны.

Вовлечение района в сферу активных поисковых работ на уран, в особенности глу-

бинных поисков, может привести также к обнаружению крупных месторождений других полезных ископаемых, характерных для Восточного Забайкалья, например золота в базальных слоях триаса, олова на различных уровнях его разреза, флюорита в зонах разломов, сурьмы и ртути под различными экранами.

Перспективная территория Агинского массива в целом, и Среднеононского района в частности, имеет прекрасную экономическую позицию. По периметру массива располагаются известные горнорудные районы (Балей, Дарасун, Хапчеранга, Шерловая Гора), связанные шоссейными и железнодорожными магистралями. Вблизи находится действующий урановый горно-химический комбинат. В целом по всем параметрам рекомендованные на уран площади соответствуют перспективным территориям первой очереди и заслуживают пристального внимания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 81. С. 3—14.
2. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Монголии. — Л.: Недра, 1975.
3. Афанасьев Г.В. Среднекембрийские рудно-геохимические провинции и производные их трансформации // Сов. геология. 1985. № 1. С. 107—117.
4. Афанасьев Г.В., Шувалов Ю.М. Металлогенические аспекты локального прогнозирования и комплексного освоения горнорудных территорий // Отечественная геология. 1992. № 9. С. 14—20.
5. Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия), лист М-49 (50) Балей. Объяснительная записка. — Л., 1985.
6. Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы / Под ред. А.И.Кривцова. — М.: ЦНИГРИ, 1993.
7. Зорин Ю.А. Применение геофизических методов для изучения мезозойских интрузивов гранитного состава // Вестник Восточно-Сибирского правления НТО цветной металлургии. Чита, 1962. Вып. 7. С. 14—19.
8. Зорин Ю.А. Структура Агинского палеозойского поля (Восточное Забайкалье) // Сов. геология. 1964. № 6. С. 32—43.
9. Зорин Ю.А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья // Зап. Западного отделения геогр. о-ва СССР. Вып. 21. Тр. геол. секции № 2. Чита, 1963. С. 135—141.
10. Карпенко В.С. Явления метаморфизма урановых руд // Вопросы геологии урана. М., 1957. С. 5—20.
11. Металлогения урана континентальных блоков земной коры / Г.В.Афанасьев, С.В.Бузовкин, Б.Б.Голубев и др. — Л.: Недра, 1980.
12. Ниту Г. Тектоно-магматические условия формирования урановых месторождений Румынии // Образование месторождений урана. М., 1976. С. 699—713.
13. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. — М.: Изд. ИЛ. — Бухарест: Меридианы, 1960.
14. Урановые месторождения Чехословакии / Ю.А.Арапов, Г.В.Афанасьев, В.Е.Бойцов, Г.А.Кремчуков и др. — М.: Недра, 1984.
15. Шилин Д.М., Шталь Н.В. Верхнеюрские интрузии Агинской структурной зоны Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1963. Т. 81. С. 169—183.
16. Proca A. si Proca Angela. Noi date obtinute prin cercetari gravimetrice asupra prezentei unui batolit banatitic in Muntii Bihor // Revista Minelor. 1972. № 2. Р. 91—93.

Платиноносность щелочно-габброидной формации северо-восточной части Кузнецкого Алатау

А.М.САЗОНОВ, О.М.ГРИНЕВ (Государственная академия цветных металлов и золота)

Главным производителем платиновых металлов в России является Норильский горно-металлургический комбинат, перерабатывающий медно-никелевые руды расслоенных трапповых интрузий севера Сибирской платформы. Добыча платиноидов из уникальных Норильских месторождений превосходит внутреннее потребление в стране, а разведанные запасы платиноносных медно-никелевых руд пока обеспечивают действующие предприятия, поэтому поисковые работы, металлогенические и геохимические исследования в других районах проводятся эпизодически и медленными темпами.

В связи с изменением региональных экономических отношений в России и развитием частной горнодобывающей промышленности возрастает интерес к месторождениям платиновых металлов. В Среднесибирском регионе в настоящее время ведется разведка Кингашского медно-никелевого месторождения с платиноидной минерализацией, расположенного в северной части Восточных Саян и приуроченного к дифференцированному массиву верлит-пироксенит-габбрового состава.

На севере Сибирской платформы старательским способом отрабатываются золото-платиноидные россыпи, расположенные в пределах Гулинской интрузии ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Коренные проявления платиноидов в районе интрузии пока не обнаружены, за исключением единичной находки самородного осмия.

В южном обрамлении Сибирской платформы выявлена зараженность платиновыми элементами ультрабазит-базитовых комплексов [21]. Наиболее перспективными для обнаружения малосульфидного платинового оруденения являются Среднетерсинский, Аталыкский и Карашатский массивы дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового формационного типа.

Исследованиями последних лет установлена региональная платиноносность черносланцевых толщ Енисейского кряжа [24]. В россыпных месторождениях золота Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саян платиноиды отмечены в виде примесей. Оценка промышленной платиноносности некоторых россыпей золота в регионе еще предстоит. Платиноносность коренных золоторудных месторождений Центральной Сибири практически не изучена, хотя единичные находки платиноидной минерализации в рудах Советского и Коммунарковского месторождений были обнаружены еще А.Н.Чураковым [26].

Особенность платиноидов — их сонахождение с главными компонентами в рудах

золота, цветных и черных металлов [10, 21]. В предлагаемой статье рассмотрены предварительные данные по платиноносности нефелиновых месторождений северо-восточной части Кузнецкого Алатау. Нефелиновые руды перерабатываются на Ачинском глиноземном комбинате. Сырьем для получения глинозема служат ультраосновные фойдолиты и нефелиновые сиениты, сосредоточенные в небольших интрузивных массивах щелочно-габброидной формации.

Краткая характеристика щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау. Кузнецко-Аталауская щелочно-габброидная провинция расположена в северо-восточной части Кузнецкого Алатау (рис. 1). Вулкано-интрузивные проявления нефелинсодержащих пород сосредоточены на площади около 7 тыс. км², охватывая территорию междуречья Кия — Береш — Сарала. Петрографический состав, условия образования и рудоносность щелочного магматизма района рассмотрены в работах [1—5, 9, 18]. Значительный объем исследований по изучению данного района выполнен коллективами геологов «Запсибгеология», Томского университета, Института геологии и геофизики СО РАН в связи с организацией производства глинозема на базе нефелиновых руд [6, 7, 11, 12, 20, 22].

В последнее время превалирует мнение [8, 13, 25] о связи щелочно-габброидного магматизма в районе с заложением и формированием эпиорогенного внутриконтинентального Минусинско-Западно-Сибирского рифта. Девонскую тектономагматическую активизацию в районе О.М.Гринев [8] рассматривает, как следствие предполагаемого Ю.Г.Леоновым [17] и Е.Е.Милановским [19] глобального среднепалеозойского пульсационного расширения земной коры. К моменту девонской активизации район испытал полный геосинклинальный цикл развития. Стратифицированные отложения мощностью около 20 км образуют три структурных этажа. Нижний (геосинклинальный) (PR₃—Є₁) представлен сложнодислоцированными толщами преимущественно карбонатного состава суммарной мощностью более 10 км. Эти отложения наиболее распространены. Средний (орогенный) структурный этаж (Є₂—О) сложен существенно вулканогенной (от основного до кислого состава) толщей пород с мощной пачкой молассоидных отложений в основании. Мощность отложений около 4000 м. В рельефе территории, сложенной породами среднего структурного этажа, выделены «руины» разрозненных и сросшихся крупных

щитовых палеовулканов. Верхний (эпиорогенный) этаж ($S-D_1$) образован терригенно-вулканогенными породами, слагающими обширное вулканическое плато и ряд наложенных грабенов. Вулканическое плато

имеет трехчленное строение, в составе которого выделены (снизу вверх) базырская, берешская и ашпанская свиты. Слагающие их вулканы представлены базальт-трахитовой, трахибазальт-фонолитовой и трахи-

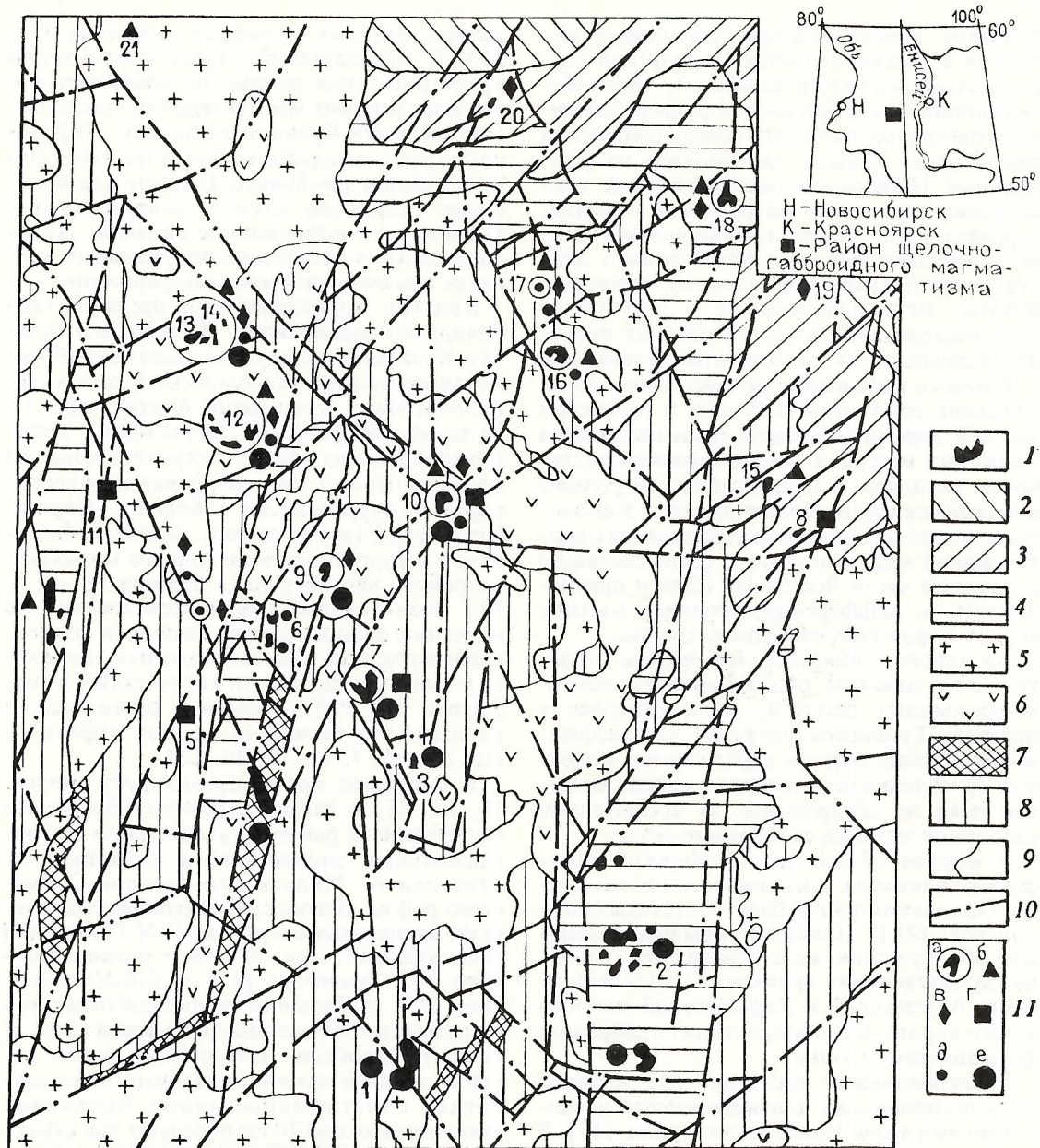


Рис. 1. Схема геолого-тектонического строения района проявления щелочно-габброидного магматизма в северо-восточной части Кузнецкого Алатау, составлена О.М.Гриневым по материалам геологических карт м-ба 1:10 000.

Верхний структурный этаж (D_{1-2}): 1 — интрузии щелочно-габброидных пород; свиты терригенно-вулканогенных отложений нижнего девона: 2 — ашпанская, 3 — берешская, 4 — базырская. Средний структурный этаж ($E_{1-2}-O$): 5 — интрузии основного, среднего и кислого составов, 6 — вулканы берикунской свиты. Нижний структурный этаж (P_3-E_1): 7 — раннепалеозойские гипербазитовые интрузии, 8 — стратифицированные отложения (R_2-E_1); 9 — геологические границы; 10 — дизъюнктивы; 11 — состав щелочно-габброидных интрузий (а — многоактивные массивы, б — нефелиновые сиениты, в — основные фойдолиты, з — ультраосновные фойдолиты, д — тералиты, е — щелочные габброиды). Цифры на рисунке — интрузии щелочных пород: 1 — руч. Дмитриевский; 2 — горы Лысая; 3 — горы Дедовая; 4 — Бархатно-Кийский; 5 — Кийские выходы; 6 — Мало-Кия-Шалтырский; 7 — Кия-Шалтырский; 8 — руч. Подтайга; 9 — Университетский; 10 — Белогорский; 11 — Светлинский; 12 — Верхнепетропавловский; 13 — Тулуновский; 14 — Медведкинский; 15 — Учкурюпский; 16 — Кургузуский; 17 — Черемушкинский; 18 — Горячегогорский; 19 — Андрушкиной речки; 20 — руч. Семеновский; 21 — руч. Мокрый Берикун

андезитобазальт-трахитовой сериями. Мощность отложений около 4500 м; залегают на выровненной поверхности глубокоденудированных гранитоидных батолитов и отложениях первых двух структурных этажей.

Ареальный субщелочной и толеитовый магматизм эпиорогенного этапа перерастает в оресольный щелочно-базальтовый. Интрузии щелочно-габброидной формации представляют собой небольшие автономные тела центрального типа и приурочены к крупной кольцевой структуре, расположенной на западном плече рифта [8]. В пределах кольцевой структуры размещение щелочно-габброидных массивов контролируется структурными элементами девонских грабенов, экзоконтактами крупных гранитоидных и сиенитовых интрузий, тяготея к узлам пересечения разноориентированных нарушений. В центральной части кольцевой структуры расположен Белогорский массив, во внешней — Подтайгинский, Андрюшкиной речки, Горячегогорский, ручьев Семеновский, Мокрый, Дмитриевский и горы Лысая. Кольцевая структура района щелочно-габброидного магматизма подчеркнута крупными радиальными разрывными нарушениями, частично геоморфологическими признаками и региональным структурным узором выходящих на дневную поверхность пород. По петрографическому составу интрузивные породы отнесены к семейству габброидов, ультраосновных и основных фойдолитов и нефелиновых сиенитов. Массивы сложены одноактными и сложнодифференцированными телами субвулканической и гипабиссальной фаций и занимают дискордантное положение относительно структуры вмещающей рамы. Последовательность формирования пород в интрузиях района выражается рядом: габбро — тералиты — ийолиты, уртиты — плагиоклазовые ийолиты — полевошпатовые уртиты — нефелиновые сиениты. В центральной части кольцевой структуры парагенетические ассоциации пород, наблюдаемые в массивах, представлены габбро-уртитам, габбро-тералитами — плагиоклазовыми ийолитами — нефелиновыми сиенитами. Во внешнем северо-восточном контуре развиты массивы одноактного и дифференцированного магматизма с ассоциациями, состоящими из плагиоклазовых ийолитов, полевошпатовых уртитов и нефелиновых сиенитов.

Заключительное проявление щелочно-габброидного магматизма выразилось во внедрении постинтрузивных даек, которые трассируют протяженные ослабленные зоны и приуроченные к ним плутоны. Широкое распространение дайковых тел подчеркивает господствующий в регионе тектонический режим растяжения. По составу среди дайковых пород выделены субщелочные диабазы, тералит-диабазы, уртит-, ийолит-, мельтейгит-порфиры, камптониты, берешиты, тин-

гуаиты, нефелиновые сиенит-порфиры, сельвебергиты и сиенит-аплиты.

Распределение благородных элементов в породах щелочно-габброидной формации. *Методы анализа.* Учитывая сложный и неоднородный химический состав анализируемых проб и малое содержание определяемых элементов, за основу взяты комбинированные (пробирно-сорбционно-спектральный) методы анализа. Навеску пробы 25—50 г подвергали пробирному коллектированию в медный сплав, который растворяли в смеси соляной и азотной кислот (3 : 1). Концентрирование благородных металлов проводили из аликвотной части основного раствора на волокнистом сорбенте ПОЛИОРГС-У1 с добавлением спектрального угля. Сорбент озоляли и подвергали спектральному анализу с определением платины, палладия, родия и золота. Анализы выполнены на спектрографе СТЭ-1 с полуавтоматической приставкой АИ-3 методом «вдувание — просыпка». Пределы обнаружения составили для Pt — 1, Pd — 5, Rh — 0,4, Au — 0,4 мг/т.

Иридий и рутений определены кинетическим методом из аликвотной части основного раствора. Определение иридия основано на его каталитическом действии в реакции окисления ртути (1) церием (4). Содержание рутения определялось на основе его каталитического действия в реакции окисления тропеолина ОО периодатом калия в солянокислой среде после разрушения нитрозохлоридного комплекса рутения (аликвотная часть основного раствора) прокаливанием с гидроксидом натрия. Определение иридия и рутения проведено на приборе «Specol». Чувствительность метода для иридия составила 2 мг/т, а рутения — 0,4 мг/т.

Серебро определялось атомно-абсорбционным методом с электротермической атомизацией в графитовой трубчатой печи (спектрофотометр «Сатурн-2М») после концентрирования его из аликвотной части основного раствора с осаждением на свежестановленном селене. Предел обнаружения серебра — 10 мг/т.

Анализы выполнены в лаборатории института «СибцветметНИИпроект» г. Красноярск. Аналитик Л.Е.Дрозд. Сходимость аналитических данных устанавливалась из трех параллельных определений. Контроль точности результатов анализа проводился по стандартным образцам сплава меди с благородными металлами N 930-76, 933-76, 935-76 и методом добавок.

Концентрации платиноидов, золота и серебра в породах. Всего проанализировано 67 проб из главнейших разновидностей пород щелочно-габброидной формации. Аналитическим исследованиям подвергнуты породы семи массивов (Кия-Шалтырский, Белогорский, Горячегогорский, Подтайгинский, Урюпинский, Андрюшкиной речки, Учкюрюпский), характеризующие региональную кольцевую вулcano-плутоническую струк-

туру в радиальном направлении от центра до северо-восточного контура. Анализами обеспечены все дифференциаты многофазного магматизма, в т.ч. наиболее распространенные жильные и дайковые породы. Кроме этого, выполнены анализы трех проб эффузивных нефелинитов берешской свиты. Содержание золота в нефелинитах близко к кларковому (4,9; 6,6; 6,8 мг/т), серебра — 220—440 мг/т, а из платиноидов установлен только родий (в одной пробе) с содержанием 22,1 мг/т.

Результаты анализов главнейших разновидностей интрузивных пород со значимыми концентрациями благородных элементов приведены в табл. 1.

Распределение благородных элементов в породах подчиняется закономерностям, отраженным на рис. 2. Первые фазы магматизма, характеризующиеся внедрением субщелочных габбро и тералитов явились концентраторами серебра и не аккумулировали МПГ и золото. Содержание серебра в габбро и тералитах превышает кларк в 2—10 раз. В лейкократовых нефелиновых породах частота встречаемости серебра снижается до 70 %, возрастает дисперсия концентраций, и содержание редко превышает кларк. В то же время отмечается зараженность пород платиноидами. В габбро и тералоитах отмечается практически постоянное присутствие палладия в концентрациях,

превышающих кларк в 10—20 раз, следов иридия и рутения. Выносу благородных элементов из магмогенерирующего очага, по всей видимости, не способствовала низкая флюидонасыщенность внедряющейся магмы (табл. 2). Проявление первых фаз магматизма в центральной, наиболее трещиноватой части кольцевой структуры, видимо, содействовало активной дегазации магмы и рассеянию МПГ и золота.

Фракционирование золота и МПГ произошло на заключительной стадии магматизма в связи с отщеплением существенно нефелиновых расплавов. Тренд накопления золота в этих породах ориентирован во внешние участки магмораспределяющей структуры района. Наиболее высокие концентрации золота зафиксированы в полевошпатовых уртитах и нефелиновых сиенитах, где его содержание превышает кларк в породах земной коры в 10—100 раз. В габбро, тералитах, ийолитах концентрации элемента редко достигают кларковых значений, несмотря на известную способность золота концентрироваться в темнокветных порообразующих минералах [14].

Платинометалльная обогащенность характерна для уртитов, полевошпатовых уртитов и нефелиновых сиенитов, чему способствовала повышенная флюидонасыщенность расплавов (см. табл. 2). Породы обо-

1. Содержание благородных элементов в породах щелочно-габброидной формации, мг/т

Порода	Номер пробы, массив	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Au	Ag
Мезократовое габбро	85277 (КШ)	—	34	—	—	—	—	560
	85278 (КШ)	—	330	—	—	—	—	530
	85279 (КШ)	—	300	—	—	1,2	8,6	550
Мезократовый тералит	85241 (КШ)	—	—	—	3	—	—	200
	85242 (КШ)	—	—	—	—	—	—	180
	85243 (КШ)	—	—	—	—	—	—	530
Лейкократовый тералит	85229 (Б)	—	229	—	—	—	—	790
Мезократовый тералит	85236 (Б)	—	254	—	—	—	—	800
	85237 (Б)	—	224	—	3	—	3,7	740
	85237 (Б)	—	56	—	—	—	—	540
Уртит	85118 (КШ)	32	44	49,2	—	—	24	1160
Порфиroidный уртит	8451 (Б)	—	48	—	—	—	7,5	—
	8453 (П)	22	—	48,8	—	—	15,8	60
Плагноклазовый ийолит	8596 (Б)	—	—	—	—	—	5,5	320
	85105 (Б)	—	—	38,5	—	—	10,7	320
	8444 (Г)	25	242	13,2	—	—	66	700
Полевошпатовый уртит	8585 (Б)	25	71	—	—	—	1,8	20
	8585 (Б)	63	198	—	—	1,2	66	60
	85116 (Г)	70	38	2,6	—	—	51,8	160
	8571 (Г)	550	1976	398	—	—	121,8	80
Нефелиновый сиенит	8561 (КШ)	—	825	—	—	—	40	—
Меланократовый нефелиновый сиенит	85236 (Б)	—	247	—	—	2	56	60
Нефелиновый сиенит	8416 (Г)	—	151	22,1	—	0,9	83,4	40
	8419 (Г)	—	528	38,5	—	—	338	—
	8420 (Г)	25	198	14	—	0,9	338	—
	8514 (У)	179	1217	398	—	3,5	140	360
Порфиroidный нефелиновый сиенит	8458 (У)	15	247	35,5	3	—	338	180
Берешит	866 (АР)	122	356	73,7	—	1,6	83,4	140
Нефелиновый сиенит-порфир	8470 (У)	—	360	34,8	—	1,6	338	180

П р и м е ч а н и е. Прочерк в таблице означает концентрацию элемента ниже чувствительности анализа. Интрузивные массивы: КШ — Кня-Шалтырский, Б — Белогорский, Г — Горячегорский, П — Подтайгинский, У — Учкурюпский, АР — Андрушкиной речки.

