

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2012

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Лось В.Л.

На пути к количественной металлогении

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Азадалиев Дж.А., Мусаев Ш.Д., Керимов Ф.А., Гусейнова Э.Б.

Установление коренных источников россыпного золота в Нахичеванской складчатой области на примере Башкентского месторождения (Азербайджан). . .

Карпунин А.М., Миронов Ю.Б., Бузовкин С.В., Соболев Н.Н.

Эпохи уранового седиментогенеза черносланцевого типа в осадочных бассейнах Земли

Рафаилович М.С.

Золоторудные гиганты в черносланцевых толщах Центральной и Северной Азии

Коробков И.Г., Евстратов А.А.

Роль базитовых вулканоструктур в прогнозной оценке алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Салтыков В.Ф.

Характеристика цикличности: терминология, ход развития процесса, триггерная роль астрономического возбуждения земного отклика

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Наумов Г.Б., Миронова О.Ф., Берклиев Т.К.

Источники гидротермальных растворов в процессах рудообразования

Гусев А.И.

Петрогеохимия и потенциальная рудоносность интрузий айского комплекса Горного Алтая

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.

3 Геохимические особенности и формирование Мулдаккульского месторождения минеральных вод на Южном Урале. 70

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА

Васильев Б.И., Советникова Л.Н.

12 Породы континентального типа дна северо-западной части Тихого океана. 79

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Рубан Д.А.

18 Мониторинг объектов геологического наследия России: основные понятия и принципы. 83

ДИСКУССИИ

Тихомиров И.Н., Голоудин Р.И.

Проблемы модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований. 87

Жирнов А.М.

40 Шаг назад в познании тектоники и металлогении Дальнего Востока. 97

Диденко А.Н., Мальшиев Ю.Ф.

Ответ на статью А.М.Жирнова. 99

РЕЦЕНЗИИ

Кокин А.В.

От старых к новым идеям образования золота в осадочных формациях. 102

Ваганов В.И., Голубев Ю.К.

О трехтомном издании «Историческая минерагения» 104

90-летие Александра Ивановича Жамойды. 106

НОВЫЕ КНИГИ

Максимович Н.Г., Хайрулина Е.А.

Геохимические барьеры и охрана окружающей среды. 108

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 25.01.2012. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

На пути к количественной металлогении

В.Л.ЛОСЬ (Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан; г.Алматы 05000, пр.Абылай-хана, д.91)

Системный подход к преобразованию металлогении из описательной качественной в прогностически ориентированную количественную предполагает последовательную методологизацию, формализацию, аксиоматизацию (теоретизацию), математизацию и компьютеризацию. Рассмотрены адекватная методология, основанная на принципах самоорганизации, некоторые подходы к формализации описания металлогенических процессов и объектов, а также проблемы теоретизации. Приведены примеры математического и компьютерного моделирования некоторых металлогенических процессов.

Ключевые слова: металлогения, методология, формализация, теоретизация, математизация, компьютеризация.

Лось Владимир Львович, v_los@mail.ru

On the way to quantitative metallogenesis

V.L.LOS

The system approach to transformation metallogenesis from descriptive qualitative in prognosis assumes the focused quantitative consecutive methodology, formalization, axiomatization (theorization), mathemation and a computerization. The adequate methodology based on principles of self-organizing, some approaches to description formalization of metallogenesis processes and objects, and also a theorization problem are considered. Examples of mathematical and computer modeling of some metallogenesis processes are resulted.

Key words: metallogenesis, methodology, formalization, theorization, mathemation, computerization.

Металлогения — одно из актуальных, сложных и интересных научных направлений, в котором органично сфокусировались многие разделы геологии. Важное прикладное значение металлогении заключается в формировании реальных стимулов ее непрерывного развития и преобразовании из описательной качественной в прогностическую количественную. Это путь развития всех естественных (да и других) наук, приближающий металлогению к пониманию ее фундаментальных основ, где уже невозможно обойтись без физических и физико-химических представлений, математического описания процессов и систем, компьютерного моделирования. Выделение металлогении как особого направления можно, по-видимому, обосновать спецификой изучаемых объектов (систем) и человеческим фактором. Главным атрибутом объектов, формируемых металлогеническими процессами, являются резко повышенные концентрации различных химических элементов (в основном металлов) в макрообъемах геологической среды. Человеческий фактор связан с особенностями развития нашей цивилизации, которая не может обойтись и остро нуждается в широком спектре металлов.

Понятие о металлогении существовало уже у древних рудознатцев, хотя сам термин был введен только в 1896 г. Делоне (de Launay). Изначально ме-

таллогения рассматривалась как изучение законов, управляющих распределением, ассоциацией и разделением металлов в земной коре. После зарождения металлогения активно дифференцировалась, специализировалась и структурировалась. К настоящему времени насчитывается уже больше 50 «частных» металлогений: металлогения отдельных геологических процессов, отдельных химических элементов, отдельных геологических структур и т.д. Такая дифференциация на определенном этапе имеет свои положительные моменты (накопление фактов и знаний, разносторонний анализ), но возникли и негативные последствия: методология все больше сводится к умозрительной привязке месторождений к определенным геологическим телам и (или) структурам, т.е. к одномерной детерминированной схеме $A \rightarrow M$ (A — геологическое тело или процесс, M — месторождение определенного типа);

теряется единство и системность за видимым разнообразием, тогда как задача науки — видеть общее в различных явлениях;

все более часто при металлогенических интерпретациях используются гипотезы «для данного случая» (ad hoc). Примером может служить помещение источников металла на большую глубину. Здесь стоит напомнить слова В.И.Вернадского о некорректности

объяснять то, что мы недостаточно знаем, на основании того, что мы вообще не знаем.

Следствие негативных явлений в металлогении — ее низкая прогностическая эффективность. Сейчас наступает или скоро наступит период системного объединения металлогении на новом уровне: уточняется методология, формализуются основные понятия, формулируются аксиомы и общие законы (закономерности), разрабатываются модели, подчеркивающие не различие, а общность систем и процессов. Не исключено, что вначале такое объединение будет приводить не только к накоплению знаний, но и к опровержениям устоявшихся представлений (по Д.С.Лихачеву, это не всегда плохо и помогает избавиться от стереотипов и выработавших свой ресурс парадигм).

Особенность системного подхода к металлогении — признание важности меганаучных вопросов: выбор перспективных проблем, объективная оценка и экспертиза проектов и результатов, инновационность, организация исследований, создание научных команд [3]. Не менее важная особенность системного подхода — определение целей, проблем, задач, моделей и теорий. *Цели* формируются исходя из потребностей общества. В применении к металлогении это развитие и поддержание конкурентоспособности минерально-сырьевого комплекса. С учетом целей и возможностей их достижения специалисты (научное сообщество) порождают исходные *проблемы*. Наша проблема связана с преобразованием металлогении как основы геологоразведочных работ в прогностически ориентированную количественную (с пониманием длительности и необходимых условий решения этой проблемы). С учетом реальных возможностей специалисты ставят внешние и внутренние *задачи*. Например, внешними задачами металлогении могут быть повышение точности прогноза, увеличение глубинности поисков, а внутренними — построение моделей-эталонов нового поколения, разработка методов описания взаимосвязи пространственных переменных и др. Внутренние задачи способствуют саморазвитию науки (в нашем случае металлогении) и решению внешних задач. В соответствии с поставленными задачами строятся отвечающие им *модели*. Необходимость выбора разумных постановок задач и отвечающих им моделей порождает *теории*.

В целом, системный подход в науке вообще и, в частности в металлогении — это последовательное проведение *методологизации, формализации, теоретизации (аксиоматизации), математизации и только потом компьютеризации*.

Методология исследований должна основываться на преобладающем типе поведения изучаемых систем или типе поведения, представляющем наибольший теоретический или прикладной интерес. В металлогении, а также в геологии в общем, наибольший интерес представляют системы и процессы с самоорганизацией, так как именно они обеспечивают струк-

турное усложнение систем с понижением их энтропии, формирование устойчивых объектов в разнообразных условиях — именно к таким системам и объектам относятся рудообразующие системы и рудные месторождения [6, 9, 16, 24].

Самоорганизационные процессы запускаются при конкуренции противоположных тенденций. Для геологической среды это могут быть диссипация и подвод тепла, электромагнитное отталкивание и притяжение частиц, растворение и осаждение, десорбция и сорбция, диффузия вещества (увеличение энтропии) и его концентрация (минимизация свободной энергии), деструкция сложных молекул и полимеризация (кластеризация), плавление и кристаллизация и т.д. Самоорганизация приводит к необратимому структурированию среды, что ведет к углублению и ускорению структурирования.

Металлогения — одна из областей геологии, в которой самоорганизация геологической среды проявляется убедительно и наглядно, а применение идей и принципов синергетики дает не только теоретический, но и практический эффект, что связано с особенностями металлогенических процессов и систем:

металлогенические активные процессы, приводящие к образованию рудных объектов (районы, узлы, поля, месторождения), связаны с тонким селективным перераспределением вещества в геологической среде, которое приводит к уменьшению энтропии полей концентрации элементов;

перераспределение вещества и формирование рудных объектов происходят в рамках металлогенических систем, обособляющихся в геологической среде и имеющих достаточно четкую пространственную структуру, основными элементами которой являются ассоциирующие области выноса и области накопления рудных элементов [13];

рудные объекты обладают удивительным постоянством минерального состава (это относится к основным рудообразующим минералам), зональности, существованием устойчивых уровней концентрации рудных элементов, которые инвариантны относительно химизма рудовмещающей среды, т.е. свидетельствуют об автономизации процессов рудообразования;

при описании закономерностей локализации и размещения рудных объектов доминантные, четко выраженные факторы их образования, т.е. связи с объектами и структурами геологической среды, обычно отсутствуют (такие связи отмечаются для локальных ситуаций). Это свидетельствует о том, что мы имеем дело с самоорганизующимися, развивающимися по внутренним законам системами, на которые внешние факторы оказывают лишь «стимулирующее» воздействие;

число рудных объектов на Земле достигает 2—3 млн. Они располагаются в самых разных по геологическому строению регионах всех материков, что говорит о глобальности и органичности металлогении.

нических процессов для континентальной земной коры.

Принятие модели самоорганизации в металлогенических системах влечет изменение методологии их изучения и интерпретации. Во-первых, необходимо учитывать пространственно-временную *автономизацию систем с самоорганизацией*. Автономизация происходит на всех иерархических уровнях и приводит к появлению ячеистых (мозаичных) и ритмичных структур. Автономизация указывает на то, что главное внимание следует обращать на внутренние особенности, внутреннюю логику развития систем, хотя внешние причины в отдельных случаях могут быть решающими (особенно для разрушения систем). Во-вторых, желательно *отказаться от чисто детерминированных и (или) вероятностных схем* и моделей образования и развития систем. В-третьих, нужно признать *отсутствие доминантных факторов*, влияющих на развитие систем с самоорганизацией. Главное не сила влияния какого-то фактора, а правильная архитектура воздействия на систему (среду). В-четвертых, необходимо обратить внимание на *нелинейные связи* (внутренние и внешние) и особенно на дискретную нелинейность и режимы с обострением. Отметим, что фиксировать нелинейные связи и эффекты можно только при использовании для описания свойств систем сильных шкал измерения (шкалы интервалов, отношений). И в-пятых, для систем с самоорганизацией существуют *несколько путей развития* и поэтому их моделирование должно быть многовариантным.

Результаты самоорганизации фиксируются появлением пространственной и (или) временной упорядоченности (например, ритмов, ячеек), структурным и (или) вещественным усложнением объектов (что, в общем, соответствует антиэнтропийной направленности развития) и, главное, в образовании однотипных по веществу и структуре объектов в разных средах и условиях.

Таким образом, наиболее адекватная методология при металлогенических исследованиях, а особенно при исследованиях ориентированных на получение количественных результатов, это системно-синергетическая методология.

Как отмечалось в работе [6], традиционная геология, основанная на линейно-детерминированных взаимодействиях, так же отличается от нелинейно-синергетической как механика Ньютона от современной физики.

Формализация геологических (металлогенических) представлений, знаний, фактических данных, операций — необходимое условие и предпосылка развития соответствующего научного направления, показатель его зрелости, возможность применения математических методов и компьютерных технологий и, как следствие, принципиальное повышение прикладной эффективности. Как отмечают В.В.Веселов и Л.Ф.Спивак [2], ни одна из идей не оставила та-

кого глубокого следа в истории науки, как концепция формализации. В настоящее время требование формальности (объективность, однозначность, верифицируемость) приобрело едва ли не центральное значение в естественных науках и все больше используется в науках общественных.

В геологии и металлогении недостаточная формализация знаний, понятий и данных являются главным препятствием на пути их развития и превращения в относительно точные науки. К сожалению, применение математических методов и компьютерных технологий не породило задачу формализации геологической информации (она существовала в скрытой форме всегда), а лишь обострило ее и высветило негативные аспекты общего состояния понятийно-терминологической базы геологии и способов описания свойств геологической среды (геологических систем, тел, процессов и др.). И хотя при формализации неизбежно теряется какая-то часть наших содержательных представлений о тех или иных особенностях геологических объектов, а неудачная формализация может закрепить ложные выводы о геологическом строении и геологических закономерностях, она, тем не менее, основной показатель зрелости научных представлений и только она может обеспечить повышение точности и воспроизводимости получаемых выводов (в нашем случае выводов о закономерностях размещения полезных ископаемых и прогнозе мест их наиболее вероятного нахождения). Кроме того, формализация может рассматриваться как выработка общего языка при проведении мультидисциплинарных исследований (например, геологов, геофизиков, математиков) [3]. Без этого, как показал опыт, невозможно добиться подлинной комплексности и системности работ.

Роль формализации не исчерпывается созданием условий для математизации, компьютеризации и выработки общего языка для междисциплинарных исследований (эти аспекты по смыслу достаточно близки). Есть и другие функции формализации в науке и практике вообще и в геологии в частности [22, 33]:

формализация приводит к получению нового знания. Знаковая система, в которой каждое понятие находится в единстве со способом его построения и оперирования, дает возможность вскрыть глубокие внутренние закономерности объектов исследования;

относительная самостоятельность знаковых систем позволяет расширить границы их применения и выявить существенную общность разнородных явлений. Следовательно, формализация может приводить к получению данных о еще не познанных предметах и процессах. В этом случае можно говорить о предсказательной функции формализации;

формализация дает возможность конкретно фиксировать и легко обобщать (свертывать) знания. Как средство фиксирования знания формализация обеспечивает краткость, четкость, определенность, логическую стройность. Так как формализация осущес-

ствляется в рамках явно и четко сформулированных правил, устраняются правила и соображения, которые подразумеваются, т.е. не сформулированные явно. Последние весьма опасны, так как их истинность или ложность не установлены и могут вообще не поддаваться практической или теоретической проверке. Метод формализации помогает таким образом исключить из теоретических построений сомнительные, молчаливо предполагаемые посылки;

формализация дает дополнительные возможности проверки истинности той или иной теоретической схемы.

В целом основой функций формализации в металлогении и ее прикладной ветви—прогнозе рудных полезных ископаемых, являются исключение (или минимизация) неоднозначности, уменьшение степени субъективизма, создание условий для использования математических методов и моделей, переход к получению количественных воспроизводимых результатов.

Некоторые способы формализованного описания свойств геологической среды и геологических систем рассмотрены в работе [20].

Теоретизация любой науки заключается в формировании системы аксиом, принципов, твердо установленных законов (закономерностей). Это своего рода конституция, которая, конечно, может и должна изменяться, но только при выявлении принципиально новых фактов и их независимой верификации.

Базисную **аксиому** металлогении (или главный принцип) можно сформулировать следующим образом: *рудные объекты (месторождения, рудные узлы, рудные районы) являются не случайными геологическими образованиями, а органично присущи земной коре и протекающим в ней процессам перераспределения вещества.*

Несмотря на кажущуюся тривиальность, данная аксиома ставит под сомнение металлогенические построения, основанные на случайном совмещении факторов или «впрыскивании» металлов с больших глубин.

Однозначно, четко и полно определить используемые при исследовании **принципы** достаточно затруднительно. Дадим пояснения некоторым из них.

Принцип системности подразумевает рассмотрение геологической ситуации (на определенном иерархическом уровне организации) как целостной, а свойства объектов описывают их характеристики как взаимосвязанные, что определяет важность корреляционного анализа и требования к соответствующим технологиям прогнозирования. К принципу системности можно отнести и «квантовый» подход, в рамках которого среда и выделяемые в ней системы (объекты) не существуют друг без друга, а их свойства не могут быть определены «в чистом виде» (вне взаимодействия со средой и другими объектами).

Принцип содержательности заключается в том, что исследуются те системы, объекты и их свойства

(характеристики), использование которых можно обосновать какими-то содержательными предположениями. Эти предположения могут быть в той или иной степени формализованными гипотезами, допущениями, эмпирическими обобщениями, аналогиями (в т.ч. и не из области металлогении и даже геологии). Сами гипотезы должны удовлетворять следующим требованиям:

не противоречить наблюдаемым фактам;

не противоречить известным законам природы (это условие несколько консервативно, но в огромном большинстве случаев предохраняет нас от ложных предпосылок и невежества);

обладать внутренней логичностью и непротиворечивостью;

использовать минимум предположений (принцип Оккама);

позволять выводить наблюдаемые следствия.

Принцип дополнительности утверждает, что различные содержательные гипотезы (в нашем случае металлогенические) не должны рассматриваться как конкурирующие, а приниматься как дополняющие друг друга. При этом их «вес» и роль в той или иной конкретной модели могут быть существенно различными. Дополнительность гипотез — современный методологический подход к изучению сложных систем.

Принцип соразмерности имеет два аспекта: 1) учитывает иерархическое устройство геологических систем и определяет, что при описании, анализе и моделировании определенного иерархического уровня должны использоваться характеристики и особенности именно этого уровня, так как в противоположном случае часто теряется физический смысл исследования; 2) учитывает соразмерность (по массе, энергии, объему и т.д.) причин и следствий. Этот принцип неочевиден, но он основывается на том, что в природе все процессы сбалансированы и происходят обычно с минимальным расходом энергии (вещества).

Принцип аналогии позволяет получить знание об особенностях объекта (системы, процесса) на основании того, что он имеет сходство в каком-то признаком пространстве с другим объектом. Отметим, что принцип аналогии не позволяет получить точные знания о предмете. Выводы по аналогии всегда носят вероятностный характер.

Принцип симметрии играет в металлогении важную роль и на нем основывается анализ взаиморасположения в пространстве эпицентров плотности оруденения [20].

Важная установка при проведении металлогенических построений — ограничение на введение условий «для данного случая». Это означает, что для каждого рудного объекта (любого иерархического уровня), каждого типа рудных объектов одного иерархического уровня, однотипных рудных объектов, рас-

положенных в разных районах, по возможности не вводятся специальные условия их образования и развития. По-сути, если не следовать этой установке, то все рудные объекты будут представляться уникальными.

Базовой моделью металлогении, в той или иной степени объединяющей разные гипотезы и представления, может служить простая и ясная схема перераспределения элементов в геологической среде [8, 13]. Несмотря на значительное разнообразие причин, стимулов и механизмов перераспределения элементов, оно осуществляется по одной схеме: мобилизация (перевод рудных элементов в подвижное состояние)—миграция (перемещение в пространстве)—отложение (перевод в неподвижное состояние).

В геологической среде этим процессам соответствуют области мобилизации V_m , пути миграции и зоны отложения V_s (в частном случае зоны формирования руд), которые в совокупности образуют металлогенические (рудообразующие) системы [13, 20].

Задачи выделения металлогенических систем достаточно сложны, не всегда однозначны, иногда практически не возможны, но, в принципе, системы могут быть описаны следующими характеристиками: 1) размерами и формами V_m и V_s ; 2) распределением концентраций перемещаемых элементов в V_m и V_s ; 3) распределением форм нахождения элементов в V_m и V_s ; 4) степенью извлечения (η_m) и накопления (η_s) элементов в V_m и V_s ($\eta_m = C_m/C_k$; $\eta_s = C_s/C_k$; $\eta_s \leq 1$; где C_m , C_s — оценки средних концентраций в V_m и V_s ; C_k — оцененное значение кларковой концентрации элемента в районе расположения V_m и V_s); 5) массой мобилизованного M_m и переотложенного M_s элемента ($M_m/M_s = M_0(C/C_b)$, где M_0 — масса элемента в концентрации выше заданной C_b). Обычно для рудных узлов и рудных полей $M_0(C/C_b) = 0,05—0,2M_s$, т.е. 5—20% мобилизованного и переотложенного элемента концентрируется собственно в месторождениях.

Возможности практического использования модели металлогенической системы связаны с взаиморасположением областей мобилизации и отложения рудного вещества. В настоящее время существует тенденция помещать области мобилизации элементов на большие, недоступные непосредственным наблюдениям глубины, и (или) однозначно сопоставлять области мобилизации с какими-нибудь масштабными геологическими процессами (объектами), тоже имеющими глубинные источники (интрузивный и вулканогенный магматизм, разного рода глубинные подвижные зоны, в последнее время плюмы и др.). Кстати, при непосредственном сопоставлении рудообразования с перечисленными геологическими процессами как-то выпускается из вида их разномасштабность. Вовлекаемые в эти процессы массы вещества, их энергетика примерно на 6—8 порядков превосходят соответствующие параметры рудных

объектов. Да и потенциальные возможности этих процессов для тонкой дифференциации вещества, как необходимого условия рудообразования, представляются не всегда очевидными. Если принять гипотезу о глубинном источнике руд за «очевидную истину», то модель перераспределения теряет функциональный прикладной смысл, так как относительно области V_m можно строить самые широкие и, главные, не проверяемые фактами предположения (на существующем уровне знаний и технических возможностей). В таких условиях для каждого значительного рудного объекта (рудный узел, крупное и даже среднее месторождение) приходится вводить специальную систему гипотетических «специальных условий» ad hoc (на данный случай).

Нельзя отрицать привнос элементов с больших глубин при формировании литосферы, который и определил ее металлогеническую специализацию [10]. Однако укажем на несколько общеизвестных фактов, которые свидетельствуют о том, что собственно формирование рудных объектов происходит за счет металлов, извлекаемых из окружающих месторождения пород.

Рудные месторождения обычно приурочены к формациям и зонам, обогащенным соответствующими металлами [1, 25]. В своей монографии С.Т.Бадалов [1] делает вывод, что специализация рудообразующих систем (а соответственно и элементный состав месторождений — Л.В.) зависит от потенциально обогащенных данными элементами вмещающих пород, и связь эта обусловлена генетически. Заметим, что, во-первых, может иметь место не просто валовое обогащение пород, а их обогащение только слабо-закрепленными формами металлов.

Во-вторых, глобально рудные объекты относительно равномерно распределены по поверхности континентов, которая не перекрыта чехлом рыхлых отложений или молодых вулканитов (здесь под «равномерностью» понимается генерализованная плотность количества рудных объектов; по запасам металлов распределение существенно менее равномерное). По мнению авторов, это свидетельствует о том, что образование рудных скоплений — процесс, органично присущий всей земной коре (во всяком случае континентальной), хотя, конечно, в каких-то ситуациях он стимулируется, а в каких-то угнетается. При этом источником металлов являлась сама земная кора, в ином случае никакой, даже относительной равномерности в распределении рудных объектов ожидать нельзя, и даже очень крупные регионы могли не содержать ни одного рудного объекта (а это не соответствует реальности).

Наконец, наиболее наглядным фактом является то, что рудные объекты, особенно крупные, в пространстве тесно ассоциируют с областями пониженных концентраций основных металлов, которые интерпретируются как зоны мобилизации и выноса

вещества. Соответствующие примеры рассмотрены в работах [4, 5, 20, 26].

Под металлогеническими **закономерностями** будем понимать эмпирически установленные связи каких-нибудь интенсивных и (или) экстенсивных характеристик рудных объектов с любыми характеристиками геологической среды и геологических объектов, а также закономерности расположения рудных объектов в пространстве и (или) времени. Общая схема обнаружения и описания металлогенических закономерностей представляется следующей:

1. Отбираются объекты, относимые к изучаемому классу (множеству). В случае «металлогенических закономерностей» это могут быть рудные объекты каких-то металлов какого-то типа или региона, вмещающая их геологическая среда и т.д. Отметим, что для формирования набора объектов требуются определенные знания, позволяющие отличить нужные для данного исследования объекты от других.

2. Определяются средства и методы исследования и описания объектов и (или) вмещающей их среды. Кроме того, фиксируются правила записи экспериментов. Эти операции тоже требуют предварительных знаний, чтобы определить какие именно группы характеристик объектов и среды нам могут понадобиться и как формально описать эти характеристики.

3. Проводятся эксперименты по выявлению взаимодействия объектов между собой и (или) с вмещающей их геологической средой. Описание результатов этого взаимодействия фиксируется в таблицах, графиках, картах, математических зависимостях и т.д.

4. Изучение, анализ и интерпретация зафиксированных результатов — наиболее ответственный этап исследований и он во многом определяется уровнем имеющихся у нас знаний, адекватностью методологии и развитостью научно-исследовательских технологий.

5. Итогом деятельности по описанию и анализу металлогенических закономерностей должна быть смена слабых качественных предположений о взаимосвязях характеристик оруденения с другими характеристиками геологической среды более сильными количественными, позволяющими получить более глубокие представления о рудных объектах.

Наиболее полно и подробно основные свойства геологических и металлогенических закономерностей рассмотрены Ф.А.Усмановым [29,30]. Им же сформулированы некоторые законы металлогении. Весьма вероятно, что не все законы сформулированы вполне удачно и им предстоит длительная шлифовка. В будущем, вероятно, им будет придана математическая форма, а сами законы, благодаря расшифровке механизмов рудообразования, приобретут другие звучания.