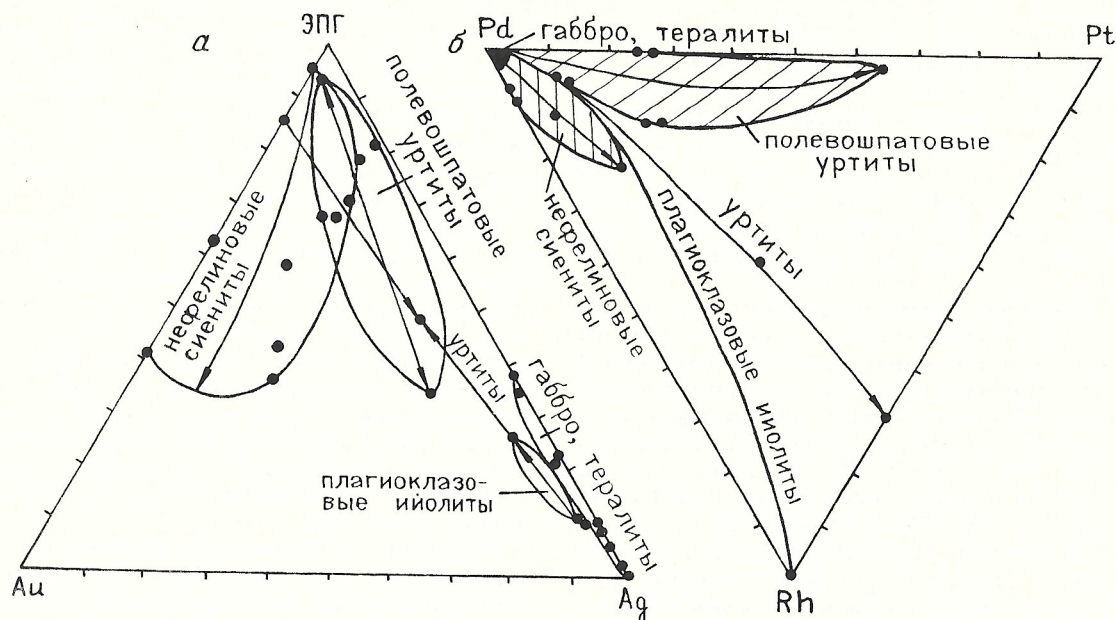


Рис. 2. Распределение благородных элементов в породах щелочно-габброидной формации северо-восточной части Кузнецкого Алатау:

a — фракционирование платиноидов, золота и серебра; *b* — распределение платиноидов; стрелками показаны тренды концентрации элементов в направлении от центра к периферии кольцевой структуры

гащены рудными аксессуарами — титано-магнетитом, магнетитом, ильменитом и сульфидными минералами (пирротинитом, пиритом и халькопиритом). Количественная связь между концентрациями рудных минералов в породах и благородными элементами не изучена ввиду незначительного объема исследований. Спецификой района является Pt-Pd-Rh-специализация. Содержания наиболее тугоплавких платиноидов (рутения и иридия) едва достигают кларковых концентраций, причем частота встречаемости иридия выше в габбро и тералитах, а рутения в нефелиновых сиенитах. Систематическое определение осмия в породах не проводилось, т.к. качественная проверка на осмий показала низкие его концентрации в исследуемых образцах. Максимальное содержание платиноидов зафиксировано в полевошпатовых урритах (2,9 г/т), нефелиновых сиенитах (1,8 г/т) и берешитах (0,5 г/т). Большая доля концентраций платиноидов приходится на палладий (1,97; 1,22; 0,82; 0,36 г/т). Наиболее высокое содержание платины отмечено в полевошпатовых урритах (0,55 г/т) и нефелиновых сиенитах (0,18 г/т). Особенность геохимии платиноидов района — повышенные концен-

трации родия (до 0,4 г/т), определенные в полевошпатовых урритах и нефелиновых сиенитах. Поэлементное фракционирование Pt, Pd и Rh в дифференциатах щелочно-габброидной формации района показано на рис. 2, б. На фоне общей палладиевой специализации магматитов района иногда фиксируется преобладающая концентрация платины и родия, отмечающаяся в полевошпатовых урритах, плагиоклазовых ийолитах и собственно урритах. Причем в урритах, плагиоклазовых ийолитах и нефелиновых сиенитах типично накопление палладия и родия, а в полевошпатовых урритах обособляется палладий-платиновая ассоциация. Аномальные содержания платиноидов наиболее типичны для массивов северо-восточного обрамления кольцевой структуры с одноактным и дифференцированным магматизмом основного фойдолитового состава (интрузии плагиоклазовых ийолитов, полевошпатовых урритов, нефелиновых сиенитов). Отличительная особенность пород этих массивов — повышенная (до 10 %) концентрация титаномагнетита, магнетита и ильменита.

Генетическая и геохимическая интерпретация накопления благородных элементов в породах щелочно-габброидной фор-

2. Газовый состав законсервированных флюидов в породах щелочно-габброидной формации

Порода	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	CO	CO ₂	Сумма газов
Мезократовое габбро	2,58	—	—	—	—	0,06	2,64
Тералит	0,56	0,07	—	—	0,41	—	1,04
Уртит	0,69	62,94	0,4	0,01	0,29	0,08	64,05
Плагиоклазовый ийолит	2,28	0,016	—	—	2,02	0,04	4,356
Полевошпатовый уртит	3,04	—	—	—	1,52	0,07	4,63
Нефелиновый сиенит	0,52	2,26	0,01	—	0,24	0,13	3,16

мации. Проявление повышенных концентраций благородных элементов в породах щелочно-габброидной формации Кузнецкого Алатау не является уникальным явлением, если полагать мантийную природу исходных расплавов. Предполагаемое соответствие состава хондритов веществу мантии позволяет оценить возможный уровень концентрации благородных элементов в мантийном расплаве, превышающий в 50—500 раз кларк в земной коре [10].

Изотопные соотношения Sr и O в щелочных породах района свидетельствуют о том, что основной источник вещества соответствовал деплетированной мантии, подвергшейся флюидно-метасоматическим преобразованиям и низкой степени селективного плавления ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,702—0,703; $\delta^{18}\text{O}$ 6 ± 1 ‰). Другой источник близок к вмещающим карбонатным породам ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,708; $\delta^{18}\text{O}$ 20 ± 5 ‰).

Девонская магмогенерирующая система района представляется совокупностью автономных и разноглубинных центров, производящих родоначальные расплавы, соответствующие по составу габброидам, ультраосновным, основным и средним фойдолитам. Коронарное строение мантийного диапира и пульсирующее сжатие-растяжение в области выплавления магмы привели к формированию рассредоточенных массивов, объединенных территориально кольцевой структурой.

Исследованиями установлен перидотит-вебстеритовый состав мантии региона [15, 16]. Уровень зарождения щелочно-базитового магматизма по оценкам соответствует глубине 50—60 км [8]. Степень селективного плавления при давлении 2—2,5 ГПа составляет 3—15 % мантийного субстрата. Температура гомогенизации расплавных включений в породообразующих пироксенах, плагиоклазах и нефелинах составляет для габброидов 1275—1210°C, плагиоклазовых ийолитов — 1250—1150°C и нефелиновых сиенитов — 975—920°C. Пространственная разобщенность ассоциаций габбро — тералит — уртит — нефелиновый сиенит и плагиоклазовый ийолит — полевошпатовый уртит — нефелиновый сиенит, отсутствие даек щелочно-габброидного состава в массивах, сложенных полевошпатовыми фойдолитами, близкие температуры гомогенизации расплавных включений в габброидах и плагиоклазовых ийолитах, по мнению О.М.Гринева [8], связаны с двумя исходными магмами, имеющими различные уровни зарождения. Несмотря на дискуссионность этого положения, следует отметить, что дифференциаты щелочно-габброидной магмы (габбро, тералиты, уртиты и нефелиновые сиениты), развитые в Кия-Шалтырском и Белогорском массивах, резко обеднены благородными элементами. Наиболее типичными для пород этой ассоциации являются аномальные содержания палладия, серебра и присутствие следов иридия и рутения. Производные основной фойдолитовой

магмы (плагиоклазовые ийолиты, полевошпатовые уртиты, нефелиновые сиениты), развитые в Горячегорском, Учкурюпском, Подтайгинском и других массивах внешнего обрамления кольцевой структуры, заметно обогащены платиной, палладием, родием и иногда золотом. Серебро в этих породах содержится в концентрациях ниже кларковых.

Значительную роль в концентрировании, фракционировании и переносе благородных элементов из источника магмогенерации в область становления магматических тел играют флюидные растворы, насыщающие магму. Ювенильный, существенно восстановленный характер флюидов (см. табл. 2), накапливающихся в заключительных фазах магматитов, содержащих повышенные концентрации платиноидов (см. табл. 1), свидетельствует о мантийном источнике благородных элементов.

Насыщенность флюидами исходных расплавов играет ведущую роль в образовании потенциально платиноносных контактово-реакционных пород, содержащих концентрированную магнетитовую и титано-магнетитовую минерализацию. Особый интерес для выявления промышленной платиновой минерализации в районе представляют сульфидные тела, обособляющиеся в результате ликвационного расслоения фойдолитового флюидизированного расплава. В пределах Кия-Шалтырского массива отмечаются дайки и дайкообразные тела нефелин-пироксен-пирротинового и пироксен-пирротинового составов. Мощность тел достигает 5—8 м, а протяженность 30—50 м. Установлена гексогональная модификация пирротина, постоянная примесь в нем Ni (0,16—0,2 %) и Co (0,1 %) [23]. В зернистых агрегатах пирротина выявлены кобальтовый пентландит (Co 14,62—17,26 %), халькопирит, магнетит, саффлорит, глаукодот и пирит. Изучение структурно-текстурного узора сульфидосодержащих пород позволило О.М.Гриневу и В.Г.Родыгиной [23] предположить магматическую природу сульфидов и ведущую роль ликвации в обособлении сульфидных тел среди интрузивных пород.

Выявленные ассоциации благородных элементов (Pt — Pd — Rh — Au и Pd — Ag) характеризуются преимущественно сродством их сере и позволяют предполагать связь аномальных концентраций благородных элементов с сульфидной минерализацией, связанной с щелочно-базитовым магматизмом в районе. В настоящей статье мы привели данные по распределению благородных элементов в главных типах пород щелочно-габброидных интрузий, не обогащенных концентраторами платиноидов и золота. Повышенный геохимический фон, а иногда и аномальные содержания платиноидов, золота и серебра в породах вызывают практический интерес к рассмотренным интрузиям. Промышленная значимость выявленной платиноносности данных интрузий может быть определена систематическим

опробованием сульфидизированных фойдолитов и пород, обогащенных магнетитом, титаномagnetитом и ильменитом. В то же время необходимо изучение распределения и уровня концентрации благородных элементов в продуктах переработки нефелинового сырья, особенно в «красных шлаках», на Ачинском глиноземном комбинате.

Полученные данные по платиноносности фойдолитов являются предварительными и служат основанием для геохимических поисковых работ в пределах массивов щелочно-габброидной ассоциации и участках проявления щелочного магматизма обрамления Минусинской котловины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. — М.: Недра, 1968.
2. Баженов И.К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау // Вопросы геологии Сибири. М.—Л., 1945. С. 188—223.
3. Баженов И.К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии Западной Сибири. М., 1963. С. 46—77.
4. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. — Новосибирск: Наука, 1983.
5. Бозин А.В. Петрология Кия-Шалтырского, Кургульского и Горячегорского массивов (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Красноярск, 1968.
6. Врублевский В.В. Петрология ассоциаций щелочных основных пород и карбонатитов Кузнецкого Алатау (на примере Верхнепетропавловского массива): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 1989.
7. Гринев О.М. Геология и петрография Белогорского щелочно-габброидного массива // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск, 1987. С. 43—62.
8. Гринев О.М. Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Томск, 1990.
9. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука, 1980.
10. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. Кн. 1. // Платинометалльные месторождения мира. Т. 1. М., 1994.
11. Кортусов М.П., Макаренко Н.А. Нефелинсодержащие породы Мариинской тайги и их генетические особенности. Итоги исследований по геологии и петрографии за 50 лет (1917—1967 гг.). Томск, 1968. С. 14—33.
12. Кортусов М.П., Макаренко Н.А. Некоторые закономерности формирования нефелиновых руд северной части Кузнецкого Алатау // Нефелиновое сырье. М., 1978. С. 75—79.
13. Кортусов М.П., Макаренко Н.А., Марков В.Н. Роль рифтогенеза в локализации продуктов щелочного магматизма в Кузнецком Алатау // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Новосибирск, 1986. Т. 2. С. 95—96.
14. Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. — Новосибирск: Наука, 1981.
15. Крюков А.В. Геология Конгаровской трубки взрыва в Северо-Минусинской впадине // Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири. М., 1964. С. 190—202.
16. Кутолин В.А., Фролов В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусы и Забайкалья и состав верхней мантии Земли // Вопросы петрологии основных и ультраосновных пород. М., 1972. С. 55—80.
17. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. — М.: Недра, 1976.
18. Лучицкий И.В. Типы формаций щелочных пород Сибири // Магматические комплексы Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1963. С. 165—183.
19. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсации Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 8—24.
20. Мостовской А.И. Условия формирования щелочных массивов и связанных с ними нефелиновых руд в Кузнецком Алатау // Нефелиновое сырье. М., 1978. С. 66—71.
21. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов: Сб. научн. трудов. — М.: АО «Геоинформмарк», 1994.
22. Прусевич А.М. Закономерности размещения нефелиновых месторождений в Кузнецко-Алатауской провинции // Нефелиновое сырье. М., 1978. С. 61—66.
23. Родыгина В.Г., Гринев О.М. Нефелин-пироксен-пирротитовые и пироксен-пирротитовые породы Кия-Шалтырского массива (Кузнецкий Алатау) // ЗМВО АН СССР. 1988. Вып. 6. Ч. 117. С. 668—674.
24. Сараев С.В., Писарев И.В. Палладийсодержащие отложения тунгусикской серии верхнего рифея Енисейского края // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 2. С. 173—182.
25. Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. — М.: Недра, 1973.
26. Чураков А.Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи // Очерки по геологии Сибири. Л., 1932.

Принята редколлегией 30 октября 1995 г.

УДК 550.8 + 622.7

© Коллектив авторов, 1996

Минералого-геохимические критерии прогноза и поисков высококачественных магнезитовых руд

Я.Х.САЕТГАЛЕЕВ, В.С.ТОХТАСЬЕВ, А.И.ШЕВЕЛЕВ, А.И.БАХТИН, Г.З.ХАЙРУЛЛИНА, В.Ф.КРУТИКОВ (ЦНИИГеолнеруд)

Все известные месторождения и проявления магнезита Читинской области расположены в Шилко-Газимуровском междуречье и приурочены к верхнепротерозойским карбонатно-терригенным комплексам. Среди других магнезитоносных провинций России

данный регион отличается крупными запасами высокомагнезиевого сырья, доступными для открытой переработки, при вовлечении которых в эксплуатацию возможно полное удовлетворение потребностей Восточной Сибири и других районов России.

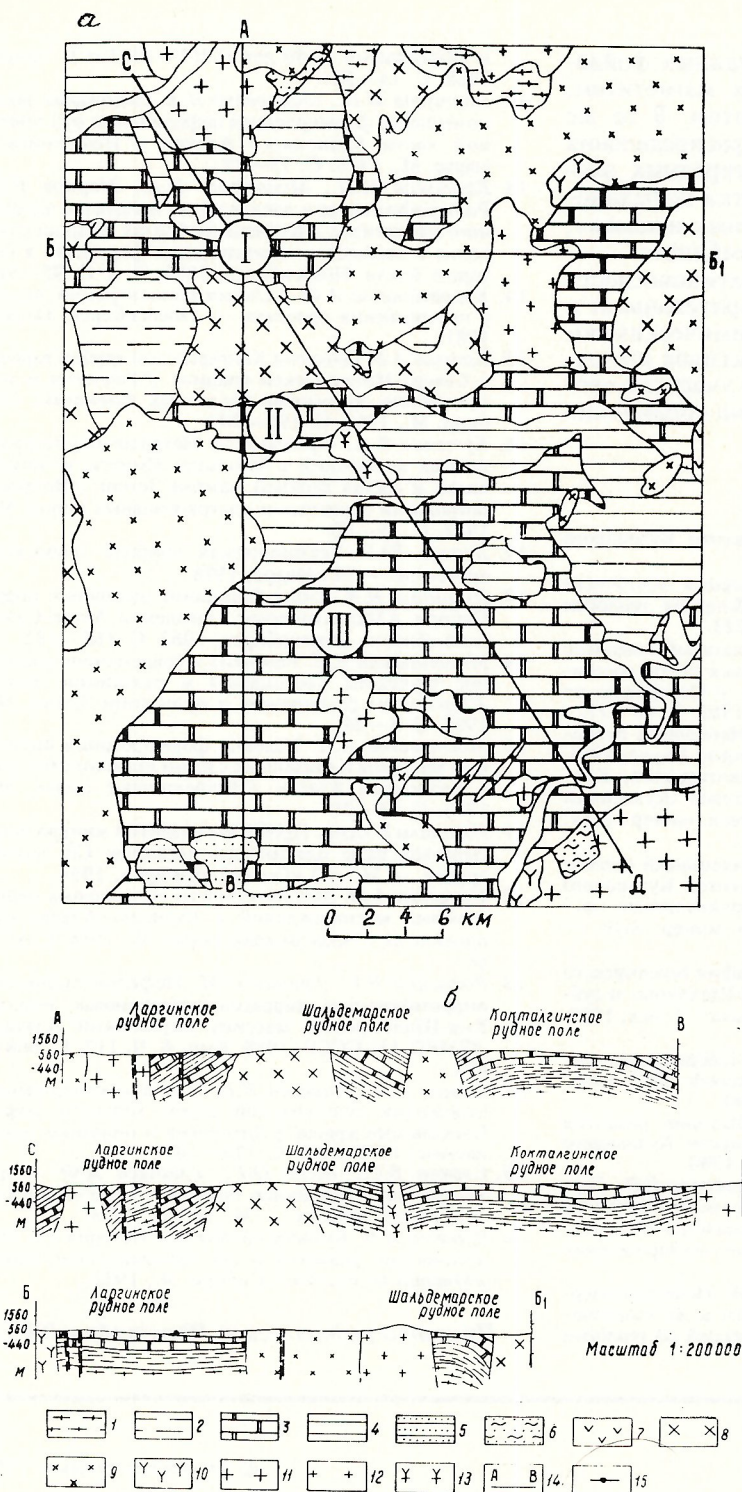


Рис. 1. Геологическая схема (а) и разрезы магнезиально-карбонатных отложений (б) между речья Шилки и Газимура [4]:

осадочные и вулканогенно-осадочные образования: 1 — верхнепротерозойские биотитовые и роговообманковые гранатосодержащие гнейсы и плагиогнейсы, 2 — верхнепротерозойские кварцево-слюдяные, филлитовидные и углистые сланцы, кварциты, песчаники, прослои карбонатных пород, 3 — верхнепротерозойские доломиты, магнезиты, доломитовые известняки, прослои углистых и глинистых сланцев, 4 — кембрийские кварцитопесчаники, кварцево-слюдяные и графитовые сланцы, прослои карбонатных пород, 5 — пермские алевролиты, глинистые, углистые и филлитовидные сланцы, конгломераты, песчаники, прослои конгломератов и известняков, 6 — юрские конгломераты, песчаники, аргиллиты с прослоями алевролитов, 7 — юрские порфириды, диабазовые порфириды, андезитобазальты, песчаники, конгломераты, туфопесчаники; интрузивные образования: 8 — каменноугольные гранодиориты, 9 — каменноугольные граниты, 10 — триасовые габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, 11 — триасовые граниты, 12 — юрские граниты, 13 — юрские гранитпорфиры; 14 — геологические разрезы; 15 — Ларгинское месторождение; римские цифры — рудные поля: I — Ларгинское, II — Шальдемарское, III — Кокталгинское

В результате проведенных геологоразведочных работ на одном из известных месторождений провинции — Ларгинском, получен большой фактический материал, позволивший установить качественный состав и технологические свойства магнезитовых руд. Вместе с тем, до настоящего времени имеющиеся материалы не позволяют однозначно определить место продуктивного горизонта в общей структуре региона, а также особенности локализации высокока-

чественных магнезитов в продуктивном горизонте.

В представленной работе решались следующие задачи: 1) выявление зависимости качественных показателей магнезитов от их последующего преобразования; 2) установление закономерностей размещения высококачественных магнезитовых руд, критериев их прогноза и поисков.

Решение первой задачи осуществлялось по аналогии с ранее проведенными ис-

следованиями на Верхотуровском месторождении в Красноярском крае [5]. Для решения второй задачи проведен детальный анализ взаимоотношений исследуемых объек-

тов — участки 1 и 2 Ларгинского месторождения.

При анализе геологического строения исследуемого района на основе представ-

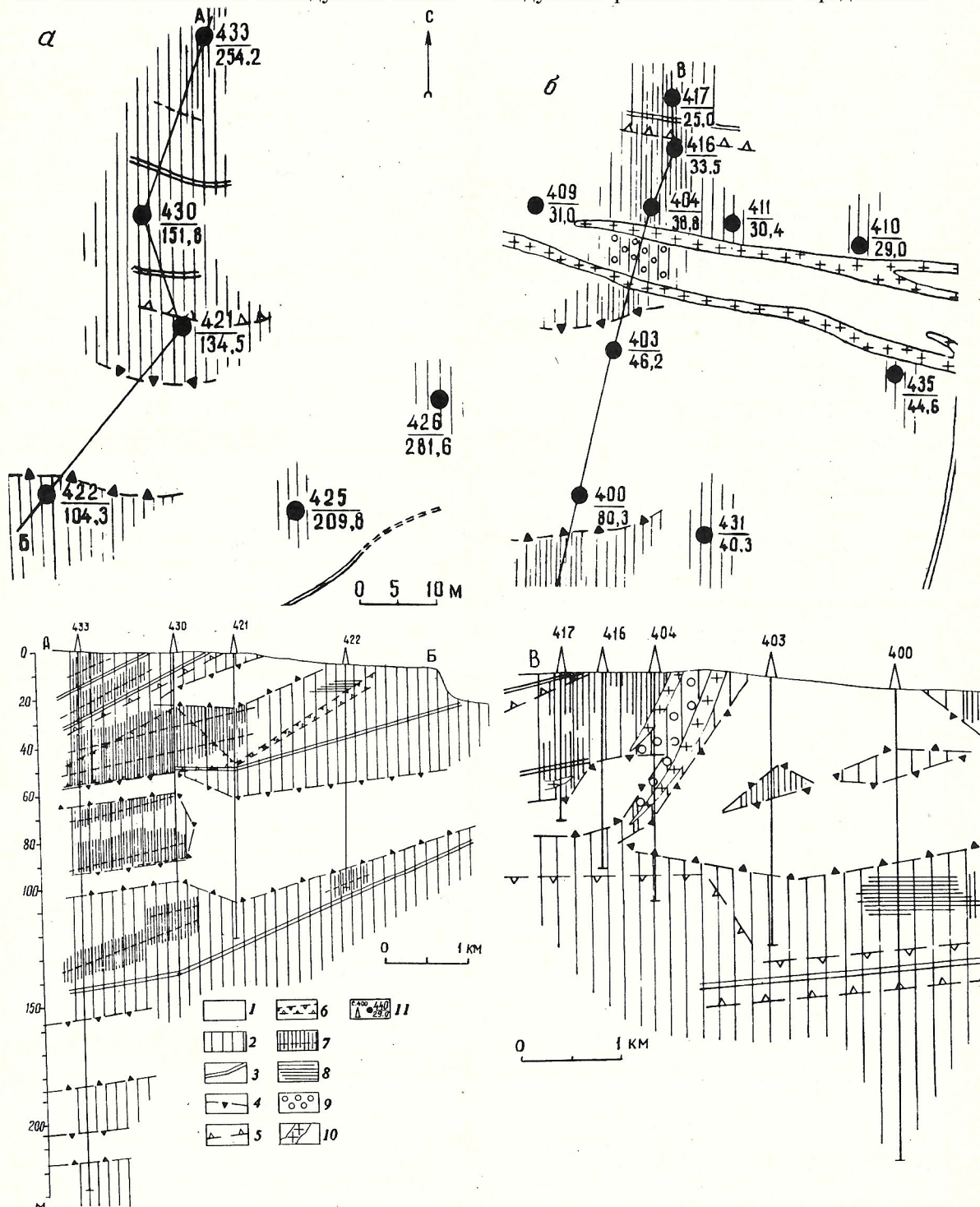


Рис. 2. Геологические схемы участков 1 (а) и 2 (б) Ларгинского месторождения и разрезы по профилям скважин с минералого-технологическим прогнозированием высококачественных магнети́тов:

1 — магнети́ты неизмененные (чистые); 2 — магнети́ты измененные (загрязненные примесями); 3 — талькиты рассланцованные (зона интенсивного рассланцевания); границы распределения: 4 — чистых магнети́тов (вершина треугольника направлена в центр выделяемой зоны), 5 — талькового камня (минеральный состав: тальк, доломит, магнети́т, кварц и др.); зоны: 6 — интенсивного окварцевания, 7 — интенсивной доломитизации, 8 — кальцитизации, 9 — тремолитизации и бруситизации; 10 — дайки гранодиоритов; 11 — скважина (в числителе — номер, в знаменателе — глубина, м)

ной карты и разрезов (рис. 1) выявлены некоторые особенности, из которых наиболее ярко выражены следующие: широкое развитие магнезиально-карбонатных отложений на площади района с преимущественным их распространением в южной части; интенсивные проявления интрузивного магматизма кислого и среднего состава с преимущественным развитием в северной части района.

Разведываемое Ларгинское месторождение, как и одноименное рудное поле, находится в районе мощных зон тектонических нарушений и проявлений разновозрастного интрузивного магматизма (северная часть района). Их отрицательное воздействие на количество и качество магнезиального сырья предполагает преждевременность выдвижения объекта в разряд первоочередных для освоения, несмотря на достаточную изученность.

Для подтверждения данного, весьма важного вывода, а также для решения поставленных ранее задач, проведено детальное изучение вещественного состава магнезитовых руд Ларгинского месторождения.

Ларгинское месторождение магнезита приурочено к кактольгинской свите верхнего протерозоя (?). Породы свиты представлены в основном доломитами и магнезитами, причем первые являются вмещающими по отношению ко вторым. Вещественный состав магнезитовых руд и вмещающих пород месторождения изучался как традиционными, так и нетрадиционными методами: минералого-петрографическими, радиоспектроскопическими (ЭПР), были использованы результаты рентгено-структурного фазового анализа (РФ), инфракрасной спектроскопии (ИКС), а также химико-аналитического и спектрального методов исследований. Практика показала, что это наиболее оптимальный набор методов, необходимый для изучения вещественного состава карбонатных пород, апробируемый при изучении магнезитов за последние 10 лет. Совместная интерпретация особенностей вещественного состава, выявляемого различными методами, позволяет детально охарактеризовать магнезитовые руды и определить их возможные технологические свойства на основе малообъемного минералого-технологического картирования месторождений [3]. Подобное комплексное изучение магнезитов способствует эффективному прогнозированию минералого-технологических сортов руд, выявлению высококачественных разновидностей и их геометризаций на определенных пространственных интервалах без дополнительных затрат на проведение специальных исследований.

Минералого-петрографическое изучение пород Ларгинского месторождения проводилось по пробам, отобраным из керна 19 скважин: на участке 1 — 6 скважин, на участке 2 — 13 (рис. 2). Изучены главным образом магнезиты (354 шлифа).

Для диагностики карбонатов, ввиду их

близких оптических показателей, был использован метод окрашивания, который позволяет при помощи реагента ализарина «С» с соляной кислотой определять кальцит, доломит и магнезит. Кальцит приобретает розово-красный цвет, доломит — светло-розовый, магнезит не окрашивается. Шлифы изготавливались без покровных стекол.

Микроскопические исследования позволили выявить текстурно-структурные особенности, минеральный состав и вторичные изменения магнезитовых руд. Достоверность получаемых результатов проверялась ЭПР, РФ, ИКС и другими методами. Детальное петрографическое описание пород месторождения проведено ранее в ЦНИИгеолнатур и производственных организациях ПГО «Читагеология». С учетом проведенных исследований ниже дана общая минералого-петрографическая характеристика всей продуктивной толщи месторождения.

Участок 1. Рудная толща (см. рис. 2, а) по разрезу характеризуется следующими особенностями.

1. Представлена переслаивающимися субпараллельными пластами неизмененных «чистых» и измененных «грязных» магнезитов с незначительными вертикальными смещениями относительно друг друга.

2. Выделены зоны тектонической и гидротермальной переработки, причем интенсивнее всего они проявлены в северной части участка (аналогичная картина наблюдается и на участке 2).

3. Преимущественно в направлении с севера на юг наблюдается постепенное уменьшение интенсивности проявления вторичных минералов и их количества. По данным минералого-петрографического изучения установлено, что катаклазированность пород сопровождается интенсивным вторичным минералообразованием, т.е. максимумы содержания новообразованных минералов и их разновидностей приурочены к участкам максимальной нарушенности магнезитов.

4. Линейный характер вторичных изменений, связанных в основном с оталькованием и интенсивным расщеплением в узких протяженных в пространстве интервалах, указывает на преобладание в рудной толще межпластовых смещений.

Участок 2 (см. рис. 2, б). Исследуемые магнезитовые руды в целом характеризуются аналогичными минералого-петрографическими особенностями. Вместе с тем отмечается, что вторичные процессы выражены здесь гораздо слабее, и магнезитовые руды содержат меньше примесей, несмотря на наличие в пределах участка гранодиоритовых даек. В приконтактной зоне даек в магнезитах наблюдаются включения новообразованных минералов, представленные тремолитом и бруситом в количествах до 1 %.

Неизмененные «чистые» магнезитовые руды сложены преимущественно мелко- и среднезернистым магнезитом белого цвета

(размеры зерен от 1 до 10 мм). Руды характеризуются гранобластовым массивным строением, в участках и зонах дробления — гранокластическим, массивным и прожилково-сетчатым строением. Из примесных минералов в рудах присутствуют тальк, серпентин, хлорит, иногда доломит (следы). Общее их содержание не превышает 2 %. Микрочешуйки и агрегаты чешуек этих минералов развиты по трещинкам или образуют прожилки в зонах дробления.

Из всей вскрытой скважинами рудной толщи лишь около 30 % руд представлены «чистыми» магнезитами, причем вероятность их обнаружения в северной части месторождения сводится к минимуму, поскольку в основном по направлению на север отмечается усиление измененности пород и, как следствие, ухудшение качества магнезитовых руд.

Магнезитовые руды, в различной степени загрязненные примесными минералами, занимают 2/3 разреза (см. рис. 2). По интенсивности проявления из примесных минералов выделяются доломит, тальк и кварц. Довольно широко развиты процессы кальцитизации. Полевошпатовая минерализация представлена кислым плагиоклазом. Повсеместно наблюдается незначительная серпентин-хлоритовая, пиритовая, лимонитовая минерализация. Измененные магнезиты имеют серовато-белый цвет, характеризуются мелко- и среднезернистым строением, гранобластовой структурой и прожилково-сетчатой массивной текстурой, отличаются трещиноватостью и дроблением.

В результате минералого-петрографических исследований, кроме магнезита, установлены следующие породы: тальковые камни, доломиты, талькиты и доломит-кварцевые породы. Тальковые камни — серые, тонкозернистые, массивные, характеризуются в основном кластической, прожилковой, сланцевой текстурой. Размер зерен карбонатов (в основном доломита) менее 1 мм, часто, совместно с тальком, образуют субпараллельные прожилки, характеризуются сильной трещиноватостью, раздробленностью и сланцеватостью.

По данным минералого-петрографических исследований, талькиты проявляются на двух уровнях магнезитовой толщи и приурочены к зонам интенсивного рассланцевания мощностью 3—5 м. Талькиты образуют прожилки мощностью несколько десятков сантиметров и сложены агрегатами тальк-хлорит-серпентиновых чешуек, ориентированных параллельно сланцеватости. Из других минералов наблюдаются реликтовые зерна или агрегаты зерен магнезита, вторичного доломита, кварца, пирита, изредка магнетита. Интенсивная доломитизация магнезитовых руд наблюдается по всему разрезу, вдоль зон рассланцевания магнезитовых руд. Наиболее сильно доломитовая минерализация проявлена в северных частях участков. Доломиты представлены порфиро-

ластическими, часто ориентированно-зернистыми, массивными, сланцеватыми и в основном тонко- и мелкозернистыми серыми породами. Из примесей наблюдаются тальк, серпентин, хлорит, образующие субпараллельные прожилки с тонкой рассеянной вкрапленностью пирита в зонах рассланцевания. В доломитах, в зонах интенсивного дробления и смятия, наблюдаются кальцитовая минерализация и окварцевание.

Доломит-кварцевые породы характеризуются гранобластовой (местами — ориентированно-зернистой) структурой и массивной текстурой. Размеры доломитовых зерен в среднем составляют 1 мм, кварцевых зерен — менее 0,4 мм. На участках интенсивного рассланцевания наблюдается переслаивание субпараллельных доломитовых (иногда магнезитовых) и кварцевых прожилков.

В целом отмечается, что мощность зоны окварцевания изменяется от 5 м на юге до 30 м на севере участка 1. По направлению с севера на юг наблюдаются постепенное уменьшение доломитовой составляющей и увеличение магнезитового компонента. На юге участка (скв. 422) в этой зоне отмечаются уже магнезит-кварцевые породы, характеризующиеся гранокластическим, ориентированно-зернистым и массивным строением.

В результате проведенных минералого-петрографических исследований установлено, что состав карбонатной толщи, включающей магнезиты, неоднороден и изменяется от мономинеральных магнезитов до доломитов, талькитов и других минералов со всеми переходными разностями.

По данным геохимических исследований, в рудной толще отмечаются значительные колебания содержаний петрогенных и примесных элементов, которые четко подразделены на три группы. Первая включает Na, K, Mn, Sr, Ti, Ba, B, содержания которых колеблются от 0,001 % до первых процентов. Вторая группа — Cr, Zn, Li; содержания 0,001—0,1 %. Третья группа — самая многочисленная, состоит из Fe, Al, Sc, Cu, Ni, Mo, Ga, Cd, Pb, Nb, Zr, Be, V, Ge, Co, Sn, Yb, Ag. Их содержания не превышают 0,01 %.

Во всех выделенных группах наблюдаются элементы первой группы, содержания которых интенсивно изменяются в зависимости от условий формирования месторождения и последующих наложенных процессов. Эти элементы обладают наибольшей информативностью, т.к. максимумы и минимумы их соответствуют конкретным геологическим телам и обстановкам.

На Ларгинском месторождении в целом отмечаются следующие ассоциации химических элементов, выделенные по работам [1, 5].

1. Элементы, характерные для основных магм: Al, Na, Si, Ca, Sr, Ba, Cr, Mn.

2. Элементы, характерные для кислых магм и их производных: Li, Be, B, Al, Si, Sc, Ti, K, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Mo, Mn, Sn, O.

3. Элементы, характерные для ультраос-

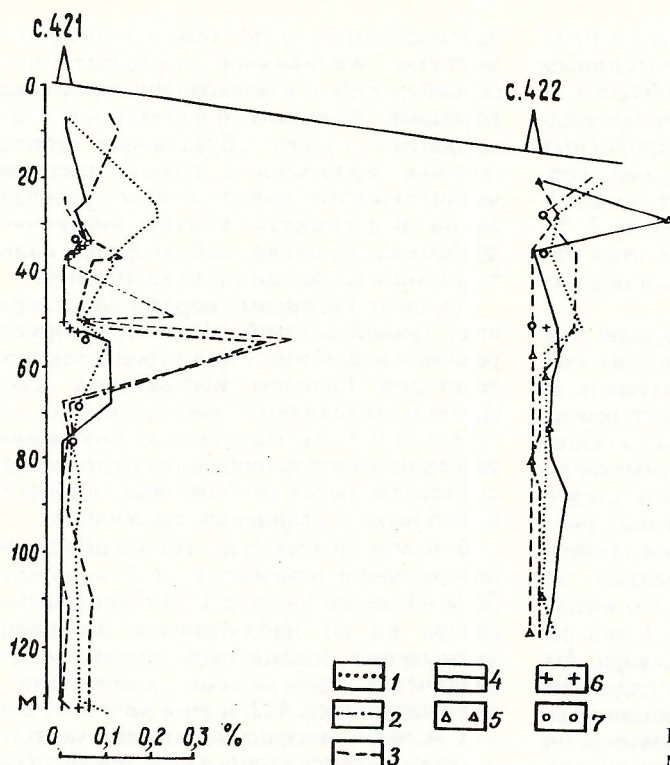


Рис. 3. Распределение примесных элементов в рудной толще

новных магм: Mg, Sc, Ti, V, Fe, Ni, Co, P, S.

4. Элементы, характерные для пневматолито-гидротермальных процессов: Ca, Sc, Mo, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Cd, Ag, Sn, Pb, O, S.

Анализ количественного содержания и пространственного распределения вышеназванных ассоциаций химических элементов показывает, что наиболее сильное воздействие исследуемый объект испытывал при становлении кислых интрузий каменноугольного возраста.

Обогащение магнезитовых руд легкоплавкими и летучими элементами (Li, Be, B, Na, K) указывает на близость состава внедрившихся интрузий от кислых к более щелочным.

Микроэлементы второй и третьей групп относятся к базитовым, и накопление их в магнезитовых рудах происходило, по-видимому, в период формирования объекта. По данным спектрального полуколичественного анализа (102 пробы, аналитики Л.А.Семенцова, Р.Х.Храмченкова ЦНИИГеолнеруд), элементы этих групп характеризуются наиболее устойчивым постоянством как по количественному содержанию, так и набору элементов. Это обстоятельство, на наш взгляд, является важным критерием при оценке качества магнезитовых руд и уточнения их генезиса. Ассоциация элементов пневматолито-гидротермальной деятельности приурочена к зонам интенсивной тектонической нарушенности пород.

Изучение и анализ поведения примесных элементов Sr, Mn, Ba, Ti, B, Li, Zn и других на участке I (рис. 3) позволили выявить следующие закономерности в их пространственном распределении и количественном содержании: по скв. 421 и 422 в магнезитах

прослеживается на глубину и по простиранию зона со стабильными содержаниями примесных элементов — не более 0,1 % общей массы руд. По своим минералогическим характеристикам эта зона соответствует ранее выделенным «чистым» магнезитам; резкие изменения содержаний примесных элементов, а также появление новых наблюдаются в зонах интенсивного оталькования и расщепления и пространственно совпадают с областью распределения «загрязненных» магнезитовых руд.

По данным ЭПР (124 пробы), для «чистых» магнезитов с минимальными концентрациями примесей, спектры Mn^{2+} характеризуются весьма низкой относительной интенсивностью и спокойным плавным распределением Mn (рис. 4).

В «загрязненных» магнезитах спектры Mn^{2+} в кальцевой позиции характеризуются резкими изменениями содержания иона марганца пропорционально степени доломитизации или кальцитизации магнезитовых руд. Кроме того, в зависимости от вхождения в кристаллическую решетку карбонатов других примесных элементов, наблюдается изменение конфигурации спектра, связанное с их расширением. Пространственно «узкие» спектры характерны для «чистых» магнезитов, «широкие» — для «загрязненных». Сравнительный анализ данных спектрального анализа и ЭПР показывает, что в кристаллическую решетку магнезита изоморфно входят Mn, Sr, Ba, Ti, Fe.

Необходимо отметить, что если по геохимическим данным устанавливаются зоны с повышенной концентрацией микроэлементов, например, Mn, то с использованием

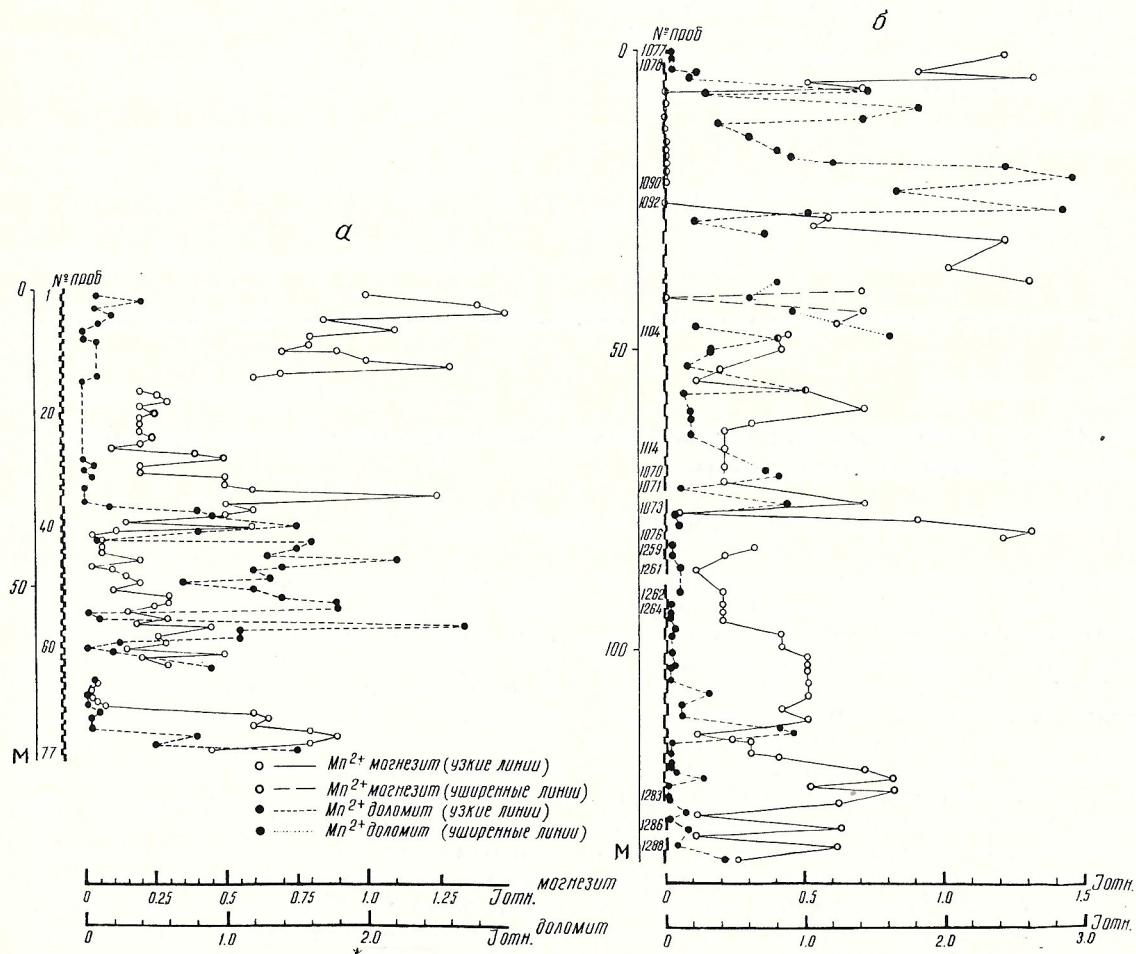


Рис. 4. Вариации относительных интенсивностей реперных линий поглощения Mn^{2+} в спектрах ЭПР

метода ЭПР появляется возможность определить его принадлежность к какому-либо карбонатному минералу вследствие того, что изоморфный Mn^{2+} в спектрах ЭПР дает индивидуальную картину, свойственную только данному карбонату.

Проведенный комплексный анализ всех данных, полученных различными методами, показал хорошую сходимость результатов этих исследований (см. рис. 1—4).

Анализ материалов показывает, что «чистые» магнезиты характеризуются весьма низким содержанием оксида железа (менее 0,1 %). Вместе с тем, в зонах интенсивного оталькования оно несколько увеличивается. Содержания SiO_2 в пробах довольно стабильны и в большинстве из них не превышают 1 % (в отдельных пробах до 15 %), Al_2O_3 до 0,09 %, CaO до 6,5 %, MgO 40—47,5 %, п.п.п. 42—51 %. По содержаниям лимитируемых компонентов выделяемый тип «чистых» магнезитов пригоден для производства огнеупорных изделий.

Комплексная интерпретация полученных данных в увязке с первичными и вторичными процессами образования магнезитов позволяет провести минералого-технологическое прогнозирование высококачественных

магнезитовых руд (см. рис. 2). Было выделено два минералого-петрографических типа магнезитовых руд. Первый — «чистые» магнезиты, прогнозируется в интервалах глубин 30—60 и 85—100 м на участке 1 и 0—30 м на участке 2 Ларгинского месторождения. В северной части месторождения этот тип магнезитовых руд либо выклинивается, либо прослеживается в виде узких протяженных пластов мощностью 5—8 м. Второй тип — «загрязненные» магнезиты, составляет основную часть разреза рудной толщи и характеризуется интенсивными проявлениями процессов катаклаза и вторичного минералообразования. Преимущественно с юга на север наблюдаются усиление переработанности руд и ухудшение их качества.

Геометризация минералого-технологических типов на определенных пространственных интервалах как по мощности продуктивной толщи, так и по ее простираанию предопределяет возможность селективной отработки магнезитовых руд Ларгинского месторождения. Кроме того, анализ геологических данных показывает, что в структурно-тектоническом отношении благоприятной для поисков высококачественных магнезитов является южная часть исследуемого

района с широким развитием магнезиально-карбонатных отложений, расположенных в наиболее спокойной в тектоническом отношении зоне (Кактолгинское рудное поле).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барабанов В.Ф. Геохимия. — Л.: Недра, 1985.
2. Высокомагнезиальное минеральное сырье / Под ред. В.П.Петровой. — М.: Наука, 1991.
3. Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Ми-

нералогические исследования в практике геолого-разведочных работ. — М.: Недра, 1981.

4. Лейфман Е.М., Литвинов В.Л., Фишкин М.Ф. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXX. — М.: Недра, 1969.
5. Тохтаев В.С., Саегалеев Я.Х., Хайруллина Г.З. Предварительная оценка качества магнезитовых руд // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 11—15.

Принята редколлегией 30 октября 1995 г.

УДК 551.24(056/058)

© Ю.А.Дукардт, Е.И.Борис, 1996

Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами

Ю.А.ДУКАРДТ, Е.И.БОРИС (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России — Саха»)

Кимберлиты по петрографо-петрохимическому фактору относятся к одной из вулканических фаций большого семейства ультраосновных пород с повышенной щелочностью. По существу, они являются щелочными пикритами, содержащими пироп, хромшпинелид, иногда алмаз [7]. Ультраосновной щелочной магматизм, наравне с основными вулканитами — толеитовыми и субщелочными базальтами, постоянно сопровождал развитие как кайнозойских материковых рифтов, так и эпиплатформенных палеорифтовых структур — авлакогенов. Вулканические щелочные и субщелочные породы в последних чаще всего представлены трахибазальтами и трахитами, а также пикритобазальтами и пикритами; интрузивные образования — силлами, дайками, вулcano-плутоническими массивами щелочных ультраосновных пород и карбонатитов [2, 8].

Петрографо-петрохимическое родство кимберлитов с магматитами эпиплатформенных рифтовых зон разных возрастов (от рифейских до кайнозойских) позволяет предполагать и общность их тектонического происхождения и то, что кимберлитовый вулканизм также обусловлен рифтогенезом, хотя в пределах конкретной зоны или системы он может быть асинхронен другим формам рифтового магматизма. Однако установлено, что кимберлитовые проявления в форме даек, трубок или силлов приурочены к древним платформам, причем исключительно к кратонным их блокам (антеклизам, выступам и т.п.), отличающимся монолитностью и слабой нарушенностью платформенного чехла. Но несмотря на это противоречие нельзя не обратить внимание на постоянно наблюдающуюся на платформах пространственную приближенность кимберлитовых трубок к границам распространения вулканогенно-осадочных образований и интрузий, близких по возрасту авлакогенам и приуроченных непосредственно к структурным границам последних. Так, в Юж-

ной, Юго-Восточной Африке с позднего карбона до раннего мела развивалась Карруская рифтовая система конседиментационных грабенов северо-восточного, широтного и меридионального направления, протягивающаяся от Капской миогеосинклинали через территорию, прилегающую к Мозамбикскому проливу, вплоть до бассейна озер Ньяса и Танганьика, где мезозойские каррусские грабены унаследованы Ньяса-Танганьикской и Кенийско-Эфиопской ветвями современного Африкано-Аравийского рифтового пояса. В грабенах накапливались терригенно-континентальные отложения «системы» Карру. Наиболее интенсивно процесс седиментации протекал в перикратонной синеклизе Карру. Образование чехла завершилось мощным излиянием траппов. Трапповый вулканизм охватил также и другие районы Карруской системы грабенов.

В меловой период произошло подновление Карруских грабенов с мощным проявлением основного и ультраосновного магматизма с карбонатитами и кимберлитами, в т.ч. и алмазоносными. Причем если щелочные массивы и карбонатиты располагаются в пределах грабенов, на их бортах и в поперечных седловинах, то кимберлитовые тела, напротив, «избегают» крупных разломов и размещаются в межрифтовых пространствах, в пределах слабонарушенных массивов архейского фундамента, обнаженного или перекрытого чехлом небольшой мощности. Такая закономерность характерна также для кимберлитов Западной и Центральной Африки [5, 8, 9].

В Южной Африке известны россыпи алмазов в нижнебиремских отложениях Котд'Ивуара и системы Витватерсранд, возраст которых приблизительно 2000 млн. лет или старше. Возраст кимберлитовой трубки Премьер поля Претерия 1100—1800 млн. лет (ранний протерозой — начало рифея). Эти факты не могут противоречить рифтовой гипотезе происхождения кимберлитов,

так как в протерозое, а возможно, и в архее, существовали структуры, подобные рифейским и фанерозойским авлакогенам [15, 16]. Действительно, рифты системы Карру наложены на дамариды и кибариды — консолидированные складчатые пояса, спаявшиеся в раннем рифее архейские кратоны Зимбабве — Трансвааль, Танзания, Ангола — Касаи. Несомненна рифтовая природа дамариjsких и кибариjsких прогибов и их можно рассматривать как аналоги более поздних авлакогеосинклиналей. Характерно, что докембриjsкие трубки расположены в пределах архейских кратонов и возраст их совпадает с возрастом дамариd и кибариd. Исследователями Африки предложена гипотеза об изначальных зонах различных минеральных (в т.ч. и алмазов) обособлений в земной коре, которые оставались устойчивыми в течение всей известной нам геологической истории [15]. Под знаменами такие первичные алмазоносные зоны могут представлять собой мантийские корни высокощелочных перидотитов с линзами эклогитизированных пород, образовавшиеся при субдукции океанической литосферы. Если действительно существуют подобные образования, то глубокие хорошо развитые рифты должны их разрушить и не способствовать сохранению алмазов. Благоприятные условия выноса алмазов из мантийных корней магмы как раз создавались по умеренно нарушенной периферии авлакогенов.

На Южно-Американской платформе меловые алмазоносные кимберлиты обнаружены на докембриjsком массиве, протягивающемся вдоль восточного побережья континента между впадиной Парана, заполненной мощными трапповыми излияниями юрского возраста, и Сан-Паулуcкой периконтинентальной меловой рифтовой зоной. Проявления кимберлитов находятся в ассоциации со щелочными, ультраосновными щелочными массивами центрального типа [8, 9].

В пределах северо-западной части Австралийской платформы проявления щелочно-ультраосновного магматизма, в т.ч. лампроитов и кимберлитов, приурочены к границам блока Кимберли архейской консолидации с линейными зонами Холлс-Крик и Кинг-Леопольд раннепротерозойской — позднерифейской активизации. На западе зона Холлс-Крик в раннем протерозое представляла собой структуру, подобную фанерозойским авлакогенам, консолидированную и вошедшую в состав фундамента к раннему рифею. В среднем рифее на эту зону снова наложился авлакоген — глубокий симметричный грабен, в котором мощность рифейских терригенных отложений достигает 9 км. К началу позднего рифея он претерпел инверсию с образованием крупных надвигов.

В районе Северный Кимберли проявление щелочно-ультраосновного магматизма с кимберлитовыми полями Скерринг и Птеропус контролируется, согласно геофизиче-

ским данным, мобильной проницаемой зоной предположительно раннепротерозойского заложения. По-видимому, она является северо-западным рифтоподобным ответвлением от зоны Холлс-Крик, менее динамично выраженной, менее глубокой и сильно эродированной. На юге блок Кимберли ограничен зоной Кинг-Леопольд, являющейся также ответвлением от зоны Холлс-Крик. Развитые в ее пределах, а также южнее, на склоне фанерозойского авлакогена Каннинг, многочисленные миоценовые лампроитовые поля связаны с магматической активизацией и структурами этого авлакогена, в частности с мезозой-кайнозойским грабеном Фитцрой [11].