Определим некоторые стартовые предпосылки формирования количественной металлогении на

основе описания закономерностей функционирования механизмов рудообразования:

формирование рудных объектов происходит за счет перераспределения металлов «на месте». Эта предпосылка применима к тем рудным объектам, которые относятся к гидротермальному типу и не должно восприниматься слишком буквально. Следствием этой предпосылки является эмпирически подтверждаемый факт существования в районе крупных рудных объектов зон выноса, характеризующихся пониженными (относительно кларка) концентрациями основных рудных элементов;

перераспределение металлов производится водными растворами (или через водные растворы), которые циркулируют и эволюционируют в системе горная порода—вода;

перераспределению металлов присуще самоорганизационное поведение, приводящее к автономизации рудообразующих систем, формированию специфических объектов — рудных месторождений, для которых характерна пониженная энтропия, инвариантность минерального состава и зональности относительно химизма, структуры и возраста вмещающей геологической среды;

«движущая сила» перераспределения металлов — естественные электрические поля, возникновение которых связано с большим разнообразием причин: тепловые градиенты и потоки, разность состава пород, движение растворов через системы трещин, механические напряжения и т.д. [5];

возникающие на потоках энергии рудообразующие системы являются диссипативными структурами со всеми присущими таким структурам свойствами, и их формирование происходит повсеместно (хотя и с разной интенсивностью и скоростью) и органически присуще геологической среде (более точно — земной коре или даже верхним частям земной коры).

При интерпретации металлогенических закономерностей, как и любых других, желательно держаться подхода, сформулированного А.Эйнштейном и Л.Инфельдом [34]: *если какую-то закономерность можно интерпретировать на основе случайного сочетания событий (факторов) или для интерпретации вводятся какие-то специальные условия, то такие трактовки по своему достоинству ниже, чем интерпретации на основе неких более общих и фундаментальных законов или устойчивых закономерностей.*

Математизация геологии — основная задача заключается в получении новых знаний, которые в отличие от умозаключений, удовлетворяют требованиям воспроизводимости и точности.

Математизация и компьютеризация применительно к металлогении и ее прикладному направлению — прогнозу полезных ископаемых — необходимы для продвижения в следующих направлениях:

формулировке и описании закономерностей размещения и условий формирования рудных объектов в геологической среде;

построении моделей рудообразующих систем и рудных объектов разных масштабных уровней;

моделировании механизмов рудообразования, включая мобилизацию, перенос и отложение металлов [13];

построении прогнозно-поисковых моделей новых поколений, учитывающих пространственную распределенность характеристик геологической среды и физико-химическую суть металлогенических процессов [18];

развитии прогнозно-поисковых технологий, позволяющих получать несмещенные, надежные и воспроизводимые оценки недр на различные виды полезных ископаемых.

В целом, использование математики и компьютеризация в металлогении имеют два аспекта: многовариантная обработка данных (статистический, корреляционный анализ, построение аппроксимационных моделей 1-3D, кластеризация данных и др.) и моделирование металлогенических систем и объектов. Наиболее важным здесь является второй аспект, так как, чем ближе мы подходим к фундаментальным основам металлогении, тем более необходимым становится математический аппарат. Простые аналогии и «здравый смысл» лишь на первом этапе и с большим трудом могут быть применены к расшифровке механизмов металлогении и рудообразования.

Компьютерное моделирование металлогенических (рудообразующих) процессов позволяет подойти к расшифровке механизмов и условий рудообразования. Кратко рассмотрим два примера построения математических моделей и имитационного моделирования процессов перераспределения элементов в геологической среде и рудоотложения [14, 15, 19].

Моделирование *перераспределения* элементов основывалось на предположении, что эти процессы органично присущи геологической среде. Были сформулированы базисные предпосылки моделирования:

динамика массопереноса при перераспределении элементов определяется множеством факторов (причин) и в первом приближении их коллективное воздействие можно рассматривать как случайное (неспецифичное [16]);

следствия этих случайных (неспецифичных) причин подчиняются детерминированным законам массопереноса и физической химии;

в каждой точке (элементарном объеме) геологической среды перераспределяемый элемент находится в неподвижном состоянии (твердая фаза) и подвижном (в растворе).

Факторы (причины) перераспределения элементов в итоге сводятся к электрохимическим механизмам [4], а переход в неподвижное состояние — к эволюции состава и структуры растворенного вещества и

его отложению по типу обратимой реакции первого порядка, т.е., по сути, сорбции [13].

Математическая модель такого процесса представляет собой систему двух дифференциальных уравнений, описывающих скорости изменения концентраций неподвижной и подвижной фаз в зависимости от концентраций этих фаз в точках (элементарных объемах) геологической среды [19, 27]. Компьютерная реализация математической модели интерпретируется сеточной моделью (система Mathcad), в которой скорости перемещения элемента на границе принимаются за ноль. Пока результаты имитационного компьютерного моделирования перераспределения элементов в геологической среде носят качественный характер, так как нам не известны реальные параметры этого процесса: концентрация раствора, коэффициенты прямой и обратной реакций, абсолютные скорости перемещения вещества, объем свободного пространства, в котором осуществляется массоперенос и др.

Имитационное моделирование позволило сделать следующие выводы:

1. Любой случайный (не специфический) процесс перераспределения приводит к структурированию полей концентрации неподвижной фазы (появлению структур с повышенными и пониженными концентрациями).

2. Возникшая структура неподвижной фазы сохраняет устойчивость и делается более контрастной по мере развития процесса перераспределения.

3. В структуре статистического распределения концентраций неподвижной фазы имеются черты сходства со структурой распределения металлов в геологических объектах (полиmodalность, фиксирующая появление зон «выноса» и «накопления» элемента; наличие небольшого количества аномально высоких концентраций).

Здесь рассмотрены только первые результаты моделирования перераспределения элементов. В частности, пока не решена фундаментальная проблема асимметрии распределения концентраций рудных элементов, не ясно влияние концентраций подвижной и неподвижной фаз на скорости миграции, не определены все составляющие «пористости» и т.д.

Моделирование собственно *рудоотложения* опиралось на фиксацию некоторых атрибутов рудных месторождений:

собственно рудные месторождения представляют собой повышенные концентрации какого-то или каких-то химических элементов в макрообъемах геологической среды;

минеральный состав и зональность рудных месторождений инвариантны относительно химизма и возраста вмещающей их геологической среды (автономизация рудных объектов) [10, 14];

концентрации основных рудных элементов создают в рудных месторождениях относительно устойчи-

вые уровни концентрации (явление квантования концентраций) [11, 12, 28].

Приведенные атрибуты, очевидно, не полностью характеризуют рудные месторождения, но они позволяют определить базисные положения моделирования процесса рудоотложения:

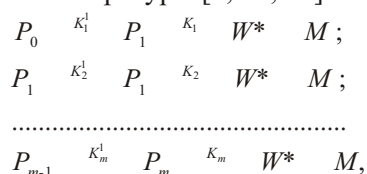
1. Перенос и отложение рудного вещества при образовании месторождений осуществляются водными растворами, т.е. моделируются так называемые гидротермальные месторождения.

2. Рудные месторождения автономны относительно химизма и минерального состава вмещающей среды, т.е. выпадение рудного вещества происходит за счет эволюции состава, структуры и концентрации гидротермального раствора по механизму реакции первого порядка $W \rightarrow W^*$ или $W \rightarrow W^* + M$, где W и W^* — растворенная и выпавшая рудная фаза.

3. Устойчивые уровни концентрации основных рудных элементов возникают при изменении константы равновесия реакции $W \rightleftharpoons W^*$ в связи с изменением структуры и концентрации растворенной фазы. Сами константы равновесия образуют некий дискретный ряд $K_1, K_2, \dots, K_m$.

4. Температура процесса выпадения рудного вещества при K_i определяется законом Аррениуса $K_i = K_0 e^{CT/T}$, где T — температура, C — константа [27];

5. Рудоотложение происходит за счет агрегации комплексов тяжелых металлов по механизму полимеризации и (или) кластерообразования в условиях снижающейся температуры [7, 21, 23] по схеме:



где $P_0, \dots, P_m$ — полимеры (их молекулярная масса растет от P_0 к P_m); K_i^1 — константы равновесия реакции полимеризации и (или) кластерообразования; K_i — константы равновесия реакции выпадения рудной фазы из гидротермального раствора ($K_1, \dots, K_m$); W — выпавшая из раствора коллоидного типа рудная масса; M — конечный минеральный продукт рудообразования, формирующийся в результате старения W (о существовании некой переходной коллоидной фазы еще в 1912 г. писал А.Е.Ферсман [31]).

В рамках сформулированных базисных положений, выполняющих роль аксиоматики моделирования, была построена математическая модель рудоотложения, представляющая собой два уравнения в частных производных, описывающих поведение растворенной и выпавшей фаз во времени и пространстве 1D [14].

Алгоритмическая схема численного моделирования процесса гидротермального рудоотложения на основе принятой математической модели представляет собой одномерный проточный реактор, вдоль

которого вычисляются значения концентраций растворенной и выпавшей фаз рудного вещества (программа SINER [17]). Здесь, как и при имитационном компьютерном моделировании процесса перераспределения вещества в геологической среде, пока не известны многие реальные параметры рудоотложения (абсолютная концентрация гидротермального раствора, константы скоростей прямой и обратной реакции и их зависимость от температуры и т.д.) и поэтому результаты моделирования носят качественный характер.

Приведем некоторые содержательные выводы, полученные при имитационном компьютерном моделировании процесса рудоотложения (более подробно они рассмотрены в работе [15]):

1. Неравномерность распределения концентраций элементов, характерная для гидротермальных рудных месторождений разных типов [32], органично присуща самому процессу рудообразования, а не следствию неоднородности вмещающей геологической среды.

2. Небольшие случайные колебания условий рудоотложения и (или) параметров гидротермальных систем дестабилизируют процесс, приводя к повышению изменчивости и появлению аномально высоких концентраций рудного вещества.

3. Дестабилизации процесса рудообразования способствуют высокие скорости реакции выпадения рудного вещества.

4. При нестабильном рудоотложении часто возникают квазиритмичные структуры в распределении рудного вещества.

5. Распределение концентраций выпавшей фазы в пространстве почти зеркально подобно распределению этой фазы во времени (если наблюдать последнее в фиксированной точке пространства).

Как видим, построение и исследование даже простейших математических и компьютерных моделей металлогенических процессов и рудообразования могут стать мощным инструментом их изучения, выявления новых закономерностей размещения месторождений и более глубокого понимания механизмов их формирования. Как следствие, это может значительно повысить эффективность и качество прогнозно-поисковых работ.

Природа за несколько миллиардов лет своего развития провела огромное количество экспериментов по формированию высокоструктурированных низкоэнтропийных объектов (в частности, рудных месторождений), продемонстрировав изящество замыслов, мастерство исполнения и владение разнообразными тонкими технологиями. Расшифровка механизмов этих технологий может дать неожиданные идеи и знания не только при оценке недр, но и при создании новых производственных технологий. Пока мы не обращаем достаточно внимания на этот аспект, а между тем природа скупа и мудра в исходных

принципах, разнообразна в результатах, экономна в ресурсах, что согласуется с общими тенденциями современного научно-технологического развития нашей цивилизации.

В заключение следует подчеркнуть, что изложенные в статье соображения не являются «истиной в последней инстанции». Над обозначенными задачами следует задуматься, а возникающие проблемы и противоречия обсуждать, не оглядываясь на устоявшиеся стереотипы.

Именно преобразование металлогении в количественное, прогностически ориентированное научное направление сделает ее надежной теоретической и методологической основой оценки недр на рудные полезные ископаемые и поможет ответить на один из главных вызовов XXI в. — проблему обеспечения человечества невосполнимыми минерально-сырьевыми ресурсами в условиях почти полного исчерпания фонда легкооткрываемых близповерхностных месторождений.

Автор выражает благодарность своим коллегам Ф.А.Летникову, В.А.Нарсееву, В.И.Старостину, И.С.Гольдбергу, Э.Я.Островскому, М.С.Рафаиловичу, И.А.Гобернику, Т.Д.Мурзадилову за полезное обсуждение проблем металлогении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадалов С.Т. Геохимические особенности рудообразующих систем. — Ташкент, 1999.
- Веселов В.В., Спивак Л.Ф. Основы структурного моделирования гидросистем. — Алматы, 1997.
- Воронин Ю.А., Черемисина Е.Н. О базовых задачах искусственного интеллекта в мультидисциплинарных исследованиях. — Новосибирск, 2001.
- Гольдберг И.С. Рудообразование в геоэлектрoхимических системах // Геология и охрана недр. 2005. № 2(15). С. 28—40.
- Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л. Геохимические системы рудных объектов: примеры, модель, генетические и поисковые критерии // Геология и охрана недр. 2003. № 1(7). С. 24—33.
- Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. — М.: ГЕОС, 2001.
- Губин С.П. Химия кластеров — достижения и перспективы // Журнал Всесоюзной химии общества Д.И. Менделеева. 1987. Т. 32. № 1. С. 3—11.
- Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Наука, 1989.
- Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992.
- Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Материалы теоретического семинара ОГГИ РАН. 1998—1999. — М.: ГЕОС, 2000. С. 204—224.
- Лось В.Л. Анализ распределения содержаний основных полезных компонентов в рудах // Применение математических методов в геологии. — Алма-Ата: Наука, 1968. С. 239—243.
- Лось В.Л. Квантование концентраций — фундаментальная закономерность распределения металлов в гидротермальных месторождениях // Геология и охрана недр. 2007. № 1(22). С. 26—33.
- Лось В.Л. Металлогенические системы и механизмы рудообразования // Геология и охрана недр. 2005. № 4(17). С. 28—36.
- Лось В.Л. Моделирование процесса гидротермального рудообразования. I. Предпосылки, базисные положения, математическая и алгоритмическая модели // Геология и охраны недр. 2009. № 1(30). С. 58—63.
- Лось В.Л. Моделирование процесса гидротермального рудообразования. II. Компьютерная модель и некоторые результаты моделирования // Геология и охраны недр. 2009. № 2(31). С. 12—22.
- Лось В.Л. Самоорганизация в геологических системах: общие принципы, методологические и прикладные исследования // Геология и охрана недр. 2005. № 1(14). С. 75—80.
- Лось В.Л., Гоберник И.А. Компьютерное моделирование гидротермального рудоотложения // ДАН. 1996. № 2. С. 231—233.
- Лось В.Л., Лукманов М.А. Поколения моделей-эталонов для прогноза рудных месторождений / Рудная синергетика // Труды ЦНИГРИ. Вып. 244. — М., 1991. С. 129—137.
- Лось В.Л., Мурзадилов Т.Д. Структурирование полей концентрации элементов: предпосылки, имитационная модель, результаты // Геология и охрана недр. 2011. № 1(38). С. 57—63.
- Лось В.Л., Усманов Ф.А., Гольдберг И.С. и др. Прогноз, поиски и моделирование рудных объектов // Комплексная переработка минерального сырья Казахстана. Т. 1а. — Алматы, 2008.
- Минцер Э.Ф. О полимеризационной природе механизма рудоотложения // Известия АН СССР. Сер. геол. № 5. 1967.
- Мовшович Э.Б., Кнепель М.Н., Черкашин М.С. Формализация геологических данных для математической обработки. — М.: Недра, 1987.
- Нарсеев В.А. О полимеризационном механизме рудоотложения // Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. — Алма-Ата, 1969.
- Нарсеев В.А. Структурирование геологического пространства (в поисках новой парадигмы геологии) // Геология и охрана недр. 2007. № 1(22). С. 15—18.
- Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. — М.: Наука, 1988.
- Старостин В.И., Сорохтин О.Г. Новая концепция генезиса сульфидных медно-никелево-платиновых месторождений // Геология и охраны недр. 2010. № 4(37). С. 9—16.
- Стромберг А.Г., Семченко Д.П. Физическая химия. — М.: Высшая школа, 1988. С. 290—294.
- Трубников Л.М. Некоторые особенности распределения рудного вещества на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Металлогения и рудообразование. — Алма-Ата. 1979. С. 165—173.
- Усманов Ф.А. Главнейшие принципы современной металлогении // Современные проблемы металлогении. — Ташкент: ФАН, 2000. С. 12—16.
- Усманов Ф.А. Металлогенические законы и закономерности // Геология и охрана недр. 2006. № 3(20). С. 2—13.
- Ферсман А.Е. Избранные труды. Т. 1. — М. Изд-во АН СССР, 1952. С. 739—750.
- Шахов Ф.Н. Состояние вопроса и направления развития исследований процесса образования рудных столбов // Проблемы образования рудных столбов. — Новосибирск, 1972. С. 3—6.
- Штофф В.А. Проблемы методологии научного познания. — М.: Высшая школа, 1978.
- Эйнштейн А., Инфельд Л. Эволюция физики. — М.: Наука, 1965.

Установление коренных источников россыпного золота в Нахичеванской складчатой области на примере Башкендского месторождения (Азербайджан)

Дж.А.АЗАДАЛИЕВ, Ш.Д.МУСАЕВ, Ф.А.КЕРИМОВ, Э.Б.ГУСЕЙНОВА (Институт геологии Национальной Академии наук Азербайджана; Аз1143 г.Баку, проспект Г.Джавида, 24А)

Рассмотрены геолого-структурные и магматические условия, способствующие скоплению россыпного золота в рыхлообломочных породах в Нахичеванской складчатой области в целом, а также в аллювиальных и делювиальных отложениях бассейна р.Башкендчай в частности. Для установления коренных источников россыпного золота Башкендчайского месторождения наиболее информативными оказались типоморфные признаки названного самородного металла. Выявлены типоморфные особенности золота с помощью комплекса минералого-аналитических, морфометрических методов и пробирного анализа: крупные размеры золотин, сростки с кварцем, гематитом и самородным серебром, высокопробность, ограниченный набор элементов-примесей и монозернистое внутреннее строение, особенно неокатанные формы зерен (комковидные, дендритовидные, друзовидные, гроздьевидные, проволоковидные, сросшиеся кристаллы и зерна), отсутствие признаков существенной обработки золотин в процессе его транспортирования, которые претерпели бы значительное механическое выветривание. Все это свидетельствует о связи аллювиальных и делювиальных россыпей золота Башкендского месторождения с коренными источниками золотокварцево-жильного типа, ассоциирующего с малыми интрузиями диорит-порфириров (олигоцен) интрузивно-купольной структуры.

Ключевые слова: россыпное золото, аллювиальные и делювиальные отложения, коренные источники, Башкендское месторождение, золотокварцево-жильный тип, малые интрузивы диорит-порфириров.

Азадалиев Джабраил Абдулалли оглу, jazadaliyev@rambler.ru

Мусаев Шахбеддин

Керимов Фуад Аджар оглу

Гусейнова Эльмира Байрам гызы

Definition of root sources of gold placer in Nakhchyvan folder area exemplified by Bashkend deposit (Azerbaijan)

J.A.AZADALIYEV, SH.D.MUSAYEV, F.A.KERIMOV, E.B.HUSEINOVA

Geological-structural, magmatic and morphogenetic conditions are studied here which promote the accumulation of gold placer in friable fragmental rocks, alluvial and deluvial deposits of r.Bashkendchai basin. Typomorph properties of gold placer are the more informative in defining root sources of gold placer in Bashkendchai deposit. As a result of mineralogical-analytic, morphometric methods and Assay test the following typomorph peculiarities of gold have been revealed: large sizes of gold grains intergrowth with quartz, hematite and native silver, high-grade, limited set of admixture-elements and monograind inner structure, especially unrounded forms of grains (cloddy, dendritelike, drusy, acinar, wirelike, accrete crystals and grains), lack of features of gold grains essential processing during its transportation with possible significant mechanical weathering-all this show connection between alluvial and deluvial gold placer of Bashkend deposit with root sources of gold-quartz-vein type associated with small intrusives of diorite-porphyrates (Oligocene).

Key words: gold placer, alluvial and deluvial deposits, root sources, Bashkend deposit, gold-quartz-vein type, small intrusives of diorite-porphyrates.

Анализ геологического строения Нахичеванской складчатой области с позиции представлений о тектономагматической активизации свидетельствует о существовании не только крупных активизированных структур (Зангезурское сводово-глыбовое поднятие и Нахичеванская впадина), но и локальных наложенных структур, сыгравших важную роль в раз-

мещении разнотипных магматических комплексов и ассоциированных с ними месторождений и рудопроявлений различных рудных формаций. Среди таких магмо- и рудоконцентрирующих структур выделяется Башкендское интрузивно-купольное поднятие, совмещенное в пространстве и во времени с серией тесно сближенных малых интрузивов диоритовых

порфириров (штоки, лакколитовидные тела, сферолиты, согласные и пластообразные тела). В срединной части интрузивно-купольной структуры обнаруживается серия многочисленных, но незначительных по размерам и значимости свинцово-цинковых рудопоявлений в районе селений Ортакенд и Башкенд. К верховьям р.Башкендчай (руч.Джаджыхлы), к северной части структуры приурочены медно-порфировое оруденение прожилково-вкрапленного типа (Гёйдагское месторождение) и генетически сопряженные с ним кварцево-сульфидные (полиметаллические) жилы и прожилки. Слабые признаки ртутно-мышьяковой (киноварь-реальгаровой) минерализации, отмечаемые в ассоциации с свинцово-цинковым оруденением, особенно усиливаются в юго-западной периферии интрузивно-купольной структуры (Норашенское месторождение). Малые интрузивы приурочены к узлу пересечения крупных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, возникших во время консолидации складчатых структур Ордубадского синклиория в постскладчатый период после становления гранитоидных интрузивов Мегри-Ордубадского батолита. Впрочем малые интрузивы развивались самостоятельно, независимо от наличия и размещения гранитоидного батолита, располагаясь далеко за его пределами (15—20 км и более). В этом смысле Башкендская интрузивно-купольная структура соответствует «очагово-купольным структурам», выступающим в качестве «концентраторов» оруденения различных формационных типов [13].

Положение рассматриваемых малых интрузивов диоритовых порфириров как связующего звена между поверхностными эффузивными андезитами и глубинными интрузивными диоритами создает определенные трудности в выборе их петрографического наименования. Между тем во всех литературных источниках малые интрузивы относятся к андезитам и андезито-дацитам с соответствующими приставками, отражающими количественное соотношение темноцветных минералов в породах. Однако в данном случае целесообразно прибегать к использованному в 1965—1968 гг. А.Д.Керимовым термину диорит-порфириды, который включает в себе интрузивную природу магматических тел, отличающихся сравнительно большими глубинами формирования и характерными петрографическими особенностями пород. В более ранних работах этот термин применял так же Ш.А.Азизбеков [5, 6], по данным которого породы представлены одним типом — диорит-порфириды. Точное установление геолого-структурной позиции малых интрузивов, их петролого-петрографических особенностей имеет важное значение для прогнозирования и поисков золоторудного оруденения и связанных с ним золотоносных россыпей на площадях развития этих же интрузивных тел и особенно в пределах узлов их концентраций.

Еще Ю.А.Билибин [7] отмечал, что малые диоритовые интрузии с сопровождающим их специфичным золотым оруденением с удивительным постоянством прослеживаются на всей территории СССР от Урала до Приморья, сохраняя характерные петрологические и металлогенические особенности в тектономагматических циклах различного возраста (каледонский, варисский, киммерийский), что послужило основанием для выделения их в самостоятельную группу, определяемую как постбатолитовая диоритовая интрузивная формация.

Золоторудные месторождения, парагенетически связанные с малыми интрузиями аналогичного состава, Ю.А.Билибин [8] относил к кварцево-жильной (кварцево-прожилковой) убого- и малосульфидной формациям, наиболее существенными компонентами которой являются свободное золото, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит, блёклые руды и другие с резко преобладающим жильным кварцем. Они образуются в условиях, когда после главной фазы складчатости тектонические напряжения начинают проявляться в виде разрывных нарушений, используемых малыми интрузиями существенно диоритовых порфириров.

Представляется, что имеет смысл привести конкретные примеры рудной специализации малых интрузивов на золото. Так, все золоторудные месторождения Северного Казахстана связаны с малыми интрузиями (штоками и дайками) диоритового состава (Степнякский интрузивный комплекс). Все золоторудные месторождения Калбинского района пространственно и генетически связаны с мелкими штоками или полями стущения даек диоритов; многочисленные золотоносные россыпи Салаира — с золотоносными кварцевыми прожилками, рассекающими небольшие штоки и дайки диоритов. В золотоносных районах Западного Саяна россыпная и рудная золотоносность приурочена к участкам развития мелких штоков и даек, нередко в очень значительном удалении от гранитоидных батолитов. Очень четко связь золотоносности с малыми интрузиями диоритов прослеживается в Верхне-Ангарском районе, где все россыпи тяготеют к участкам их развития, а известное золоторудное месторождение представлено кварцевыми жилами в небольшом диоритовом штоке. В вулканических зонах Дальнего Востока почти во всех узлах «относительной концентрации» диоритов наблюдаются пространственно россыпные месторождения, ореолы рассеяния и рудопоявления золота с сопутствующей ртутной, полиметаллической и медной минерализацией (Сихотэ-Алиньская складчатая область). Как видно, приведенные геолого-структурные, морфологические и петрографические особенности с некоторыми изменениями, присущи и комплексу малых интрузивов Башкендской интрузивно-купольной структуры. Аналогия этой структуры с перечисленными областями развития малых диоритовых интрузивов и узлами их концентраций позволяет отнести ее к потенциально рудо-

носной в отношении золотого оруденения кварцево-жильного типа.

Несомненно, существующий пробел в выявлении собственно золотого оруденения и его размещения в пределах интрузивно-купольной структуры тем скорее будет разрешен, чем скорее в свете изложенного будет дана соответствующая оценка золотогенерирующей роли малых диорит-порфировых интрузивов. Практическая ценность любых металлогенических и прогнозных исследований определяется прежде всего тем, насколько правильно они отражают специфику особенностей геологического строения и рудоносности той или иной территории. Помимо приведенных теоретических предпосылок, играющих роль региональных критериев при выяснении возможности обнаружения золоторудного оруденения, следует опираться на следующие фактические данные — прямые и косвенные, представляющие собой локальные поисково-оценочные критерии:

1. Бассейн р.Башкентчай сложен интенсивно дислоцированными песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена, прорванными малыми гипабиссальными интрузивами олигоцена (диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, андезиты-дациты, андезиты). Концентрированный ареал магматических пород совмещается в пространстве и во времени с крупной магмо- и рудоконтролирующей интрузивно-купольной структурой. Наиболее информативным признаком потенциальной золотоносности площади концентрированного развития малых интрузивов является выделение в пределах речной сети интрузивно-купольной структуры золотоносных россыпей со значительными концентрациями свободного золота, ограничивающимися в своем распространении контурами названной структуры. Пространственная ассоциация вторичных геохимических ореолов рассеяния золота с диорит-порфировыми интрузивами в пределах единой рудно-магматической структуры свидетельствует и о временной взаимосвязи между ними. Это позволяет предполагать наличие парагенетических связей коренных источников россыпного золота с комплексом самостоятельных малых интрузивов.