Можно было бы привести и другие примеры тесной пространственной связи кимберлитов с палеорифтами и сопутствующими им магматитами. Тем не менее, генетическая связь кимберлитового магматизма с палеорифтами не стала еще вполне очевидной, и эта гипотеза не разделяется, по-видимому, большинством исследователей проблемы происхождения кимберлитов. Возможно, решающим критерием для неприятия ее является то, что архейские кратоны и палеорифты — структуры диаметрально противоположные. Кимберлитовые тела всегда приурочены к кратонам и не известны в пределах рифтов. Принять рифтовую гипотезу и избежать указанного противоречия можно, установив, что кимберлитовые проявления контролируются тектоническими нарушениями, относящимися по времени образования, пространственному положению, происхождению и кинематике к единой системе структур того или иного палеорифта.

Как показал опыт многолетних геологических работ, в алмазоносных районах Сибирской платформы в пределах кимберлитовых полей нет крупных разломов в осадочном чехле и обычными геолого-геофизическими методами они картируются с большим трудом. Кимберлитоконтролирующая их роль весьма проблематична [7]. Еще большие трудности с выделением подобных разломов возникают там, где кимберлитовые трубки прорывают кристаллический фундамент, обнаженный или перекрытый маломощным чехлом посткимберлитовых отложений. Фундамент насыщен многочисленными нарушениями и выделить среди них кимберлитоконтролирующие весьма сложно. В связи с этим в последнее время обычные геологические методы поисков и прогнозирования кимберлитовых полей отошли на второй план. Приоритет получили методы глубинной геофизики, позволяющие выделять корово-мантийные аномалии гравитационных, магнитных, электрических, сейсмических полей и моделировать глубинные тектоно-магматические процессы образования кимберлитов. Однако научная обоснованность таких операций в значительной мере базируется на детерминистском убеждении о возможности однозначной ретрос-

пективной интерпретации указанных аномалий. Поэтому структурно-тектоническое картирование осадочного чехла и фундамента территорий алмазоносных провинций на более высоком методическом уровне по-прежнему актуально. Только этим путем возможно обнаружение структурных связей кимберлитовых полей с палеорифтовыми.

В Якутской алмазоносной провинции, где кимберлитовые трубки прорывают мощный осадочный чехол, структурно-тектонические карты должны отвечать следующим требованиям: отражать строение максимально низких горизонтов осадочного чехла и характеризовать дизъюнктивную тектонику, т.е. фиксировать разломы, в т.ч. и малоамплитудные. Это обусловлено тем, что разломы, не исключая и глубокого заложения, в осадочном чехле кратонов в большинстве случаев проявлены в форме малоамплитудных дислокаций, зачастую затухающих уже в средних горизонтах осадочного чехла. Вместе с тем, на поверхности некоторого слоя, залегающего на кристаллическом фундаменте, запечатлены в явной или имитированной форме все фанерозойские разломы. Получить полную информацию об этих образованиях на современном этапе можно лишь единственным способом — путем интерпретации материалов сейсморазведки МОГТ. Именно таким слоем, несущим максимальную информацию о фанерозойских разломах фундамента, является опорный отражающий горизонт КВ — кровля терригенного комплекса венда, по которому составляются сейсмоструктурные карты для всей центральной части Сибирской платформы. На этой территории, за исключением глубоко погруженных авлакогенов, горизонт КВ является кровлей низкоскоростного базального слоя осадочного чехла.

Приводимый ниже материал по структурно-тектоническому контролю кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции основывается главным образом на анализе структурно-тектонических карт, построенных по первичным материалам сейсморазведки МОГТ. В настоящее время рифтовой гипотезы происхождения кимберлитов Сибирской платформы придерживается ряд исследователей. Первыми, кто обратил внимание на пространственную связь кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции со среднепалеозойскими авлакогенами, были В.Л.Масайтис и М.В.Михайлов [6]. Известный факт приуроченности всех открытых трубок Мирнинского кимберлитового поля к дайкам долеритов они дополнили доказательством: эти дайки относятся к региональной тектоно-магматической зоне, названной Вилуйско-Мархинской, протягивающейся на плече Палеовилуйского среднепалеозойского авлакогена. В дальнейшем при определении направления поисковых работ самостоятельное значение приобрела Вилуйско-Мархинская зо-

на, а сам Палеовилуйский авлакоген оказался как бы ни причем.

В 1985 г. Ю.А.Дукардт впервые обратил внимание на расположение Мирнинского кимберлитового поля на центральном окончании среднепалеозойской Ыгыаттинской впадины и высказал предположение о контроле Мирнинского поля Укугутской рифтоподобной структурой северо-восточного направления, к элементам которой отнесены грабены, закартированные сейсморазведкой МОГТ и бурением. Связь их со структурами Ыгыаттинской впадины в то время не была надежно установлена, а лишь предполагалась по сейсморазведочным и другим геофизическим и геологосъемочным данным. Позднее Укугутская рифтоподобная структура и в целом роль рифтогенеза в происхождении кимберлитов Сибирской платформы рассматривались и в других работах [3, 4, 12, 13]. Но наиболее близко к решению проблемы структурно-тектонических связей кимберлитового вулканизма с палеорифтовыми структурами подошел Б.Р.Шпунт [14]. Учитывая, что кимберлиты — образования кратонных, а не деструктивных зон платформы, этот исследователь предполагает, что проявления кимберлитового вулканизма возникли не в пределах палеорифтов, а в их обрамлении — в зонах краевых дислокаций, являвшихся антиподами рифтовых структур, зонами сжатия, компенсированными рифтогенное растяжение. Наиболее важный момент в данной гипотезе — признание периферийного положения кимберлитов по отношению к палеорифтам, но в зоне их динамического влияния и роли горизонтального сжатия в образовании кимберлитов. Однако нельзя согласиться, что в результате растяжения реально существовавших на Сибирской платформе рифтогенных прогибов рифейского и среднепалеозойского возраста могли образоваться подобные концентрированные структуры горизонтального сжатия. Так, все разломы сжатия на северо-западном крыле Ыгыаттинской впадины, отнесенные к зоне краевых дислокаций, являются инверсионными структурами самого палеорифта.

Дальнейшая разработка гипотезы рифтогенного происхождения кимберлитов Сибирской платформы, по-нашему мнению, должна основываться на широком использовании сейсморазведочных материалов. В результате детального изучения сейсморазведочных материалов МОГТ нами было установлено, что в пределах кратонов центральной части Сибирской платформы (на склонах Анабарской антеклизы, в Сюджерской седловине и Непско-Ботуобинской антеклизе) достаточно широко распространены весьма малоамплитудные микрограбены, т.е. структуры горизонтального растяжения. Нарушения, ортогональные грабенам, как правило, представлены взбросами. Причем ориентировка систем грабены-взбросы раз-

лична для разных тектонических зон. Наличие сети этих образований свидетельствует, по-видимому, о том, что пульсационные горизонтальные движения были не только в авлакогенах, но и на кратонных территориях. Особенно контрастные линейно вытянутые структуры горизонтального растяжения выявлены по периферии авлакогенов. Вслед за Б.Р.Шпунтом они названы зонами динамического влияния авлакогенов (ЗДВА); уместно также название «рифтоподобные структуры».

Конкретизируем понятие ЗДВА и их пространственное положение относительно осей авлакогенов, а также характерные черты строения. Известно, что авлакогены, согласно классификации, предложенной А.А.Богдановым, разделяются на три типа: сквозные, рассекающие платформу на две части; поперечные или входящие, в пределах которых происходит выклинивание миогеосинклинальных зон, проникающих на значительные расстояния в глубь платформы и затухающих внутри нее; внутренние, не имеющие выхода к краям платформы.

Во входящем авлакогене условимся называть собственно авлакогеном только область полного накопления всего комплекса рифтогенных вулканогенно-осадочных отложений. Он состоит из крупных субпараллельных конседиментационных грабенов, в инверсионную стадию подвергшихся интенсивным дислокациям. Естественно, что грабены собственно авлакогенов при продвижении в глубь кратона постепенно затухают, что выражается в уменьшении их ширины, амплитуды, расщеплении на серии микрограбенов, сбросов и скоплений трещин. Рифтогенное осадконакопление в затухающих грабенах было неполным или отсутствовало. Такие затухающие грабены и сопутствующие им структуры горизонтального растяжения именуются входящими зонами динамического влияния авлакогена. Кроме того, от собственно авлакогена могут ответвляться боковые затухающие грабены и микрограбены. Вообще ветвление авлакогенов явление весьма для них характерное. Так, частая примерно ортогональная сеть разнопорядковых рифейских авлакогенов и грабенов установлена в фундаменте Восточно-Европейской платформы [1]. По-видимому, еще более сложная сеть рифейских и среднепалеозойских авлакогенов погребена под вулканогенно-осадочными образованиями Тунгусской синеклизы. Боковые затухающие грабены и микрограбены, а также сопутствующие им другие структуры горизонтального растяжения и сжатия образуют фланговые ЗДВА. Рифтогенное осадконакопление в их пределах было весьма ограниченным, впоследствии эти отложения были размыты. Входящие и фланговые ЗДВА двух авлакогенов могут встречаться и пересекаться, образуя сквозные ЗДВА.

В среднем палеозое восточная часть Си-

бирской платформы оказалась рассеченной сквозными и входящими авлакогенами, глубоко унаследованными от рифейских авлакогенов. К Палеовилуйской системе авлакогенов относятся Лунгхино-Кемпендзайский сквозной и Линдинско-Ыгыаттинский входящий авлакогены. Последний заканчивается Ботуобинской входящей ЗДВА, в пределах которой расположено Мирнинское кимберлитовое поле. На его примере отчетливо видна кимберлитоконтролирующая роль ЗДВА. Структурные взаимоотношения центриклинального окончания Ыгыаттинской впадины, образовавшейся на основе рифейского и среднепалеозойского авлакогена, показаны на рис. 1. В ее строении участвуют крупные конседиментационные и инверсионные сбросы, ограничивающие грабены и горсты. Малоамплитудные ветви этих образований проникают в кратонную область, формируя линейную прерывистую затухающую зону разрывных и пликативных дислокаций (грабенов, микрограбенов, валов). На пересечении ее с Вилуйско-Мархинским даечным поясом и возникло Мирнинское кимберлитовое поле. Южнее выделяется Вилуйчанская ЗДВА. На северо-западном фланге Ыгыаттинской впадины выделяется Ыгыаттинско-Мархинская зона боковых грабенов и микрограбенов, которая в Далдыно-Алакитском кимберлитовом районе встречается с Алакитской рифтовой ветвью, относящейся к системе Котуйского авлакогена, образуя сквозную Алакит-Моркокинскую ЗДВА. Критериями выделения Ыгыаттинско-Мархинской фланговой зоны послужили следующие структурно-тектонические признаки: наличие грабенов и микрограбенов как боковых рифтовых ответвлений от Линдинско-Ыгыаттинского авлакогена и протяженных взбросовых зон, коррелируемых раннепротерозойскими Верхнетунгскими глубинными разломами. В бассейне нижнего течения р. Моркока взбросовые зоны переходят в субширотные грабены. Этот факт дает основание предполагать, что до инверсии они также были микрограбенами. В венде на территории локализации боковых грабенов существовала подвижная зона на склоне вендской синеклизы, что обусловило накопление здесь отложений терригенного венда относительно повышенной мощности. Нижнеморкокинская ЗДВА располагается на территории, которая с раннего кембрия вплоть до среднепалеозойской эпохи представляла собой линейную прогнутую область (Вилуйско-Моркокинскую) или палеопрогиб с несколько мигрирующей во времени осью, что, в частности, вытекает из анализа мощностей кембрийских отложений, выполненного Б.Б.Шишкиным в 1991 г. (рис. 2).

Менее изучен Котуйский входящий авлакоген, расположенный на другом окончании платформы, но обнаруживающий значительное сходство с Линдинско-Ыгыаттинским авлакогеном. Они идентичны по про-

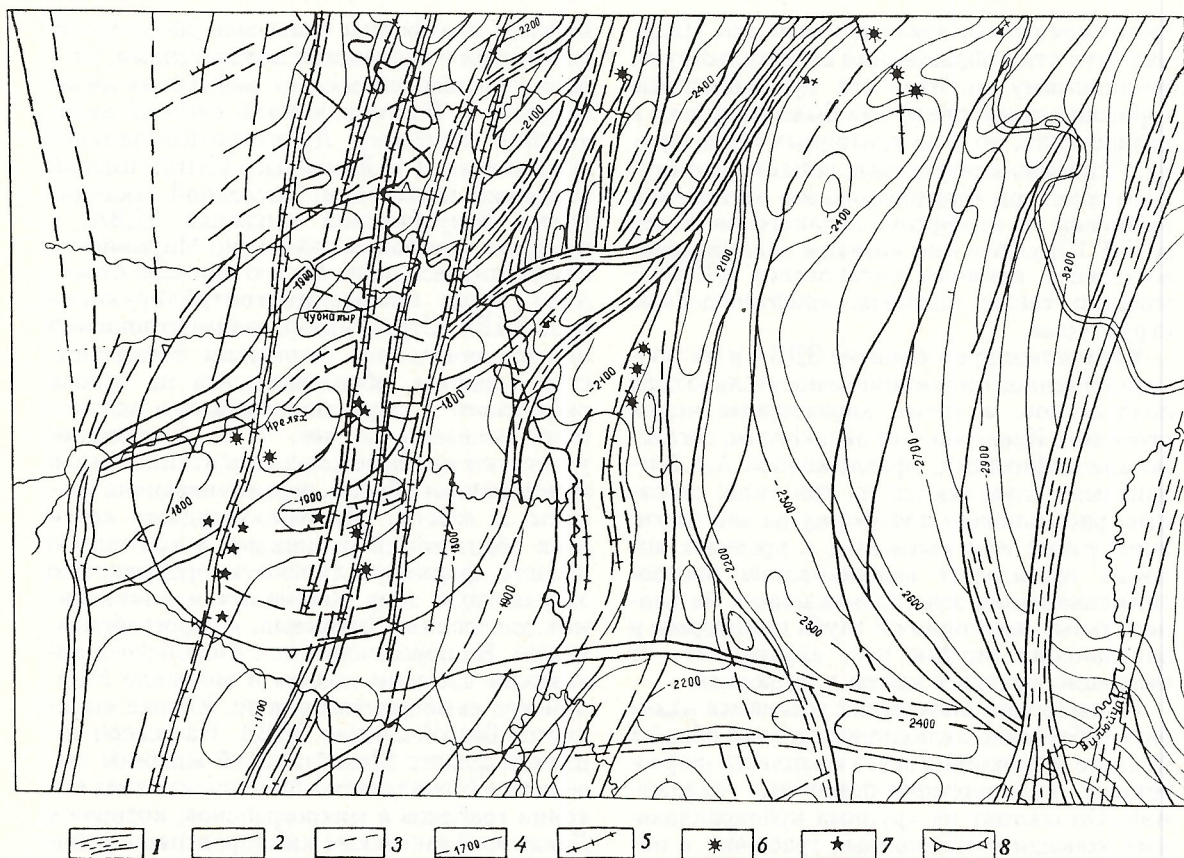


Рис. 1. Структурная схема Мирнинского кимберлитового поля:

разломы: 1 — крупные, сопровождаемые зонами дробления, 2 — с амплитудами порядка 100 м, 3 — малоамплитудные; 4 — изогипсы отражающего горизонта КВ, м; 5 — дайки долеритов среднепалеозойского возраста; 6 — туфовые трубки среднепалеозойского возраста; 7 — кимберлитовые трубки среднепалеозойского возраста; 8 — контур Мирнинского кимберлитового поля

исхождению и тектонической позиции и относятся к тектонотипу полициклических регенерированных авлакогенов с одинаковыми синхронными циклами развития. Их идентичность обусловлена единством их рифтогенных внеплатформенных корней, а также предопределена внутриплатформенными структурными связями, существовавшими между авлакогенами на протяжении длительной истории их формирования. Так, в кембрии они, возможно, были связаны единым линейным прогибом, частью которого являлся Вилюйско-Моркокинский палеопргиб. По-видимому, правильное выделять не Котуйский авлакоген, а целую Котуйскую систему авлакогенов.

Полного представления о строении последней в настоящее время нет. Вероятно, это субмеридиональная система крупных палеорифтовых структур, являющихся, по существу, самостоятельными авлакогенами. Южное окончание одного из них — Могдинского — изучено сейсморазведкой МОГТ. Могдинский авлакоген выделяется как крупная ветвь Котуйского входящего авлакогена, протягивающаяся в юго-восточном направлении через бассейны рек Моейро, Верхний Вилюйкан, Могды. В этом районе

он устанавливается по гравимагнитным данным как депрессионная зона, ограниченная разломами. В междуречье Могды—Моркока, Вилюй—Ляхарчан, по данным сейсморазведки МОГТ, авлакоген представлен двумя параллельными относительно глубокими грабенами, сужающимися в юго-восточном направлении и формирующими общую впадину. Ее центриклиналь ограничена относительно крутым склоном и сбросовой зоной северо-восточного направления венд-раннекембрийского возраста, простирающейся в район Алакит-Мархинского кимберлитового поля. После пересечения указанной сбросовой зоны амплитуда грабенов значительно уменьшается и они выделяются как рифтовые ветви авлакогена, а вдоль них и на их продолжении отмечается Ляхарчан-Батарская входящая ЗДВА.

От Могдинского авлакогена в верхнем течении р. Моркока отделяется Алакитская боковая рифтовая ветвь. Она протягивается в субширотном направлении через среднее течение р. Алакит в район между Алакит-Мархинским и Далдынским кимберлитовыми полями. Эта рифтовая ветвь выделена как депрессионная зона на основании гравимагнитных и некоторых геологических дан-

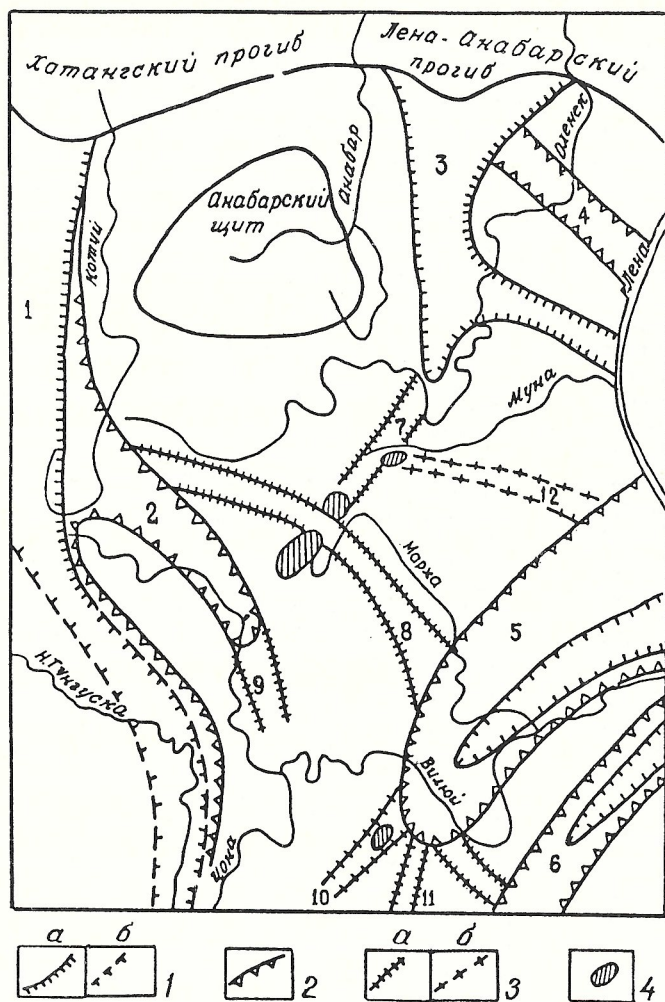


Рис. 2. Схема рифейских и среднепалеозойских рифтов Якутской кимберлитовой провинции:

границы авлакогенов: 1 — рифейских (а — установленные, б — предполагаемые), 2 — среднепалеозойских; 3 — границы зон динамического влияния авлакогенов (а — установленные, б — предполагаемые); 4 — среднепалеозойские кимберлитовые поля; авлакогены: 1 — Кутуйский, 2 — Могдинский, 3 — Билиро-Уджинский, 4 — Кютюндинский, 5 — Линдинско-Ыгыаттинский, 6 — Лунгхино-Кемпендяйский; ЗДВА: 7 — Далдыно-Мунская, 8 — Алакит-Моркокинская, 9 — Лахарчан-Батырская, 10 — Ботубинская, 11 — Вилюйчанская, 12 — Тюнгская

ных. Из-за неизученности территории сейсморазведкой МОГТ действительное строение рифтовой ветви проблематично. По-видимому, она состоит из нескольких микрограбенов. Существование этой рифтовой ветви предопределено всем ходом досреднепалеозойского тектонического развития района.

Центриклинальное окончание Билиро-Удачинского рифейского авлакогена на Маакской петле р. Оленек выделено по материалам сейсморазведки МОГТ. На продолжении центриклинали и юго-западном направлении протягивается широкая зона малоамплитудных сбросов и микрограбенов, достигающая Далдынского кимберлитового поля и Алакитской рифтовой ветви. Эта зона выделена как Далдыно-Мунская ЗДВА, поскольку она генетически связана с рифейским авлакогеном; возраст ее считается рифейским. Поэтому в фундаменте зона представлена более амплитудными сбросами и грабенами по сравнению с нижними горизонтами осадочного чехла.

Эмпирический факт расположения известных кимберлитовых полей в зонах динамического влияния авлакогенов (Мирнинского — в Ботубинской входящей, Алакит-Мархинского и Далдынского — в сквозной Алакит-Мархинской и на пересечении ее с

Далдыно-Мунской, Мунского — в последней) позволяет предполагать, что и другие кимберлитовые поля (известные и неизвестные и не только на Сибирской платформе) контролируются ЗДВА. Очевидно, что в пределах авлакогенов над сводом мантийного выступа, где происходит излияние на поверхность больших магматических масс, нет места для кимберлитовых магм. Возможно, соответствующие условия могут быть и над склонами мантийного выступа по периферии авлакогенов, к которым как раз и относятся зоны их динамического влияния.

Едва ли возможен априорный расчет оптимальных расстояний кимберлитовых проявлений от границ авлакогена. Поэтому в данном вопросе полезно использовать прямые аналогии. Например, Мирнинское кимберлитовое поле находится в непосредственной близости от границ авлакогена, а Алакит-Мархинское и Далдынское — на более значительном расстоянии от нее. По-видимому, наиболее благоприятные условия для прорыва кимберлитовой магмы в осадочный чехол и на поверхность через вулканические аппараты на некоторых участках ЗДВА создаются в стадии инверсионного сжатия [14]. Направления векторов сжатия — рас-

тяжения (с преобладанием первых в стадии сжатия) на разных блоках платформы были различны и определялись для каждого блока региональной геодинамической обстановкой. Так, в авлакогенах с относительно автономным режимом пульсации инверсионное сжатие направлено поперек простиранья рифтовых структур, а в зонах динамического влияния его рифтовых ветвей направление вектора сжатия может быть иным, подчиненным геодинамическим закономерностям того блока кратона, в пределах которого зона расположена. Например, вектор инверсионного сжатия в Линдинско-Ыгыттинском авлакогене, по-видимому, в раннем карбоне был направлен в субмеридиональном направлении, но сжатие в этом направлении не затронуло (или затронуло в ослабленной форме) Ботубинскую ЗДВА, вследствие чего рифтогенные грабены северо-восточного простиранья там остались открытыми. По-видимому, произошло проскальзывание структур авлакогена в северо-западном направлении по сдвигам.

В Алакит-Моркокинской сквозной ЗДВА, в районе Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей и к югу от него, наблюдаются взбросы, протягивающиеся вдоль ее простиранья, т.е. в северо-западном направлении. Указанная зона подвергалась поперечному сжатию и поэтому продольные открытые рифтогенные структуры здесь не сохранились, но она пересекла досреднепалеозойские рифтогенные грабены северо-восточного простиранья, с которыми связано образование ранне-среднекембрийских рифовых гряд. Естественно, что эти структуры в инверсионную раннекаменноугольную стадию оставались открытыми. Следовательно, под воздействием инверсионного сжатия авлакогенов и ЗДВА происходила миграция скоплений кимберлитовой магмы в сторону участков, на которых рифтогенные структуры растяжения (среднепалеозойские и более раннего возраста) сохранились в первичном открытом состоянии. Такой вывод согласуется с общими представлениями о том, что периоды горизонтального сжатия литосферы характеризуются затуханием магматизма [10] и лишь кимберлитовый вулканизм, отличающийся спецификой происхождения, является исключением из этого правила.

В заключение сформулируем структурно-тектонические факторы локализации кимберлитовых полей ЗДВА. Кимберлитовые поля в пределах ЗДВА, вероятно, локализуются на территориях, где развиты открытые

структуры горизонтального растяжения — грабены и микрограбены среднепалеозойского и досреднепалеозойского возраста. Такие территории выделяются как возможные кимберлитовые районы. Дополнительным благоприятным фактором является наличие доавлакогенных интрузий — даек, штоков и трубок взрыва туфов основного состава, увеличивающих проницаемость коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валиев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. — М.: Недра, 1978.
2. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. — М.: Недра, 1978.
3. *Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Структурно-тектоническая позиция кимберлитовых полей в структуре Сибирской платформы // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990. С. 99—101.
4. *Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Среднепалеозойские рифтогенные структуры Сибирской платформы и кимберлитовый магматизм // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990. С. 101—103.
5. *Лучицкий И.В.* Древние вулканические области южных материков в фанерозое. — Новосибирск: Наука, 1978.
6. *Масайтис В.Л., Михайлов М.В.* Вулканизм и тектоника Ыгыттинско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. — М.: Недра, 1975.
7. *Милашев В.А.* Кимберлитовые провинции. — Л.: Недра, 1974.
8. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. — М.: Недра, 1983.
9. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976.
10. *Милановский Е.Е.* Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсации Земли. — М.: Наука, 1984.
11. *Олофинский Л.Н., Калинина Е.В.* Структурно-геофизические обстановки размещения районов и полей кимберлитового и лампроитового магматизма северо-западной части Австралийской платформы // Геофизические методы прогноза, поисков и разведки месторождений алмазов. М., 1989. Вып. 237. С. 43—50 (Тр. ЦНИГРИ).
12. *Романов Н.Н., Герасимчук А.В.* Кимберлитовые поля Сибирской платформы, их связь с рифтогенными структурами и геофизическими неоднородностями // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990. С. 107—109.
13. *Сафьянников С.В.* Роль рифтогенеза в формировании раннегерцинского мегакомплекса юга Сибирской платформы и прогноз алмазоносности // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. Иркутск, 1990. С. 104—106.
14. *Шпунт Б.Р.* Кимберлитоконтролирующие структуры Сибирской платформы // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 250. С. 38—50.
15. *Clifford T.N.* Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Materials survey of Institute of African Geology. Leeds, 1966. P. 421—434.
16. *Clifford T.N.* The structural framework of Africa // African magmatism and tectonics. Edinburgh, 1970.

Формационные комплексы нижнего докембрия и эволюция раннедокембрийского магматизма

Е.М.ЛАЗЬКО, К.И.СВЕШНИКОВ (Львовский государственный университет)

Важность проблемы эволюции раннедокембрийского магматизма трудно переоценить не только с точки зрения выявления условий формирования континентальной земной коры, но и в чисто прикладном смысле, т.к. огромное число месторождений различных рудных формаций парагенетически или генетически связано с магматическими образованиями как архейского, так и раннепротерозойского возраста. Проблему эту прямо или косвенно ставили и пытались разрешить многие исследователи с различных позиций — радиогеохронологических, минералого-геохимических, тектонических и др., однако удовлетворительного решения она все еще не нашла.

При установлении закономерностей развития раннедокембрийского магматизма и связанного с ним рудообразования первостепенное значение имеет расчленение и корреляция докембрийских образований. В основу существующих схем периодизации геологической истории положены разные принципы, но все они в конечном счете сводятся к выделению тех или иных временных интервалов (периодов, этапов), разделенных возрастными рубежами, которым, хотя и с оговорками, придается универсальное значение. Между тем, по мере изучения нижнего докембрия появляются все больше доказательств того, что разные регионы развивались по единому плану, но не синхронно, — в них в одинаковой стратиграфической последовательности формировались сходные по структурно-вещественным признакам геологические комплексы, возраст которых, однако, в разных геоблоках отличается весьма существенно, иногда на сотни миллионов лет. В результате, как уже неоднократно отмечалось, возрастные рубежи, проведенные по границе тех или иных вещественных подразделений в одном регионе, в других оказываются «внутри» подобных подразделений. Поэтому для выявления общих закономерностей эволюции докембрийской земной коры представляется целесообразным составление схем периодизации, основанных на анализе относительной последовательности формирования наиболее характерных крупных геологических подразделений, возникших в определенном тектоно-магматическом режиме.

Изучение авторами некоторых регионов развития докембрия и анализ литературных источников показывают, что среди нижнедокембрийских образований могут быть

обособлены парагенетические сочетания стратифицированных комплексов и ассоциирующих с ними плутонических формаций (ниже они именуются формационными комплексами — ФК), обладающие устойчивыми пространственно-временными взаимосвязями и характерными отличительными признаками [17, 20]. Данные типовые ассоциации повторяются в разных регионах и составляют основную часть площадей развития архея и нижнего протерозоя. Согласно действующей геохронологической шкале, за границу раннего и позднего протерозоя принята цифра 1650 ± 50 млн. лет, соответствующая времени образования гранитов рапакливи и началу формирования рифейских отложений; поэтому ниже будут рассмотрены ФК, возникшие до появления последних.

Выделено шесть наиболее распространенных (главных) типов нижнедокембрийских формационных комплексов [21]. Каждый из них объединяет стратифицированную составляющую, представленную в той или иной степени метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, и ассоциирующие с ними плутонические тела мафит-ультрамафитового или мафического-салического состава, а также разнообразные гранитоиды.

Наиболее низкое стратиграфическое положение на всех занимают толщи гнейсов и кристаллических сланцев — регионально метаморфизованных пород в гранулитовой и амфиболитовой фациях. В тех случаях, когда эти толщи достаточно полно изучены геологическими методами, они обычно разделены на гранулитогнейсовые и относительно более молодые амфиболитогнейсовые комплексы. Описания тех и других, приводимые исследователями по разным континентам, так же как и наборы ассоциирующих с ними плутонических тел (табл. 1, 2), удивительно однообразны. Это свидетельствует об устойчивом, типовом характере таких ассоциаций, позволяющем выделить их соответственно в *чарнокит-эндербит-гранулитовые* (ниже для простоты они именуются *эндербит-гранулитовыми*) и *плагιοгранит-амфиболитовые* формационные комплексы. Они отличаются не только по степени метаморфических преобразований, но, в первую очередь, характеру разрезов, несводимых друг к другу при мысленном «снятии» метаморфизма. Эндербит-гранулитовые комплексы состоят из расположенных в определенной стратиграфиче-

ской последовательности суперкрупных формаций [18], с которыми постоянно ассоциируют многочисленные тела гранитоидов; состав последних в большинстве случаев определяется вмещающими породами. Такая зависимость отчетливо проявлена в западной части Алданского кристаллического массива, где на огромных площадях развиты гранитогнейсы. Состав их обнаруживает прямую связь с вмещающими толщами: аляскитовые и лейкократовые гранитогнейсы приурочены к областям развития кварцитов и высокоглиноземных пород, биотитовые и биотит-роговообманковые гранитоиды преобладают в районах существенного развития основных кристаллосланцев, а диопсидовые гранитогнейсы появляются на тех участках, где в разрезе имеются доломитовые мраморы [15]. Не менее отчетливо связь пород гранитоидного состава с таковым вмещающих пород проявлена и в западной части Украинского щита, где так называемые чудново-бердичевские граниты всюду развиты по породам кинцититовой формации, причем их гранитоидные разновидности — лишь по биотит-гранатовым гнейсам, тогда как безгранатовые развиты по другому главному члену формации — гиперстеновым гнейсам и кристаллосланцам [19]. Это позволяет выделять в разрезах ФК «макрослои», сложенные изолитогенными [25] рядами формаций, каждый из которых включает определенную метаморфическую, гнейсогранитоидную (плутонOMETаморфическую) и плутоническую формации. В этих рядах каждая последующая формация образуется на месте предыдущей, как бы «псевдоморфно» замещающая ее. Хотя в полном объеме такие соче-

тания проявлены редко, по сумме данных по разным регионам могут быть выделены ряды: кинцититовая — кинцитит-гранитовая — гранат-гиперстен-гранитовая, описанная как разновидность чарнокитов — кузеевиты [14]; гиперстеновая гнейсокристаллосланцевая — гнейсоэндербитовая — плутоническая эндербитовая; лейкогранулитовая — гнейсоаляскитовая — аляскитовая формации. В участках диафтореза возникают ряды: кристаллосланцевая — кристаллосланцево-диорит-тоналитовая — плутоническая диорит-тоналитовая; плагиогнейсовая — гнейсоплагиогранитовая — плагиогранитовая формации [11].

Помимо гранитоидов с гранулитогнейсовыми толщами часто ассоциируют небольшие массивы метагabbро, габброноритов, гипербазитов; среди последних наиболее распространены пироксениты и лерцолиты, обладающие более или менее отчетливо выраженными секущими соотношениями с вмещающими породами (например, новопавловский комплекс Украинского щита). Принадлежность их к ФК рассматриваемого типа доказывается повсеместно отмечающимися эндербитизацией и гранитизацией этих тел.

По-прежнему остается открытым вопрос о характере низов разреза и фундамента эндербит-гранулитовых ФК. Представления исследователей по этому вопросу крайне разноречивы. Не касаясь всех аспектов проблемы, отметим, что в структурно-формационном отношении, по-видимому, один из наиболее хорошо изученных сейчас разрезов эндербит-гранулитового ФК расположен в западной части Украинского щита [19]. В основании комплекса залегает кинцитито-

1. Примеры региональных стратиграфических подразделений, характеризующих выделенные типы формационных комплексов

Типы ФК	Украинский щит	Карело-Кольский геоблок Балтийского щита	Алдано-Витимский щит	Канадский щит	Южно-Африканский щит	Западно-Австралийский щит
Габброидно-терригенные	—	Печенгская серия	—	Группа Коперман — Ривер	Система Трансвааль	Формация Истерн-Крик
Диорит-трахиандезит-терригенные	Клесовская серия	Сумийский комплекс	Уянская серия	Группы Эхобей, Снер	Супергруппа Вентерсдорп	Вулканы Уайтуотер
Гранитоидно-метатерригенные	Тетеревская, криворожская серии	Кейвская серия?	Удоканская серия	Надгруппа Гурон	Супергруппа Витватерсранд	Надгруппа Маунт-Брюс
Тоналит-зеленокаменные	Конкская серия	Лопийский комплекс	Олондинская серия	Киватиний, группа Тимискаминг	Система Свазиленд	Комплекс Кулгарди-Калгурли
Плагиогранит-амфиболитовые	Аульская серия	Кристаллический фундамент зеленокаменных поясов	Олекминская серия	Комплексы плагиогнейсов и амфиболитов	Амфиболито-гнейсовые толщи	Комплекс Олиа
Чарнокит-эндербит-гранулитовые	Днестровско-бугская серия	Кольская серия	Алданский комплекс	Комплекс Пиквитоней	Гранулитогнейсовые толщи	Нижняя часть комплекса Нерьер

вая формация, состоящая из биотит-гранатовых, реже силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, местами с графитом, а также биотит-гиперстеновых кристаллических сланцев. По имеющимся данным, подобные кинцитговой формации толщи Беларуси и Волго-Уральского региона стратиграфически ниже сменяются переслаиванием основных двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев с подчиненным количеством высокоглиноземных гнейсов, иногда с графитом и гранатом [1]. В некоторых регионах известны метаморфизованные тела габбро, норитов, анортозитов, ультрабазитов, занимающие как-будто наиболее низкое стратиграфическое положение в эндербит-гранулитовых ФК и характеризующиеся древнейшим радиологическим возрастом. К ним относятся комплексы Манфред Западной Австралии (изотопный возраст 3730 млн. лет), Фискиннесет Западной Гренландии, Кана Браво и другие крупные расслоенные массивы Центральной Бразилии [42, 45, 46]. У.Кордани и И.Хасуи высказали предположение, что последние представляют собой остатки протокры, сформированной около 4000 млн. лет назад. Приведенные данные позволяют думать, что низы разрезов эндербит-гранулитовых ФК, так же как и подстилающий их протофундамент имели первоначально основной состав. Обращает на себя внимание сходство плутонических тел, залегающих среди гранулитогенных толщ (см. табл. 2) и предположительно подстилающих последние. Учитывая их близкий радиологический возраст (например, по новопавловскому комплексу 3650 ± 100 млн. лет уран-свинцовый и 3600 млн. лет самарий-неодимовый изохронный методы [37]), нельзя исключить, что какая-то часть тел первой группы является фрагментами протофундамента, выдав-

ленными на более высокие стратиграфические уровни по ослабленным зонам.

Плагиигранит-амфиболитовые ФК отличаются от эндербит-гранулитовых значительно более однообразным составом. Суперкрупная составляющая их в большинстве случаев представлена кристаллосланцево-гнейсовыми и кристаллосланцево-амфиболитовыми формациями. Гранитоиды, входящие в эти ФК, также образуют изолитогенные ряды, причем состав их довольно близок к гранитоидам в областях развития диафтореза эндербит-гранулитовых ФК. Наиболее распространены представители двух рядов — гнейсоплагиигранитовые — плутонические плагиигранитовые и кристаллосланцево-диоритовые — диоритоналитовые формации [11]. Мафит-ультрамафические формации встречаются значительно реже, чем в эндербит-гранулитовых ФК, но принадлежат к тем же формационным типам.

Эндербит-гранулитовые и «спаянные» с ними процессами гранитообразования плагиигранит-амфиболитовые ФК характеризуются площадным развитием, повсеместно образуя гнейсово-кристаллосланцевое основание всех щитов.

На гнейсово-кристаллосланцевом основании залегают зеленокаменные комплексы, с которыми связан устойчиво повторяющийся в разных регионах набор (см. табл. 2) плутонических пород [13, 24, 34], причем наиболее типичны плагиигранитоиды, в особенности тоналиты, что и позволяет называть такие ФК *тоналит-зеленокаменными*. Среди исследователей получили распространение представления о многократном появлении зеленокаменных комплексов в раннем докембрии. Знакомство с аргументацией сторонников этой точки зрения показывает, что в одних случаях несколько воз-

2. Характерные признаки главных типов нижнедокембрийских формационных комплексов (ФК)

Типы ФК	Характерные стратифицированные образования	Характерные плутонические формации
Габброидно-терригенный	Песчаники, гематитовые песчаники, углестые сланцы, конгломераты, доломиты, базальты, пикриты	Габбро-диабазовая, габбро-верлитовая, перидотит-пироксенит-габбро-норитовая
Диорит-трахиандезит-терригенный	Пестроокрашенные полимиктовые песчаники, алевриты, трахиандезиты, трахилипариты, базальты, яшмы	Диорит-гранодиоритовая, гранитовая, чарнокит-гранитовая, габбро-норитовая (?)
Гранитоидно-метатерригенный	Сероцветные олигомиктовые метапесчаники, алевриты, доломиты, железистые кварциты	Гранитовая, двуслюдяная гранитовая; небольшие тела тоналит-плагиигранитовой и габбро-диабазовой формаций
Тоналит-зеленокаменный	Коматииты, толеиты, дациты, риолиты, метатерригенные породы, джеспилиты	Тоналит-плагиигранитовая, гранитовая, двуслюдяная гранитовая, дунит-гарцбургитовая, габбро-диабазовая; небольшие тела габбро-пироксенит-дунитовой формации
Плагиигранит-амфиболитовый	Плагиигнейсы, амфиболиты, амфиболовые и биотитовые кристаллосланцы	Плагииграниты, диориты, тоналиты, образующие изолитогенные формационные ряды, редко пироксенит-перидотитовая и габбро-норитовая формации
Чарнокит-эндербит-гранулитовый	Двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы и кристаллосланцы, мраморы, железистые кварциты	Эндербиты, чарнокиты, плагиигранитоиды, аляскиты, образующие изолитогенные формационные ряды; пироксенит-перидотитовая, перидотит-габбро-норитовая формации

растных генераций зеленокаменных комплексов, выделяемых в пределах того или иного пояса [7], соответствуют отдельным ритмам, объединяемым исследователями Украинского и Балтийского щитов в качестве составных частей одного комплекса [10]. В других регионах, например, на Канадском щите радиологический возраст зеленокаменных комплексов в разных поясах неодинаков [9], однако геологических доказательств принадлежности этих комплексов к разным этапам найти не удается, а их различный радиологический возраст легче всего объяснить проявлением единого процесса, последовательно смещавшегося во времени и пространстве. Исключением, вероятно, являются лишь зеленокаменные комплексы блоков Пилбара и Йилгарн, сформированные в разные этапы развития Западно-Австралийского щита [8].

Отдельную проблему представляет характер соотношений амфиболитовых и зеленокаменных комплексов. Хотя изотопные исследования нередко дают близкий их возраст, геологическими методами, как правило, обнаруживаются те или иные признаки более высокого стратиграфического положения вторых по отношению к первым. Уместно отметить, что некоторые исследователи в качестве примера древнейших зеленокаменных толщ рассматривают комплекс Исуа Западной Гренландии, однако детальные описания [2, 39, 47] показывают значительное сходство его с железосодержащими формациями в составе плагиогранит-амфиболитовых комплексов других регионов.

На тоналит-зеленокаменных ФК местами залегают железисто-вулканогенно-терригенные толщи (белозерская и криворожская серии Украинского, супергруппа Витватерсранд Южно-Африканского, серия Минас Восточно-Бразильского щитов). За пределами зеленокаменных областей на гнейсово-кристаллосланцевом основании известны прогибы, сложенные метакарбонатно-терригенными толщами, близкими к упомянутому выше по возрасту (ингуло-ингулецкая и тетеревская серии Украинского щита), а в отдельных случаях (серия Минас, удоканская серия Алдано-Витимского щита) связанными с ними латеральными взаимопереходами [30, 48]. Заметим, что метакарбонатно-терригенные толщи также нередко содержат пласты железистых кварцитов или кварцитоидных песчаников (удоканская серия), иногда метавулканиды (тетеревская, ингуло-ингулецкая серии). Все выходы таких толщ (железисто-вулканогенно-метатерригенных в зеленокаменных областях и метакарбонатно-терригенных за пределами последних) сопровождаются примерно одинаковыми наборами plutonических формаций [32], среди которых ведущую роль играют массивы биотитовых и двуслюдяных гранитов с гранатом и турмалином. Все это

позволяет объединить их в один тип *гранитоидно-метатерригенных ФК*.

По характеру магматизма гранитоидно-метатерригенные ФК обладают некоторыми чертами сходства с тоналит-зеленокаменными. Наборы plutonических формаций, входящие в состав этих ФК, нередко весьма сходны, а в некоторых регионах идентичны [32]. Различия заключаются в количественных соотношениях — тела ультрамафит-мафитов и плагиогранитоидов в ассоциации с метакарбонатно-терригенными толщами встречаются реже и имеют меньшие размеры, а массивы двуполевошпатовых гранитов часто достигают значительно больших размеров, чем в ассоциации с зеленокаменными толщами. Вследствие сходства некоторых признаков гранитоидно-метатерригенных и тоналит-зеленокаменных ФК, принадлежность к одному из них толщ, слагающих небольшие грабены или трогги, наложенные на гнейсово-кристаллосланцевое основание (осипенковская свита Украинского щита, так называемый троговый комплекс Алдано-Витимского щита), далеко не всегда может быть определена однозначно.

Стратиграфически выше перечисленных подразделений во всех регионах развития нижнего докембрия залегают *диорит-трахиандезит-терригенные ФК*, представленные пестроокрашенными толщами переслаивания песчаников, алевролитов, вулканитов основного, среднего и кислого составов обычно повышенной щелочности и ассоциирующими с ними телами габбро-диоритов, монзонитов, гранодиоритов, граносиенитов, гранитов. В некоторых случаях в этих породах присутствует ортопироксен, и тогда гранитоиды описываются как «интрузивные чарнокиты». Тела габброидов при появлении в них ортопироксена, изредка оливина, приобретают элементы расслоенности. Примеры этих ассоциаций приведены в табл. 2. Количественные соотношения осадочных пород, вулканитов и plutonитов в разных регионах варьируют от преобладания первых до преобладания последних. Соответственно, разными исследователями эти ассоциации описываются либо как терригенно-вулканогенные толщи, выполняющие прогибы, либо как вулканоплутонические пояса; в зарубежной литературе для них иногда применяется мало удачный термин батолиты [44, 49]. Несмотря на такие расхождения, характерный набор пород (преобладание среди магматических образований разностей среднего состава повышенной щелочности) позволяет уверенно распознавать эти ассоциации в геологических описаниях всех регионов. Специфический характер их подчеркивается и другими исследователями, выделяющими эти образования в самостоятельные возрастные подразделения, например мезопротозой [29] и акитканий [5].

Стратиграфически выше расположены терригенные толщи, содержащие различные

количества базальтов и пикритов, сопровождающиеся телами габбро-диабазов, габбро-верлитов и ультрабазитов. Этот формационный комплекс, который назван нами *габброидно-терригенным*, изучен хуже других прежде всего из-за ограниченности его распространения. К нему отнесены печенгская и имандра-варзугская серии Кольского полуострова, а также ятулийский подкомплекс Карелии [26]. За рубежом к этому типу ФК, вероятно, принадлежит система Трансвааль. В других регионах подобные ассоциации изучены совсем слабо, хотя, по имеющимся описаниям, присутствие их можно предполагать на Канадском щите, а также на щитах Южной Америки и Западной Австралии.

Отдельного рассмотрения требует геологическое положение расслоенных габброидных массивов. На разных щитах их относят к разным этапам, однако имеющиеся материалы показывают, что в областях развития тоналит-зеленокаменных и гранитоидно-метатерригенных ФК (при условии отсутствия более молодых образований) такие массивы единичны или же вообще отсутствуют. В значительном количестве они появляются лишь там, где развиты диорит-трахиандезит-терригенные и габброидно-терригенные ФК, образуя совместно с ними в региональном плане протяженные вулканоплутонические пояса. При этом обычно выделяют два типа расслоенных интрузий — более ранние габбро-норитовые (имандровский комплекс Кольского полуострова, олевский — Вольны, Чинейский массив Восточной Сибири) и более поздние сложнорасслоенные, нередко многообразные перидотит-пироксенит-габбро-норитовые (массив Ципринга в Карелии, Железняковский — в Вольны, Заоблачный — в Восточной Сибири). Соотношения их с терригенно-вулканогенными толщами диорит-трахиандезит-терригенных и габброидно-терригенных ФК однозначно не установлены и различными авторами приводятся взаимоисключающие данные [6, 22, 24, 27]. Не вызывает сомнений, что по крайней мере часть перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов прорывает толщи габброидно-терригенных ФК и входит в их состав, но в целом вопрос принадлежности расслоенных габброидных массивов к диорит-трахиандезит-терригенным или габброидно-терригенным ФК остается открытым и требует дальнейшего изучения.

Несмотря на имеющиеся неясности, индивидуальные отличия и разную полноту проявления ФК в разных регионах, их обобщенные характеристики позволяют говорить о существовании определенных типов ФК, которые могут быть положены в основу схемы глобальной корреляции нижнедокембрийских комплексов. Уместно отметить, что в силу специфических особенностей состава наиболее уверенно можно сопоставить тоналит-зеленокаменные и диорит-трахиандезит-терригенные ФК, которые будут

рассматриваться как своего рода глобальные «маркирующие горизонты».

Перечисленные типы ФК могут быть выделены на всех щитах; возрастная последовательность их во всех случаях оказывается одинаковой, соответствующей принятым для каждого региона местным стратиграфическим шкалам (см. табл. 1). Последнее представляется особенно важным, как одно из доказательств объективности предлагаемой схемы. Отдавая себе отчет в возможных неточностях при корреляции тех или иных подразделений, авторы полагают, что установленная последовательность ФК отражает «генеральную линию» развития в раннем докембрии. Это не исключает возможности отклонения или осложнения хода эволюции в разных регионах, появления стратифицированных комплексов и плутонических формаций, не вписывающихся в предложенную схему, однако их относительная количественная роль вряд ли может быть существенной. По ориентированному подсчетам, породы, принадлежащие к шести главным типам ФК, на всех континентах слагают более 90 % площади щитов. Следует отметить, что хотя приведенное выше рассмотрение ограничивается щитами, как наиболее изученными регионами развития нижнего докембрия, однако и за их пределами в известных авторам участках развития нижнедокембрийского фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ резко преобладают ФК тех же типов.

Принципиально важным, следующим из предпринятого рассмотрения, является заключение об отсутствии повторяемости однотипных в вещественном отношении крупных подразделений (главных формационных комплексов) в общей стратиграфической последовательности нижнего докембрия. В разных регионах они могут иметь разный возраст, повторяясь во времени в истории формирования земной коры в целом, но в разрезе каждого отдельно взятого геоблока такое подразделение неповторимо. Различные ФК характеризуются совершенно определенным положением в общей структуре. Эндербит-гранулитовые и плагиогранит-амфиболитовые ФК, как правило, структурно согласованы между собой в участках их сочленения (хотя в региональном плане обычно обнаруживается их несогласованность) и совместно образуют фундамент или гнейсово-кристаллосланцевое основание, на которое «наложены» или «вложены» по системам разломов трог и впадины, выполненные зеленокаменными и метакarbonатно-терригенными толщами. Диорит-трахиандезит-терригенные и габброидно-терригенные ФК вместе с сопутствующими им расслоенными массивами образуют протяженные вулканоплутонические пояса, часто сближенные между собой в пространстве и обычно занимающие резко секущее положение по отношению к структу-

рам всех более ранних формационных комплексов.