Установлена золотоносность пойменно-русловых и террасовых аллювиальных отложений долины р.Башкентчай на всем ее протяжении, начиная с верховьев (руч.Джаджыхлы) до устья. Однако наиболее значительными концентрациями россыпного золота характеризуется нижнее течение реки, охватывающее полуторакилометровый отрезок от села Хошкешин до одноименного водопада. Следовательно, имеются все признаки для того, чтобы квалифицировать этот участок как россыпное месторождение [11].

Россыпное золото присутствует и в делювиальных отложениях, прослеженных на значительном расстоянии (около 4 км) по правому борту р.Башкентчай, от водопада Хошкешин до восточных склонов горы Хананадаг. Они распространены на более высоких гипсо-

метрических уровнях, чем близлежащие свинцово-цинковые рудопоявления района села Ортакенд.

Независимо от механизма возникновения золотоносных аллювиальных и делювиальных отложений, морфогенетический тип обнаруженных россыпей и заключенного в них золота определяется их пространственной взаимосвязью с коренными источниками (золоторудное месторождение или группа рудопоявлений) и подчиняется особенностям вещественного состава руд в зоне окисления и разрушения верхних частей рудных тел. В любом случае образование значительных скоплений золота в россыпях — это переход металла из концентрированного состояния в рассеянное.

2. Следует выяснить возможную роль как источника россыпного золота в бассейне р.Алинджабай вулканогенно-осадочных образований, так и «олигоценых медистых песчаников». Дело в том, что при изучении технологической обогатимости вкрапленных самородных медистых руд (М., ЦНИГРИ, 1971) в них случайно обнаружено свободное амальгамируемое золото в количестве 0,4 г/т. Если перевести его на 1 м³ породы (песчаник и конгломерат), то в среднем получается 800—1000 мг. Это достаточно большое значение и толщи, содержащие в таком же количестве свободное золото, вполне могут быть источником золота, накопившегося в современных русловых отложениях бассейнов рек.

3. Весьма сомнительно, что коренными источниками основной массы россыпного золота являются свинцово-цинковые и полиметаллические руды, приуроченные к прирусловой части р.Башкентчай и руч.Джаджыхлы. Известно, что золото в месторождениях этих формаций ассоциирует преимущественно с сульфидными минералами в виде неравномерно распределенной, тонкодиспергированной механической примеси. Так, Д.И.Горжевский и И.З.Исакович [9], анализируя золотоносность полиметаллических месторождений Рудного Алтая, отмечают, что в продуктивных минеральных ассоциациях золото в виде мельчайшей эмульсионной вкрапленности находится в сфалерите, пирите, галените, халькопирите, блёклой руде, борните и халькозине. Отмечаются микронные размеры золота (от 1 до 100 мкм). В.С.Кормилицын и А.А.Иванов [10] при изучении свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья установили присутствие самородного золота во всех минеральных типах руд только при микроскопическом их изучении, так как размеры зерен этого минерала изменяются от 0,005 до 0,05 мм.

А.Г.Рзаев и Д.М. Моисеев в 1972 г. отметили повышенное содержание золота в рудах Башкентской интрузивно-купольной структуры. По результатам пробирных анализов содержание золота в кварц-полиметаллических жилах и прожилках с пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом колеблется от следов

до 26,3 г/т при среднем содержании 9,7 г/т (7 анализов), а в свинцово-цинковых рудах достигает 5 г/т. Тем не менее и указанные авторы отмечают микроскопическое золото, связанное в основном с пиритом. Представления о наличии «невидимого» золота в рудах этих формаций подтверждаются и авторами статьи на основании отбора и обработки протолок из кварцево-полиметаллических руд; визуально различимое золото в полученных шлихах не устанавливается. Золото распределяется в сульфидах хотя и в самородном виде, но в таких мельчайших выделениях, что часто не поддается обычному микроскопическому определению и тем более не может быть обнаружено при обычном шлиховом опробовании.

Исходя из изложенного, как бы ограниченными ни были данные о золотоносности полиметаллических и свинцово-цинковых руд, тем не менее они свидетельствуют о беспочвенности имеющихся предположений об их роли как источника золотоносных россыпей бассейна р.Башкентчай. К этому же следует добавить, что относительно значительные масштабы распространения россыпной золотоносности и крупные размеры самородного золота несоизмеримы с ограниченными масштабами развития и мощностями свинцово-цинковых и полиметаллических прожилков. Местами их россыпеобразующая роль сводится лишь к проявлению рассеянных, тонких и мелких золотинок, не аккумулирующихся в аллювиальных отложениях (участок Джаджыхлы). Наконец, если признать россыпеобразующую роль наиболее золотоносных кварц-полиметаллических руд этого участка, то создается парадоксальная ситуация — по мере удаления от них на расстояние 15—16 км размеры золотинок увеличиваются, а неокатанность их форм сохраняется.

4. Весьма важным показателем коренных источников золотоносных россыпей являются типоморфные особенности россыпного золота, обусловленные тем, что переотложенное «вторичное» золото, обогащающее аллювиальные отложения при разрушении золоторудных месторождений, всегда в той или иной степени сохраняет исходные морфогенетические признаки, которые особенно отчетливо проявляются в непосредственной близости от первичных руд. Лишь при значительном удалении от предполагаемых коренных источников эти признаки затухают, постепенно увеличивается окатанность золотинок вплоть до чешуйчатых и пластинчатых разновидностей, уменьшаются их размеры, достигающие коллоидных величин. Использование прямых признаков золотоносности аллювиальных отложений и типоморфных особенностей заключенного в них золота позволяет прогнозировать формационный тип коренных источников, удаленность пути его транспортирования и переотложения. Из типоморфных особенностей россыпного золота в пределах наиболее перспективного отрезка р.Башкентчай (участок Хошкешин), концентрирующего преобладающую массу россыпного золота, на-

иболее определяющими являются следующие: 1) неокатанные формы золотинок (комковидные, дендритовые, друзовидные, гроздьевидные, проволковидные, сростки кристаллы и зерна); золото сохраняет первичную морфологию, практически лишено признаков окатывания и нередко наблюдается в сростках с кварцем, а также самородным серебром и гематитом; 2) размеры золотинок колеблются в широких пределах, но все они относятся к макроскопически видимому золоту, хорошо различаемому при продувке. Наряду с золотом мелкого и среднего классов, встречаются крупные золотины, достигающие размера 14 мм и массой 1460 мг. Такие золотины могут быть отнесены к самородкам. Известно, что самородки — это сравнительно крупные обособления золота в коренных и россыпных месторождениях, резко отличающиеся по своим размерам от преобладающего количества золота и обладающие массой 1 г и более [12]. Самородки золота, хотя и встречаются в 1% значимых шлиховых проб и не определяют основную промышленную ценность россыпного месторождения, но свидетельствуют о потенциальных возможностях коренного золоторудного оруденения и условиях формирования золота. Опыт изучения россыпных месторождений и их связей с первичными источниками показывает, что не только крупное, но и вообще видимое золото встречается в месторождениях, относящихся к группе золото-кварцевых убого- и умеренно-сульфидных руд; в месторождениях существенно сульфидных руд оно образуется относительно редко. Наиболее частые находки самородков золота характерны для относительно глубинного, убогосульфидного оруденения кварцево-жильной формации. Следовательно, типоморфные особенности россыпного золота в аллювиальных отложениях бассейна р.Башкентчай: крупные его размеры, находки золота в сростках с кварцем наряду с высокой пробой (от 84,06 до 95,67 при наличии включений и оболочек с пробой 98,31), ограниченная ее дисперсией, малым набором элементов-примесей (Cu, Hg, Mn, Pb, Sb) и монозернистым внутренним строением, свидетельствуют о связи золотоносной россыпи с коренными источниками кварцево-жильного типа. Отсутствие признаков существенной обработки золота в процессе транспортирования и переотложения позволяет предполагать относительную близость коренного оруденения, которое, судя по развитию высокопробной каймы, претерпело значительное выветривание.

Таким образом, для установления коренных источников питания россыпного золота в долине одной из крупных в пределах Нахичеванской складчатой области р.Алинджачай на примере ее левого крупного притока р.Башкентчай наиболее информативными оказались типоморфные признаки россыпного золота. Комплексом минералого-аналитических, спектрметрических, морфометрических методов и пробирного анализа выявлены типоморфные особенности золота (крупные размеры золотинок, сростки с кварцем, гематитом и самородным серебром, высоко-

пробность, ограниченный набор элементов-примесей и монозернистое внутреннее строение, особенно неокатанные формы зерен (комковидные, дендритовидные, друзовидные, гроздьевидные, проволоковидные, сросшиеся кристаллы и зерна), отсутствие признаков существенной обработки золотин в процессе его транспортирования, которые претерпели бы значительное механическое выветривание, свидетельствуют о связи аллювиальных и делювиальных россыпей золота Башкентского месторождения с коренными источниками золото кварцево-жильного типа, ассоциирующего с малыми интрузиями диорит-порфиров (олигоцен) интрузивно-купольной структуры [1—4].

5. Важным признаком, свидетельствующим о близости коренных источников, является наличие самородного золота, не только в аллювиальных россыпях, но и в делювиальных отложениях правого борта р.Башкентчай. Делювиальные россыпи, исходя из устоявшихся определений механизма формирования вторичных ореолов этого морфогенетического типа, представляют собой, по существу, смещенную вертикальную проекцию золотоносных рыхлообломочных отложений на участке первичных золоторудных скоплений и зоны их гипергенеза. Их геоморфологическая позиция обуславливается той или иной степенью крутизны рельефа и интенсивностью процессов выветривания, влияющих на величину склоновых перемещений. Масштабы развития золотоносных аллювиальных отложений несопоставимы с площадью распространения делювиальных россыпей, развитых значительно шире и на более высоких гипсометрических уровнях перекрывающих аллювий. В то же время концентрация золота в аллювиальных россыпях более значительна, чем в делювиальных, за счет которых они возникли. Если делювиальные россыпи — источник выноса и переотложения самородного золота, то аллювиальные — аккумуляция и накопление.

Следовательно, делювиальные россыпи можно рассматривать как промежуточный коллектор между первичными концентрациями золота и аллювиальными россыпями. Более того, вероятность поступления золота из делювиальных отложений больше, чем из коренных источников. Совершенно очевидно, что делювиальное золото фиксирует скрытые эпицентры золотого оруденения, которые вследствие гравитационного смещения рыхлообломочных масс располагаются несколько выше по склону (в приводораздельной части горы Ханагадаг). В то же время заметные концентрации золота в делювиальных отложениях (от 95 до 635 мг/м³) являются не только прямым поисковым признаком коренного золоторудного оруденения, но и свидетельствуют о том, что они сами могут, наряду с аллювиальными россыпями, служить объектом попутной эксплуатации. В связи с этим следует признать, что делювиальные россыпи — со-

вершенно новый морфогенетический тип золотоносных россыпей не только Нахичеванской Автономной республики, но и всего Азербайджана [1, 2, 4].

6. Наконец, о реальности формирования золотоносных россыпей за счет размыва коренных источников кварцево-жильного типа свидетельствуют обломки интенсивно гидротермально измененных диорит-порфиров (окварцованные, серицитизированные, каолинизированные) с субпараллельной системой прожилков кварца, обнаруженных Ф.А.Керимовым в осыпях на восточном склоне горы Ханагадаг, и в правом борту р.Башкентчай в пределах фрагмента участка Ханагадаг, приуроченного к узлу пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний. Мощность кварцевых прожилков 0,3—1,0 см; кварц сливной, светло-серой окраски, без визуальной различимой рудной минерализации. Кварцевые прожилки золотоносны. Достаточно отметить, что из 2 кг дробленных до 1 мм и промытых в лотке пород (протолок), где доля кварцевой массы составила не более 0,05—0,1 кг, были извлечены четыре золотины в сростании с кварцем (Дж.А.Азадалиев, 2010; Дж.А.Азадалиев, Ш.Д.Мусаев, Ф.А.Керимов, 2002).

Микроскопическое изучение двух аншлифов показало, что кварц — резко преобладающий минерал прожилков; кроме него присутствуют гётит-гидрогётит (3—6%), магнетит и гематит (0,8—2%), пирит (0,06—0,15%), халькопирит (до 0,03%), а также блёклая руда (теннантит), аргентит и самородное золото. Текстура вкрапленно-пятнистая, структура колломорфная, колломорфно-зональная, решетчатая. Гётит-гидрогётит образует прожилковидные и нитевидные обособления мощностью от 0,03 до 3 мм, часто переплетающихся между собой. Нередко прослеживаются сплошные пятнистые выделения с реликтами магнетита и гематита, редко блёклой рудой. Иногда в тесной ассоциации с гётит-гидрогётитовыми агрегатами отмечаются волосовидные образования аргентита, а также микровключения пирита, который наблюдается и самостоятельно в нерудной массе в виде кубических, пентагондодекаэдрических и октаэдрических микровыделений, нередко в сростании с халькопиритом. Самородное золото размером 0,05 мм также присутствует в кварце и не ассоциирует с другими минералами. Нужно признать, что обнаружение таких обломков, хотя и является прямым признаком наличия золоторудного оруденения кварцево-жильной (кварцево-прожилковой) формации, но не достаточно для предварительной оценки его перспектив. В то же время это еще раз, наряду со спецификой формирования золотоносных делювиальных отложений, позволяет «привязать» коренные источники золотоносных россыпей к приводораздельной части горы Ханагадаг.

Такой прогнозируемый тип золоторудного оруденения оказался источником поступления золота в аллювиальные отложения не только на участке р.Баш-

кендчай, но и в среднегорной и нижнегорной частях долины р.Алинджачай.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азадалиев Дж.А.* К вопросу о предпосылках установления коренных источников питания золотоносных аллювиальных и делювиальных отложений на Башкендском месторождении россыпного золота (Нахчыванская АР, Азербайджан) // Мат-лы респуб. науч. конф. «Актуальные проблемы геологии», посвященной 100-летию юбилею академика Ш.Ф.Мехтиева. —Баку, 2010. С. 24—30.
2. *Азадалиев Дж.А., Керимов Ф.А.* Типоморфные особенности россыпного золота в аллювиальных отложениях бассейна р.Башкендчай (Нахчыванская Автономная республика, Азербайджан) // Докл. НАН Азербайджана. 2005. Т. LXI. № 6. С. 94—101.
3. *Азадалиев Дж.А., Керимов Ф.А.* Некоторые вопросы изучения геолого-геоморфологических условий формирования золотоносных россыпей бассейна р.Башкендчай (Нахчыванская Автономная республика, Азербайджан) // Докл. НАН Азербайджана. 2006. Т. LXII. № 3—4. С. 133—144.
4. *Азадалиев Дж.А., Мусаев Ш.Д., Керимов Ф.А.* Перспективы выявления коренных источников россыпного золота в пределах Нахчыванской АР // Докл. НАН Азербайджана. 2002. Т. LVIII. № 5—6. С. 198—206.
5. *Азизбеков Ш.А.* Экструзии и лакколиты Нахчыванской АССР // Геология Азербайджана. Петрография. —Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1952. С. 533—534.
6. *Азизбеков Ш.А.* Геология Нахчыванской АССР. —М., 1961.
7. *Билибин Ю.А.* О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. 1947. Сер. 2. Ч. 76. Вып. 1. С. 76—91.
8. *Билибин Ю.А.* Общие принципы регионального металлогенического анализа / Избранные труды. Т. 3. —М.: Изд. АН СССР, 1961.
9. *Горжевский Д.И., Исакович И.З.* О золотоносности полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология и разведка недр. 1977. № 7. С. 65—73.
10. *Кормилицын В.С., Иванова А.А.* Широкинское рудное поле и металлогения Восточного Забайкалья. —М.: Недра, 1965.
11. *Мусаев Ш.Д., Керимов Ф.А.* Золотоносные россыпи р.Башкендчай (Нахчыванская АР) // 2003. Азярбайжан Тяшсил Ъямиййати. «Билэи» дярэиси. № 1. С. 51—56.
12. *Петровская Н.В.* Самородное золото. —М.: Наука, 1973.
13. *Фаворская М.А., Томсон И.Н.* Связь магматизма и минерации с блоковой тектоникой. —М.: Недра, 1969.

Эпохи уранового седиментогенеза черносланцевого типа в осадочных бассейнах Земли

А.М.КАРПУНИН, Ю.Б.МИРОНОВ, С.В.БУЗОВКИН, Н.Н.СОБОЛЕВ (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ); 199106, г.Санкт-Петербург, Средний проспект, д.74)

Подтверждена периодичность накопления урана в черных сланцах на протяжении геологической истории Земли на основе анализа возраста отечественных и зарубежных урановых месторождений. Подчинена периодичность величине галактического года. Построена геохронологическая таблица.

Ключевые слова: месторождения урана, черные сланцы, эпохи уранового седиментогенеза.

Карпунин Анатолий Михайлович, Elena_Arsentieva@vsegei.ru

Миронов Юрий Борисович

Бузовкин Сергей Владимирович

Соболев Николай Николаевич

Epochs of uranium sedimentogenesis of black-shale type in earth's sedimentary basins

A.M.KARPUNIN, Yu.B.MIRONOV, S.V.BUZOVKIN, N.N.SOBOLEV

Regularity of uranium accumulations in black shales during Earth geological history is confirmed on the base of retrospective analyses of ages of russian and foreign uranium deposits. The authors imagine this regularity is submitted to is connected with the magnitude of galactic year. The corresponding geochronologic table is proposed.

Key words: uranium deposits, black shales, epochs of uranium sedimentogenesis.

Специалисты, изучающие черные сланцы, обращали внимание на то обстоятельство, что в силу специфических особенностей указанные природные образования постоянно привлекали и привлекают внимание исследователей различных научных направлений и специальностей — геологов-рудников, геологов-нефтяников, стратиграфов, литологов, геохимиков, палеонтологов, минералогов, технологов и др. [16, 17].

В настоящее время черные сланцы оказались в центре внимания еще политологов и экономистов в связи с возможностью использования их в качестве источника «сланцевого газа», как альтернативы природному газу. Толчком к этому послужили исследования, проведенные в США, и поступающие на уровне ноу-хау сведения об этом в средствах массовой информации. При осуществлении проектов данной направленности в мировую энергетическую систему и экономику могут быть внесены серьезные коррективы, что самым непосредственным образом может затронуть и Россию.

Авторам статьи хочется обратить внимание еще на один аспект интереса черных сланцев для геологов и, в первую очередь, специалистов-уранщиков — на возможность их использования в качестве реперов эпох уранового седиментогенеза и их роли в качестве инициальных элементов латеральных рядов ураноносных и урановорудных формаций.

В 70—80-х годах XX в., на основе исследования черносланцевых формаций в ряду прочих урановорудных и ураноносных формаций стратисферы были выдвинуты следующие положения [3, 5]:

1. Весьма вероятно участие космических факторов (главным образом, через воздействие на ротационный механизм нашей планеты) в стимулировании и активизации многих геологических процессов на Земле и, как следствие, периодичность их проявления. Исходя из космических параметров, указанную периодичность логично соизмерить с величиной галактического года (время обращения Земли в составе планет солнечной системы вокруг центра Галактики), оцениваемой в 220 млн.лет. За данный интервал геологического времени земная кора *с позиций сторонников фиксизма*: последовательно и неоднократно претерпевала стадии растяжения и сжатия, что в геоблоках с различным геотектоническим режимом приводило к смене знака направленности тектонических движений и, соответственно, смене геологических обстановок и процессов: в геосинклиналях — демиссии и инверсии, на платформах — трансгрессии, инундации, регрессии и эмерсии, в областях тектонической и тектономагматической активизации — смене базитового магматизма гранитоидным в соответствующих геоструктурных обстановках; *с позиций сторонников мобилизма*: последовательно и неоднократно претерпевала стадии спрединга, субдукции и коллизии с присущим им набором геологических формаций. Кардинальные изменения тенденции тектонических движений происходят примерно через 55 млн.лет, что в общем отвечает границам геологических систем (периодов), обоснованных палеонтологическими и палинологическими материалами. Подобный подход позволил предложить вариант

геохронологической таблицы, базирующийся на величине галактического года (см. таблицу).

2. Фиксирование значительных масс урана (и его спутников) в осадочных и вулканогенно-осадочных породах связано с активизацией гидродинамических систем на этапах усиления тектонической и магматической деятельности в областях *аридного литогенеза* при наличии источников (сред) питания водных растворов ураном.

При характеристике времени накопления урана в горных породах различают (А.А.Смыслов с соавторами, 1986) радиогеохимические (геохимические) эпохи, когда создавались надкларковые концентрации урана (так называемые специализированные формации, например, баженовская свита Западной Сибири) и металлогенические (урановорудные) эпохи, когда были сформированы урановорудные объекты, например, месторождения урана в тех или иных породах, в т.ч. в черных сланцах, например, в дикиономовых сланцах или шведском «кольме».

Учитывая, что понятие месторождение отвечает скорее всего экономическому, чем геологическому содержанию, термины радиогеохимические (геохимические) эпохи и металлогенические (урановорудные) эпохи, по-видимому, можно объединить в единые *эпохи уранового седиментогенеза*. Это представляется логичным в свете того, что с совершенствованием технологий извлечения урана из горных пород «вчерашние» убогие непромышленные концентрации могут становиться рентабельным сырьем для промышленной отработки. Наглядным примером служат урановые месторождения, связанные с зонами пластового окисления. С развитием и совершенствованием отработки их методом скважинного подземного выщелачивания вместо карьерных и шахтных способов добыча урана из залежей с его убогим содержанием (и его спутников — селена, рения и др.) стала достаточно рентабельным делом.

3. В эпохи уранового седиментогенеза осаждение урана на сорбционных и геохимических барьерах из растворов происходит не только в рамках черносланцевых формаций в акваториях (океан—море—озеро), но и на континентах в прочих породах (аллювиальные равнины, надводные и подводные дельты, вулканотектонические структуры, зоны миграции пластовых вод). При этом в пределах единых эпох уранового седиментогенеза образуются латеральные ряды ураноносных и урановорудных формаций. Репером, определяющим конкретную эпоху уранового седиментогенеза или «звеном», позволяющим «вытянуть всю возрастную цепь» урановорудных формаций в пределах единой эпохи, являются осадочно-диагенетические концентрации урана как раз и представляемые ураноносными черными сланцами (черносланцевыми формациями).

Таким образом, не только урановое оруденение «песчаникового» типа синхронно или близко по воз-

расту ураноносным черным сланцам (на что обращает внимание С.Г.Неручев в работе [9]), но и ряд ураноносных и урановорудных формаций других типов подчиняется данной закономерности [3].

Определяющую роль здесь играет фактор аридного климатического «пресса» (практически все без исключения ураноносные и урановорудные формации в эпохи уранового седиментогенеза расположены в ареалах аридного литогенеза). Допускается также «созидательная роль» в концентрации урана и процессов криолитогенеза [6]. Однако исследования в этом направлении, к сожалению, в достаточных объемах не проводились и здесь мы до сих пор имеем *tabula rasa* («чистую доску»).

Появление многочисленных публикаций, посвященных ураноносности черных сланцев и их анализ (главным образом, публикаций последних 30 лет) дает основание еще раз вернуться к вопросу о стратиграфических уровнях уранового накопления (эпохах уранового седиментогенеза, латеральных рядах ураноносных и урановорудных формаций и положению в этих рядах ураноносных черных сланцев) с целью подтверждения или опровержения оговоренных выше положений. Рассмотрим эти уровни, начиная с наиболее древних.

В *катархее* по данным Л.И.Салопы (цитируется по Я.Э.Юдовичу и М.П.Кетрис [17]) черные сланцы установлены в Карелии — хетоламбинская, лоухская и чупинская свиты, на Анабарском щите — билэнтамахская свита хапчанской подсерии, в Хамар-Дабане — култукская свита слюдянской серии, на Канадском щите — гренвиллская серия, в Восточно-Экваториальной Африке — свита Чепунья-Бургач серии Карасук (Турока), на Мадагаскаре — «графитовая система» и свита Форт-Дофин. Повышенной ураноносностью черные сланцы катархее не отличаются из-за высокой степени регионального метаморфизма и базитового состава исходных пород, как это, например, имеет место с черными сланцами Побужья и Приазовья, представляющими, по всей видимости, метатифы основного состава [17].

В *архее* (палеопротозое — онтарии 3500—2600 млн.лет) черные сланцы достаточно хорошо изучены на Балтийском щите в пределах лопийского комплекса в Западной Карелии и Восточной Финляндии. Объясняется это тем, что в лопийских отложениях присутствуют крупные железорудные, а также колчеданные и полиметаллические месторождения. Наряду с этим, регионально обогащенные углеродом графитовые сланцы раннего архея возрастом 3,5 млрд.лет известны в областях Алданского щита, Станового хребта (Е.А.Кулиш, 1978; А.В.Сидоренко и Св.А.Сидоренко, 1975). Накопление черных сланцев отмечается также в серии Фиг-Три Свазиленда (около 3,1 млрд.лет), содержащих продукты разложения и форменные элементы бактерий и сине-зеленых водорослей. Известны обогащенные органическим

Геохронологическая таблица на основе размерности галактического года

Эон	Эра	Период принятый*	Граница (млн.лет)	Период пред- лагаемый	Граница (млн.лет)	Номер галактического года	Символ фазы галактического года	Эпохи структурной перестройки земной коры (эпохи диастрофизма)
Ф а н е р о з о й	Kz	Неоген	24,6	Неоген	25	0 (современный)		Савская
		Палеоген	65	Палеоген	65	0 (современный)		Ларамийская
	Мезозой	Мел	144	Мел	135	0 (современный)		Новокиммерийская (K ₁ /K ₂ — австрийская, сихотэ-алинская)
		Юра	213	Юра	190	I		Древнекиммерийская (индосинийская)
		Триас	248	Триас	245	I		Пфальцская (палагинская)
	П а л е о з о й	Пермь	286	Пермь	300	I		Астурийская
		Карбон	360	Карбон	355	I		Акадская (бретонская)
		Девон	408	Девон	410	II		Эрийская (арденская)
		Силур	438	Силур	465	II		Таконская
		Ордовик	505	Ордовик	520	II		Сардская (салаирская)
		Кембрий	570	Кембрий	575	II		Байкальская (ассинская, бразильская)
К р и п т о з о й	П р о т е р о з о й	Венд	650±20	Венд	685	III		Катангская
		Рифей поздний (PR ₂)	1000±50	Кудаш	795	III		Луфилианская (делийская, дальсландская)
				Каратавий	1015	IV		Гренвильская
		Рифей средний (PR ₂)	1350±20	Юрматий-2	1235	V		Авзянская (позднеготская)
				Юрматий-1	1455	VI		Кибарская (готская, эльсонская)
		Рифей ранний (PR ₂)	1650±50	Бурзяний	1675	VII		Выборгская (гудзонская)
				Акитканий	1895	VIII		Карельская (майобская, трансамазонская)
		Протерозой	1900±50	PR ₁ ³	2115	IX		Ладожская (эбурнейская)

* Геохронологическая таблица. ВСЕГЕИ, 1982.

веществом графитовые сланцы архейского возраста в пределах Азовского кристаллического массива и в ряде других районов мира [9, 11].

Аномалии урана отмечены в архейских графитовых сланцах Манитобы и Саскачевана в Канаде: 20—140 г/т U_3O_8 или в среднем 55 г/т U [18]. Обращено внимание на то обстоятельство, что для архейских черных сланцев в отличие от фанерозоя, характерно накопление органического вещества не только в пелитах, но и в псаммитах [17]. Архейское время укладывается в 4 галактических года (3435—2555 млн.лет).

Кеноранская (беломорская, родезийская) эпоха диастрофизма открывает следующий этап развития земной коры.

В *нижнем протерозое* (ему соответствует мезопротозой Л.И.Салоп) черные сланцы установлены среди отложений витватерсрандского (сарилийского) комплекса, относимого к нижнему мезопротозою. В виде тонких (1—2 см) прослоев они залегают в подошве слоя кварцевых конгломератов некоторых продуктивных уран-золотоносных пластов («рифов»). Наиболее известный из них — маркирующий «риф» Карбон Лидер. Высказано мнение, что углеродистые прослои в конгломератах — это не что иное, как фоссилизированные циано-бактериальные маты [17]. Они покрывали дно мелководных пресноводных озер, представляющих собой дистальные фации пролювиальных конусов выноса. Такие маты служили механическими ловушками для тяжелых минералов, которые выносились в озера временными потоками (пирит, золото, уранинит, линнеит, хромит). В процессе жизнедеятельности циано-бактериальных сообществ золото и уранинит подвергались биохимическому растворению, концентрации и переотложению, о чем свидетельствуют особенности морфологии и состава обоих минералов. Органическое вещество этих матов, находившееся в тесном контакте с уранинитом, подвергалось длительному радиоактивному облучению, вследствие чего образовались так называемые тухолиты — высокоуглеродистые вещества подобные антракосолитам с аномально низкими содержаниями водорода. Представляется, что одна часть тухолитов залегает *in situ*, а другая — это древние миграционные продукты, так как встречается в виде зерен и примазок в вышележащих песчаниках и конгломератах. Возраст системы Витватерсранд датируется 2480—2370 млн.лет, а ураноносных конгломератов Бразилии и Канадского щита 2500—2200 (Reimer, 1975), что укладывается во временные рамки карелии и отвечает X–XI галактическим годам (см. таблицу). По данным П.Рамдора (1979) возраст месторождений Витватерсранда 2400 млн.лет. К этому интервалу времени относятся черные сланцы серии Кираса в Бразилии (Л.И.Салоп, 1982) и верхов кодарской серии Восточной Сибири (А.В.Сидоренко с соавторами, 1978).

Еще более значительные отложения органических веществ происходили на более высоком стра-

тиграфическом уровне — в ятулии и, главным образом, в верхнеятулийском комплексе пород. Черные сланцы здесь известны в Карелии, на Колском полуострове, на территории Украинского кристаллического щита в Криворожье (гданцевская свита фрунзенской серии — В.Е.Закруткин, 1982; Н.П.Семененко с соавторами, 1959). На территории Курской магнитной аномалии черные сланцы присутствуют в тимской свите оскольской серии, отвечающей ладожскому уровню. В них выявлены древнейшие на Земле фосфориты, а также карбонатные марганцевые руды.

По данным С.Г.Неручева [9], с осадочными образованиями раннего протерозоя связаны не только породы с повышенным содержанием графитизированного планктоногенного органического вещества, но в ряде районов мира также и значительные месторождения урана и золота осадочно-метаморфического происхождения. Примерами являются: урановое оруденение, связанное с пегматитами (1,8—2,0 млрд.лет) и скарнами Швеции; месторождение Эно-Коли в Финляндии (1,8 млрд.лет); гидротермальные и пегматитовые месторождения в Северной Америке на Канадском щите — Эйс-Фейс (1,82 млрд.лет), Игл, Гуннар и другие; месторождения района Блайнд-Ривер (1,8—2,0 млрд.лет); месторождения в серии Жакобина Бразильского щита; масштабные месторождения урана и золота Витватерсранда в Африке (1,85 и 1,95 млрд.лет), ураново-медные месторождения железорудной серии в провинции Бихар на Индийском щите в Южной Азии.

К рассматриваемому стратиграфическому уровню принадлежит ряд полигенных и полихронных объектов: урановые и благороднометалльно-урановые, связанные с зонами древних структурно-стратиграфических несогласий (месторождения Австралии и Канады) и урановые и ванадий-благороднометалльно-урановые в зонах складчато-разрывных дислокаций (месторождения Онежского прогиба — Падма, Космозерское и др.).

Месторождения первой группы входят в состав двух крупных урановорудных провинций мира — Аллигейтор-Риверс (Северная Австралия) и Атабаска (Канада) [13]. Их общая особенность — присутствие регионального рудоконтролирующего структурно-стратиграфического несогласия, разделяющего пестрый по литологическому составу сероцветный архейско-нижнепротерозойский субстрат, как правило, с черными сланцами различной степени метаморфизма и красноцветный верхнепротерозойский терригенный чехол.

С рассматриваемым уровнем связаны и месторождения шунгита в Карелии (Забогинское и др.), в которых обнаружены фуллерены — сырье для нанотехнологий, что привлекает к этим объектам дополнительный интерес. Седиментологические и геохимические данные свидетельствуют о биогенной природе шунгитового углерода [17].

В *верхнем протерозое* накопление планктоногенного органического вещества и урана отмечается примерно на границе *среднего и верхнего протерозоя (рифей)* и имеет возраст около 1,5—1,6 млрд.лет [9]. Примерами являются обогащенные сапропелевым органическим веществом сланцы склона Анабарского щита и углеродистые терригенные отложения Тянь-Шаня в Азии, ураноносные сланцы групп Эхо (1,4—1,6 млрд.лет) в районе оз.Большое Медвежье в Северной Америке. Помимо обогащенности органическим веществом и ураном этот стратиграфический уровень в ряде регионов характеризуется проявленностью урановых месторождений и не черносланцевого типа, т.е. имеет место латеральный ряд урановых проявлений. В провинции оз.Большое Медвежье известны гидротермальные месторождения Эльдорадо, оз.Хотта, Рейрок и др. В Австралии, вероятно, с этой Мировой эпохой (1,6—1,8 млрд.лет) связаны месторождения Рэдиум-Хилл, Крокерс-Уэлл и др. Широко распространены обогащенные планктоногенным органическим веществом осадки вблизи границы *нижнего и среднего рифей* (1,2—1,3 млрд.лет). К ним относятся черные ураноносные сланцы Северной Америки (Мичиган), сапропелевые сланцы Сибирской платформы; богатые сапропелевым органическим веществом фосфориты Монголии и Тувы. Ураноносные сланцы Австралии, судя по определению абсолютного возраста оруденения, связаны именно с этой эпохой накопления планктоногенного органического вещества, например, Мэри-Кетлин (1,2 млрд.лет), Вуджина (1,26 млрд.лет) и др. [9].

Вблизи границы *среднего—позднего рифей* (около 1,0 млрд.лет) известны богатые планктоногенным органическим веществом осадки на Сибирской платформе, а также в Северной Америке (сланцы Нансач). Несколько стратиграфических уровней углеродистых сланцев в средне-верхнерифейских отложениях известно в пределах Тянь-Шаня, Прибайкалья, Джунгарского антиклинория, Мугоджар.

Широко распространены в разных районах мира богатые планктоногенным органическим веществом осадки в вендских отложениях. Верхнерифейско-вендские углеродистые терригенно-карбонатные отложения установлены в пределах Тянь-Шаня (ашуайрыкская свита). Во многих случаях углеродистые отложения приурочены к границе докембрия и фанерозоя. Такие обогащенные сапропелевым органическим веществом осадки имеются на Сибирской платформе; богатые указанным веществом фосфориты известны в Алтае-Саянской складчатой области. Обогащенные сапропелевым органическим веществом и фосфором осадки имеются в вендских отложениях Приуралья, на Русской платформе в Московской синеклизе (редкинская свита), в вендских отложениях Подолии (калюсские сланцы). По-видимому, к этой же эпохе относятся высокоуглеродистые сланцы Узбекистана и Северного Казахстана, имеющие

предположительно позднедокембрийско-раннепалеозойский возраст. Подошва продуктивной пачки богатых сапропелевым органическим веществом фосфоритовых отложений хр.Малый Каратау являются, по мнению А.Ю.Розанова (1976), основанием томотского яруса кембрия [9].

Черносланцевая формация углисто-кремнистых сланцев этой эпохи на протяжении более 2000 км окаймляет каледонские складчатые области Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, прослеживается на Китайской платформе. Фосфоритовые обогащенные сапропелевым органическим веществом отложения этого возраста известны во впадине Синань в Китае, в Австралии (Е.В.Орлова, 1951). Широко известны верхнедокембрийские ураноносные сланцы в Африке (Конго, Северная Родезия, Габон). С вендской вспышкой накопления планктоногенного органического вещества в осадках связаны многие осадочно-метаморфические месторождения урана Африки — Конго, Шинколобве (585—680 млн.лет), Сваμπο, Колонгве (695 млн.лет), Мунана и др. [2].

В Австралии с графитовыми сланцами этой эпохи связаны месторождения урана Рам-Джангл, Эль-Шарана, Маунт-Пейнтер (720 млн.лет); в Северной Америке к этой эпохе по определению абсолютного возраста можно отнести месторождение Контакт (650 млн.лет) [9].

На карте черносланцевых формаций территории России масштаба 1:5 000 000 (О.В.Петров, Ю.Б.Мионов, Н.Н.Соболев и др., 2008) показано, что к черносланцевым формациям рифейского возраста принадлежит ряд проявлений урана. В частности, в пределах Уральской аккреционно-коллизийной складчато-надвиговой области — это площади распространения черносланцевой формации: Енганпейская, Харбейско-Марункейская, Хараматолоуская, Хобизско-Маньхамбовская (месторождение Народное, рудопроявления Ясное, Парнокское, Лемвинское и др.), Южно-Новоземельская (рудопроявления Олень, Рогачевское, Посудинское и др.). В пределах Енисейской аккреционно-колизийно-активно-окраинной складчато-надвиговой области площади распространения ураноносных черносланцевых формаций — Верхневороговская и Бореминская. В Алтае-Саянской складчатой области — районы Кузнецко-Батеневский, Восточно-Саянский и Окинский (рудопроявления Даялык, Зун-Холбо, Тустук и др.). Чтобы представить себе общий потенциал урановых накоплений на перечисленных территориях, можно отметить, что согласно материалам ГП «Сосновгеология» и ВСЕГЕИ (1988—2001 гг.) общие прогнозные ресурсы урана категории Р₃ Окинского района оцениваются в 90 тыс.т.

Фанерозой. Поздневендско-раннекембрийская эпоха уранового седиментогенеза (575 млн.лет) связана с байкальской (ассинской, бразильской) эпохой перестройки земной коры.

В венде—кембрии установлены кремнистые сланцы, в т.ч. высокоуглеродистые (кахитолиты), содержащие U 200—250 г/т (в среднем 220 г/т), и широко известные квасцовые сланцы Норвегии и Швеции, в особенности селенидовые слои верхнего кембрия, где максимальные концентрации свойственны линзам углеподобного вещества — кольма (до 6400 г/т U в центральных частях линз) [19]. Мощность промышленного ураноносного пласта верхнего кембрия 2,5—4 м, среднее содержание в нем U 350 г/т, извлекаемые запасы оценены в 300 тыс.т. Уран в небольших количествах здесь добывали уже с 1948 г. [17].

С.Г.Неручев [9] отмечает, что в палеозойских отложениях, как и в отложениях докембрия, известно несколько стратиграфических уровней накопления осадков, значительно обогащенных планктогенным органическим веществом, на границе нижнего и среднего кембрия особенно широко распространены богатые сапропелевым органическим веществом отложения куонамской свиты на Сибирской платформе. К этой же эпохе относятся ниже-среднекембрийские углеродистые сланцы Киргизии и Южного Казахстана (Улутая), Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) и, по-видимому, углеродистые сланцы Сино-Корейского щита, а также фосфориты Австралии и сланцы Ньюфаундленда (Канада).

В указанную эпоху образованы также гидротермальные месторождения урана Итагая (Бразилия), месторождение Шинколобве (Африка). Начало рудогенеза имело место на месторождении Россинг в Намибии. Все эти месторождения могут быть включены в состав латерального ряда поздневендско-раннекембрийской эпохи уранового седиментогенеза.

С сардской (салаирская) фазы диастрофизма (520 млн.лет) начинается следующая эпоха уранового седиментогенеза — на границе кембрия и ордовика. На это же время указывает и Г.С.Неручев в своей работе [9, с. 42], отмечая, что «...следующий уровень накопления осадков, значительно обогащенных планктогенным органическим веществом, приурочен примерно к границе кембрия и ордовика». Обогащенные сапропелевым органическим веществом осадки верхнего кембрия известны на Сибирской платформе; в Европе (Скандинавия) интенсивное накопление сапропелевого органического вещества с повышенной концентрацией урана происходило непрерывно от конца кембрия (оленидские сланцы) до начала ордовика (диктионемовые сланцы). В Прибалтике широко распространены обогащенные таким веществом нижеордовикские диктионемовые сланцы. В Средней Азии углеродисто-кремнистые ванадиевые сланцы раннеордовикского возраста известны в пределах Сандалашского хребта (Срединный Тянь-Шань). Верхнекембрийско-ордовикские сланцы с повышенной концентрацией урана имеются также на Пиренейском полуострове. В Южной Америке кремнисто-глинистые сланцы кембрия—

ордовика с повышенной концентрацией урана известны на территории Аргентины. В Австралии в отложениях верхнего кембрия встречаются черные радиариевые сланцы и обогащенные сапропелевым органическим веществом фосфориты. Сюда же можно отнести черные сланцы Тюрингии [1].

В ряде районов мира прослеживаются богатые планктогенным органическим веществом и фосфором отложения ордовикского возраста, по-видимому, большей частью на границе нижнего и среднего ордовика, судя по районам, где их стратиграфическая позиция достаточно определена. Примером являются куерские сланцы Прибалтики. Фосфоритоносные обогащенные сапропелевым органическим веществом отложения известны также на Сибирской платформе. В Северной Америке ордовикские черные сапропелевые сланцы распространены в штатах: Нью-Йорк, Иллинойс, Айова, Невада, Теннесси и Висконсин, а в штатах Кентукки и Теннесси — фосфатизированные известняки с сапропелевым органическим веществом. В Канаде черные сланцы этого возраста известны на территории Юкон. В ряде районов мира довольно широко распространены обогащенные сапропелевым органическим веществом силурийские граптолитовые сланцы [7]. Они известны, например, на западе Сибирской платформы, на Алайском хребте в Средней Азии, в Прибалтике.

Таконская фаза диастрофизма (465 млн.лет) дала начало позднеордовикско-силурийской эпохе уранового седиментогенеза, которая представляется малопродуктивной (или слабоизученной?). Примером служат некоторые руды на Кокчетавском поднятии в Казахстане (В.П.Фомин, 1982), урановая минерализация в сланцах и фосфоритах Туруханско-Игарской области Сибирской платформы, Средней Азии; в медистых глинах Тасмании (месторождение Маунт-Лайелл); в дельтовых песчаниках в провинции Хаэн (Испания).

Близка по продуктивности к предыдущей и позднесилурийско-раннедевонская эпоха (410 млн.лет), открывшаяся эрийской (арденской) фазой диастрофизма. Представляют ее некоторые руды на месторождениях Кокчетавского поднятия (С.А.Скороспелкин, К.Т.Савельева, 1977).

Акадская (бретонская) фаза диастрофизма (355 млн.лет) положила начало позднедевонско-раннекаменноугольной эпохе уранового седиментогенеза — крупнейшей урановорудной и геохимической эпохам. Образовались первичные руды месторождений Северного и Центрального Казахстана (Грачевское, Маньбай, Ботабурум, Джидели, Кызылсай и др.); значительные скопления урана осадочно-диагенетического происхождения — черносланцевой формации — сланцы Чаттануга, США; глинистые сланцы швентойского и старооскольского горизонтов Русской платформы; скопления урана в фосфоритах Тувы и Казахстана; оруденение песчанико-

вого типа в Бразилии, Великобритании, на Воронежском массиве; месторождения Усть-Уюк и Бегрединское в Туве; урановая минерализация в глинах с ихтиодетритом на Русской платформе. Ю.В.Петров с соавторами (1982), полагают, что в эту эпоху имело место перераспределение уранового оруденения на месторождении Великогубское в Карелии.

Богатые сапропелевым органическим веществом сланцы широко распространены в девонских отложениях. В некоторых районах они встречаются в основании живетского яруса («инфрадоманик»), но значительно больше их в верхнем девоне. В восточной части Русской платформы (Приуралье) они известны как доманиковые сланцы и залегают в отложениях франского яруса; их аналог встречается также среди отложений верхнего девона Припятской впадины. Темные глинистые фосфоритоносные сланцы распространены также и в Западной Европе (Пиренеи, юг Франции). Вероятно, их аналогом являются также девонские и нижнекарбоновые сапропелевые сланцы Шотландии. В Азии обогащенные сапропелевым органическим веществом верхнедевонские отложения известны на крайнем Северо-Востоке СССР, а фосфоритоносные осадки — в северной части Вьетнама.

Богатые органическим веществом и ураном верхнедевонские чаттанугские сланцы и их аналоги значительно распространены в Северной Америке, развиты в восточных и центральных штатах США. Они залегают в кровле девонских отложений и, возможно, захватывают верхнюю часть нижнего карбона. В других районах, например, в штатах Теннесси и Кентукки, также в кровле девона залегают черные фосфоритоносные сланцы.

Кроме того, наличие сапропелевых сланцев собственно раннекаменноугольного (миссисипского) возраста наблюдается на севере Аляски и в формации Хат в Монтане.

Позднекаменноугольно-раннепермская эпоха открылась астурийской фазой диастрофизма (300 млн.лет). Верхнекаменноугольные (пенсильванские) черные сапропелевые сланцы широко распространены в Северной Америке. Они прослеживаются в штатах Канзас, Юта, Оклахома, Иллинойс, Огайо, Индиана. По-видимому, аналог таких сланцев — верхнекаменноугольные кендерлыкские сланцы Казахстана. На западном склоне Урала в швагериновом горизонте верхнего карбона имеются обогащенные планктоногенным органическим веществом фосфоритоносные отложения. В Южной Африке известны каменноугольные фосфоритоносные сланцы в системе Карру [9].

В эту эпоху сформированы многочисленные урановые месторождения и рудопоявления в аллювиальных песчаниках (экзодиагенетические и грунтово-инфильтрационные) — Фигейра (Бразилия), Лос-Рейнос (Аргентина), Форштау (Канада) и дру-

гие; образовалось эпигенетическое оруденение в каменноугольных породах Передового хребта Кавказа, осадочно-диагенетическая минерализация в глинистых сланцах того же региона (проявления Гидам, Аксаут), в бассейне Лодев (Франция), в Приатлантической части Канады и на Магдаленском архипелаге; оруденение в вулканогенно-осадочной толще каменноугольно-пермского возраста (месторождение Маурин в Австралии и др.). В эту же эпоху происходило перераспределение урана в рудах Центрального и Северного Казахстана (месторождения Маныбай, Ботабурум, Джидели и др.). Абсолютный возраст уранового оруденения на месторождениях: Лимузен и др., Франция, 320—270 млн.лет (Т.Гроlier, 1975); Пршибрам, Чехия, 320—280 млн.лет (Ю.А.Мещерский, 1987); Саньогаста, Аргентина, 300 млн.лет (Н.П.Лаверов, 1983); Асын и др. в Забайкалье, 326—258 млн.лет (С.В.Бузовкин, 1975); повторный рудогенез на месторождениях Ботабурум, 305 млн.лет, Джидели, 310—300 млн.лет, Курдай, 320—300 млн.лет (В.Н.Тютин, 1980).

Позднепермско-раннетриасовая эпоха (245 млн. лет) открывается пфальцской (палатинской) фазой диастрофизма. Образовались медно-урановые концентрации в глинистых сланцах в Гарц-Тюрингской зоне (Мансфельд и другие, Германия), в Англии, в районе Джексон Контч (Оклахома, США); урановая минерализация в доломитах Майлан (Центральный Канзас, США); урановое месторождение Бофорт-Уэст (Капская провинция, ЮАР) в дельтовых песчаниках. В эту эпоху сформированы многочисленные мелкие месторождения и рудопоявления урана песчаникового типа — Мечек в Венгрии, Жировски-Врх на территории бывшей Югославии, во Франции (бассейн рек Тине и Бланзи), Марокко (западная часть Высокого Атласа) и др. Происходило перераспределение урана на ряде месторождений Северного Казахстана (Маныбай, Грачевское, абсолютный возраст новообразованных руд на первом 240—220, на втором 260—250 млн.лет, Г.П.Полуаршинов, 1987).

Широко распространены сапропелевые сланцы с повышенной концентрацией урана и фосфоритов, обогащенные планктоногенным органическим веществом, в верхнепермских отложениях многих районов мира. В частности, распространены верхнепермские черные сланцы с фосфоритами и фосфориты, обогащенные сапропелевым органическим веществом в Скалистых горах Северной Америки (формация Фосфория). Они имеются в США в штатах Монтана, Айдахо, Вайоминг и Юта, а также в Канаде. Аналогичные отложения наблюдаются и в районе Брукс-Рэндж в северной части Аляски. Еще более распространены верхнепермские сапропелевые сланцы Ирати в южной части Бразилии, Уругвае и Южной Аргентине [20].

На берегу Атлантического океана в Африке известны торбаниты в серии Экка системы Карру, которые,

вероятно, являются аналогом сланцев Ирати. В Австралии под триасовыми породами в угленосной толще Ньюкастл довольно широко развиты сапропелевые торбаниты; то же самое наблюдается в Тасмании, Азии, Вьетнаме. Известны верхнепермские фосфоритоносные отложения в Индии, Гималаях, в верхней части разреза пермских отложений широко распространены продуктусовые сланцы. В Японии радиоактивные черные глинистые сланцы пермского возраста имеются на о.Хонсю. Широко развиты пермские цехштейновые сапропелевые сланцы в Западной Европе, характеризующиеся повышенным содержанием урана и меди [9].

Таким образом, эпоха интенсивного накопления планктоногенного органического вещества, урана и ряда металлов весьма широко проявилась в конце палеозоя (поздняя пермь) на всех континентах. В Западной Европе с отложениями верхнего палеозоя связан также и ряд месторождений урана. Гидротермальные месторождения Мернак и Буа-Нуар во Франции имеют возраст 265 млн.лет. С пермскими отложениями связаны месторождения г.Лотцев и Гранж-дю-Колонель во Франции, месторождения Рио-Фреддо, Прейт, Валь-Даоне и Валь Рендена в Италии.

Значительные месторождения урана в верхнепермских отложениях в непосредственной близости от контакта с триасовыми известны в Северной Америке в штатах Юта и Аризона [21].

На территории Лисбон-Валли залежи связаны с красноцветной формацией Чайнл, сложенной континентальными аллювиальными и озерными осадками, обогащенными органическим веществом.

В районе Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон урановые залежи относятся в основном к нижней свите Шинарампа формации Чайнл, а также к свите Монкопи базальной формации триаса, т.е. ураноносность приурочена к контакту пермских и триасовых пород [9].

Следующая позднетриасово-раннеюрская эпоха (190 млн.лет) отличается слабо проявленным урановым седиментогенезом. Были образованы месторождения песчаникового типа Новацца и другие в итальянских Альпах, некоторые залежи урана на плато Колорадо в США; месторождение Каракиче в Казахстане (абсолютный возраст 220—200 млн.лет, И.В.Швей, 1980). В эту эпоху происходило перераспределение урана на некоторых месторождениях Северного Казахстана (Грачевское и др., абсолютный возраст новообразований 220—190 млн.лет, Г.П.Полуаршинов, 1987). Эпоха знаменует собой завершение глобальной планации на Земле, поэтому гидродинамические процессы на планете были ослаблены и в этом авторам видится одна из причин ее малой продуктивности в отношении урана.