Рассмотренная выше стратиграфическая последовательность ФК представляет собой, с нашей точки зрения, объективную основу для анализа наиболее общих (глобальных) закономерностей эволюции нижнего докембрия в целом и магматизма в частности. Первый возникающий при этом вопрос касается возрастных соотношений разнотипных ФК: необходимо различать время завершения формирования предыдущего и время начала образования следующего формационного комплекса. Особенно это касается ФК первых двух типов. Поскольку гранулит- и амфиболитогнейсовые комплексы служат фундаментом для всех других, естественно, что слагающее их вещество возникло раньше, но метаморфические и ультраметаморфические преобразования его могли охватывать как архей, так и ранний протерозой [12]. Другими словами, эндербит-гранулитовые и плагиогранит-амфиболитовые ФК представляют собой целостные в структурно-вещественном отношении, но нередко полихронные образования. В отличие от них все вышележащие ФК являются не только структурно-вещественными, но и возрастными подразделениями, однако их временные границы, как правило, оказываются диахронными как в масштабе отдельных регионов, так и планеты в целом. В настоящее время наиболее полно охарактеризованы радиологическими методами тоналит-зеленокаменные и диорит-трахиандезит-терригенные формационные комплексы. Для тех и других установлено возрастное скольжение в пределах отдельных регионов, но наиболее любопытная картина вырисовывается при сопоставлении времени формирования этих ФК на разных континентах (табл. 3). Как видно из приведенных данных, время начала формирования ФК обоих типов последовательно уменьшается в восточном направлении в северном и южном полушариях. Диахронность границ однотипных ФК является главной причиной того, что при традиционном возрастном подходе в одни и те же этапы включаются образования, принадлежащие к разным ФК, что естественно затрудняет выявление закономерностей эволюции докембрия.

Рассмотрим наиболее общие заключения об эволюции магматизма с учетом предложенного выше подхода.

Эволюция вулканизма. Хотя исходный состав метавулканитов, входящих в эндербит-гранулитовые и плагиогранит-амфиболитовые комплексы, изучен еще очень слабо, имеющиеся данные позволяют судить о наличии важного рубежа эволюции вулканитов на границе гранитоидно-метатерригенных и диорит-трахиандезит-терригенных формационных комплексов. Те из них, которые залегают стратиграфически ниже этой границы, характеризуются контрастным составом вулканитов, включающих толеит-коматиитовые и известково-щелочные дацит-андезит-риолитовые серии (рис. 1).

Данная диаграмма была разработана на основании обобщения материалов по фанерозойским вулканитам [4]; точка пересечения трендов (точка Р на диаграмме) рассматривается как соответствующая составу исходных магматических источников, т.е. отражающая состав мантийного вещества в принятых параметрах для фанерозоя. Тренды фанерозойских вулканических серий наклонены вправо, отражая возрастание в ходе дифференциации параметра A_c , главным компонентом которого является кремний, т.е. все они относятся к ряду ортомагматических (табл. 3). Как видно из приведенных данных, время начала формирования ФК обоих типов последовательно уменьшается в восточном направлении в северном и южном полушариях. Диахронность границ однотипных ФК является главной причиной того, что при традиционном возрастном подходе в одни и те же этапы включаются образования, принадлежащие к разным ФК, что естественно затрудняет выявление закономерностей эволюции докембрия.

3. Максимальный радиологический возраст, полученный для некоторых формационных комплексов

Формационные комплексы	Возраст, млн. лет	Литературный источник
<i>Тоналит-зеленокаменные ФК</i>		
Северное полушарие		
Восточно-Европейская платформа — метавулканиты конкско-верховцевской серии	3370	Щербак и др., 1986
Сибирская платформа — метавулканиты олондинской серии	2960	Бибикина и др., 1986
Северо-Американская платформа — метавулканиты пояса Учи	2950	Гудвин, 1977
Южное полушарие		
Африканская платформа — плагиограниты, ассоциирующие с вулканитами супергруппы Свазиленд	3600	Campbell, Tarvis, 1984
Австралийская платформа — зеленокаменный комплекс блока Пилбара	3560	Hallberg, Jlikson, 1981
Южно-Американская платформа — коматииты зеленокаменного пояса Крикас	2825	Arndt et al., 1989
<i>Диорит-трахиандезит-терригенные ФК</i>		
Северное полушарие		
Восточно-Европейская платформа — вулканиты сумия	2455	Кратц и др., 1976
Сибирская платформа — гранитоиды улканского комплекса, вулканиты акитканской серии	1950	Геохронология..., 1968
Северо-Американская платформа — транслабдорский батолит	1710	Клитин и др., 1970
Южное полушарие	1650	Sharer, Jower, 1988
Африканская платформа — порфиры системы Вентерсдорп	2699	Crow, Condie, 1988
Австралийская платформа — вулканиты Уайтуотер	1912	Пейдж и др., 1984
Южно-Американская платформа — вулканиты Кучиверо	1900—1800	Teixeira et al., 1989

ческих серий. При вынесении на эту диаграмму трендов раннедокембрийских вулканизов обращает на себя внимание то, что значительная их часть (толеит-коматиитовые и др.) расположена на диаграмме субвертикально, пересекая все ее поля и обнаруживая тенденцию к взаимопересечению в предположительной точке *M*, значительно ниже точки *P*. Начиная с диорит-трахиандезит-терригенных ФК, характер вулканизов резко меняется — впервые появляются непрерывные базальт-трахиандезит-трахипаритовые серии; все они расположены в субщелочном поле либо тяготеют к нему, а их тренды обладают отчетливым наклоном вправо, свидетельствующим об их ортомагматической природе. В отличие от фанерозойских, тренды серий второй половины раннего докембрия еще не сходятся в точке *P*, но уже обнаруживают определенное «тяготение» к ней, укладываясь в выделенные Л.С.Бородиным поля [4].

Эволюция мафит-ультрамафического плутонического магматизма. Наиболее существенные изменения в характере мафит-ультрамафического магматизма, по-видимому, происходили при смене гранитоидно-метатерригенных ФК диорит-трахиандезит-терригенными. Составы плутонических формаций, возникших до вышеуказанной границы (т.е. в первой половине раннего докембрия), так же как и рассмотренных выше вулканизов резко отличаются от фанерозойских вулканических серий (рис. 2).

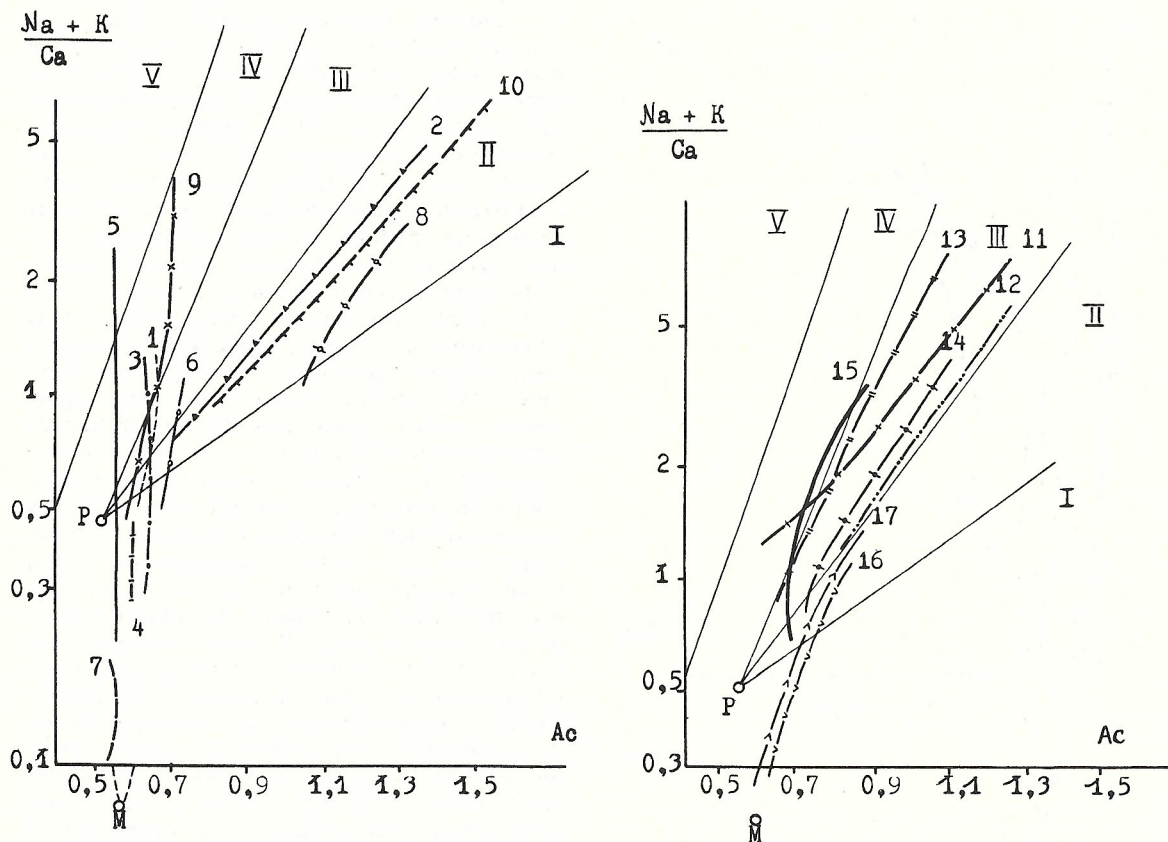


Рис. 1. Положение трендов раннедокембрийских плутонических серий на диаграмме Л.С.Бородина:

эндербит-гранулитовые ФК: 1 — метаэффузивы федоровской и верхнеалданской свит, Алдано-Витимский щит (Великославинский, 1976), 2 — метаэффузивы кольско-беломорского комплекса, Балтийский щит (Предовский и др., 1987); плагиогранит-амфиболитовые ФК: 3 — метаэффузивы удско-майской серии, Алдано-Витимский щит (Козырева, 1985); тоналит-зеленокаменные ФК: 4 — метакоматиитовая формация Приднестровья, Украинский щит (Сиворонов и др., 1983), 5 — метакоматиит-толеитовая формация Приднестровья (данные А.А.Сиворонова, А.Г.Смогилук и др.), 6 — метадацит-андезит-толеитовая формация Приднестровья (данные А.А.Сиворонова, А.Г.Смогилук и др.), 7 — метакоматииты и толеиты лопия Карелии, Балтийский щит (Лобач-Жученко и др., 1988), 8 — метадацит-липаритовая формация лопия (Рыбаков и др., 1981), 9 — зеленокаменный комплекс Грао Пары, Бразилия [48]; гранитоидно-метатерригенные ФК: 10 — метаэффузивы кейвского комплекса, Балтийский щит (Предовский и др., 1987); диорит-трахиандезит-терригенные ФК: 11 — эффузивы клесовской серии, Украинский щит (данные К.И.Свешникова), 12 — эффузивы сумийского комплекса Карелии, Балтийский щит (Голубев и др., 1980), 13 — транслабрадорский вулканоплутонический пояс, Канадский щит (Кечч, 1989), 14 — супергруппа Вентерсдорп, Африка (Crow, Condie, 1988); габброидно-терригенные ФК: 15 — вулканизы ятулия и печенгской серии, Балтийский щит [24], 16 — вулканизы суйсария и серии имандра-варзуга [24], 17 — вулканизы супергруппы Трансвааль, Африка (Crow, Condie, 1990); поля на диаграмме: I — известковое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочное базальтовое, V — щелочное; *P* — точка пересечения трендов фанерозойских серий, предположительно соответствующая составу исходного магматического источника; *M* — точка вероятного пересечения трендов вулканических серий первой половины раннего докембрия

Плутониты, возникшие после этой эволюционной границы, образуют тренды, укладываемые в выделенные Л.С.Бородиным поля для фанерозойских магматических серий и стремящиеся к точке *P*, отражающей, как уже отмечалось, состав мантийного источника. Тренды составов формаций первой группы стремятся к вышеупомянутой предположительной точке *M*.

Таким образом, начиная с рубежа между окончанием формирования гранитоидно-ме-

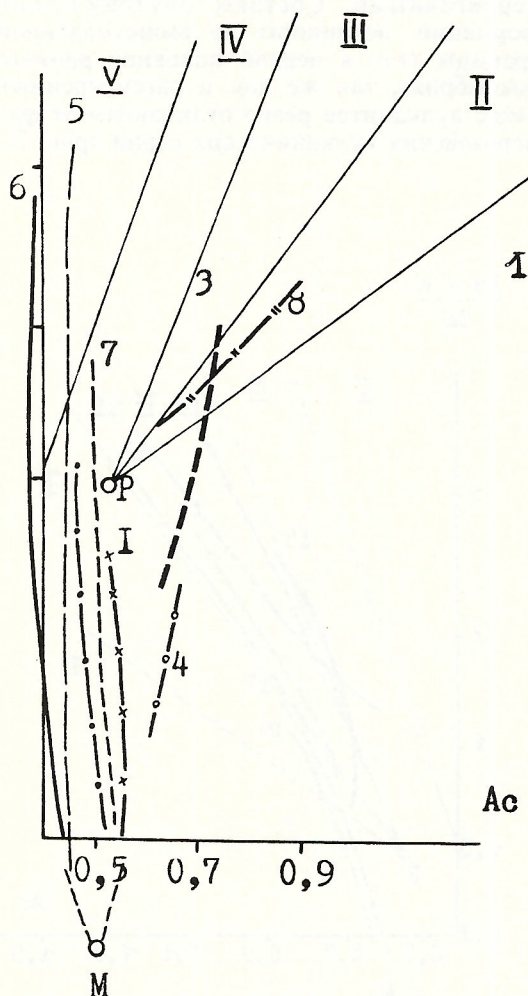


Рис. 2. Положение трендов раннедокембрийских плутонических формаций на диаграмме Л.С.Бородина:

эндербит-гранулитовые ФК: 1 — пироксенит-перидотитовая формация Приазовья, Украинский щит (данные К.И.Свешникова), 2 — пироксенит-перидотитовая формация правобережья р. Витим, Алдано-Витимский щит (то же); тоналит-зеленокаменные ФК: 3 — габбро-диабазовая формация Среднего Приднепровья, Украинский щит (данные К.И.Свешникова), 4 — габбро-диабазовая формация Хани-Олондинской структуры, Алдано-Витимский щит (то же), 5 — габбро-пироксенит-дунитовая формация Среднего Приднепровья (данные А.Г.Смогюк), 6 — дунит-перидотитовая формация Среднего Приднепровья (то же), 7 — дунит-перидотитовая формация Хани-Олондинской структуры, Алдано-Витимский щит (данные К.И.Свешникова); 8 — габбро-норитовая формация западной части Алдано-Витимского щита, входящая в состав диорит-трахиандезит-терригенного или габброидно-терригенного формационного комплекса (то же)

татерригенных и началом образования диорит-трахиандезит-терригенных ФК за счет процессов дифференцированного плавления мантийного вещества возникали лишь ортомагматические серии. До этого рубежа генезис плутонических и вулканических серий, по-видимому, был более разнообразным, на чем следует остановиться особо. Тренды плутонических формаций первой половины раннего докембрия по характеру дифференциации распадаются на три крупных группы: 1) с увеличением параметра A_c (что соответствует накоплению кремнезема) параллельно возрастанию отношения суммы щелочей к кальцию, 2) с убыванием и 3) с приблизительно постоянным параметром A_c (см. рис. 2). Первая группа, как уже упоминалось, отвечает ортомагматическим сериям, широко проявлявшимся в ходе всей геологической истории Земли. Характерные представители второй группы — дунит-перидотитовые формации, по общему мнению, отвечают реститам после удаления ортомагматических расплавов. Вероятно, тот же генезис имеют и наиболее основные представители габбро-пироксенит-дунитовой формации [36]. Формации этой группы должны быть комплементарны ортомагматическим формациям и в полном соответствии с этим обладать прямо противоположными тенденциями. С петрологической точки зрения, интерес представляет изменение величины отношения щелочей к кальцию в формациях обеих групп. Для формаций первой ортомагматической группы увеличение этого отношения связано с уменьшением основности плагиоклазов и накоплением щелочей в ходе дифференциации расплавов. Увеличение того же отношения в реститах, скорее всего, обусловлено относительно более полным переходом кальция в расплав по сравнению с щелочами. В какой-то мере это предположение находит подтверждение в петрологических построениях И.Д.Рябчикова [38], рассчитавшего составы мантии неистощенной и истощенной — после удаления из нее 10 %-ной выплавки. Сравнение их по методу Т.Барта показало, что вынос кальция во втором составе по сравнению с первым составляет 19,4 %, а натрия — 18,6 %, что, по-видимому, должно привести к увеличению отношения щелочей к кальцию в рестите. Завершая рассмотрение «реститовых» формаций, отметим, что после начала формирования диорит-трахиандезит-терригенных ФК они полностью исчезают в докембрии и вновь появляются лишь в фанерозое. Причина этого остается невыясненной. Наибольший интерес представляет третья группа формаций, характеризующихся примерно постоянным A_c . В эту группу попадают представители разных формационных типов и в том числе коматитовые тоналит-зеленокаменных и пироксенит-перидотитовые формации эндербит-гранулитовых формационных комплексов. Харак-

терными членами последних являются шпинелевые лерцолиты [31]. По мнению некоторых исследователей, шпинелевые лерцолиты вообще, а наиболее древние из них (раннеархейские) в особенности из всех доступных непосредственному изучению пород близки составу верхней мантии. Учитывая промежуточное положение этой группы формаций между ортомагматическими расплавами и реститами, можно предполагать, что она отвечает продуктам наиболее полного плавления мантийного вещества. Подобные представления высказывались и по поводу генезиса коматиитов [3]. Решение вопроса осложняется тем, что коматииты обладают нарушенными по сравнению с недеплетированной мантией соотношениями несовместных элементов-примесей, чего не должно бы быть при возникновении их вследствие высоких степеней плавления мантийного вещества [28]. Однако эти же исследователи на основании данных неодиомовой изотопии сделали заключение о том, что мантийное вещество было деплетировано задолго до возникновения тоналит-зеленокаменных ФК. Поэтому мы полагаем, что отнесение коматиитов к продуктам наиболее полного (ориентированно 50%-ного) плавления мантийного вещества лучше всего согласуется с их петрохимическими особенностями и не противоречит изотопным и геохимическим данным.

Эволюция мафическо-салического магматизма. К мафическо-салическим [24] или щелочноземельным принадлежат плутониты преимущественно плагиогранитоидного или диорит-гранодиоритового состава и их вулканические аналоги. На основании петрохимических пересчетов многие исследователи делают заключение о ведущей роли щелочноземельного магматизма при формировании эндербит-гранулитовых ФК. Породы такого состава действительно широко развиты как в составе последних, так и в плагиогранит-амфиболитовых ФК, однако вулканическая природа плагиогнейсов и кристаллических сланцев однозначно не доказана, а среди пород плутонического облика представители мафическо-салического семейства формаций в составе ФК этих типов отсутствуют полностью (все перечисленные выше гранитоидные формации, входящие в упомянутые ФК, образуют изолированные ряды с метаморфическими толщами и являются коровыми салическими образованиями преимущественно ультраметаморфического происхождения). Гранитоиды, достоверно принадлежащие к мафическо-салическому семейству, появляются лишь начиная с тоналит-зеленокаменных формационных комплексов. Здесь широко развиты плагиограниты и гранодиориты со стронциевыми соотношениями, близкими к мантийным [41]. На рубеже гранитоидно-метатерригенных и диорит-трахиандезит-терригенных ФК плагиогранитоиды полно-

стью исчезают и появляются диорит-монцонит-гранодиоритовые ассоциации с сопутствующим вулканизмом повышенной щелочности.

Эволюция гранитообразования. Закономерности гранитообразования в докембрии рассматривались неоднократно, однако предлагаемый подход к этой проблеме на основе выделения формационных комплексов позволяет уточнить некоторые выдвинутые ранее положения. При всем видимом сходстве гранитоиды образуют две крупные группы, роль которых в ходе эволюции была принципиально различной. К первой из них принадлежат гранитоиды, в основном возникшие в процессе гранитизации, образующие изолированные формационные ряды и через поля гранитогнейсов и мигматитов тесно связанные с вмещающими их метаморфическими толщами. Число сложенных ими формаций и занимаемые площади последовательно сокращаются до полного исчезновения. Наиболее широко и разнообразно они представлены в эндербит-гранулитовых и плагиогранит-амфиболитовых ФК; хотя в последних число формаций сокращается, но по площади они развиты особенно широко. Толщи тоналит-зеленокаменных и гранитоидно-метатерригенных ФК могут подвергаться гранитизации лишь в краевых частях слагаемых структур, причем состав гранитоидов становится еще более однообразным (преобладают биотитовые граниты и гранитогнейсы), мало зависящим от такового вмещающих пород. Гранитогнейсы и мигматиты, которые развивались бы по толщам диорит-трахиандезит-терригенных и габброидно-терригенных ФК, насколько нам известно, нигде не установлены. Следует отметить, что большая часть этих ранних гранитоидов, вплоть до плагиогранитов тоналит-зеленокаменных ФК резко отличается от более поздних геохимическими характеристиками: они имеют высокие содержания Ni, Co, V, Ti, Mg и особенно Sr, обеднены F при одновременном обогащении Cl, характеризуются низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, типичными для пород мантии, что и определяет, по мнению В.В.Ляховича [23], принадлежность таких пород к «мантийным» гранитоидам. Следует при этом отметить, что, по видимому, точнее было бы назвать эти образования коровыми, возникшими за счет гранитизации пород мантийного генезиса (метавулканитов) с возможным участием флюидов из мантии.

Рассматриваемая группа включает гранитоиды разного генезиса, но преобладают среди них ультраметаморфические разновидности. При этом возникает вопрос, отражает ли распределение ультраметаморфических гранитоидов в общем разрезе земной коры эволюционную последовательность преобразования последней, или же ультраметаморфические процессы происходили в раз-

ных комплексах синхронно, а наблюдаемые различия обусловлены принадлежностью таких комплексов к разным структурным этапам? Известные случаи налегания со структурным несогласием на гранитогнейсовые комплексы метатерригенно-карбонатных толщ в Южной Африке — «витватерсрандской триады» [40], в Восточной Сибири — удоканской серии [33], находки в Канаде гальки гранитоидов, однотипных ассоциирующим с амфиболито-гнейсовыми толщами, в основании зеленокаменных комплексов группы Кросс-Лейк [43] и в бассейне Сейн Ривер [16] позволяют считать, что по крайней мере часть, а скорее большинство ультраметаморфических гранитоидов, связанных структурно с толщами эндробит-гранулитовых и плагиогранит-амфиболитовых ФК, возникли до появления зеленокаменных и метакарбонатно-терригенных толщ.

Вторая группа — существенно калиевых гранитоидных формаций появляется лишь начиная с завершающих стадий формирования тоналит-зеленокаменных формационных комплексов. Это плутонические интрузивные тела, не связанные с определенными метаморфическими толщами и не имеющие переходов к гранитогнейсам и мигматитам, т.е. не образующие изолированных формационных рядов. По-видимому, среди них также присутствуют образования разного генезиса, но преобладают коровые аллохтонные гранитоиды; внедрению их, как правило, предшествует появление габброидных тел.

Раннедокембрийские гранитоиды двух противопоставляемых формационных групп

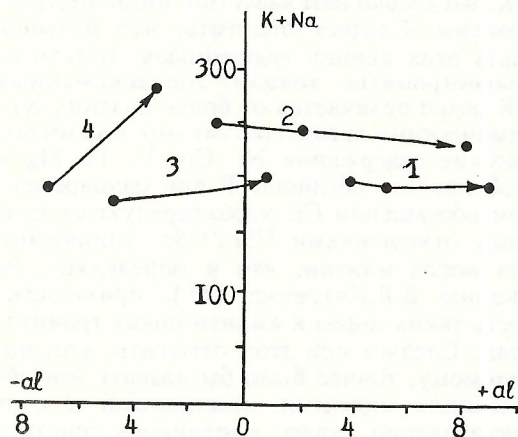


Рис. 3. Эволюция составов двуполевошпатовых гранитов Украинского щита:

тренды гранитов ФК: 1 — тоналит-зеленокаменного, 2 — гранитоидно-метатерригенного; тренды гранитоидов ФК: 3 — диорит-трахиандезит-терригенного, 4 — анортозит-рапакивигранитовой ассоциации; точки соответствуют средним составам массивов; стрелками обозначено направление эволюции составов во временных формационных рядах

$$\pm al = \frac{Al - 0,5(Al + 2Ca + Na + K)}{0,5Al(Al + 2Ca + Na + K)} 100$$

(преимущественно ультраметаморфических и аллохтонных) возникли в коровых условиях, и составы их перекрываются между собой. Тем не менее, структурное положение и генезис их существенно различны, как и тенденции эволюции их составов. Состав гранитоидов первой группы, становясь все более однообразным, последовательно приближается к таковому лейкократового биотитового гранита. Для гранитоидов второй группы в целом характерно последовательное изменение составов от насыщенных до недосыщенных глиноземом с одновременным повышением щелочности (рис. 3). Между ними отмечается и такое специфическое отличие: в гранитоидах первой группы относительно редко встречаются расплавные включения, столь обычные для гранитов второй группы. На примере усредненных составов гранитоидных массивов второй группы Украинского щита видно, что одновременно меняется характер эволюции и внутри самих формационных комплексов. Для гранитов тоналит-зеленокаменных и гранитоидно-метатерригенных ФК (каждого в отдельности) характерно последовательное увеличение степени относительной насыщенности глиноземом при примерно постоянном или даже убывании суммарного количества щелочей. Для гранитоидов анортозит-рапакивигранитовых ассоциаций (принадлежащих к не рассматриваемым в данной статье анортозит-гранитоидным ФК и сменяющим в ходе эволюции габброидно-терригенные ФК) характерна относительная недосыщенность глиноземом, в ходе эволюции их составов происходит накопление щелочей. Соответственно это находит отражение и в минеральном составе гранитоидов — наиболее поздними образованиями тоналито-зеленокаменных и гранитоидно-метатерригенных ФК являются двуслюдяные граниты, а анортозит-гранитоидных — щелочные граниты и сиениты. Гранитоиды диорит-трахиандезит-терригенных ФК как в отношении глиноземистости, так и щелочности занимают промежуточное положение между двумя рассмотренными выше группами.