Позднеюрско-раннемеловая эпоха (135 млн.лет) весьма продуктивна в отношении уранового седиментогенеза. В это время отложились колоссальные количества урана в черных сланцах («аргиллитах»)

баженовской свиты Западной Сибири на площади около 1 млн.км², содержание урана в черных сланцах составляет 0,007%, в них присутствуют также Р (до 0,4%), V и Zn (до 0,1%), Мо (до 0,04%). В данную эпоху сформированы промышленные руды Стрельцовского рудного поля в Забайкалье (абсолютный возраст руд 150—135 млн.лет, И.В.Чернышев, 1980); месторождения песчаникового типа Семизбай (абсолютный возраст руд 180—140 млн.лет, К.А.Григорьев, 1977); Далматовское (возраст большей части руд 130—140 млн. лет, А.Б.Халезов, 1999), на плато Колорадо в США (абсолютный возраст руд 135 8, Н.П.Лаверов, 1983); урано-битумные месторождения Бадьоль (абсолютный возраст руд 140—120 млн.лет, Г.В.Комарова, 1969) и Каратегин (Г.В.Афанасьев, 1975); урано-угольное месторождение Нижнеилийское.

В Западной Европе и ряде пунктов также известны верхнеюрские сланцы (например, золенгофенские). Широко развиты верхнеюрские сапропелевые сланцы в Великобритании. По литературным данным они считаются киммериджскими, но по заключению М.С.Месежникова, относятся к волжскому ярусу как и в других весьма отдаленных районах мира [8, 10, 11, 14].

В обширной области Средиземноморья широко распространены в верхнеюрских отложениях черные обогащенные сапропелевым органическим веществом киммериджские известняки и сланцы. Наличие сланцев в средне-верхнеюрских отложениях упоминается в Австралии и Южной Америке (Чили); распространение богатых сапропелевым органическим веществом верхнеюрских осадков установлено также в южной части Атлантического океана на Фолклендском плато.

Помимо широкого распространения обогащенных планктоногенным органическим веществом и ураном осадков, верхнеюрские отложения характеризуются в ряде районов и промышленной ураноносностью. Например, на месторождении Крузиль (Франция) возраст урановой смолки позднеюрский (147 млн.лет).

Значительные по запасам месторождения урана в США также приурочены к верхнеюрским и частично перекрывающим их базальным нижнемеловым отложениям. Максимальные запасы урана плато Колорадо связаны с континентальной песчано-глинистой формацией Моррисон, представляющей собой отложения рек и равнинных потоков, местами обогащенных растительным органическим веществом, с которым ассоциирует уран. Ураноносная верхнеюрская формация Моррисон перекрывается континентальными отложениями нижнего мела. В районе Грантс (штат Нью-Мексико) более 90% урановой руды также связано с верхнеюрской формацией Моррисон. Имеется здесь и уран в базальных слоях нижнего мела (формация Дакота). Уран концентрируется в

песчаниках, переслаивающихся «углистыми» сланцами, которые содержат обильные растительные остатки. В штатах Вайоминг и Южная Дакота основные залежи урана относятся к базальным слоям нижнего мела (группа Иньян-Кара) [9].

В эту эпоху отчетливо проявляются латеральные ряды урановых накоплений в разновозрастных толщах при проявлении различных рудогенерирующих процессов: осадочно-диагенетических, экзодиагенетических, пластовой и грунтовой инфильтрации, совмещении инфильтрации («подсоса») метеогенных вод и эксфильтрации в вулканотектонических структурах (эффект «парлифта» В.В.Аверьева) и др.

Поздне меловая—раннепалеоценовая эпоха (80 млн.лет), с которой связано образование первичных экзогенных накоплений урана в Чу-Сарысуйской депрессии, месторождения Маларгуэ в Аргентине (песчаниковый тип), Швальцвальдер (Колорадо, США; абсолютный возраст руд 73–5 млн.лет, R.A.Rich, 1977), Березовое в Забайкалье (абсолютный возраст руд 80—60 млн.лет, В.Ф.Борисов, 1977) и др. Перераспределение урано-битумных руд происходило на месторождении Каратегин (Тянь-Шань), Центральное в Казахстане (абсолютный возраст 80 млн.лет, К.А.Григорьев, 1974), Ки-Лейк в Канаде (абсолютный возраст 80 млн.лет, Н.П.Лаверов, 1983).

Как отмечает С.Г.Неручев [9], поздне меловая, как и другие аналогичные эпохи, во многих районах мира характеризовались интенсивным накоплением сапропелевого органического вещества, фосфоритов и урана. Возраст такого типа поздне меловых отложений не всегда достаточно ясен, но большей частью колеблется от позднего сеномана до маастрихта.

Поздне олигоценно-ранне миоценовая эпоха уранового седиментогенеза проявилась 25 млн.лет назад. Промышленные осадочно-диагенетические скопления урана сформировались в майкопских глинах с ископаемым ихтиодетритом на территории Закаспия и Предкавказья (месторождения Меловое, Тасмурун и др.); гидрогенные руды, связанные с региональными зонами пластового окисления в меловых (Жалпак, Инкай, Буденовское и др.) и палеогеновых (Уванас, Канжуган, Кызылколь и др.) в отложениях Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской депрессий (абсолютный возраст руд 25 млн.лет, Н.Н.Петров, 1988); урановые концентрации в озерных глинах центральной части Кордильер, штат Аризона, США (Андерсон-Майн) и Турции (Факили); осадочно-диагенетические концентрации урана в глинах позднего олигоцена с органикой в районе Катрани (Египет) и раннего миоцена в районе Оути (хр.Абакума, Япония); экзодиагенетические и грунтово-инфильтрационные руды в свите Катахоула (юго-западный Техас, США); месторождения подобного генезиса (Сен-Пьер, Грезю и др.) в пределах Центрального Французского массива. С этой же эпохой можно связать начало тектономагматической активизации на

Амалатском плато в Забайкалье (излияния базальтов) и, как следствие, начало формирования гидрогенных месторождений урана (Хиагдинское, Радионовское и др., абсолютный возраст руд 20—10 млн.лет, А.В.Ильичев, 1979), а также ряд месторождений в других регионах.

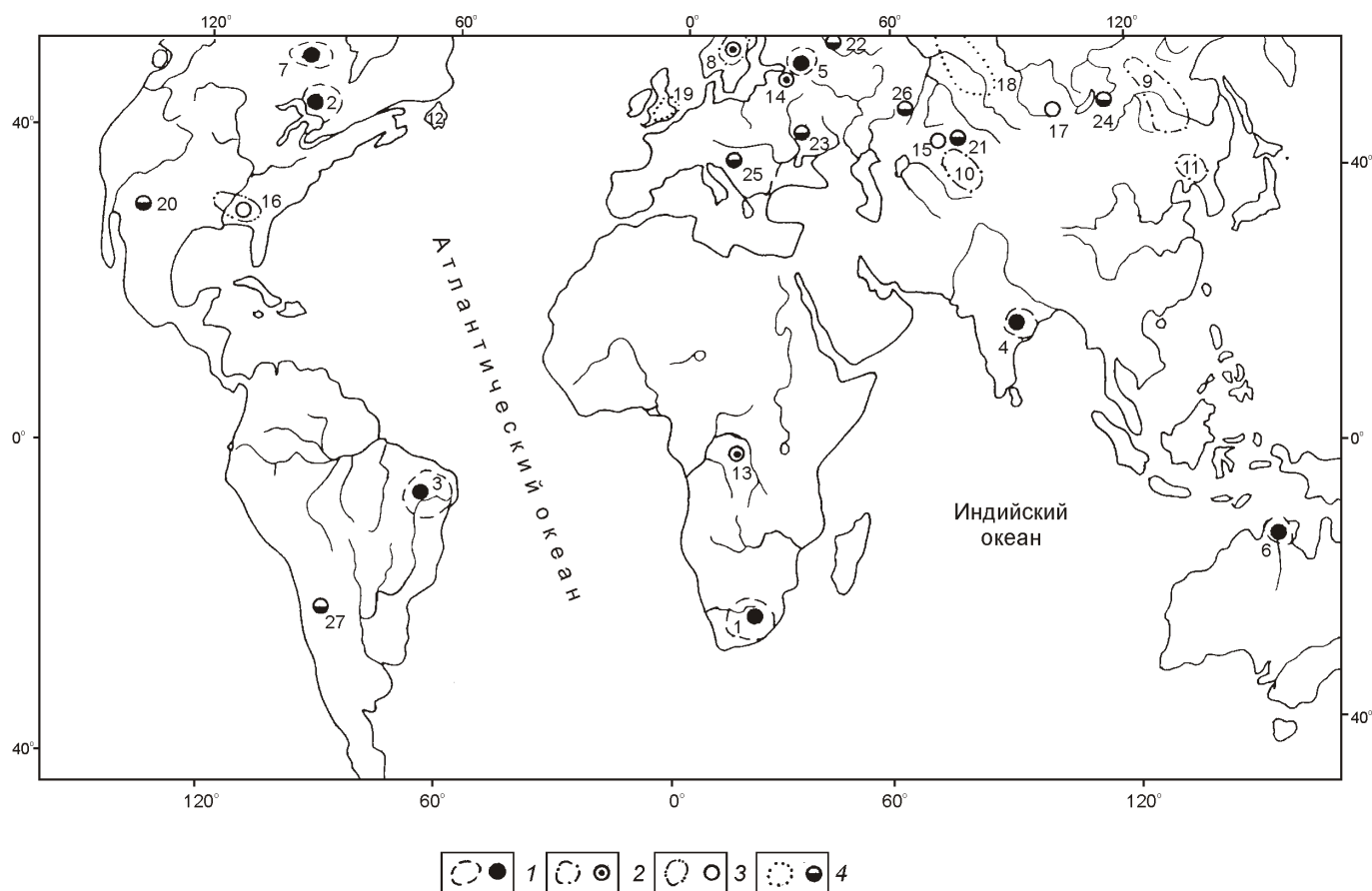
Палеоген-неогеновые сапропелевые сланцы известны в Югославии (сланцы Алексинац), Швеции (месторождение Сандакра), Германии, в районе Лейпцига. В Южной Америке (Чили) распространены палеоген-неогеновые сланцы; того же возраста сапропелевые сланцы известны в Новой Зеландии, Китае, Таиланде. Олигоценные сланцы отмечаются в штате Квисленд в Австралии [9].

Голоцен. Богатые органическим веществом и характеризующиеся повышенной концентрацией урана сапропелевые илы имеются в четвертичных и современных отложениях в ряде морских бассейнов и океане. В восточной части Средиземного моря сапропелевые илы установлены на границе рисс-вюрма и вюрма, а также на границе плейстоцена и голоцена. Значительно более широко распространены голоценовые сапропелевые илы, отлагавшиеся примерно 7—5 тыс.лет назад во время атлантического климатического оптимума. Наиболее хорошо изучены эти богатые сапропелевым органическим веществом и характеризующиеся повышенной концентрацией урана осадки в Черном море, где они наблюдаются почти по всей площади дна бассейна; аналогичные сапропелевые илы имеются также в Балтийском море, Атлантическом океане, на юго-западном шельфе Африки, и в Тихом океане (Перуанский желоб). По-видимому, их континентальными аналогами являются сапропелевые илы многих озер Европы [9].

На основании приведенного материала можно сделать следующие выводы.

1. В распределении черносланцевых формаций с урановой минерализацией по стратиграфической шкале отмечается определенная периодичность. Ее размерность можно соизмерить величиной галактического года (для криптозоы) или его составляющих частей (фанерозой), определяемых эпохами структурной перестройки земной коры (эпохи диастрофизма). При этом данные определения абсолютного возраста руд из урановых месторождений достаточно часто удовлетворительно совпадают с их «теоретическими» возрастами, приведенными в таблице.

2. В периодически проявляющиеся эпохи уранового седиментогенеза их возрастными реперами являются осадочно-диагенетические (синседиментационные) образования — черные сланцы (черносланцевые формации), в латеральном ряду с которыми находятся скопления урановых минералов другого происхождения: экзодиагенетические, грунтовой и пластовой инфильтрации, гидротермально-метасоматические в вулканотектонических структурах и др. (см. рисунок).



Территории проявления продуктивных эпох уранового седиментогенеза черносланцевой типа и разномасштабные урановые месторождения различного генезиса в системе латеральных рядов данных эпох:

продуктивные эпохи: 1 — раннепротерозойская (кеноранская); 2 — вендско-кембрийская (байкальская); 3 — девонско-каменноугольная (акадская); 4 — юрско-меловая (новокиммерийская); ураноносные черносланцевые бассейны и урановые месторождения, урановорудные и ураноносные объекты: 1 — Витватерсранд, ЮАР; 2 — Эллиот-Лейк, Канада; 3 — Жакобина, Бразилия; 4 — Джадугуда, Индия; 5 — Средняя Падма и другие месторождения в зонах складчато-разрывных дислокаций, Россия; 6 — Джабилука и другие месторождения «типа несогласия», Австралия; 7 — Мидуэст-Лейк и другие месторождения «типа несогласия», Канада; 8 — Ранстад и другие, Швеция, Норвегия; 9 — «куонамиты», Россия; 10 — Киргизия, Улуту (Южный Казахстан); 11 — Сино-Корейский щит; 12 — Ньюфаундленд, Канада; урановые месторождения латерального ряда: 13 — Шинколобве и другие, Заир, Замбия («Медный пояс»); 14 — Рябиновское и другие в «гдовских слоях», Россия; 15 — Грачевское и другие (Северный и Центральный Казахстан); 16 — Чаттануга, США; урановые месторождения латерального ряда, «песчанниковый тип»: 17 — Усть Уюк и другие, Россия; 18 — «баженовиты», Россия; 19 — черные сланцы, Великобритания; урановые месторождения латерального ряда: 20 — месторождения плато Колорадо, США; 21 — Семизбай, Казахстан; 22 — Бадьоль, Россия; 23 — Адамовское, Украина; 24 — Имское, Россия; 25 — Мечек, Венгрия; 26 — Долматовское и другие, Россия; 27 — Сония и другие, Аргентина

Образование латеральных рядов урановых скоплений различного генезиса в горных породах обусловлено периодическими повышениями содержания урана в поверхностных водах на планете в этапы аридного литогенеза (Н.М.Страхов, 1962).

3. Следует иметь в виду, что рудоформирующие процессы в связи с вулканизмом проявляются исключительно в случаях когда наблюдается вулканизм в континентальных обстановках в субаэральных условиях (континентальная земная кора). Проявление вулканизма в аквальных условиях (океанская кора) гене-

рирует неурановое оруденение (железо-колчеданное, медно-колчеданное, колчеданно-полиметаллическое).

4. Присутствие в единых латеральных рядах «экзогенных» и «эндогенных» урановых скоплений свидетельствует о существенном участии метеогенных вод (растворов) в гидротермально-метасоматических рудоформирующих процессах.

5. Наличие в черносланцевых формациях урана в количествах вплоть до промышленных можно объяснить воздействием на черносланцевый седиментогене-

нез вулканической деятельности — непосредственно (разгрузка на дне палеоакваторий ураноносных растворов — «ураноносные черные курильщики») или завуалированно (отложение среди сапропелевых илов вулканического пепла кислого состава). В пользу последнего обстоятельства свидетельствует накапливающаяся информация о обнаружении трансформированного пеплового материала кислого состава как возможного источника урана среди черных сланцев в различных ураноносных палеобассейнах — Чаттануга (США), Прибалтийский (Россия, Эстония) и им подобным [17, 18].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булыгин Р.М., Волков Н.И., Зборовский И.Ф. и др. Особенности геологического строения Роннебургского рудного поля и закономерности локализации уранового оруденения / Материалы по геологии урановых месторождений. 1982. Вып. 71. С. 6—28.
2. Гецева Р.В., Дерягин А.А., Созинов Н.А., Сидоренко Св.А. Геологические особенности и ураноносность формаций черных сланцев. — М.: Наука, 1981.
3. Григорьев К.А., Карпунин А.М. Латеральные ряды экзогенной урановой минерализации // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 3. С. 713—715.
4. Евстахин В.А. Урановорудные эпохи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 3. С. 13—27.
5. Карпунин А.М. К вопросу о геохронометрии уранового рудообразования в фанерозое // Материалы по геологии урановых месторождений. 1989. № 121. С. 103—112.
6. Карпунин А.М. Металлогенические аспекты криолито-генеза // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 427—429.
7. Котляр В.Н., Баюшкин Н.М., Данчев В.И. Месторождения радиоактивных и редких металлов. — М.: Атомиздат, 1973.
8. Кузнецов Д.Т. Горючие сланцы мира. — М.: Недра, 1975.
9. Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Изд. 2, испр. и доп. — С-Пб, 2007.
10. Пельмский Г.А. Эпохи накопления и металлоносность горючих сланцев фанерозоя / Геохимия современных и ископаемых осадков. — М.: Наука, 1982. С. 161—166.
11. Прокофьева Л.М., Голицин М.В., Колесник В.Я. и др. Горючие сланцы мира. — М., 1985.
12. Розен О.М., Сидоренко Св.А. Формации углеродистых отложений докембрия (опыт анализа) // Литология и осадочная геология докембрия. — М.: Наука, 1973. С. 275—279.
13. Уран на рубеже веков: природные ресурсы, производство, потребление // Труды Международного симпозиума по геологии урана. М., 29.11—01.12.2000. — М., 2002.
14. Хрусталева Г.К. Петрология горючих сланцев. — Ростов-на-Дону: ООО «ЭЛБИ сервис», 1999.
15. Щуров В.П. Ураноносные сланцы Польских флишевых Карпат / Спец. вопросы атомной науки и техники. Серия Геология атомной промышленности. — М., 1972. Т. 2. № 3. С. 107—120.
16. Юдович Я.Э. Черные сланцы-98: наука, мифы и голые короли // Вестник института геологии Коми научного центра УО РАН. 1998. № 7. С. 12—15.
17. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Геохимия черных сланцев. — Л.: Наука, 1988.
18. Юдович Я.Э., Кемпис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1990.
19. Carlsson O. Uranium production from low grade Swedish shale. IAEA-CN-36/277. 1977. (International conference in nuclear power and its fuel cycles. Salzburg. Austria. 2—13 May 1977).
20. Park W.C., Hard R.A. Future recovery of energy and mineral values from organic-rich shales (Summary). Rev.Inst.franc. Petrole. 1980. 35. № 2. 325.
21. Swanson V.E. Uranium in marine black shales of the United States // U.S.Geol. Survey Prof. Paper. 1956. № 300. Pp. 451—456.

Золоторудные гиганты в черносланцевых толщах Центральной и Северной Азии

М.С.РАФАИЛОВИЧ (Институт природных ресурсов ЮГГЕО; Казахстан, 050008, г.Алматы, ул.Шевченко, д.162 Ж)

Проведен сравнительный анализ гигантских золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных отложениях Центральной и Северной Азии. Определены черты сходства мезотермальных месторождений Мурунтау, Сухой Лог, Бакырчик, Кокпатас, Кумтор, Нежданинское. Выделены приоритетные направления дальнейших исследований.

Ключевые слова: гигантские золоторудные месторождения, геодинамическая и структурная позиция, металлогения, геофизические поля, углеродистые осадки, минеральные и геохимические ассоциации, признаки сходства.

Рафаилович Михаил Сергеевич, mrafailovch@mail.ru

Gold ore gigantic deposits in black shale sediments of Central and Northern Asia

M.S.RAFILOVICH

Comparative analysis of gigantic gold deposits of Central and Northern Asia associated with black shales is carried out. The typical features of similarity of mesothermal deposits Muruntau, Sukhoy Log, Bakyrchik, Kokpatas, Kumtor and Nezhdaninskoye are underlined. The major directions of future investigations are defined.

Key words: gigantic gold deposits, geodynamic and structural setting, metallogeny, carbonaceous sediments, mineral and geochemical associations, features of similarity.

Золоторудные гиганты черносланцевого типа — геологический феномен и важнейшее коммерческое сырье. Месторождения, рассредоточенные по различным регионам мира (Россия, Узбекистан, Казахстан, Кыргызстан, Китай, Северная Америка и др.), размещаются в углеродсодержащих толщах широкого диапазона — от протерозоя до мезозоя. В Центральной и Северной Азии известно более десятка золоторудных гигантов черносланцевого типа с общим ресурсом Au свыше 10 тыс.т. В данной статье обсуждаются результаты сравнительного анализа шести гигантов мезотермального уровня: Мурунтау и Кокпатас в Центральном Кызылкумах (Узбекистан), Кумтор в Среднем Тянь-Шане (Кыргызстан), Бакырчик в Западной Калбе (Восточный Казахстан), Сухой Лог в Ленском районе (Забайкалье, Россия), Нежданинское в Аллах-Юньском золотоносном поясе (Республика Саха (Якутия), Россия), геологическое строение которых показано на рисунках 1—4. Мурунтау — эталон золото кварцевых мегаштокверков. Сухой Лог, Кумтор, Бакырчик, Кокпатас — месторождения золотосульфидного жильково-вкрапленного типа. Месторождение Нежданинское включает сульфидизированные залежи с тонкодисперсным золотом (80—85%) и кварцевые жилы с видимым благородным металлом (15—20%).

В статье использованы материалы В.А.Буряка, И.К.Брагина, Б.Л.Вуда, Г.П.Воляровича, Б.Я.Вихтера, А.М.Гаврилова, Г.Н.Гамянина, И.М.Голованова, В.В.Дистлера, Д.А.Додина, Н.П.Ермолаева, П.Ф.Иванкина, Б.А.Исаходжаева, А.А.Карпенко, Г.В.Касавченко, М.М.Константинова, А.Ф.Коробейникова,

Н.К.Курбанова, Л.Г.Марченко, И.Ф.Мигачева, М.А.Мизерной, Н.И.Назаровой, В.А.Нарсеева, В.К.Немерова, А.В.Никифорова, В.В.Никонорова, Ю.Н.Новожилова, Ю.И.Парамонова, Н.П.Попова, М.С.Рафаиловича, В.И.Сизых, Ф.А.Усманова, Т.Ш.Шаякубова, В.С.Шибко, В.Б.Чеквадзе, В.М.Яновского и др.

Этапность и возрастной диапазон формирования месторождений. В истории развития золоторудных гигантов черносланцевого типа выделяются три главных этапа [13—15, 17, 18, 20 и др.]: 1) прибрежно-морская, окраинно-континентальная или дельтовая седиментация, образование линейных прогибов, рифтов и трогов, выполненных углеродисто-терригенными минерализованными осадками (первичная седиментогенная концентрация Au $0,0n-0,1n$ г/т, образующая обширные поля донорской геологической формации); 2) региональный метаморфизм, покровно-складчатые и пластические деформации, реювинизация раннего золота и его переотложение в относительно ограниченных объемах — в тектонических швах, локальных складках, поднадвиговых структурах (второй, более высокий гидротермально-метаморфический уровень накопления металлов с концентрациями золота $0,1n$, местами первые граммы на тонну); 3) орогенез, коллизия—аккреция, постскладчатые гидротермально-метасоматические и флюидно-магматогенные процессы с образованием промышленных залежей (третий наиболее контрастный уровень концентрации золота: в сульфидных телах первые граммы на тонну, иногда более, в рудах с кварцевой основой — $n-10n$ 10 г/т, редко сотни граммов на тонну).

Индикаторная металлогеническая черта рассматриваемых гигантов — длительность рудоподготовки

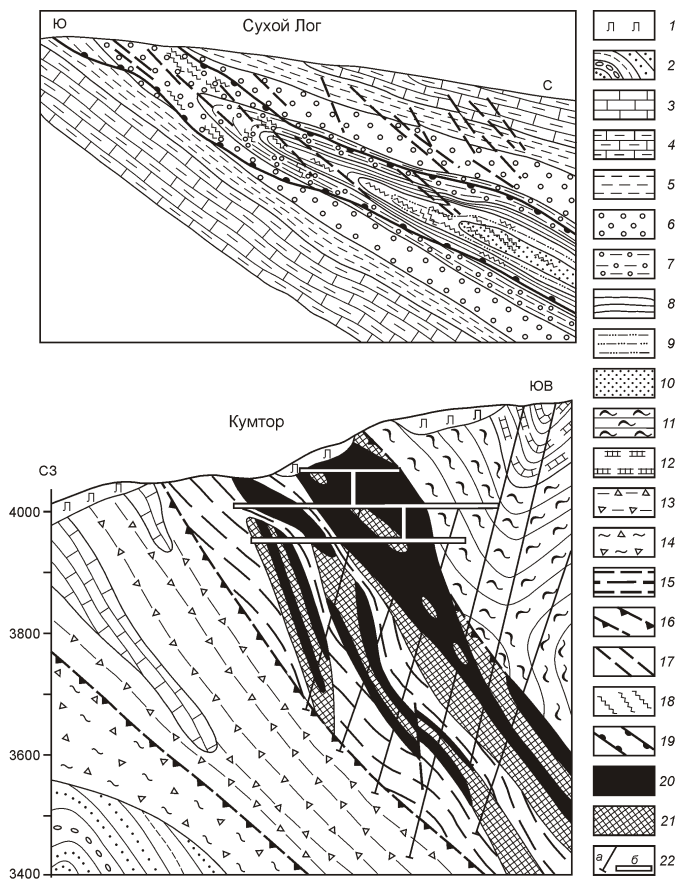


Рис. 1. Геологические разрезы гигантских золотосульфидных месторождений Сухой Лог (Россия) и Кумтор (Кыргызстан). По работам [7, 9]:

1 — ледники; 2 — флиш и моласса, C_1 ; 3 — известняки, $E-O_1$; разрез рифей-вендских отложений месторождения Сухой Лог: 4 — имняхская свита, нижняя подсвита (сланцы, алевролиты, известково-сланцевые песчаники, прослои углеродистых сланцев); хомолхинская свита, верхняя подсвита, пачки; 5 — пятая (алевритистые и филлитовидные сланцы, прослои мелкозернистых песчаников), 6 — четвертая (тонкое переслаивание филлитов и алевролитов), 7 — третья (алевритистые сланцы, прослои известковистых песчаников и алевролитов), 8 — вторая (тонкослоистые филлиты с маломощными прослоями песчаников и алевролитов), 9 — первая (филлиты, известковистые углеродистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов); 10 — хомолхинская свита, средняя подсвита (кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и сланцев); рудовмещающие рифей-вендские отложения на месторождении Кумтор: 11 — углито-глинистые сланцы (филлиты) джетымтауской свиты, 12 — переслаивание филлитов и известняков; 13 — тектонический меланж; 14 — мусорные глины; 15 — углеродистые милониты; 16 — надвиги; 17 — прочие разломы; 18 — кварцевые жилы; 19 — рудная зона Сухого Лога; концентрации золота в рудах Кумтора: 20 — средние и высокие, 21 — низкие; 22 — скважины (а), подземные горные выработки (б)

тельного периода при значительном временном разрыве между первым и третьим этапами. На Сухом Логе и Кумторе разница в возрасте вмещающей толщи и третьего, главного рудообразующего этапа охватывает диапазон от R_3-V до PZ_3 , на Мурунтау O_3-S_1 и C_3-P_1 , на Кокпатасе C_2 и C_3-P (возможно, T), на Нежданинском месторождении P_{1-2} и K_{1-2} .

Для золоторудных гигантов черносланцевого типа характерны: длительная предыстория, металлогеническая преемственность минерало- и рудообразующих процессов; становление месторождений в условиях изменяющихся геодинамических обстановок (окраинно-континентальная, рифтогенная, субдукционная, коллизионная, постколлизионная); разнообразие источников и механизмов концентрирования благородного металла.

Структурная позиция. Месторождение мирового уровня Мурунтау сформировалось в основном благодаря: расположению на крыле крупной Тасказганской антиклинали, осложненной складчатостью более высоких порядков; девонскому карбонатному и внутрибеспанскому надвиговым экранам; флексурному перегибу и тектонической расслоенности поддевонской толщи пестрого состава; узлу пересечения трех систем разрывов — субширотной, северо-восточной и северо-западной; продольным зонам дробления и рассланцевания глубокой проницаемости [6].

На Кумторе рудовмещающая зона изоклиальной складчатости осложнена надвигами, рассланцеванием, гофрировкой и милонитизацией пород [7].

Структурные элементы Сухого Лога — замковая часть антиклинали третьего порядка, пологопадающая зона смятия с интенсивным рассланцеванием и милонитизацией осадков, сдвиги и надвиги [1, 9].

На Бакырчике, в Кызыловской зоне смятия, развиты надвиговые швы с угловатыми изгибами поверхности, тектонические линзы, кливаж и милонитизация, развальцевание пород, внутриформационные отслоения, микститовые горизонты [13, 17, 18, 20].

Рудоконтролирующие структуры месторождения Кокпатас — пересечения разломов северо-западного и субширотного направлений, флексурообразный разворот пластов, зоны дробления, рассланцевания, будинажа [21].

Главный элемент Нежданинского месторождения — тектоническая зона с многоярусным сочетанием складчатых, разрывных, блоковых деформаций (изоклиальные приразломные складки, кливаж, катаклаз, разлинзование, повышенная проницаемость, экраны, переотложение углеродистого вещества) [2, 22].

Золоторудным гигантам черносланцевого типа присущ особый структурный каркас, представленный зонами смятия, будинажа и милонитизации, флексурными перегибами слоев, надвигами, внутри- и межслоевыми срывами, экранирующими поверхностями. Подобные сочетания структур способствуют формиро-

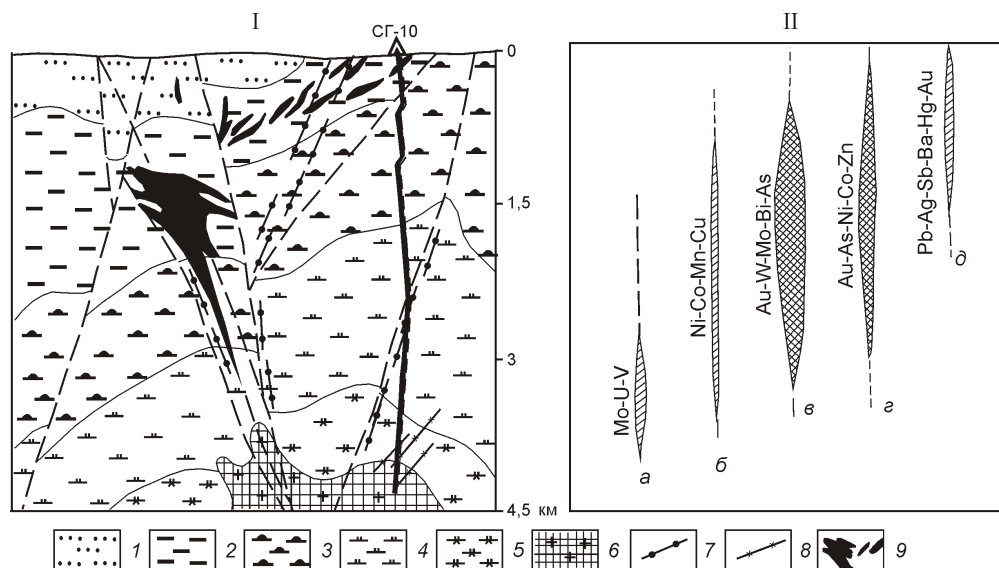


Рис. 2. Глубинный разрез через Мурунтауское золоторудное поле по профилю сверхглубокой скважины СГ-10 (I) и схема распределения геохимических ассоциаций в вертикальном диапазоне 0—4 км (II). По материалам работ [6, 19, 21, 23 и др.]:

отложения пестрого бесапана, пачки: 1 — верхняя, 2 — средняя и нижняя (золотопродуктивный горизонт); 3 — серый и 4 — черный бесапан; 5 — верхний тасказган; 6 — Мурунтауский «скрытый» интрузив лейкогранитов; дайки: 7 — сие-нит-диоритовые порфиры мурунтауского интрузивного комплекса, 8 — аплитовидные граниты; 9 — золоторудные залежи; главные золотопродуктивные геохимические ассоциации: а — тыловая урановорудная, б — «сквозная» дорудная (образуется в стадию прогрессивного плутонометаморфизма), в — «сквозная» продуктивная золоторедкометалльная додайковая, г — «сквозная» продуктивная последайковая, д — фронтальная слабозолотоносная

ванию крупнообъемных рудных залежей вертикальной протяженностью до 2 км и более.

Геофизические поля и глубинные тектонические структуры. Гигантские золоторудные районы и

месторождения черносланцевого типа сходны между собой по ряду геолого-геофизических параметров и условиям локализации относительно глубинных структур [6, 9, 11, 18, 20, 22, 23].

Земная кора Мурунтауского района имеет блоково-ячеистое строение и повышенную мощность (47,5 км). Гранитно-осадочный слой толщиной 5—10 км подстилается слоем базитовых тел мощностью 12 км. На глубине около 30 км по геофизическим данным отмечается остроугольное поднятие поверхности Конрада (рис. 5). Рудовмещающая система Мурунтау (пестрый бесапан в сочетании с сульфидно-полевошпат-биотит-кварцевыми метасоматитами) характеризуется повышенным магнитным полем. Центральная часть Мурунтауского поля отличается

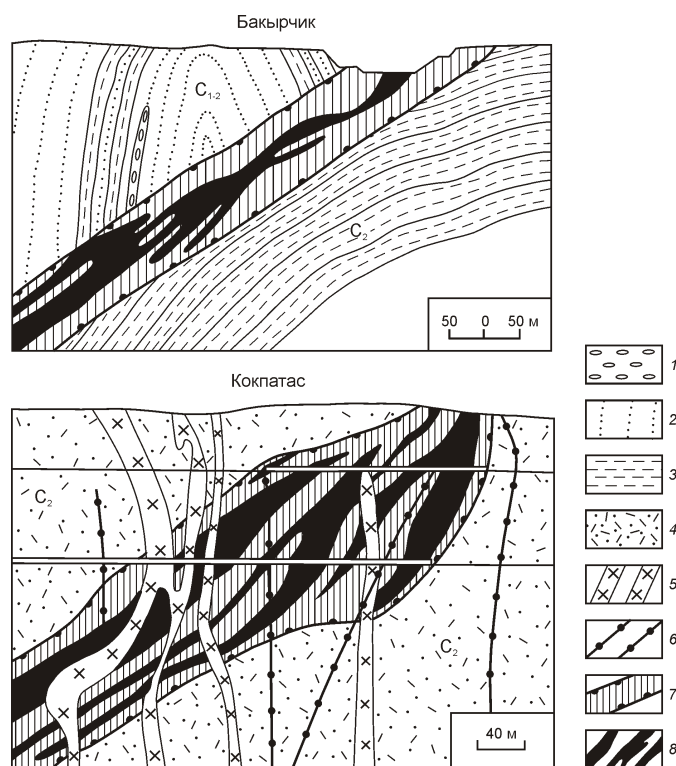


Рис. 3. Геологические разрезы крупных золотосульфидных месторождений Бакырчик (Казахстан) и Кокпатаз (Узбекистан). По работам [17, 21]:

отложения каменноугольного возраста: 1 — конгломераты, гравелиты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — вулканогенно-терригенная карашахская свита (песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфобрекчии); 5 — дайкообразные тела диоритов; 6 — дайки лампрофиров; 7 — рудоносные зоны смятия; 8 — золоторудные тела; см. услов. обозн. к рис. 1

пониженной плотностью и поляризуемостью, фланги (Бесапантау, Мютенбай, Триада) — высокой поляризуемостью.

Бакырчикский район, находящийся висячем боку Чарско-Горностаевской сутурной зоны, обладает повышенной мощностью земной коры, связью с очагами разуплотнения и гранитизации. Месторождение Бакырчик выражено в положительном магнитном и отрицательном гравитационном полях.

Кумторское рудное поле, по Н.К.Курбанову, приурочено к северо-западному борту Сарыджасского

срединного массива, фиксируемого положительной аномалией g . Массив гранитоидов позднепалеозойского возраста, локализованный западнее месторождения Кумтор, отмечается пониженными значениями силы тяжести. На самом месторождении проявлен локальный максимум магнитного поля (пирротинизация).

Бодайбинский район в Забайкалье характеризуется пониженной мощностью земной коры (до 36 км) и выраженным поднятием границы Мохо. Отрицательная аномалия силы тяжести приурочена к гранитоидному штоку, полого склоняющемуся под золотосульфидное месторождение Сухой Лог.

Нежданинский район сопровождается отрицательной аномалией g (опущенный блок фундамента, разуплотнение и гранитизация в верхней части разреза). Земная кора имеет мощность 45 км. Толщина консолидированного слоя 30 км. Рудные зоны месторождения Нежданинское создают эффект положительного гравитационного поля до 4—6 мгл. Магнитное поле над штоками габбро-диоритов и роговиками имеет интенсивность до 500 нТл (пирротинизация).

Геолого-геофизическая позиция золоторудных гигантов черносланцевого типа — приуроченность к зонам градиентов положительных и отрицательных аномалий магнитного и гравитационного полей, отражающих структурные и вещественные неоднородности земной коры: скрытые термальные купола, выступы пород докембрийского и раннепалеозойского фундамента, глубокие прогибы с углеродисто-терригенным материалом (А.А.Фельдман, Т.Ш.Шаякубов, В.Д.Борцов, П.С.Ревякин, М.М.Константинов, Н.К.Курбанов, В.Н.Любецкий, Ю.В.Нечаев и др.).

Магматизм золоторудных гигантов черносланцевого типа. Интрузивные породы третьего этапа (коллизийная и постколлизийная стадии) — безусловный элемент геологического строения золоторудных гигантов, обязательный признак прогнозно-поискового комплекса. Значение магматического фактора возросло благодаря новым геолого-геофизическим реконструкциям и целенаправленному использованию материала по сверхглубокой скважине СГ-10 на Мурунтау [2, 6, 20, 21, 22, 23].

Приповерхностные золоторудные тела Мурунтау тесно сопряжены с C_3 — P_1 дайками сиено-диоритов одноименного интрузивного комплекса (специализация на Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn). Корневая часть мегаштоков Мурунтау через систему рудоподводящих тектонических швов «связана» с залегающим на глубине 3,5—4,0 км и вскрытым скважиной СГ-10 гранит-лейкогранитовым плутоном (специализация на W, Mo, Sn, Bi, U), что и показано на рис. 2.

Геолого-геофизические модели месторождений Сухой Лог, Бакырчик и Кумтор объединяют наличие «скрытых» под рудными полями очагов гранитизации и присутствие в зоне рудоотложения даек сред-

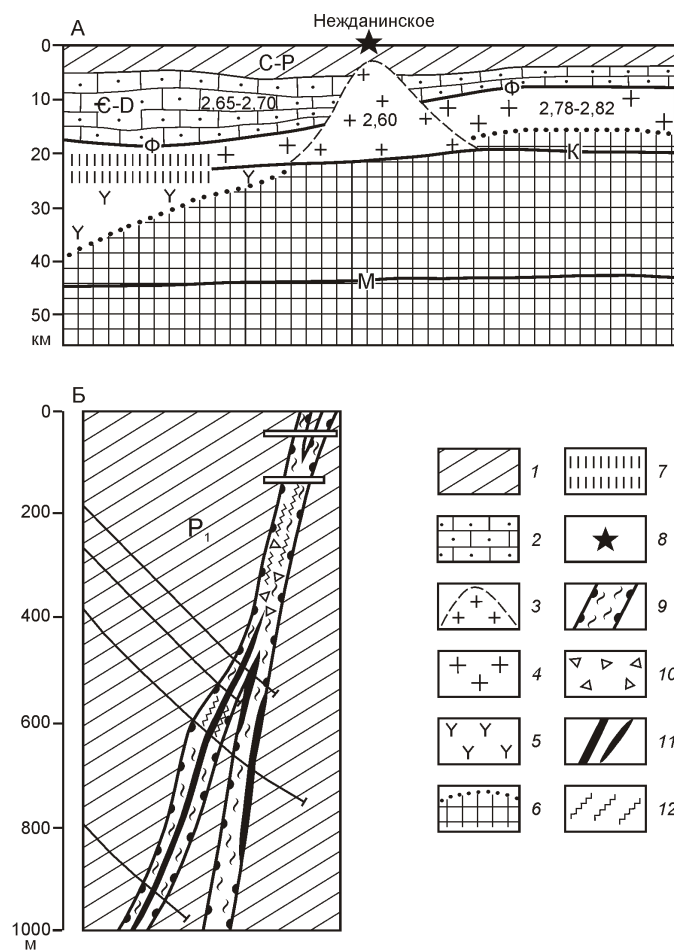


Рис. 4. Глубинный геолого-геофизический разрез (А) и геологический разрез через Главную рудную зону (Б) Нежданинского месторождения золота. По В.А.Тестовой, К.Б.Макишанцеву, Г.Н.Гамяину:

1 — терригенно-сланцевый комплекс $C-P$ возраста; 2 — терригенно-карбонатный комплекс $E-D$ возраста; 3 — «скрытое» гранитоидное тело; 4 — гранитогнейсовый и 5 — базальтовый слои; области: 6 — разуплотнения (гранитизации), 7 — сокращенной мощности гранитогнейсового слоя; 8 — Нежданинское месторождение; 9 — зона смятия; 10 — брекчирование; 11 — золотонесные кварцевые жилы; 12 — кварцевые прожилки; глубины поверхностей: Ф — фундамента, К — Конрада и М — Мохо; цифры на рисунке — значения плотности геологических толщ; см. услов. обозн. к рис. 1

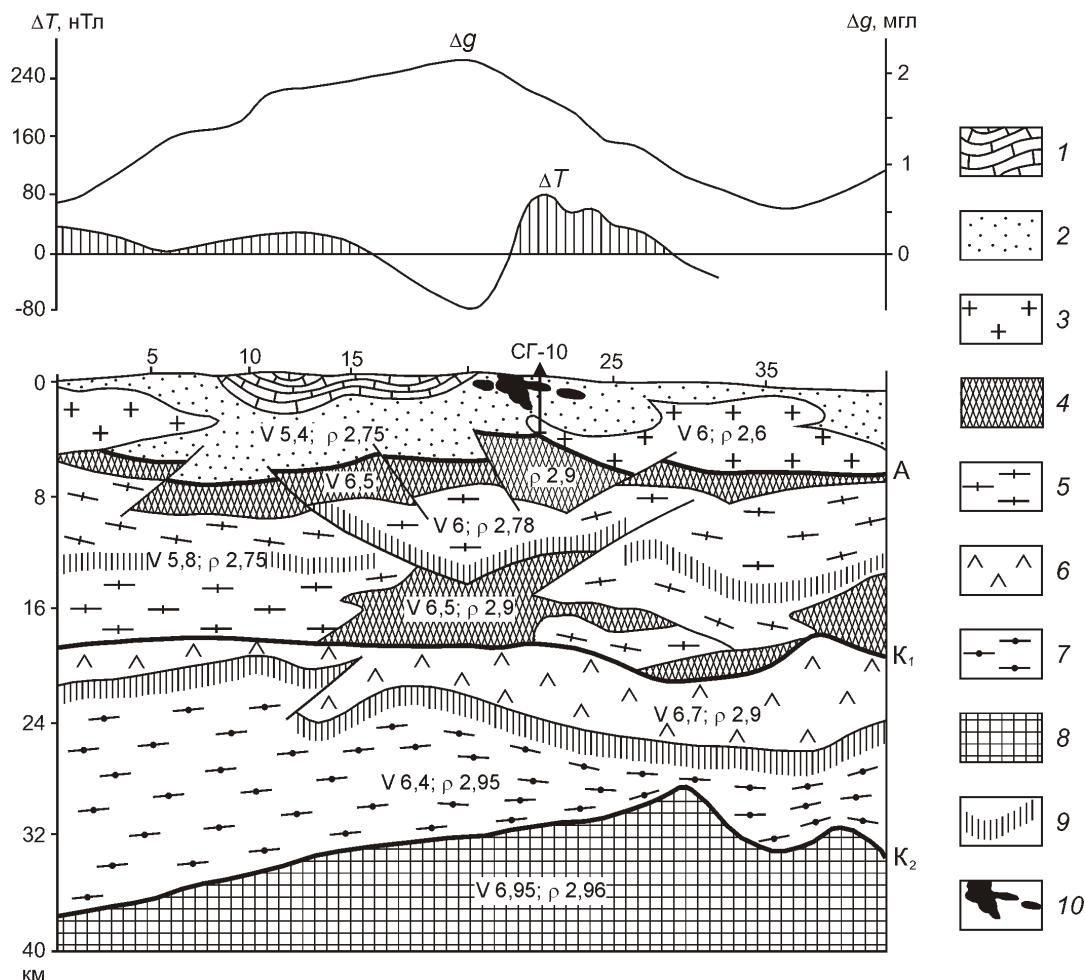


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез земной коры под Мурунтауским рудным полем. По работе [23]:

породы: 1 — карбонатные, D-C, 2 — метатерригенные углеродсодержащие, O-S, 3 — граниты, лейкограниты, P; 4 — линзы основных пород; слои: 5 — гранитогнейсовый, 6 — чарнокит-эндербитовый, 7 — метаморфический; 8 — нижняя кора (базальтовый слой); 9 — низкоскоростные зоны; 10 — золоторудные залежи Мурунтауского поля; геофизические характеристики: V — скорость сейсмических волн (в км/с), ρ — средневзвешенная плотность (в г/см³); разделы земной коры: А — между осадочным и гранитогнейсовым слоями, К₁ — между гранитогнейсовым и метаморфическим слоями, К₂ — граница Конрада (раздел между метаморфическим и базальтовым слоями)

него, кислого и субщелочного составов (конкудеро-мамаканский, кунушский, сонкульский комплексы).

На месторождении Кокпатас аналогичная картина — гранит-гранодиоритовый pluton залегает на глубинах 1,5—3,0 км (кокпатасский комплекс), а на самом объекте широко развиты рудоконтролирующие дайки габбро, габбро-сиенитов, диоритов, керсантитов (см. рис. 3).

Нежданнинское месторождение расположено в надвнутрузивной зоне гранит-гранодиоритового Курумского массива мелового возраста (см. рис. 4). Золотое оруденение ассоциирует с дайками лампрофирового ряда.

Магматические тела занимают закономерное положение относительно рудных залежей «черносланцевого» типа: на верхнерудном срезе (фронтальная часть системы) развиваются специализированные

на золото дайковые комплексы пестрого состава, в тыловой зоне — гранодиорит-гранит-лейкогранитовые массивы с золоторедкометалльным и редкометалльным профилем.

Углеродсодержащие терригенные отложения специфического строения и состава — одна из главных предпосылок формирования золоторудных гигантов [1—3, 6, 9, 16, 17, 18, 21].

Для метатерригенного комплекса Мурунтау (пестрый бесапан O₃—S₁ возраста) характерны: слабо-выраженная гранулометрическая дифференциация и низкая окатанность обломочного материала; наличие зерен фельзитов, спилитов, андезитов; присутствие осадочно-диагенетического, кластогенного пирита (от 0,1 до 3%, в отдельных прослоях до 15—20%) с микровключениями самородного золота, арсенопирита, сфалерита, блёклых руд; керит-антраксолит-шунгит-битумоиды (до 3—5%, в тонкообломоч-

ных породах до 8—10% и более), зеленосланцевая фация метаморфизма; повышенный фон золота (десятки миллиграммов на тонну).

Филлиты джетымтауской свиты R_3 —V возраста, развитые на месторождении Кумтор, также отличаются углеродистостью (1,5—4,0, до 18% в тектонических брекчиях), известковистостью, сингенетической сульфидной минерализацией, аномальным фоном Au, W, Ag, платиноидов (десятки кларков). Породы отвечают зеленосланцевой фации. При метасоматозе легкий углерод мигрирует в периферийную зону. Битумоиды (высокомолекулярные парафины, кислородсодержащие эфирные соединения) подвергаются деструкции с образованием более простых форм (альдегиды, спирты, кетоны, низкомолекулярные алканы) [16].

Кварц-карбонат-серицит-углеродистые пиритизированные сланцы хомолхинской свиты Сухого Лога (R_3 —V) имеют комплексную сидерофильно-халькофильную металлогеническую специализацию (Au, Fe, Mn, Pb, Zn, Ag). Породы содержат органику (2—6%), в которой преобладает кероген (скрытокристаллический графит и графитоиды). Отдельные фракции керогена, по В.В.Дистлеру, включают золото и платиноиды в концентрациях первые граммы на тонну. По данным рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии в углеродистой массе присутствуют ультратонкие сорбированные частицы незаряженного золота. По В.В.Евсееву, В.К.Немерову, битумоиды Сухого Лога (асфальтены, асфальтеновые кислоты) обогащены Au и Ag до первых граммов на тонну, Cu 0,0n%, Zn до 0,3%, Ni, Co и другими компонентами.

Руды месторождения Бакырчик залегают в углеродисто-терригенных породах одноименной свиты каменноугольного возраста, содержащих сульфидную (пирит, пирротин), карбонатно-железистую (сидерит, анкерит) и фосфатную минерализацию. Характерны тектоно-гравитационные микститы — грубокластические, несортированные и нестратифицированные комплексы пород, обломки которых (песчаники, алевролиты, сланцы) сцементированы углесто-глинистым материалом, игравшим определенную роль в формировании и распределении золотой минерализации [13]. Диагенетические и ранние метаморфические изменения относятся к цеолитовой фации. По Л.Г.Марченко, часть золота месторождения Бакырчик концентрируется в углеродистом веществе. Электронно-микроскопическими методами в шунгите обнаружены тончайшие выделения самородного золота. В битумоидах спиртобензольной фракции благородный металл связан с карбонильными и карбоксильными углеводородами. Количество золота в углеродистых соединениях может достигать 10—30% от его общего количества в руде [12].

Золотосульфидные залежи месторождения Кокпатас размещаются в вулканогенно-терригенных поро-

дах карашахской свиты (C_2), сложенной филлитовидными сланцами, песчаниками, туфобрекчиями и туфами андезитодацитов. Это породы с повышенной углеродистостью (до 3% и более), послойной пиритизацией, кластогенным и хемогенным золотом.

Для терригенного разреза месторождения Нежданское (куканская и дыбинская свиты перми) свойственны рассеянное углеродистое вещество (2—3%), повышенная карбонатность (5—10%), обильные конкреционные выделения марказита и пирита, диагенетические стяжения фосфорсодержащих минералов (рабдафанит—черчит), повышенный фон золота (9,3—11,2 мг/т), зеленосланцевый метаморфизм. Углеродистые образования — кериты, антраксолиты, графититы, антрацитоподобные выделения, битумоиды.

Общие признаки для рудовмещающих отложений золоторудных гигантов черносланцевого типа: слабая гранулометрическая дифференциация и низкая окатанность обломочного материала; тектоно-гравитационные микститы; углеродистое вещество керит-антраксолит-шунгит-битумоидного ряда; кластогенные золото, пирит и пирротин; сингенетическая специализация на Au, W, As, U, P, возможно, платиноиды; низкие фации метаморфизма; разноплановая роль по отношению к оруденению (ресурсная, барьерная, структурообразующая). Золотоносные черносланцевые разрезы местами содержат вулканогенные и вулканогенно-гидротермальные продукты: криптовулканические брекчии, битуминизированные порфиroidы, вулканомиктовые тиллиты и песчаники (А.К.Бухарин, Л.Г.Марченко, Ф.А.Усманов, В.Ф.Проценко и др.).

Гидротермальные изменения пород — неотъемлемая часть золотого оруденения в «черносланцевых» толщах [2, 6, 9, 16, 20 и др.]. Гидротермалиты Мурунтау подразделяются на додайковые биотит-полевошпат-кварцевые и последайковые кварц-хлорит-альбитовые, кварц-серицитовые, углеродистые и аргиллизитовые. С додайковыми кремнещелочными изменениями связана максимально продуктивная шеелит-карбонат-калишпат-кварцевая минеральная ассоциация (Au 80—90% запасов). С последайковыми метасоматитами сопряжены менее продуктивные золото-пирит-арсенопирит-кварцевая, полиметаллическая карбонат-кварцевая, сереброадуляр-карбонат-кварцевая, антимонит-пирит-карбонат-кварцевая, киноварь-кварц-диккитовая ассоциации.