Из всего сказанного сделаем следующие выводы.

1. В строении раннедокембрийской земной коры щитов закономерно повторяются сходные между собой структурно-формационные, или формационные комплексы (ФК), каждый из которых объединяет в той или иной степени метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи и ассоциирующие с ними плутонические тела разных состава и генезиса. Выделено шесть типов таких комплексов. Общепланетарный характер их распространения, устойчивые отличия состава, одинаковая во всех случаях последовательность формирования позволяют рассматривать границы между ФК различных типов как глобальные диахронные

рубежи в ходе формирования земной коры. Наличие этих рубежей вместе с составом ФК позволяет достаточно уверенно выявить общие особенности эволюции раннедокембрийского магматизма.

2. В эволюции магматических образований выделены качественные рубежи, соответствующие границам между главными типами ФК. Для вулканитов важнейший рубеж пролегает на границе гранитоидно-терригенных и диорит-трахиандезит-терригенных формационных комплексов. До этого развивались контрастные серии, соответствующие двум генетическим типам, — ортомагматические и недифференцированные, возникшие предположительно вследствие относительно полного плавления мантийного вещества, после него — лишь непрерывные ортомагматические серии.

Наиболее существенные изменения мафит-ультрамафического плутонического магматизма также совпадают с вышеупомянутым рубежом. Ранее формировались формации трех групп — габброидные ортомагматические, ультраосновные реститовые и промежуточного характера, возникшие, вероятно, в результате недифференцированного плавления мантийного вещества. После рубежа, соответствующего границе гранитоидно-мета-терригенных и диорит-трахиандезит-терригенных ФК, формировались только ортомагматические формации.

В эволюции мафического-салического магматизма отмечены два главных рубежа: различные гранитоиды этого семейства появляются лишь при формировании тоналит-зеленокаменных ФК; при смене гранитоидно-метатерригенных ФК диорит-трахиандезит-терригенными плагиогранитоиды полностью исчезают, а вместо них появляется диорит-монзонит-гранодиоритовая ассоциация.

При формировании гранитоидов салического семейства граничным этапом является время образования тоналит-зеленокаменных ФК: им предшествуют ультраметаморфические гранитоиды, образующие изолированные формационные ряды, а в завершающие стадии образования зеленокаменных комплексов впервые появляются существенно калиевые гранитные формации в виде плутонических интрузивных тел.

3. Наиболее существенные изменения в характере магматических и ультраметаморфических процессов происходили на границах этапов, отвечающих формированию плагиогранит-амфиболитовых — тоналит-зеленокаменных и гранитоидно-метатерригенных — диорит-трахиандезит-терригенных формационных комплексов. Этим же границам соответствуют наиболее существенные структурные перестройки. Соответственно могут быть обособлены три пары комплексов, каждая из которых обладает только ей свойственными чертами, резко отличающимися их от других пар. Важная особенность — структурная согласованность

метаморфических составляющих одной пары и несогласия между разными парами: так, в большинстве случаев на геологических картах отчетливо видна согласованность между гранулитовыми и амфиболитогнейсовыми комплексами в участках их сочленения; в тех регионах, где выходы зеленокаменных и метакarbonатно-терригенных комплексов пространственно соблюдены, они также нередко оказываются структурно согласованными.

Первая пара ваысокометаморфизованных ФК служит кристаллическим фундаментом для более молодых геологических образований, формируя гранитогнейсовые ядра всех континентов. Нижний член второй пары всюду выражен в виде зеленокаменных поясов, тогда как верхний образует различные структуры — в одних случаях осадочные протоавлакогены [35], развивающиеся унаследованно по зеленокаменным поясам, в других — протоплатформенные чехлы. И, наконец, третья пара формационных комплексов слагает особенно разнообразные структуры (см. табл. 1), среди которых одними из наиболее характерных являются вулканоплутонические пояса.

4. Два главных эволюционных рубежа (первый на границе между плагиогранит-амфиболитовыми и тоналит-зеленокаменными ФК и второй, отвечающий границе между гранитоидно-терригенными и диорит-трахиандезит-терригенными ФК) соответствуют не только крупным структурным перестройкам в ходе эволюции земной коры, но и качественным изменениям в характере магматических процессов. Первому из них сопутствовало появление интрузивного салического и мафического-салического магматизма при резком сокращении интенсивности ультраметаморфических процессов, т.е. этот рубеж отвечал качественному изменению характера коровых магматических процессов. Второй рубеж отвечал таким же изменениям в характере мантийных процессов. Опираясь на то, что мафит-ультрамафические вулканические и плутонические серии до и после этого рубежа сходятся в разных точках на диаграмме (соответственно M и P , см. рис. 1, 2), можно полагать, что эти изменения были взаимосвязаны с изменением состава мантийных источников.

5. Выделение формационных комплексов, включающих магматические составляющие с учетом асинхронности и полихронности их образования, позволяет приступить к разработке схемы корреляции раннего докембрия, в основу которой будут положены не тектонические этапы и разделяющие их возрастные рубежи, а стадии последовательного увеличения зрелости земной коры. Весьма существенно, что такой подход позволяет выявить существование тесных взаимосвязей между различными геологическими процессами — в первую очередь, корреляцию между качественными изменениями харак-

тера мантийных и внутрикоровых магматических процессов с крупными структурными перестройками в ходе формирования приповерхностных частей земной коры.

6. По нашему мнению, для изучения и корреляции докембрия в общепланетарном масштабе одной из важнейших задач являлось бы составление атласа геологических карт докембрия щитов мира на единой основе. Рассмотренные выше формационные комплексы и слагающие их формации были положены в основу «Карты докембрийских геологических формаций Украинского щита» масштаба 1:500 000 (1989). Опыт работы над составлением этой карты показал, что предлагаемый подход позволяет разработать единую систему расчленения и корреляции докембрийских образований, применимую для всех щитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Пап А.М., Илькевич Г.И. Ранний докембрий Белоруссии (стратиграфия и корреляция) // Геологический журнал. 1991. № 4. С. 107—114.
2. Аллорт Я. Древние супракрустальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии // Ранняя история Земли. М., 1980. С. 188—201.
3. Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Изотопно-геохимические и петрологические данные о формировании и преобразовании протокры // Ранняя кора: ее состав и возраст. М., 1991. С. 102—112.
4. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
5. Борукаев Ч.Б. Структурная позиция докембрийских вулкано-плутонических поясов // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск, 1983. С. 47—59.
6. Галецкий Л.С., Есипчук К.Е., Пийяр Ю.К. и др. Уточнение стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита // Геологический журнал. 1991. № 4. С. 10—19.
7. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов: данные по щитам южного полушария // Ранняя история Земли. М., 1980. С. 264—285.
8. Гровс Д.И., Батт У.Д. Факторы, контролирующие гетерогенное распределение металлогенических ассоциаций в архейских зеленокаменных поясах на примере Западно-Австралийского щита // Геология докембрия. 1984. Т. 5. С. 133—143.
9. Гудвин А.М. Архейский вулканизм на Канадском щите // Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977. С. 139—153.
10. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. С.В.Лобач-Жученко. — Л.: Наука, 1988.
11. Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Объяснительная записка / Под ред. Е.М.Лазько. — Киев, 1991.
12. Кирилюк В.П. Особенности раннедокембрийской геологической эволюции Украинского щита и их прогнозно-металлогеническое значение // Минералогия и прогнозная оценка на твердые полезные ископаемые. 1991. Вып. 1. С. 28—29.
13. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983.
14. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
15. Лазько Е.М. История формирования структуры // Основы региональной геологии СССР. Т. 3. — М.: Недра, 1971.
16. Лазько Е.М. О зеленокаменных и гнейсовых поясах юго-западной окраины Канадского щита // Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии МГК. М., 1974. С. 188—201.
17. Лазько Е.М. Формационные комплексы архея и особенности их металлогении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 7. С. 51—60.
18. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия // Докл. сов. геол. XXIV сес. МГК. Пробл. 1. Геология докембрия. 1972. С. 68—77.
19. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. — Львов: Вища школа, 1975.
20. Лазько Е.М., Лысак А.М., Кирилюк В.П. и др. Формационные комплексы нижнего докембрия Украинского щита // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986. С. 176—180.
21. Лазько Е.М., Свешников К.И. Типовые сочетания стратифицированных комплексов и плутонических формаций как основа корреляции нижнедокембрийских образований // Докл. СССР. 1991. Т. 317. № 5. С. 1178—1182.
22. Левченко О.А., Амелин Ю.В., Буйко А.К. и др. Изотопный возраст Сумийско-Сариолского вулкано-плутонического комплекса Северной Карелии (Панаярви-Ципринская структура) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа, 1990. С. 22—23.
23. Ляхович В.В. «Мантийные» гранитоиды // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 3—17.
24. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Т. 2, 3 / Отв. ред. Ф.П.Митрофанов, К.А.Шуркин. — М.: Недра, 1980.
25. Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. — Новосибирск: Наука, 1987.
26. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. — Л.: Недра, 1984.
27. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Вольского мегаблока Украинского щита / В.М.Скобелев, Б.Г.Яковлев, С.А.Галий и др. — Киев: Наукова думка, 1991.
28. Рябчиков И.Д., Брай Г.П. Магмообразование на ранних этапах земной истории // Ранняя кора: ее состав и возраст. М., 1991. С. 94—102.
29. Салон Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.
30. Свешников К.И. О стратиграфическом положении олондинской серии в общей шкале докембрия // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. М., 1979. С. 131—137.
31. Свешников К.И. Формационная принадлежность метабазитов и метаультрабазитов, связанных с чарской серией архея (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 110—114.
32. Свешников К.И. Раннедокембрийские плутонические формации Украинского и Алдано-Витимского щитов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1987. № 8. С. 14—26.
33. Свешников К.И., Свешникова А.В. Стратиграфия, метаморфизм и соотношение с метасоматическими гранитоидами базального горизонта удоканской серии в бассейне рек Читканда и Саку // Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Чита, 1976. С. 185—200.
34. Свешников К.И., Смоголюк А.Г. Плутонические формации зеленокаменных поясов Украинского и Алдано-Витимского щитов // Геология и геофизика. 1984. № 11. С. 35—42.
35. Твалчрелидзе Г.А. Металлогения земной коры. — М.: Недра, 1985.
36. Штейнберг Д.С. Развитие идей А.Н.Заварицкого о сериях магматитов // Развитие идей А.Н.Заварицкого о современной петрографии. М., 1986. С. 33—57.
37. Шербак Н.П. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита и ее корреляция с общесоюзной и международной шкалой докембрия // Геологический журнал. 1991. № 4. С. 3—9.
38. Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. Т. 6 / О.А.Богатиков,

- С.В.Богданова, А.М.Борсук и др. — М.: Наука, 1987.
39. Boak T.L., Dimek R.P., Gromet L.P. Petrology and rare earth element geochemistry of clastic metasedimentary rocks from the Isua supracrustal belt, West Greenland // *Greenlands geol. undersogelse*. 1983, Rapp. 112. P. 5—22.
 40. Bowen T.B., Marsh T.S., Bowen M.P. and Eales H.R. Volcanic rocks of the Witwatersrand triad, South Africa. I — Description, classification and geochemical stratigraphy // *Precambrian Res.* 1986. Vol. 31. № 4. P. 297—327.
 41. Campbell I.H., Jarvis G.T. Mantle convection and early crustal evolution // *Precambrian Res.* 1984. Vol. 26, № 1. P. 15—56.
 42. Danni T.C.M., Fuck R.A. and Leonardas O.H. Archaean and Lower Proterozoic units in Central Brazil // *Geologische Rundschau*. 1982. Bd. 71, Hf. 1. P. 291—317.
 43. *Geology and Economic Minerals of Canada*. Ottawa. 1970.
 44. Kerr A. Geochemistry of the Trans-Labrador granitoid belt, Canada. A Quantitive Comparative Study of a Proterozoic Batholith and Possible Phanerozoic Counterparts // *Precambrian Res.* — 1989. Vol. 45, № 1—3. P. 1—17.
 45. Myers T.S. Stratigraphy and Structure of the Fiskenaasset Complex, Southern West Greenland // *Greenlands Geol. Unders.* 1985. Bull. 150.
 46. Myers T.S. Early Archaean Narryer gneiss complex, Yilgarn craton, Western Australia // *Precambrian Res.* 1988. Vol. 38, № 4. P. 297—307.
 47. Nutman A.P., Bridgwater D., Dimroth E. et al. Early / 3700 Ma3 Archaean rocks of the Isua supracrustal belt and adjacent gneisses // *Greenlands Geol. Unders.* 1983. Rapp. 112. P. 23—33.
 48. Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. The age, origin and tectonics of the Grao Para group and associated rocks. Serra dos Carajas, Brazil: Archean continental volcanism and Rifting // *Precambrian Res.* 1989. Vol. 42, № 3—4. P. 225—254.
 49. Shärer V., Gower C.F. Crustal evolution in Eastern Labrador: constraints from precise U-Pb ages // *Precambrian Res.* 1988. Vol. 38. № 4. P. 405—421.

Принята редколлегией 30 октября 1995 г.

Геофизика и глубинное строение

УДК 551.24.01

© А.Е.Шлезингер, 1996

Активные и пассивные ограничения осадочных бассейнов

А.Е.ШЛЕЗИНГЕР (Геологический институт РАН)

Типы седиментогенеза осадочных бассейнов. Намечается два главных типа седиментогенеза осадочных бассейнов — эпиконтинентальный и топодепрессий. Первый представляет собой эпиконтинентальное конседиментационное осадконакопление, обусловленное непрерывным прогибанием дна бассейна и относительными колебаниями уровня моря. Дно бассейна остается практически на одном и том же гипсометрическом уровне, а его опускание компенсируется осадками. Уровень седиментации совпадает с базисом наземной и шельфовой эрозии. Бассейны топодепрессий являются готовыми седиментационными ловушками, в которых уровень осадконакопления располагается ниже базиса наземной и шельфовой эрозии. Они образуются в результате кратковременных нисходящих вертикальных тектонических движений, горизонтальных тектонических движений растяжения, кратковременных восходящих вертикальных тектонических движений, некомпенсированного осадками прогибания и экзогенных процессов, среди которых главную роль играет наземная и подводная эрозия. Незначительный вклад в формирование осадочного чехла вносят относительные повышения уровня моря. Их роль возрастает по периферии бассейнов, где палеобереговая линия часто

служит естественным ограничением осадочных бассейнов.

Терригенные осадочные чехлы формируются за счет вертикальной, прерывисто-вертикальной и латеральной седиментации. В первом случае осадки распространяются по дну бассейна. В вертикальном сечении они образуют возрастную последовательность. Прерывисто-вертикальная седиментация возникает при ослаблении поступления терригенно-обломочного материала из источников сноса. На удаленных от последних участках бассейна возникают условия нехватки осадков, приводящие к утонению и выклиниванию формирующих тел. Внутри тел в вертикальном сечении осадки образуют возрастную последовательность, а выклинивающиеся тела создают возрастную последовательность в горизонтальном сечении. При латеральной седиментации осадконакопление происходит на ограниченной площади бассейна, тогда как на смежных площадях оно отсутствует или на порядок ниже и им практически можно пренебречь. Осадки ведут себя как сыпучие тела и перемещаются за счет речных водных струй, мутьевых и других видов потоков. В горизонтальном сечении они образуют возрастную последовательность.

Осадочные чехлы эпиконтинентальных

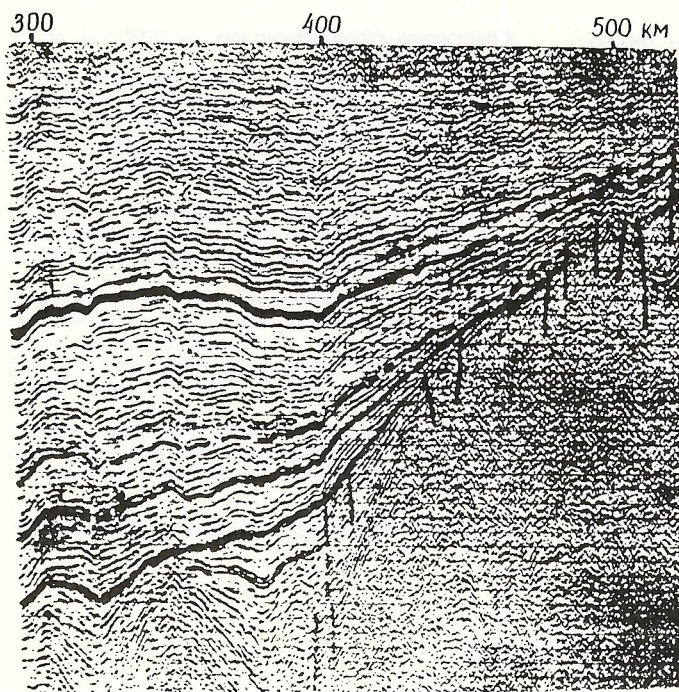


Рис. 1. Активное ограничение, Восточная бортовая зона осадочного бассейна Западно-Сибирской плиты

бассейнов слагаются телами вертикальной седиментации. Они компенсируют тектоническое прогибание, которое, следовательно, имеет конседиментационную природу. В зависимости от гипсометрического положения дна бассейна осадки могут слагаться континентальными, прибрежно-морскими и шельфовыми фациями. На удаленных от источников сноса участках бассейна при ослаблении поступления терригенно-обломочного материала возникают параллельно-слоистые клиноформы прерывисто-вертикальной седиментации. Терригенные тела латеральной седиментации в пределах эпиконтинентальных бассейнов создаются дельтами рек и их толщина не превышает первых десятков метров.

Осадочные чехлы бассейнов топодепрессий состоят из тел вертикальной и латеральной седиментации. Первые из них представлены осадками латерального заполнения готового рельефа (турбидиты течения). При соленакоплении формируются осадки вертикального заполнения готового рельефа. При карбонатном осадконакоплении в глубоководных бассейнах топодерессий накапливаются маломощные глинисто-карбонатные депрессионные фации (пелагические осадки). Во внутренних частях глубоководных бассейнов океанических котловин, куда не проникают турбидиты из-за нехватки терригенного обломочного материала, формируются осадки гравитационного осаднения (частица за частицей), тонким (до первых сотен метров) плащом, перекрывающие дно (пела-

гические осадки). Более фрагментарно распространены эндогенные осадки с участием вулканомиктов, образующихся за счет разрушения вулканогенных пород океанического дна и биогенных экстремумов (карбонатных и кремнисто-карбонатных) повышенной мощности. В их площадном распределении основную роль играют подводные течения.

Тела латеральной седиментации обычно слагают периферию бассейнов топодерессий, хотя известны случаи, когда они полностью выполняют бассейн. Тела латеральной седиментации образуются при низком уровне моря. При рассеянном площадном переносе терригенного материала за бровкой шельфа формируются клиноформы, а при направленном линейном — подводные и наземные конусы выноса.

В шельфовой части эпиконтинентальных бассейнов главным фактором переноса осадков являются волновые процессы. Они перераспределяют их, снося в зоны тектонического прогибания. В пределах суши агентами транспортировки служат главным образом речные артерии и временные водотоки. Терригенный материал латерального комплекса заполнения (турбидиты течения) седиментационных ловушек латерально перемещается по дну бассейна как вязкая жидкость под действием гравитационных сил. Первоначально он выполняет наиболее низкие участки подводного рельефа. Осадки латеральной седиментации ведут себя как сыпучие образования, что, возможно, обусловлено высокой скоростью

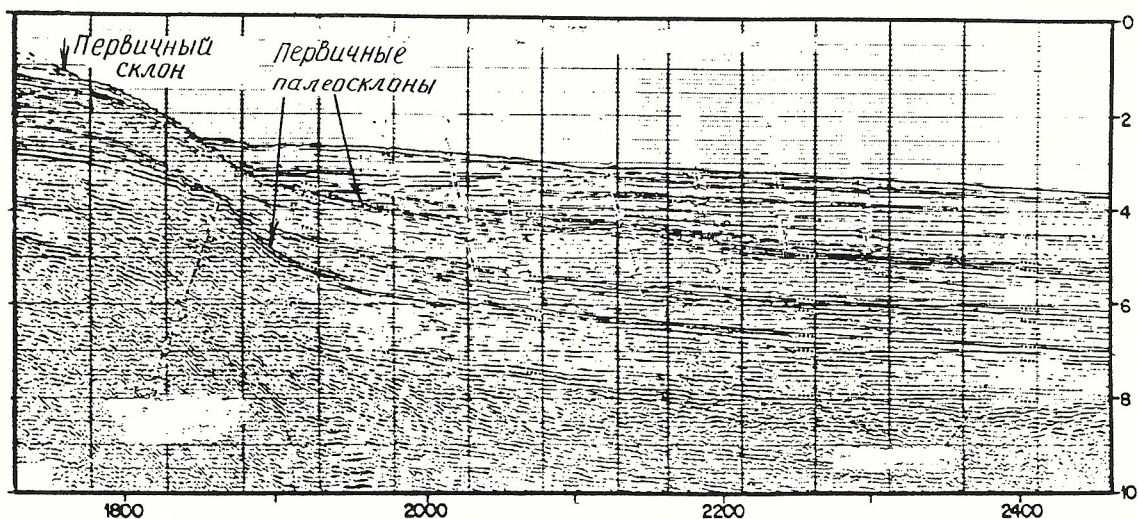


Рис. 2. Погребенные первичные палеосклоны осадочного бассейна Северо-Американской континентальной окраины Атлантики

седиментации. Пелагические осадки равномерно выпадают из воды. На дне бассейна они могут испытать перераспределение. Гравитационное течение часто приводит к захоронению отрицательного рельефа. На распределение мощностей влияют гидродинамические процессы, создающие благоприятные и неблагоприятные участки для осадконакопления.

Активные ограничения осадочных бассейнов. Активные ограничения свойственны эпиконтинентальным бассейнам. Они возникают вследствие неравномерного прогибания дна от центра бассейна к периферии с образованием бортовых зон. При прекращении прогибания, т.е. при его нулевых значениях, слои осадочного чехла практически перестают образовываться, намечается граница эпиконтинентального бассейна. Со временем площадь погружения чаще всего увеличивается, что приводит к трансгрессивному конседиментационному налеганию слоев на поверхность подстилающего субстрата. Реже фиксируются регрессивные внутричехольные конседиментационные налегания за счет сокращения площади тектонического погружения. В зависимости от градиента прогибания формируются бортовые зоны различной крутизны. Выделяются пологие (утолщение до десятков метров на 1 км), средние (сотни метров на 1 км), крутые (многие сотни метров на 1 км) и субвертикальные (конседиментационные разрывные нарушения) активные ограничения осадочных бассейнов. Они не являются формами палеорельефа, представляя собой флексурно-разрывные зоны слоев осадочного чехла, накапливающихся на близких гипсометрических уровнях (рис. 1).

Первичные пассивные ограничения осадочных бассейнов. Осадочные бассейны то-

подепрессий, образованные в результате кратковременных нисходящих вертикальных тектонических движений, ограничены флексурно-разрывными зонами (рис. 2). Осадочные бассейны топодепрессий, связанные с горизонтальными движениями, ограничены зонами разрывных нарушений. Флексурно-разрывные и разрывные зоны являются погребенными палеосклонами. Они представляют собой поверхности угловых несогласий с покрывающими слоями, затухающими за бровкой и подножием палеосклонов соответственно на площадях палеошельфа и палеокотловины.

В осадочных бассейнах топодепрессий фиксируется несколько разновозрастных палеосклонов, смещенных относительно друг друга по латерали. Чаше более молодые палеосклоны отступают к их периферии. При латеральном сближении палеосклонов вырисовывается единая наклонная поверхность, крутизна которой обычно увеличивается сверху вниз по разрезу.