Месторождение Кумтор локализуется в зоне гидротермального преобразования углеродистых филлитов. Главные изменения — калишпатизация, альбитизация, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация. Образование метасоматитов и золотой минерализации сопровождалось перераспределением органического вещества: внутренние части золотоносных зон содержат реликты тяже-

лого углерода (0,1—0,5%), тектонические брекчии за контурами рудных тел обогащены легким углеродом — до 10—18% [16].

Березиты и листвениты месторождения Сухой Лог (кварц, серицит, мусковит, карбонаты, альбит, пирит) выполняют внутреннюю, осветленную зону рудоносной сульфидной залежи. Метасоматический пирит, образованный по магний- и железосодержащим карбонатам, содержит тонкие включения самородного золота, галенита, сфалерита, халькопирита, пентландита, миллерита. Внешнюю часть рудной зоны составляют серицит-карбонат-хлоритовые породы с «фоновым» пиритом (повышенные концентрации Ni, Co, As).

Березиты—листвениты месторождения Кокпатас, контролирующие размещение золотосульфидной минерализации, содержат кварц, серицит, хромсодержащий марипозит, карбонаты (доломит, анкерит, кальцит), пирит, арсенопирит. На контакте с дайками лампрофиров развиваются флогопит, эпидот, цоизит.

Березиты Неждановского месторождения сходны с метасоматитами месторождений Кокпатас и Сухой Лог. Новообразованные минералы — кварц, серицит, карбонат, альбит, пирит, арсенопирит. По В.В.Алпатову, в терригенных породах отмечаются дорудная и синрудная березитизация; в дайках лампрофиров — пропилитизация. Во внутренней зоне синрудных березитов локализована золото-пирротин-пирит-арсенопиритовая ассоциация, во внешней зоне — слабозолотоносная пирротин-пиритовая.

Состав метасоматитов и метасоматическая зональность месторождения Бақырчик выглядят следующим образом. Углеродисто-каолинит-гидрослюдистые породы проявлены на верхних горизонтах, углеродисто-серицитолитовые изменения распространены повсеместно (максимально выражены в центральной части), серицит-флогопит-карбонатная ассоциация с апатитом и турмалином занимает нижние уровни. Развитые на глубоких горизонтах карбонатные скопления ассоциируют с кварцем, самородным золотом, халькопиритом, шеелитом. В над- и верхнерудной зонах локализованы альбит-хлоритовые изменения.

Модель метасоматического ореола золоторудных гигантов черносланцевого типа представлена апикальной зоной и флангами месторождений, сложенными кварц-дикситовой, кварц-каолинитовой, хлорит-альбитовой ассоциациями. Стволовая зона выполнена кварц-биотит-полевошпатовыми, кварц-серицитовыми или кварц-серицит-хлоритовыми гидротермалитами, корневая — высокотемпературными калишпатитами, флогопит- и карбонатсодержащими (брейнерит, анкерит, железистый доломит) породами. Углеродистое вещество при метасоматозе мигрирует на фланги рудных залежей («шунгитовые чехлы участки обогащения легким углеродом»).

Минеральные ассоциации, самородное золото, платиноиды. Для месторождения Мурунтау характерен широкий спектр минеральных ассоциаций — от ранней золоторедкометалльно-кварцевой через промежуточные золото-пирит-арсенопирит-кварцевую и галенит-сфалерит-карбонат-кварцевую до поздних серебро-, антимонит-, киноварьсодержащих карбонат-кварцевых с адуляром и дикситом. Преобладают четыре генерации самородного золота. Золото I додайковой ассоциации (дендриты, октаэдры, пластинчатые, губчатые, прожилковые, комковидные выделения) имеет пробность 840—940‰. Золото II последайковой пирит-арсенопирит-кварцевой ассоциации (пылевидные, угловатые, пластинчатые формы) отличается пробностью 749—873‰. Золото III, образующее сростания с полиметаллическими сульфидами, характеризуется пробностью 355—732‰. Высокосеребристое золото IV и кюстелит (285—355‰) ассоциируют с поздними серебряными минералами [6]. Метасоматиты и золотокварцевые руды Мурунтау содержат интерметаллиды Pt, Ir и As (сперриллит, иридарсенит, ирарсит и др.) [4, 10].

На месторождении Сухой Лог установлено более 70 минералов, представляющих классы самородных металлов, твердых растворов, интерметаллидов, сульфидов, арсенидов, сульфоарсенидов, теллуридов, селенидов, висмутидов, антимонидов, вольфраматов, галоидов и оксидов [3]. Резко преобладает золотоносный пирит. Менее распространены богатые никелем и кобальтом сульфиды, арсениды и сульфоарсениды. Постоянно встречаются, но не образуют крупные скопления минералы — галенит, сфалерит, фосфаты Ce, Nd, La, Y, Gd, Dy. Редки арсенопирит, молибденит, шеелит, вольфрамит, тетраэдрит, теллуриды Bi, Au и Ag, селениды и др.

Самородное золото — главный промышленный компонент. Более 80—85% Au связано с пиритом и заключенными в нем пентландитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом [1, 9 и др.]. Около 15—20% Au ассоциирует с кварцем. Размеры золотин в пирите 1—50 мкм, в кварце — до 0,1 мм, формы — капли, комки, проволочки, прожилки, дендриты. По пробности выделяются две разновидности самородного золота: тонкое и мелкое в метаморфогенном пирите (900—920‰) и позднее наложенное прожилковое (840—880‰).

Сухой Лог — это также месторождение платиноидов. Зона платиносодержащих руд мощностью 50—250 м охватывает основной золоторудный и частично подрудный и надрудный горизонты. Среднее содержание Pt на мощность 102,6 м составляет 1,45 г/т. Гравиконцентрат содержит Pt 31 г/т, флотоконцентрат 2,6 г/т. Формы платиноидов — самородная Pt, куперит PtS, твердые растворы Pt-Fe-Cu, теллуридовисмутид Pd и Ag (минерал типа котульскит-меренскит). Платина и твердые растворы Pt-Fe-Cu кон-

центрируются главным образом в золотоносном пирите [3, 4].

Минеральные ассоциации месторождения Бакырчик: дорудная мельниковит-пирит-пирротин-марказитовая с никелином, пентландитом; рудные золото-пирит-арсенопиритовая с кубанитом, герсдорфитом, золото-кварц-блёклорудно-полиметаллическая и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая с брейнеритом, доломитом, айкинитом; пострудная кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая с марказитом, перетолженным золотом. Золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация имеет «сквозное» распространение, мельниковит-пирит-пирротин-марказитовая и золото-кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовая развиты на больших глубинах, золото-кварц-полиметаллическая и кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая тяготеют к средним и верхним горизонтам. В балансе золота ведущую роль — более 90% — играет прожилково-вкрапленная пирит-арсенопиритовая ассоциация. Золото месторождения Бакырчик имеет форму: пленочную, каплевидную, шаровую, амёбообразную, комковатую, дендритоподобную, жилковидную. Резко преобладают микроскопические и субмикроскопические пыле- и амёбовидные выделения в пирите и арсенопирите. Подчинены свободное комковидное золото в кварц-полиметаллическом и кварц-карбонат-шеелит-халькопиритовом парагенезисах и тонкое перетолженное золото, ассоциирующее с поздними кварцем, антимонитом, тетраэдритом. В рудных залежах зафиксировано более десяти минеральных форм металлов платиновой группы: самородная Pt, поликсен Pt(Fe) с примесью Ti, Cu, Zn, Sn, куперит PtS₂, сперрилит PtAs₂, палладоарсенид PdAs, платарсит Pt(AsS)₂, эрлихманит OsS₂ и др. [12].

Основные рудные минералы месторождения Кумтор — золотоносный пирит, шеелит, гематит. Пирит образует кубы, октаэдры, пентагондодекаэдры, губчатые выделения; среднее содержание в руде 10—20%. Концентрации в пирите Au 30—400 г/т, иногда до 1500 г/т. Подчиненные рудные минералы — халькопирит, марказит, пирротин, сфалерит, кобальтин, арсенопирит, галенит, тетраэдрит, висмутин, тетрадимит, теллуриды Au и Ag, самородные Au и Ag и др. Нерудные минералы — сидерит, анкерит, доломит, кальцит, ортоклаз, альбит, кварц, хлорит, барит, флюорит, стронцианит. Ведущая продуктивная ассоциация — золото-пирит-карбонатная с тонким высокопробным золотом (935—960‰). Вторая генерация золота ассоциирует с тетраэдритом, висмутином, теллуридами Au и Ag. Серебро — попутно извлекаемый элемент. Промышленный интерес могут представлять W, Se, Te, платиноиды [5].

На месторождении Кокпатас выделяются ассоциации: ранняя золоторедкометаллическая (кварц, пирит, шеелит, молибденит, свободное самородное золото), основная продуктивная золото-пирит-арсенопиритовая (золото субдисперсное, редко мелкое, заключенное

в пирите, арсенопирите), полисульфидная (кварц, доломит, серицит, полиметаллические сульфиды, минералы висмута, бурнонит, джемсонит, тетраэдрит, самородное Au от 0,4 мкм до 0,4 мм), позднерудная серебро-кальцит-антимонитовая (кварц, кальцит, антимонит, бертьерит, пираргирит, миаргирит, самородные Au и Sb, электрум). Средние содержания Au в пирите 19 и арсенопирите 98 г/т. Пробность золота, заключенного в пирите, 842—894‰, в арсенопирите 945—980‰. Вкрапленные руды месторождения Кокпатас, по М.М.Мансурову, обогащены Pd (0,13—0,79 г/т), Pt, Ru и Rh (0,01—0,02 г/т).

Минеральные ассоциации Неждановского месторождения: дорудная кварцевая, рудные прожилково-вкрапленная золото-пирит-арсенопиритовая с тонкодисперсным золотом, жильная золото-кварц-галенит-сфалеритовая с видимым самородным золотом, буланжерит-бурнонит-пираргиритовая, пострудная кварц-карбонатная. Основная масса золотин имеет размер 0,01 мм, максимальный 2,0—2,5 мм. Диапазон пробности золота 672—790‰. Содержание в арсенопирите верхнего горизонта Au 117 г/т, нижнего — Au 27 г/т. Элементы-примеси в благородном металле (максимальные значения, в г/т): Hg 720, Pb 2300, As 380, Cu 130, Sb 70 [2]. Содержания Pt, по А.Ф.Коробейникову и Г.Н.Гамянину, составляют во вкрапленных пирит-арсенопиритовых рудах 6,15 и золотоносном кварце 27,2 г/т.

Для золоторудных гигантов черносланцевого типа показательны следующие общие стадии: допродуктивная пирит-пирротин-марказит-никелин-кобальтин-герсдорфитовая, рудные золоторедкометаллическая (самородное золото, шеелит, молибденит, висмутин, халькопирит, теллуриды, возможно, минералы платиновой группы), золотопиритовая или золото-пирит-арсенопиритовая (с платиноидами), золото-серебро-кварц-сульфосольно-блёклорудно-полиметаллическая (с платиноидами), заключительная позднерудная (или пострудная) кварц-карбонат-марказит-антимонит-тетраэдритовая (с тонким золотом, минералами Sr, Hg, Ba). Характерны перекристаллизация минеральных агрегатов, разнообразные структуры распада, реакционные и гибридные соединения, коррозионные и цементные структуры, микропарагенезисы в минералах-концентраторах.

Геохимические ассоциации и геохимическая зональность оруденения. Для золоторудных гигантов черносланцевого типа свойственны широкий спектр элементов, контрастные геохимические поля, выраженная геохимическая зональность [6, 17, 19, 20].

Геохимическими ассоциациями месторождения Мурунтау являются: дорудная Ni-Co-Mn-Cu (стадия прогрессивного плутонометаморфизма); ранняя урановорудная Mo-V-U (развита в породах тасказганской свиты на глубинах 2—3 км); золоторедкометаллическая продуктивная додайковая Au-W-Mo-Bi-As (связана

кремнещелочным метасоматозом); золотопродуктивная последайковая Au-As-Ni-Co-Zn (золото-пирит-арсенопирит-кварцевая); поздние и пострудные Au-Pb-Zn-Ag-Bi (золотополиметаллическая), Au-Ag (золото-серебро-адюляр-кварцевая), Ag-Pb-Sb-Hg-Ba (антимонит-киноварь-кварц-кальцит-барит-аргиллизитовая). Пологозалегающие субсогласные рудные залежи с ранним золото-кварц-редкометалльным парагенезисом имеют фациальную зональность: Mn, Ni, Mo, Cu, Ag (тыловая зона) — W, Mo, Bi, As, Au (стволовая зона) — As, Ba, Ag, В (фронтальная зона). Крутопадающие секущие рудные тела с поздними минеральными комплексами характеризуются концентрацией Co, Mo, W, As и Au на нижних и средних уровнях, Cu, Pb, Bi, As, Ag, Sb — на верхних (Ю.И.Петров, Е.В.Янишевский).

Генерализованная геохимическая модель месторождения Мурунтау: U-Mo-V (ураноносная ассоциация в корневой части месторождения) Ni, Co, Cu, W, Mo, As, Au₁ («сквозные» высокотемпературные дорудная и ранняя рудная золото-кварц-редкометалльная ассоциации) Ni, Co, As, Zn, Au₂ («сквозная» рудная среднетемпературная золото-пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация) Zn, Pb, Ag, Sb, Ba, Hg, В (заключительные средние- и низкотемпературные ассоциации на верхних выклинках и флангах рудных залежей) (см. рис. 2).

К рудо- и ореолообразующим элементам месторождения Кумтор относятся: ведущие — Au, W, Ag, Ba, Cu, платиноиды; подчиненные — Mn, Cr, Ni, Co, Mo, As, Bi, Se, Zn, Pb, F, Sb, Hg. Вертикальная геохимическая зональность эндогенных ореолов представлена: Co-Ni-Cr-W-Mo-Cu₁-Bi₁-As-Au-Ag₁-Te-Bi₂-Se-Cu₂-Zn-Pb-Ag₂-Sb-Sr-Ba-Hg (С.И.Аникин). Индикатором эрозионного среза руд служит типоморфизм пирита — габитус кристаллов и элементы-примеси. Кубический пирит надрудно-верхнерудных горизонтов обогащен As, Pb, Zn, Sr, Ba. Пентагондодекаэдрические кристаллы пирита средних горизонтов концентрируют Au, Ag, Se, Te, Bi. На глубоких горизонтах развиты пириты октаэдрического габитуса, содержащие W, Cr, Ni, Co.

Геохимическую специализацию месторождения Бакырчик определяют Au, As, Sb, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Bi, Co, Ni, V, P и др. Элементными ассоциациями (в скобках соответствующие минеральные) являются: «сквозная» Au-As (золото-пирит-арсенопиритовая), верхнерудно-надрудная Au-Sb-As (кварц-карбонат-антимонит-тетраэдритовая), среднерудная Cu-Pb-Zn (халькопирит-сфалерит-галенит-блёклорудная), средне-нижнерудная As-Ni-Co (совмещенные пирит-пирротин-марказитовая и пирит-арсенопиритовая) и нижнерудная W-Cu-Mo (кварц-карбонат-шеелит-молибденит-халькопиритовая). Элементы подразделяются на: контрастные Au, As, Sb, W (сотни—первые тысячи кларков), менее контрастные Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Co, P (единицы—первые десятки кларков) и слабоконтрастные Sn, Bi, Ni, V (единицы

кларков). Положительные корреляционные связи образуют пары Au—As, As—Sb, Cu—As, Cu—W, Cu—Co, Co—Ni. Ряд вертикальной геохимической зональности руд и эндогенных ореолов представлен: V, Ni, Co, Cr—Sn, Zr, Cu, Mo, W—As, Au—Zn, Pb, Ag—Sr, Ba—Sb, Hg.

Месторождение Кокпатас фиксируется литохимическими ореолами Au, As и W. От центральной части ореолов к периферии снижается комплексность состава: W-Au-As Au-As As. Ряд вертикальной геохимической зональности (по В.Б.Чекваидзе): Co, Ni, Be—Sn, Mo, W, As, Au, F—Hg, Sb—Zn, Pb, Ag. По И.В.Королевой, отмечается прямая корреляционная связь в паре Au—F.

Геохимический спектр месторождения Сухой Лог включает следующие компоненты (по убыванию контрастности, с использованием минералогических данных работы [3]): Fe, Au, Pt, Ni, Co, Cr, Ti, As, C, S—Pb, Zn, Cu, Ag—P, Ce, Nd, La, Y, Cd—Mo, W, Sn, Bi, Se, Te, Sb и др. Продуктивными ассоциациями (с учетом материалов В.В.Дистлера) являются: золоторудная высокотемпературная Au-Fe-Ni-Co-Pb-Zn-Bi-Te, золоторудная среднетемпературная Au-Fe-As-Ni-Co-Cu-Se-Sb, золоторудная низкотемпературная Au-Fe-Pt-Pb-Te-Bi-Ag-Sb и платиноворудная Pt-Pd-Fe-Cu-Au-Cr-Ti-Ni-Co-Mg.

Вещественный состав месторождения Нежданинское определяют следующие типы руд: прожилково-вкрапленный золото-пирит-арсенопиритовый, жильный золото-кварцево-полиметаллический, золотосеребряный. Геохимический спектр содержит Au, Fe, As, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Pt, Pd, Ni, Co, Mn, W, Bi, Sn, Ga, Sr, Ba и др. Золото образует тесную корреляционную связь с As и Ag. Среднее Au/Ag на верхнем горизонте составляет 1/20, на нижнем до 1/1. Ряд вертикальной геохимической зональности представлен (по А.Г.Бахареву): Ni, Co-Au-As-Pb, Cu, Zn-W-Ba-Sb-Ag.

Золоторудные гиганты обладают близкими элементными спектрами и однотипной геохимической зональностью. Выделяются четыре зоны: подрудно-нижнерудная (Co, Ni, V, Cr, Mo, W, Sn), среднерудная (As, Cu, W, Bi, Te), верхнерудная (Ag, Zn, Pb, Sb, As) и верхнерудно-надрудная (Ba, Sr, B, F, Sb, Hg). Золото в рядах зональности занимает три позиции: ниже-среднерудную (золоторедкометалльная ассоциация), среднерудную (золото-пирит-арсенопиритовая, золотопиритовая, золототеллуридная ассоциации) и верхнерудную (золото-серебро-полиметаллическая ассоциация). Геохимический индикатор золоторудных гигантов черносланцевого типа — повышенные (до промышленных) концентрации платиноидов.

Золоторудные тела (морфология, размеры, содержания). Месторождение Мурунтау представляет собой слабоэродированный субвертикально ориентированный мегаштокверк, сочетающий пологозале-

гающие субсогласные и крутопадающие секущие рудные зоны. Штокверковые залежи — комбинации простых и сложных кварцевых жил, зон жильно-прожилкового окварцевания, прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд в гидротермально измененных породах. Площадь штокверка на поверхности 3 км², вертикальный размах более 2 км, первоначальные запасы Au более 4000 т, среднее содержание в карьере Au 3,72 г/т [6].

Плитообразная золотосульфидная залежь месторождения Сухой Лог (участки Сухоложский, Центральный, Западный, Северо-Западный), погружающаяся на север-северо-восток под углами 15—30°, имеет длину и ширину в плане 5,5 и 1,6 км, протяженность по падению 1,4—1,6 км, мощность 140 м в центральной части, 15 м на флангах, вертикальный диапазон 840 м. Запасы Au 1543,3 т, среднее содержание Au 3,5 г/т [8].

Минерализованные тела месторождения Кумтор мощностью от десятков метров до 150 м локализованы в зоне смятия северо-восточного простирания. Рудные залежи склоняются под углами 45—50° на юго-восток. Глубина развития промышленных руд превышает 1,0—1,2 км, запасы Au 700 т, среднее содержание Au 4,4 г/т [7, 23].

Месторождение Бакырчик представлено серией крупных золотосульфидных рудных лент и линз протяженностью до 1 км и мощностью десятки метров. Рудные тела расположены согласно с Кызыловской зоной смятия, полого падающей на север (35—40°). Вертикальная протяженность оруденения не менее 1,5 км, содержания Au 7—12 г/т.

Пласто- и линзообразные залежи месторождения Кокпатас длиной 400—1700 м имеют среднюю мощность 15—20 м (в раздувах до 100 м), падение на юг под углом 45°, вертикальный размах более 600 м. Запасы Au 500 т, среднее содержание Au 3,8 г/т [21].

Рудная зона месторождения Нежданинское (минерализованные тектониты с подчиненной ролью золотоносных кварцевых жил) по простиранию прослежена на 10 км и на глубину 1,9 км без признаков выклинивания. Мощность зоны 2—40 м (средняя 14 м), падение крутое на запад. Запасы Au 500 т, средние содержания Au первые граммы на тонну [9].

Рудные тела по морфологии подразделяются на кварцевые мегаштокверки (Мурунтау), линейные зоны сульфидизации (Сухой Лог, Бакырчик, Кокпатас, Кумтор), комбинированный тип (Нежданинское). Углы падения: крутые 70—90° (Мурунтау, Нежданинское), умеренные 40—60° (Кумтор, Кокпатас), пологие 15—40° (Сухой Лог, Бакырчик). По соотношению с вмещающими породами рудные тела согласные, субсогласные (Сухой Лог, Кумтор, Кокпатас) или секущие (Мурунтау, Нежданинское, Бакырчик). Объединяющие признаки — выраженный структурный контроль (зоны смятия, надвиги и др.), значительная протяженность по падению и

вертикали, колоссальные объемы рудной массы при относительно низких содержаниях металла.

В заключение следует отметить, что мезотермальные золоторудные гиганты, развитые в углеродисто-терригенных отложениях Центральной и Северной Азии, подразделяются на три геолого-промышленных типа: мурунтауский золотокварцевый мегаштокверковый, сухоложский (синонимы бакырчикский, кумторский, кокпатасский) золотопиритовый или золото-пирит-арсенопиритовый прожилково-вкрапленный и нежданинский комбинированный с ранними золотосульфидными и поздними золотокварцевыми рудами.

Золоторудные гиганты черносланцевого типа объединяет: 1) длительная многоступенчатая история (полихронность); 2) сочетания тектонитов, минерализованных пород и руд различного происхождения (полигенность); 3) структурированность (упорядоченность, контрастная зональность, отчетливая позиция в геофизических и геохимических полях); 4) локализация очень крупных запасов металла в ограниченном геологическом пространстве.

Как геологический феномен и богатейшее минеральное сырье, золоторудные гиганты черносланцевого типа заслуживают максимальной концентрации опыта и знаний специалистов различного профиля — металлогенистов, стратиграфов, химиков, горняков, обогатителей. На междисциплинарных стыках могут быть решены спорные моменты, сформированы оригинальные технологии.

Стереометаллогения, ультратонкие исследования органического вещества, самородного золота и платиноидов, изотопная геохимия, новые схемы обогащения и экономической оценки — приоритетные задачи современной геологии золоторудных гигантов черносланцевого типа.

Вклад геологов СНГ в изучение золоторудных гигантов черносланцевого типа многогранен и глубок.

Автор благодарен М.М.Константинову, А.Ф.Коробейникову, Д.А.Додину, Г.Н.Гамянину, В.К.Немерову (Россия), Л.Г.Марченко, В.А.Нарсееву (Казахстан), Ф.А.Усманову, И.М.Голованову (Узбекистан), В.В.Никонорову (Кыргызстан) за сотрудничество в этой области и обсуждение результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315—341.
2. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. — М.: ГЕОС, 2001.
3. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467—484.

4. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. —С-Пб: Наука, 2000.
5. Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хорошилов В.Л. Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 3—11.
6. Золоторудное месторождение Мурунтау. —Ташкент: ФАН АН Республики Узбекистан, 1998.
7. Золото Кыргызстана. Кн. 2. —Бишкек: Наси, 2004.
8. Карпенко И.А., Мигачев И.Ф., Михайлов Б.К., Петраш Н.Г. Современная геолого-экономическая оценка месторождения Сухой Лог // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 22—27.
9. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. —М.: Научный мир, 2000.
10. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. —Томск, 2006.
11. Любецкий В.Н. Глубинные структуры и геодинамика развития поясов, вмещающих суперкрупные месторождения // Науки о Земле в Казахстане. —Алматы, 2008. С. 22—33.
12. Марченко Л.Г. Микро-наноминералогия золота и платиноидов в черных сланцах. —Алматы: Интерпресс-Казахстан, 2010.
13. Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. Бакырчик (геология, геохимия, оруденение). —М, 2001.
14. Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А. Условия формирования крупных месторождений суходожского типа в углеродистых отложениях // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. —Томск, 2005. С. 424—428.
15. Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М. Углеродистое вещество в процессе мобилизации и транспортировки металлов при эпигенетических преобразованиях черносланцевых толщ // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Т. 3. —Иркутск, 2007. С. 75—79.
16. Никифоров А.В. Геолого-минералогическая характеристика многокомпонентных сульфидно-вкрапленных руд золота в углеродистых сланцах (на примере месторождения Кумтор) // Автореф. дисс....канд. геол.-минер. наук. —М., 1993.
17. Новожиллов Ю.И., Гаврилов А.М. Золотосульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. —М., 1995.
18. Прогноз, поиски и оценка золоторудных месторождений в «черносланцевых толщах» // Труды ЦНИГРИ. Вып. 184. 1984.
19. Рафаилович М.С. Геолого-геохимические особенности и геохимическая зональность золотого оруденения в черных сланцах (на примере гигантских месторождений Средней Азии и Казахстана) // Изв. НАН Республики Казахстан. Сер. геология. 2003. № 2. С. 17—32.
20. Рафаилович М.С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. —Алматы, 2009.
21. Рудные месторождения Узбекистана. —Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001.
22. Условия формирования и основы прогноза крупных золоторудных месторождений. —М., 1998.
23. *Au, Ag and Cu Deposits of Uzbekistan. Excursion Guidebook.* —Potsdam, 1999.