Осадочные бассейны топодепрессий, образованные кратковременными восходящими вертикальными движениями, ограничены флексурно-разрывными зонами. Они являются погребенными палеосклонами горной системы. Палеосклоны флексурно-разрывных и разрывных зон имеют постседиментационную природу по отношению к захваченному ими субстрату и доседиментационную по отношению к погребящим слоям осадочного бассейна. Осадочные бассейны топодепрессий, формирующиеся за счет некомпенсированного прогибания, ограничены седиментационными уступами — погребенными палеосклонами. В отличие от палеосклонов флексурно-разрывных и разрывных зон они сложены одновозраст-

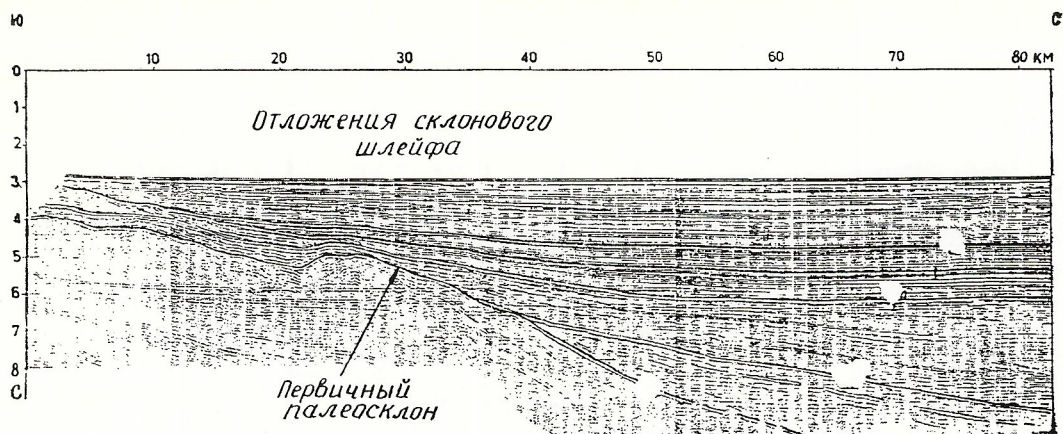


Рис. 3. Вторичные палеосклоны, сложенные отложениями склонового шлейфа, Черноморский глубоководный бассейн

ными образованиями и имеют конседиментационную природу. Осадочные бассейны топодепрессий, возникшие в результате экзогенных процессов, ограничены палеосклонами врезов преимущественно эрозионной (наземной и подводной) природы.

Первичные пассивные ограничения осадочных бассейнов топодепрессии являются геоморфологическими элементами палеорельефа, погребенного слоями осадочного чехла, которые предохраняют их от последующего воздействия геологических процессов. Первичные пассивные ограничения осадочных бассейнов созданы различными геологическими процессами, протекающими после формирования субстрата, но до накопления слоев осадочного чехла бассейна.

Вторичные пассивные ограничения осадочных бассейнов. Первичные склоны, пассивно ограничивающие осадочные бассейны топодепрессий, в зонах отсутствия привноса терригенного обломочного материала или при крутизне более 10° захороняются прислоняющимися слоями. Последние представляют собой турбидиты течения, образующиеся за счет гравитационного растекания осадков по дну бассейна. Турбидиты течения состоят из параллельно-слоистых напластований. Они распространяются на многие сотни и первые тысячи километров. Равномерно выполняют такие глубоководные бассейны, как Черное, Японское, Берингово моря и др., причем максимальные мощности приурочены к зонам наибольшего погружения поверхности подстилающего субстрата. В океанических бассейнах ограничениями турбидитов течения часто служат поднятия поверхности фундамента, связанные с срединно-океаническими хребтами. При значительных удалениях от источников сноса начинает сказываться нехватка терригенного обломоч-

ного материала, приводящая к их утонению и переходу в гемипелагические отложения.

Первичные склоны, пассивно ограничивающие осадочные бассейны топодепрессий, в зонах привноса терригенного обломочного материала при крутизне менее 10° перекрываются склоновым шлейфом (обратной клиноформой), образующим систему вторичных аккумулятивных склонов, которые снизу вверх по разрезу обычно постепенно выполаживаются (рис. 3). Отложения склонового шлейфа в пределах палеокотловины сменяются турбидитами течения, которые на других участках бассейна образуют прислоняющиеся слои. Аккумулятивные палеосклоны внешне сходны с активными ограничениями осадочных бассейнов. Однако они всегда подстилаются поверхностью несогласия первичного палеосклона, и составляющие их отложения парагенетически связаны с прислоняющимися слоями. Активные ограничения бортовых зон бассейнов во всех сечениях представлены трансгрессивно и регрессивно конседиментационно налегающими слоями.

Первичные склоны, пассивно ограничивающие осадочные бассейны топодепрессий, при обильном привносе терригенного обломочного материала латерально наращиваются проградационными телами. Они обычно формируются при низком уровне моря, значительном поступлении терригенного обломочного материала и большой скорости осадконакопления. При площадном переносе осадков создаются клиноформы, параллельные первичному склону, длиной до многих сотен километров, первые десятки километров в поперечнике и толщиной до нескольких сотен метров. По падению они через фондоформу сменяются

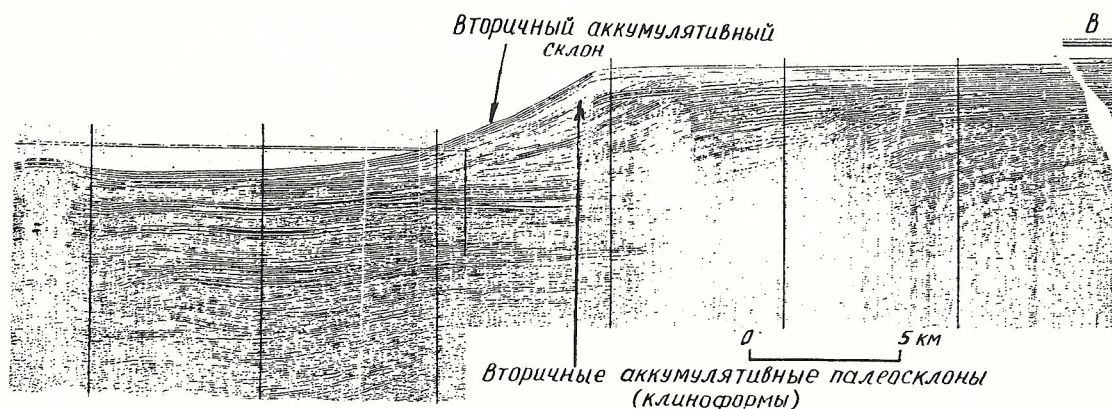


Рис. 4. Вторичный аккумулятивный склон, восточная периферия Южно-Каспийского глубоководного бассейна

маломощными депрессионными слоями палеокотловин.

Среди клиноформ намечаются два типа: клинопокровы (трансгрессивные клиноформы) и клиноциклиты (регрессивные клиноформы). Клинопокровы характеризуются динамически выраженными протяженными отражениями, косо ориентированными (до $1-3^\circ$) на определенных участках по отношению к покрывающим шельфовым образованиям и подстилающему опорному отражающему горизонту. Протяженность склонового участка и подножия клинопокрова по латерали вкrest их простираения варьирует от 15 до 60 км при мощности 100—500 м. Клиноциклиты составляют различной протяженности и интенсивности сигмовиднокосослойные отражения, ориентированные наклонно по отношению к покрывающим и подстилающим отражениям. Клиноциклиты расположены между клинопокровами. Ундоформы обычно выражены для нижних частей их разреза, которые переходят в шельфовые алеврито-песчаные слои. Большая верхняя часть клиноциклитов не имеет ундоформ и соответственно возрастных аналогов среди шельфовых слоев. Фондоформы обычно намечаются только для верхней части их разреза. Клиноциклиты по латерали вкrest их простираения достигают 20—40 км при мощности 200—400 м. Они в основном сложены слабоотсортированными песчано-глинистыми линзовидными телами. Клиноциклиты образуются при низком уровне моря, и именно с ними связаны пласты коллекторов. Пласты коллектора образуют неантиклинальные ловушки углеводородов при запечатывании их покрышками.

При линейном поступлении осадков образуются подводные конусы выноса, обычно перпендикулярные первичному склону. Они наращивают склоны и захороняют со-

пряженные участки глубоководных котловин в виде далеко вдающихся языков, где сменяются маломощными слоями депрессионных отложений. Высота подводных конусов выноса достигает сотен метров и первых километров, при этом они проникают в глубь котловин на расстояния более 150 км от бровки шельфа. Подводные конусы выноса могут быть связаны с крупными артериями рек. Формирование подводных каньонов выноса происходит за счет различных видов высокоплотностных потоков — флюксотурбидитов и зерновых потоков, переносящих разжиженный грубообломочный материал. «Сейсотурбидиты» образуют мощные пачки слоев рыхлых осадков с грубыми фракциями. Большинство подводных конусов выноса, выделяемых по сейсмическим данным, соответствует системе подводный кантон — каналы — лопасти. Основную часть подводного конуса выноса составляют лопасти, которые представляют собой осадочное тело, ограниченное протяженными отражающими горизонтами, приуроченными к поверхностям несогласий. Сейсмические фации нижней части конуса характеризуются холмистыми невыдержанными отражениями. Их наклоны превышают региональные наклоны подстилающих образований. Отражения отличаются высокой амплитудой. Верхняя поверхность нижнего конуса имеет выпуклую холмообразную форму. Верхний конус занимает обычно подножие склона и по объему больше нижнего. Подводные конусы выноса являются положительными формами палеорельефа бассейна. Отложения, захороняющие подводный конус выноса, прислонены к его кровле. При наложении множества подводных конусов выноса могут возникать терригенные уступы, ориентированные параллельно первичному склону.

Наземные конусы выноса тяготеют пре-

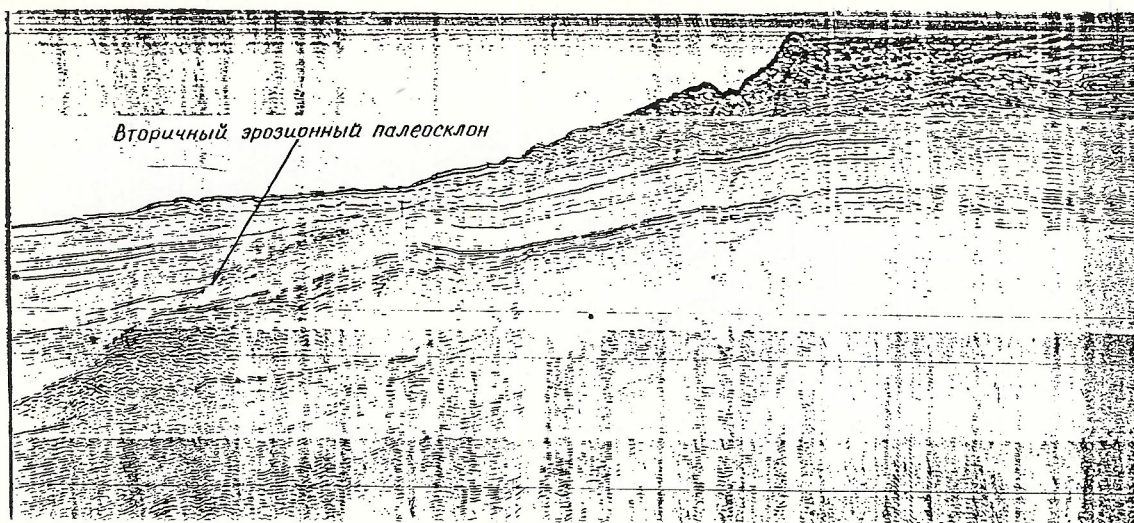


Рис. 5. Вторичный палеосклон, образованный площадным подводным эрозионным срезом, юго-восточная периферия Черноморского глубоководного бассейна

имущественно к краевым и межгорным прогибам и впадинам, сложенным континентальными молассами. Они характеризуются повышенными мощностями по сравнению с одновозрастными фоновыми отложениями и линейной удлиненностью. Часто их толщина измеряется многими десятками и даже первыми сотнями метров. Наземные конусы выноса имеют выпуклую кровлю при ровной подошве. Для них типичны или полное отсутствие сейсмической записи, или отрывочные хаотичные отражения. Наземные конусы выноса практически всегда сложены терригенным материалом, обладающим высокой пористостью и проницаемостью.

Проградации создают вторичный аккумулятивный склон, продвигающийся в глубь бассейна (рис. 4).

Первичные склоны, пассивно ограничивающие осадочные бассейны, при карбонатном осадконакоплении вертикально наращиваются седиментационным уступом. Он возникает за счет замещения мелководных карбонатов за бровкой шельфа глинисто-карбонатными, более глубоководными депрессионными фациями существенно меньшей толщины. Бровка шельфа является благоприятным участком для формирования барьерного рифа. Последний существенно увеличивает высоту и крутизну карбонатного уступа. Таким образом, первичные склоны по вертикали наращиваются, как правило, более крутыми вторичными седиментационными наклонными поверхностями.

При крутизне 5° и более первичные склоны подвергаются площадной подводной эрозии, приводящей к срезанию слоев осадочного чехла до первых километров. На сопряженных участках шельфа и котловины она затухает. Площадная подводная эрозия вырабатывает вторичный склон, поверхность которого срезает подстилающие слои, в результате чего к ней прислоняются покрывающие слои (рис. 5). За бровкой и подножием палеосклонов соответственно на площадях палеошельфа и палеокотловины поверхность углового эрозионного несогласия затухает.

Линейная подводная эрозия в пределах склонов вырабатывает каньоны, прорезающие породы до первых километров. Подводные каньоны затухают у подножия палеосклонов, проникая на сопряженные участки палеошельфа иногда на значительные расстояния, практически вплоть до палеопобережья.

Приуроченность активных и пассивных ограничений к классам осадочных бассейнов. Активные ограничения осадочных бассейнов свойственны платформенным, рифтовым, периокеаническим, орогенным и геосинклинальным бассейнам. Именно на их площадях осадочный чехол образовывался за счет прогибания их дна и происходило замещение морских фаций континентальными. Береговая линия как граница осадконакопления в пределах указанных бассейнов практически отсутствовала. Пассивные ограничения приурочены к глубоководным бассейнам океанических котловин, внутренних и краевых морей, линейного спрединга и некоторым орогенным бассейнам типа межгорных впадин. На их далеких перифериях отчетливо фиксируется палеобереговая линия. Последняя обусловлена относительными колебаниями

уровня моря и является составным элементом пассивного ограничения осадочных бассейнов.

Неантиклинальные ловушки, связанные с ограничениями осадочных бассейнов. В зонах ограничений осадочных бассейнов распространены различного типа аккумулятивные и седиментационные тела и формы выклинивания слоев. На активных ограничениях неантиклинальные ловушки обусловлены конседиментационным налеганием слоев. Оно особенно свойственно базальным горизонтам и, как правило, отмечается в зонах их современного восстания. Изгибы регионального наклона слоев по его простирацию могут создавать замкнутые неантиклинальные ловушки конседиментационного налегания. Близкий тип неантиклинальных ловушек возникает в отложениях склоновых шлейфов пассив-

ных ограничений, в которых распространены пласты коллекторов. В них слои под острыми углами прислоняются к наклонным поверхностям и чаще всего непосредственно к поверхности первичного склона. Изгибы последнего по простирацию могут создавать замкнутые неантиклинальные ловушки прислонения склонового шлейфа. Пассивные ограничения осадочных бассейнов изобилуют различными типами аккумулятивных и седиментационных тел, создающих неантиклинальные ловушки. При низком уровне моря образуются клиноформы и подводные конусы выноса с широким развитием пластов коллекторов. К бровкам палеосклонов приурочены барьерные рифы, с которыми связаны трещиноватые коллектора.

Принята редколлегией 25 марта 1996 г.

90-летие Николая Ивановича Николаева



Очередное тектоническое совещание Тектонического комитета России 30 января 1996 г. открылось докладом «Неотектоника и современная геодинамика на рубеже столетий», который сделал профессор кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ, заслуженный деятель науки РФ, лауреат Государственной премии СССР Николай Иванович Николаев.

18 сентября 1996 г. Николаю Ивановичу Николаеву исполнилось 90 лет. Имя этого замечательного геолога широко известно в геологическом мире. Н.И.Николаев один из основоположников неотектоники. Его перу принадлежат около 500 научных работ, в которых разработаны фундаментальные проблемы тектоники, геодинамики, геоморфологии, геологии четвертичных отложений, инженерной геологии, истории и методологии геологических наук.

Н.И.Николаев родился в семье служащих. В 1924 г. он поступил на почвенно-

геологическое отделение физико-математического факультета Московского университета, а окончил Московский геологоразведочный институт в 1930 г. После окончания института его учитель, профессор Е.Е.Милановский пригласил молодого геолога к себе на кафедру, где он прошел путь от ассистента до заведующего кафедрой общей геологии (1930—1964). С 1964 г. его творческая судьба неразрывно связана с Московским университетом, где он создал и возглавил лабораторию неотектоники и сейсмоструктуры на кафедре динамической геологии.

В 1937 г. по совокупности научных работ по геологии Среднего Заволжья Н.И.Николаеву была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук (оппонентом был М.М.Тетяев). Н.И.Николаев занимался разработкой различных проблем инженерной геологии. В 1945 г. он защитил докторскую диссертацию на тему «Основные проблемы региональной инженерной геологии и пример инженерно-геологического районирования Южного Заволжья». В 1952 г. за цикл работ по инженерной геологии и гидрогеологии ему была присуждена Государственная премия СССР.

Н.И.Николаев — признанный лидер неотектоники. Его плодотворная деятельность в науке чувствуется во всех подразделениях современной геотектоники и геодинамики. Под его руководством и при его непосредственном участии были составлены и опубликованы оригинальные карты новейшей тектоники нашей страны и сопредельных областей, юга Азии и мира, карты новейшей разломной тектоники, градиентов новейших вертикальных движений, тектонической активности территории СССР и ряд других.

Особенность творчества Н.И.Николаева состоит в том, что его работы, внесшие основополагающий вклад в развитие новейшей тектоники и современной геодинамики, всегда подхватывались его учениками и получали продолжение в трудах новых поколений исследователей. Н.И.Николаев через много лет возвращался к своим разработкам, что давало ему возможность на современном уровне оценить состояние основных проблем и дать новое оригинальное толкование узловых вопросов эволюции земной коры в течение последнего отрезка геологической жизни Земли.

Совершенно особую страницу в творчестве Н.И.Николаева составляют исследования по истории науки. Он провел глубокие исследования творчества своих учителей Е.Е.Милановского, Г.Ф.Мирчинка, дал прекрасные очерки истории становления и развития геоморфологии, неотектоники, сейсмологии и др.

Н.И.Николаев создал научную школу неотектонистов, среди его учеников П.Н.Николаев, А.А.Наймарк, А.В.Паукас, А.А.Рыжова, В.А.Селиванов, Дан Го Юй

(КНР), М.Арсовский (СФРЮ), И.Нем (Вьетнам) и др.

Свой юбилей Н.И.Николаев встречает полный творческих сил, его увлекают новые проблемы, он непрерывно работает. В день славного юбилея хочется пожелать Николаю Ивановичу крепкого здоровья и новых творческих успехов.

*Геологический факультет МГУ
Редколлегия журнала*

70-летие Вилена Андреевича Жарикова



20 сентября 1996 г. исполнилось 70 лет Вилену Андреевичу Жарикову, действительному члену, академику-секретарю Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук, директору Института экспериментальной минералогии РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору.

Окончив в 1950 г. один из старейших отечественных геологических вузов, Московский геологоразведочный институт, Вилен Андреевич начал свою трудовую деятельность в ИГЕМ АН СССР в должности прораба полевого геологического отряда. В самом начале научной деятельности он применил новые для того времени физико-химические методы к анализу парагенезисов минералов и блестяще защитил в 1955 г. кандидатскую диссертацию на тему «Геология и метасоматические явления в месторождениях Западного Карамазара».

Вплоть до 1969 г. В.А.Жариков работал в ИГЕМ, последовательно занимая должности младшего и старшего научного сотрудника, заведующего лабораторией. В эти годы он не только реализовал и творчески развивал идеи своего учителя академика Д.С.Коржинского, возглавлял пионерские исследования физико-химических процессов метасоматизма и скарнообразо-

вания и в 1966 г. защитил докторскую диссертацию «Физико-химическая петрология скарновых месторождений», но и параллельно занимался созданием нового геологического института для физико-химических исследований природных процессов — Института экспериментальной минералогии.

С 1969 г. научная и организационная деятельность Вилена Андреевича неразрывно связана со становлением и развитием ИЭМ, его любимого детища, где он сначала занимает должность заместителя директора, а с 1979 г. — директора, создав за эти годы научный коллектив, занимающий ведущее положение в мировой физико-химической геологии, и современную аппаратно-техническую базу.

В.А.Жариков — один из лидеров мировой науки в области теоретической и экспериментальной петрологии и геохимии, один из основоположников физико-химической петрологии. Им лично и под его руководством заложены основы термодинамики открытых природных систем, петрологии и геохимии рудообразования, физико-химической гидродинамики тонкопористых сред. В 1975 г. за разработку теории и методов физико-химического анализа парагенезисов ему в составе научного коллектива присуждена Государственная премия.

В последующие годы высочайший научный потенциал Вилена Андреевича проявился в разработке теории флюидно-магматической дифференциации как основного механизма формирования рудоносных растворов и новой модели гранитизации.

Теоретические обобщения В.А.Жарикова служат прочной основой прикладных геологоразведочных исследований, направленных на дальнейшее развитие и укрепление

минерально-сырьевой базы России. На основе его разработок и при его участии решаются актуальные прикладные задачи геологии: синтез новых минералов, физико-химическое компьютерное моделирование процессов рудообразования, обеспечение экологической безопасности при утилизации радиоактивных отходов, создание аппаратуры для физико-химических экспериментов над природным веществом.

Глубоко осознавая важность обеспечения преемственности поколений в геологической науке, Вилен Андреевич в 1970 г. начал преподавательскую работу на геологическом факультете МГУ, а в 1982 г. был избран заведующим кафедрой геохимии. За четверть века им воспитаны сотни молодых исследователей, среди его учеников 20 докторов и 40 кандидатов наук. Сохраняя тесную связь с производственными геологическими организациями, В.А.Жариков регулярно читает лекции по геохимии и петрологии на курсах повышения квалификации специалистов Министерства геологии, позднее Роскомнедра. Написанный им учебник «Основы физико-химической петрологии» — единственное в мире всеобъемлющее учебное пособие по этой дисциплине для студентов-геологов. За данную книгу В.А.Жарикову в 1995 г. присуждена первая премия РАН им. Д.С.Коржинского в области физико-химической петрологии и минералогии.

Вилен Андреевич — автор и соавтор около 400 научных работ, в том числе 9 монографий, более 80 его работ издано за рубежом.

Находясь с 1990 г. на посту академика-секретаря ОГТГГН РАН, В.А.Жариков в трудное для отечественной науки время с присущей ему энергией и уверенностью предпринимает неимоверные усилия по сохранению и преумножению ее потенциала. Под его руководством определены приоритетные направления развития геологических наук до 2010 г., реализуется комплексная научная программа РАН «Недра Земли: познание, освоение и сбережение», по заданию правительства выполнена оцен-

ка современного состояния минерально-сырьевой базы России.

Непосильным для одного человека выглядит перечень обязанностей, выполняемых Виленом Андреевичем: он — член Комиссии при Президенте РФ по Государственным премиям в области науки и техники и Комиссии РФ по делам ЮНЕСКО, главный редактор научного журнала РАН «Петрология» и международного издания «Experiment in geosciences», заместитель председателя Национального комитета геологов России и председатель Национального комитета по международной программе геологической корреляции, вице-президент Всероссийского минералогического общества. И на всех перечисленных и не указанных здесь должностях он честно, добросовестно и умело выполняет возложенные на него обязанности.

Высокий авторитет Вилена Андреевича среди отечественных и зарубежных геологов проявился в избрании его членом нескольких российских общественных академий (АГН и АЕН РФ, МАВШ), а также вице-президентом Международного союза геологических наук и почетным иностранным членом Европейского союза геонаук. Он член Международной минералогической ассоциации и Международной ассоциации по генезису рудных месторождений, Международного кураториума фонда Ф.Шиллера. В этих организациях В.А.Жариков достойно представляет отечественную науку, способствует укреплению международных научных связей.

Вилен Андреевич Жариков — выдающийся русский ученый, человек с высокими нравственными качествами, носитель высокой культуры, оптимист, твердо верящий в светлое будущее России и ее науки.

Мы искренне желаем Вилену Андреевичу доброго здоровья, долгих лет жизни и дальнейших творческих успехов.

*Отделение ГТГГН РАН
Коллегия Роскомнедра
Редколлегия журнала*

Contents

ORGANIZATION, MANAGEMENT, ECONOMICS, SUBSURFACE USE

Akhmanov G.G., Vasilyev N.G.

On the methodology of examination and evaluation
of technogenic deposits 3

METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

Afanasyev G.V.

Prediction of uranium deposits in non-traditional
geological situations in the eastern Trans-Baikal
regions 7

Sazonov A.M., Grinev O.M.

Platinum-bearing alkali-gabbroid formation of the
northeastern Kuznetsky Alatau 15

*Saetgaleev Ya.Kh., Tokhtasyev V.S., Shevelev A.I.,
Bakhtin A.I., Khairullina G.Z., Krutikov V.F.*

Mineralogy-geochemical criteria of prediction and
prospecting for high-grade magnezite ores 21

Dukardt Yu.A., Boris Ye.I.

On the role of paleorift structures in the tectonic
control of kimberlitic volcanism occurrences in the
Yakutian diamondiferous province 28

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

Laz'ko Ye.M., Sveshnikov K.I.

Formation complexes of Lower Precambrian and
evolution of early Precambrian magmatism 35

GEOPHYSICS AND DEEP-SEATED STRUCTURE

Shlezinger A.Ye.

Active and passive margins of sedimentary basins 47

90th anniversary Nikolai I.Nikolaev 53

70th anniversary Vilen A.Zharikov 54