Роль базитовых вулканоструктур в прогнозной оценке алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы

И.Г.КОРОБКОВ, А.А.ЕВСТРАТОВ (Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА»; 678170, Республика Саха (Якутия), г.Мирный, Чернышевское шоссе, д.7)

Проведено районирование мезозойских базитов на основе структурно-формационного анализа в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы. Выделены локальные палеовулканические структуры, изучены детали их внутреннего строения и вещественный состав слагающих образований. Показана связь интрузивных фаз со структурами контролирующими кимберлитовый магматизм. Определены и охарактеризованы типы взаимодействия кимберлитов и интрузивного комплекса базитовых вулканоструктур.

Ключевые слова: базиты, палеовулканические структуры, Якутская алмазоносная провинция.

Коробков Илья Георгиевич, korobkov @cnigri.alrosa-mir.ru

Евстратов Алексей Андреевич, evstratov@cnigri.alrosa-mir.ru

The role of basic rock volcanic structures in prognosis estimation of diamondiferous regions in the East of Tungusky syncline

I.G.KOROBKOV, A.A.EVSTRATOV

Within the eastern flange of Tungusky syncline on the basis of structure-formation analysis a zoning of Mesozoic basic rocks has been carried out. Local paleovolcanic structures have been singled out, and details of their internal texture and material composition of component formations have been studied. Relationship of intrusive phases with the structures controlling kimberlite magmatism has been indicated. Interaction types of kimberlites and intrusive complex of basic volcanic structures have been allocated and characterized.

Key words: basic rocks, paleovolcanic structures, Yakutian diamondiferous province.

В пределах восточного обрамления Тунгусской синеклизы расположен ряд крупных алмазоносных районов Якутской провинции, в т.ч. Малоботуобинский, Моркокинский, Ыгыаттинский и Далдыно-Алаkitский (рис. 1). В их пределах, кроме известных кимберлитовых полей, установлены площади, где в верхнепалеозойских отложениях распространены ореолы рассеивания кимберлитовых минералов, в т.ч. и россыпепроявления самих алмазов, не идентифицированные по отношению к коренным источникам. При локализации перспективных участков на закрытых территориях рассматриваемых районов необходимым условием прогнозных построений является восстановление тальвегов верхнепалеозойских палеоводотоков, которые и формировали установленные потоки рассеивания алмазов и их минералов-спутников. Важной особенностью геологического строения этих районов также является широкое развитие вулканических и интрузивных пород, связанных с проявлением пермо-триасового траппового магматизма [5, 11]. Поля развития этих пород занимают от 60 до 80% перспективных территорий. Входя в состав перекрывающего комплекса, они вступают в сложные взаимоотношения с отложениями верхнего и нижнего палеозоя, нередко бронируя и интрузируя их, что играет весьма негативную роль при палеогеологических реконструкциях позднепалеозойского седиментогенеза и усложняет прове-

дение поисковых работ, направленных на выявление новых коренных и россыпных месторождений алмаза. Все это вызывает необходимость специализированного изучения базитовых образований с целью создания унифицированной схемы их развития, определения морфологических особенностей и установления взаимосвязи с конкретными структурными и морфоструктурными элементами вмещающих осадочных пород. Важная задача при этом заключается в оценке роли траппового магматизма в системе палеогеологических прогнозных факторов погребенной россыпной и коренной алмазоносности.

Методика. Исследования, выполненные в пределах характеризуемого региона, и в первую очередь на территориях развития трапповых образований, позволили авторам разработать основные методические приемы проведения специализированного фациально-формационного анализа, направленного на решение здесь прогнозных задач при ведении алмазопроисловых работ [4, 6]. Комплекс этих приемов включает дистанционные методы, в т.ч. дешифрирование аэро- и космоснимков, морфоструктурный анализ рельефа современной поверхности, анализ гравимагнитных полей. Уже на этом этапе использование перечисленных методов дает возможность проводить предварительное районирование территории с выделением крупных палеовулканоструктур или их сближенных групп. По геологическим картам наме-

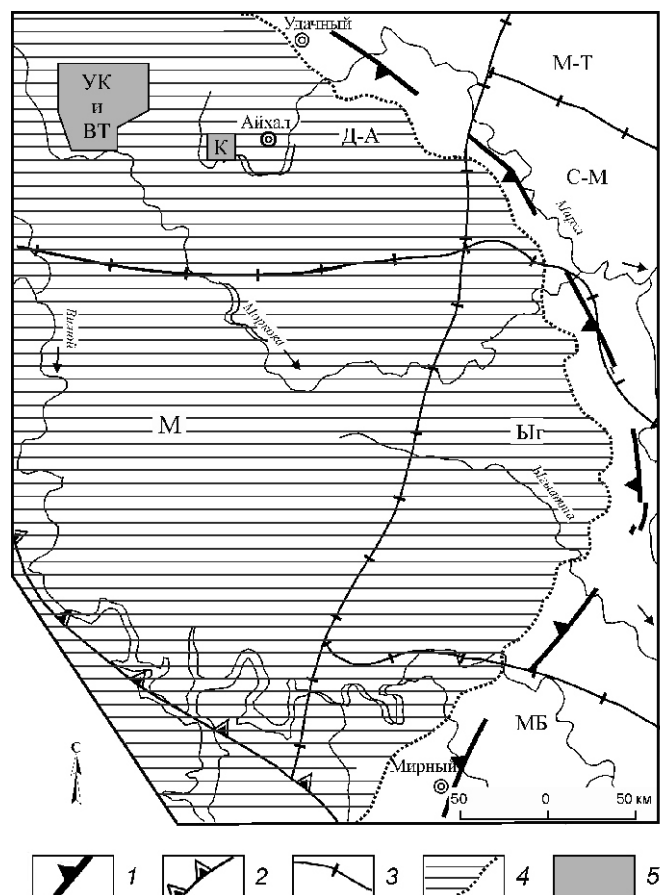


Рис. 1. Схема исследованной территории:

границы: 1 — Тунгусской синеклизы, 2 — Якутской алмазоносной провинции, 3 — алмазоносных районов (Д-А — Далдыно-Алакитский; М — Моркокинский; М-Т — Муно-Тюнгский; С-М — Среднемархинский; Бг — Ыгыаттинский; МБ — Малоботуобинский); 4 — область распространения интрузивных и вулканических пород Тунгусской синеклизы (Восточно-Тунгусский вулканический пояс); 5 — участки расположения вулканоструктур: УК — Улахан-Кюельская, ВТ — Верхнетасейская, К — Конекская

чаются обобщенные структурные и гидрографические границы палеовулканоструктур. В основу проведения этих границ ложится постулат того, что смежные вулканоструктуры разделяются бестрапповыми коридорами, сложенными в основном терригенными верхнепалеозойскими породами. При значительном эрозионном врезе в таких коридорах обнажаются терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. По этим же коридорам закладывается и развивается практически вся современная гидросеть. Создание объемной модели рельефа позволяет также контрастно выделять важные элементы строения палеовулканоструктур: крупные эпицентральные куполы-горсты, валообразные массивы, отдельные изометричные купола и наиболее возвышенные локальные структуры, потенциально относящиеся к некам эро-

дированных вулканических построек. Генетическая природа выделенных элементов определяется с помощью наложения на объемную модель рельефа геологической карты, а также карт магнитного и гравитационного полей. При этом уточняются, как общие границы палеовулканоструктур, так и определяются многие детали их внутреннего строения.

Данные процедуры в методике исследований являются обязательными для всех выделяемых базитовых палеовулканоструктур. На площадях с низкой плотностью скважин или с их полным отсутствием — они единственная возможность проводить районирование и намечать проявленность структурных и морфо-структурных факторов прогноза алмазоносности через формы их отображения в особенностях строения палеовулканоструктур.

Результаты исследований. По данным проведенного районирования на изученной территории алмазоносных районов выявлено более 100 палеовулканических структур. Типовые модели отдельных из них, в частности Улахан-Кюельская и Верхнетасейская для Аллара-Делингдинского прогнозируемого поля, а также Конекская для юго-восточной части Алакит-Мархинского кимберлитового поля, приведены на рис. 2. Картируемые палеовулканоструктуры имеют размеры до 60 км, довольно сложное строение и морфологию, обусловленные как многофазностью и продолжительностью вулканической деятельности, так и наложением более поздних эрозионных процессов, уничтоживших значительный объем продуктов извержений. В составе многих палеовулканоструктур выделяются отдельные вулканические эпицентры, отождествляемые с основными и сателлитными моновулканами, которые нередко имеют в плане цепочный характер распределения, связанный с линейным внедрением базитового расплава в подводящих зонах.

Внешние границы палеовулканоструктур сильно изрезаны и повсеместно их очертания прихотливые, заливообразные, обусловленные радиальными и секторальными направлениями движения магматических расплавов от центральных частей структур к их периферии. Центральные части палеовулканоструктур представлены купологорстами, сложенными крупными интрузивными массивами, образующими инъективные поднятия прорываемых ниже- и верхнепалеозойских отложений. Окаймляющие купологорсты поля развития туфогенных образований содержат прослои продуктов эффузивной деятельности и имеют выраженную зональность, заключающуюся в уменьшении размеров и количества эндогенного материала от эпицентров структур к их краевым частям. Туфогенная толща повсеместно «подстилается» интрузивными долеритами более позднего этапа становления палеовулканоструктур. Период формирования палеовулканоструктур занимал значительный промежуток времени, о чем свидетельствует и

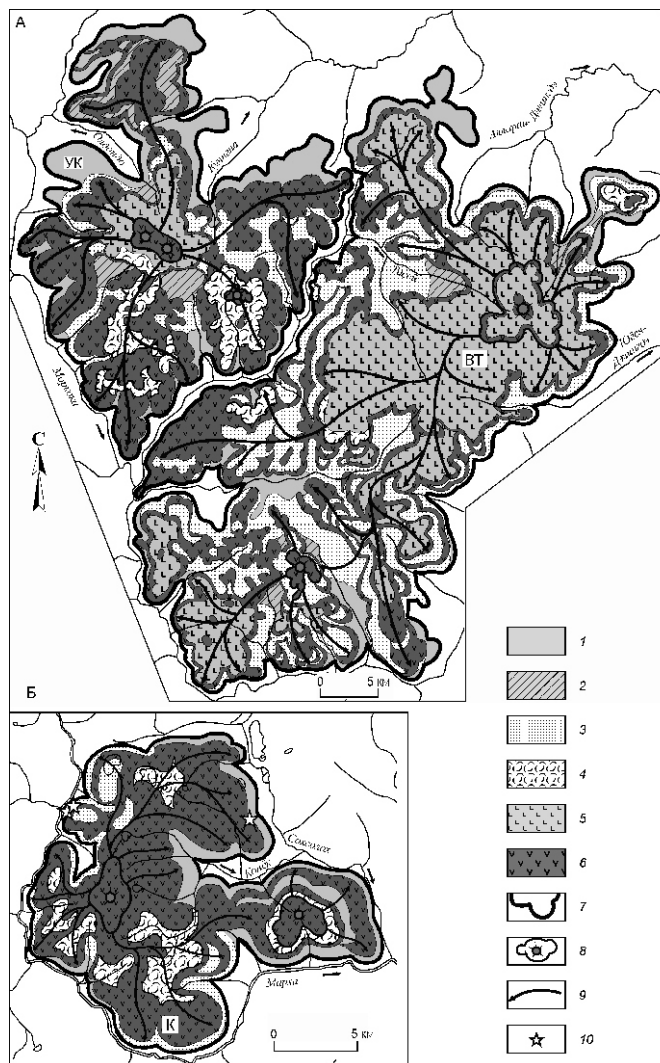


Рис. 2. Модели палеовулканоструктур на востоке Тунгусской синеклизы (Далдыно-Алакитский район):

А — вулканоструктуры Аллара-Делингдинского прогнозируемого поля (УК — Улахан-Кюельская, ВТ — Верхнетасейская); Б — Алакит-Мархинского поля (К — Конекская); 1 — отложения нижнего палеозоя; 2 — инъективные блоки пород нижнего палеозоя; 3 — терригенные осадки пермо-карбона; 4 — туфы; 5 — базальты; 6 — интрузии долеритов; 7 — внешние границы и 8 — вулканические постройки эпицентров палеовулканоструктур; 9 — направления движения магматических расплавов; 10 — кимберлитовые трубки

разная полярность намагничивания их интрузивных фаз. Всего в строении данных структур принимают участие три основные фазы: 1) explosивно-эффузивная; 2) и 3) — интрузивные.

Вулканические проявления первой фазы привели к формированию туфовой толщи, образовавшейся за счет выбросов большого количества пирокластического материала. Энергетически мощные выбросы способствовали переносу мелкообломочных и пеп-

ловых продуктов explosивных извержений на значительные расстояния. Туфовая толща формировалась в течение длительного промежутка времени, часто с перерывами, сопровождающимися размывом и переотложением продуктов извержений, а также смешением вулканических продуктов из смежных аппаратов. Доказательством этого служит наличие прослоев и линз туффитов среди крупнообломочных туфобрекчий и агломератовых туфов. В эпицентрах палеовулканоструктур в разрезе туфогенных образований преобладают базальтовые туфы размерностью обломочного материала от 0,3 мм до 40 см. При этом обломочный материал здесь состоит преимущественно из эндогенных пород (до 70—85%), ксенолиты составляют в среднем 5—20%, а цементирующая масса до 10%. Эндогенные обломки представлены миндалекаменными базальтами, рогульками стекла, а также кристаллами и кристаллокластами плагиоклаза и клинопироксена [8]. При удалении от эпицентров палеовулканоструктур уменьшаются размеры и количество эндогенных обломков. Туфогенный разрез представлен в основном мелкообломочными и пепловыми туфами с большим количеством прослоев туфопесчаников и туфоалевролитов. Поля развития туфогенных образований широко распространены преимущественно в пониженных частях «траппового» рельефа, где они сохранились от более позднего размыва.

Продукты лавовых извержений установлены лишь для отдельных палеовулканоструктур, которые в основном расположены во внутренней зоне Восточно-Тунгусского вулканического пояса. В других они слагали верхнюю часть вулканических аппаратов, перекрывая explosивные образования, а затем были уничтожены более поздними эрозионными процессами. Среди базальтов и витробазальтов покровных образований часто фиксируются их палагонитизированные разности, что свидетельствует о существовании субаквальных обстановок на пути движения лавовых потоков, очевидно, в виде кратерных озер и других межкратерных водоемов.

Вторая фаза связана с базитовой магмой, внедрившейся по контакту туфогенных образований и отложений раннего, а в краевых частях палеовулканоструктур — позднего палеозоя. Морфология их тел относительно простая. В плане они плащеобразной формы с изрезанными, извилистыми краями, осложненными наложением последующих эрозионных процессов. Подошва тел слабоволнистая и зачастую повторяет форму рельефа карбонатного цоколя. Иногда интрузии проникают по границам раздела коры выветривания и неизмененных пород нижнего палеозоя в виде маломощных инъекций и пологосекущих апофиз.

Внедрение интрузий второй фазы происходило после образования туфовой толщи, о чем свидетельствуют активные, горячие контакты с ней, а также

инъекции, дайкообразные ответвления и маломощные апофизы среди туфогенных образований. Нередко воздействие долеритов в зоне контакта приводит к появлению переходных разновидностей базальтоидов, так называемых «черных» туфов, имеющих автобрекчированное строение. В краевых частях палеовулканоструктур, где интрузии второй фазы внедряются в верхнепалеозойские отложения, характер их контактов часто изменяется от пологосекущего (10—15°) до крутовоздымающегося (45—60°). При этом интрузии часто образуют апофизы и распадаются на несколько тел.

К проявлениям третьей, завершающей стадии становления вулканоструктур относятся магматические образования, представленные маломощными субпластовыми телами долеритов, которые отходят (выжимаются) из нижних частей крупных валообразных массивов. В модельных построениях формирование этих тел обусловлено тем, что захороненная и еще не остывшая внутри массивов остаточная жидкость была вытеснена из камер за счет их подпитки более поздними порциями расплава, пришедшими из зон подводящих каналов эпицентральных областей палеовулканоструктур.

Пластовые интрузии третьей фазы, связанные с «питающими» их крупными валообразными массивами, представляют собой пологие и пологосекущие тела. Средняя мощность этих интрузий составляет 15—50 м. В плане они имеют неправильную форму с извилистыми контурами, характер которых обусловлен резким сокращением количества магматического расплава в краевых частях. Нередко данные интрузии залегают на породах карбонатного цоколя, часто внедряясь в него, поднимая и перемещая по латерали целые блоки, мощностью от 1 до 40 м. Наличие ослабленных зон и плоскостей раздела различных литологических типов пород приводит к субгоризонтальному внедрению магматического расплава. В краевых частях этих интрузий также наблюдаются частые апофизы и расщепление на маломощные (1—5 м) субпараллельные тела с изменением характера их залегания от пологого, пологосекущего до секущего, а в отдельных случаях и крутовоздымающегося, что приводит к появлению дайкообразных апофизов.

Анализ характера распределения мощностей интрузивных тел палеовулканоструктур, проведенный на разбуренных площадях, позволил выявить определенные закономерности, связанные как с их внутренним строением, так и с условиями формирования. Как правило, эти площади относятся к категории перспективных с установленными находками кимберлитовых минералов, в т.ч. и алмазов. Ведущую роль при обработке информации на данных площадях играет построение в пределах каждой выделенной палеовулканоструктуры карты изопакит интрузивных массивов. В настоящее время, опираясь на опыт этих построений в пределах многочисленных полигонов

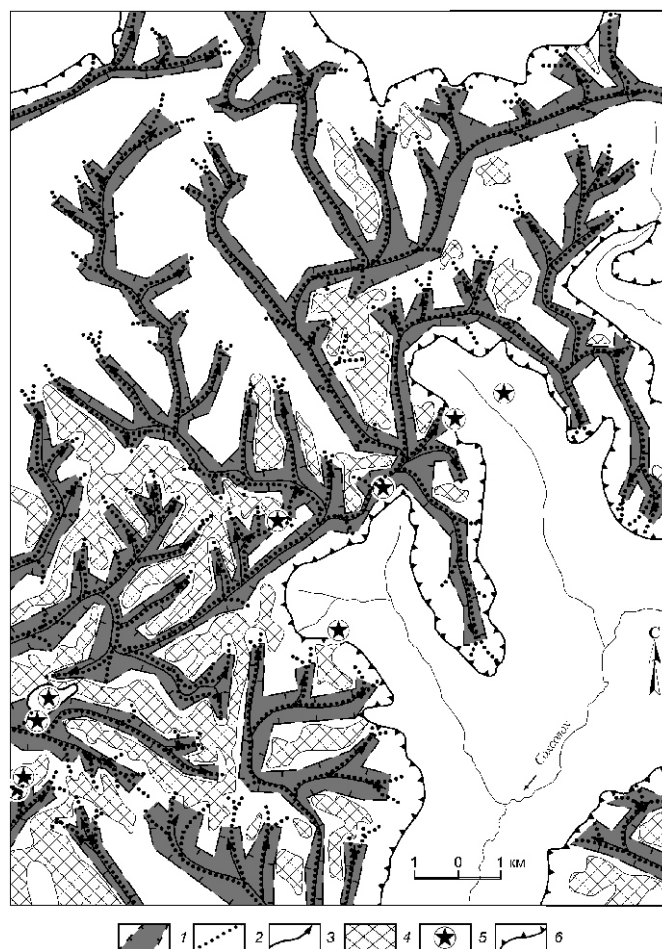


Рис. 3. Схема проявления структурно-тектонических и структурно-морфологических факторов локального прогнозирования (центральная часть Алакит-Мархинского кимберлитового поля):

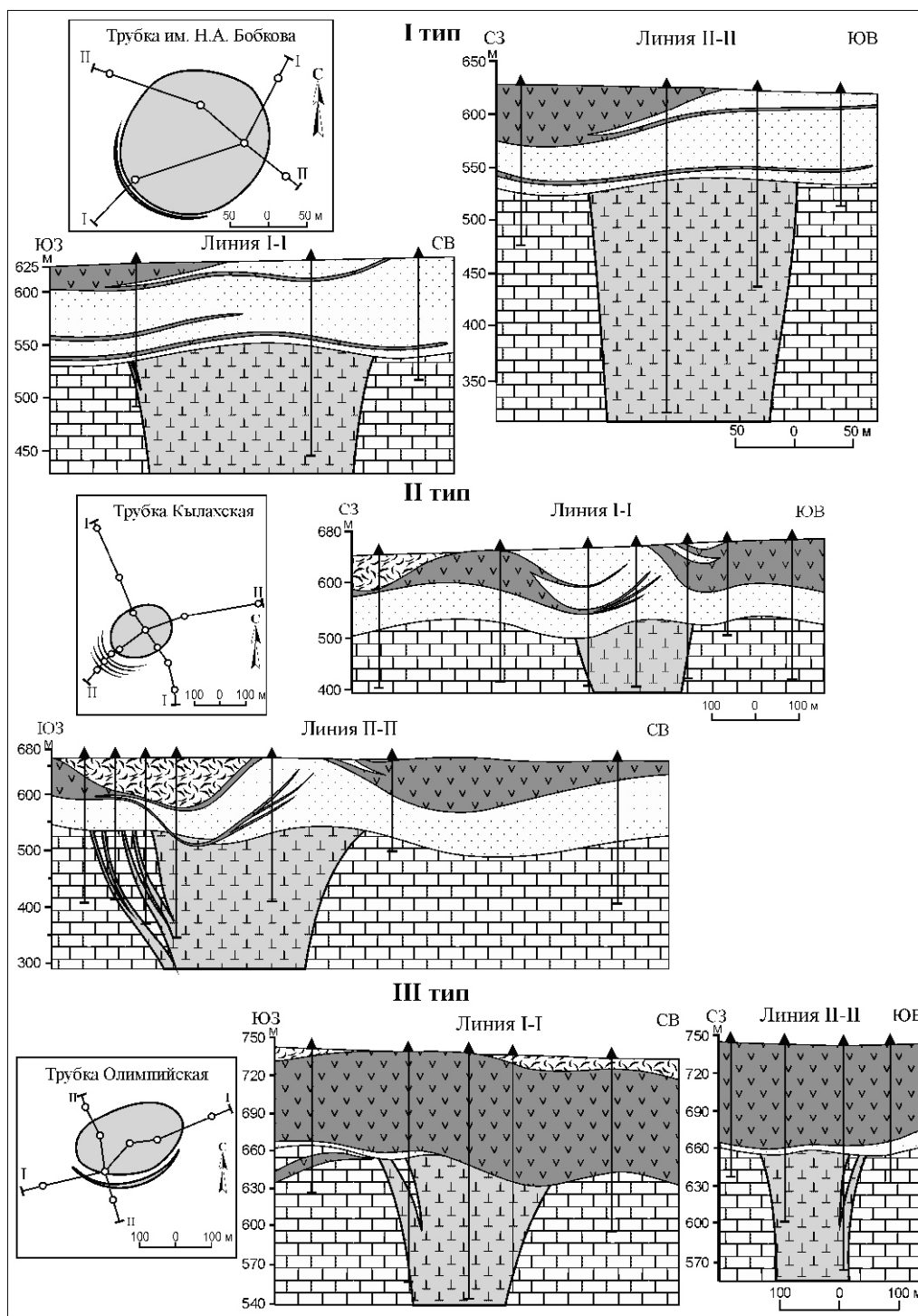
1 — тектонические грабены в разрезе кимберлитовмещающих образований; 2 — тальвеги верхнепалеозойской гидросети; 3 — направления движения магматического расплава вдоль осевых линий валообразных интрузий; 4 — участки резкого сокращения и выклинивания трапповых интрузий; 5 — кимберлитовые трубки; 6 — граница открытого карбонатного поля

(участков) с различной плотностью скважин, можно констатировать, что распределение основных объемов интрузивного комплекса рассматриваемых структур имеет четко выраженный, закономерный характер. Так, максимальные мощности интрузивных массивов каждой из таких структур всегда приурочены к эпицентральному куполо-горстам, также характеризующимся наиболее возвышенными отметками современного рельефа. От эпицентров палеовулканоструктур в радиальном, а чаще в секторальном направлениях отходят крупные валообразные массивы с повышенной мощностью, которая плавно уменьшается вдоль их длинной оси от эпицентров

вулканоструктур к периферии. В поперечном сечении мощность этих массивов уменьшается более контрастно. При изучении характера площадного распределения мощностей интрузивного комплекса с учетом погребенного рельефа карбонатного цоколя было установлено, что практически все оси валообразных интрузивных массивов ориентированы вдоль тальвегов верхнепалеозойской гидросети. При этом отмечено, что векторы движения магматических расплавов, овеществленных в этих валообразных массивах, всегда направлены вверх по долинам палеоводотоков [10]. Этот вывод, подтвержденный на многих детально разбуренных полигонах восточного борта

Тунгусской синеклизы, является весьма актуальным при определении путей миграции кимберлитовых минералов и прогнозировании погребенных россыпей алмазов, связанных с древними водотоками.

Сопоставление карт погребенного рельефа, изопакит интрузивного комплекса, а также структурных планов кимберлитовмещающих образований в пределах Алакит-Мархинского поля показало их весьма устойчивую совместимость (рис. 3). Так, было установлено, что практически все палеодолины закладываются и унаследовано развиваются в пределах линейных грабенообразных депрессий, выделяемых в структуре нижнепалеозойских образований. Про-



гностическое значение этих грабенов определяется тем, что на территориях кимберлитовых полей Якутской провинции к ним приурочены практически все кимберлитовые трубки [9, 12]. Особо следует подчеркнуть, что тесные пространственные взаимосвязи

кимберлитовых тел и тектонических грабенов были ранее отмечены, как для площади Мирнинского, так и для Алаakit-Мархинского полей в работах [1, 2, 3 и др.]. Таким образом, выделение и трассирование подобных грабенов через формы их отражения в доли-

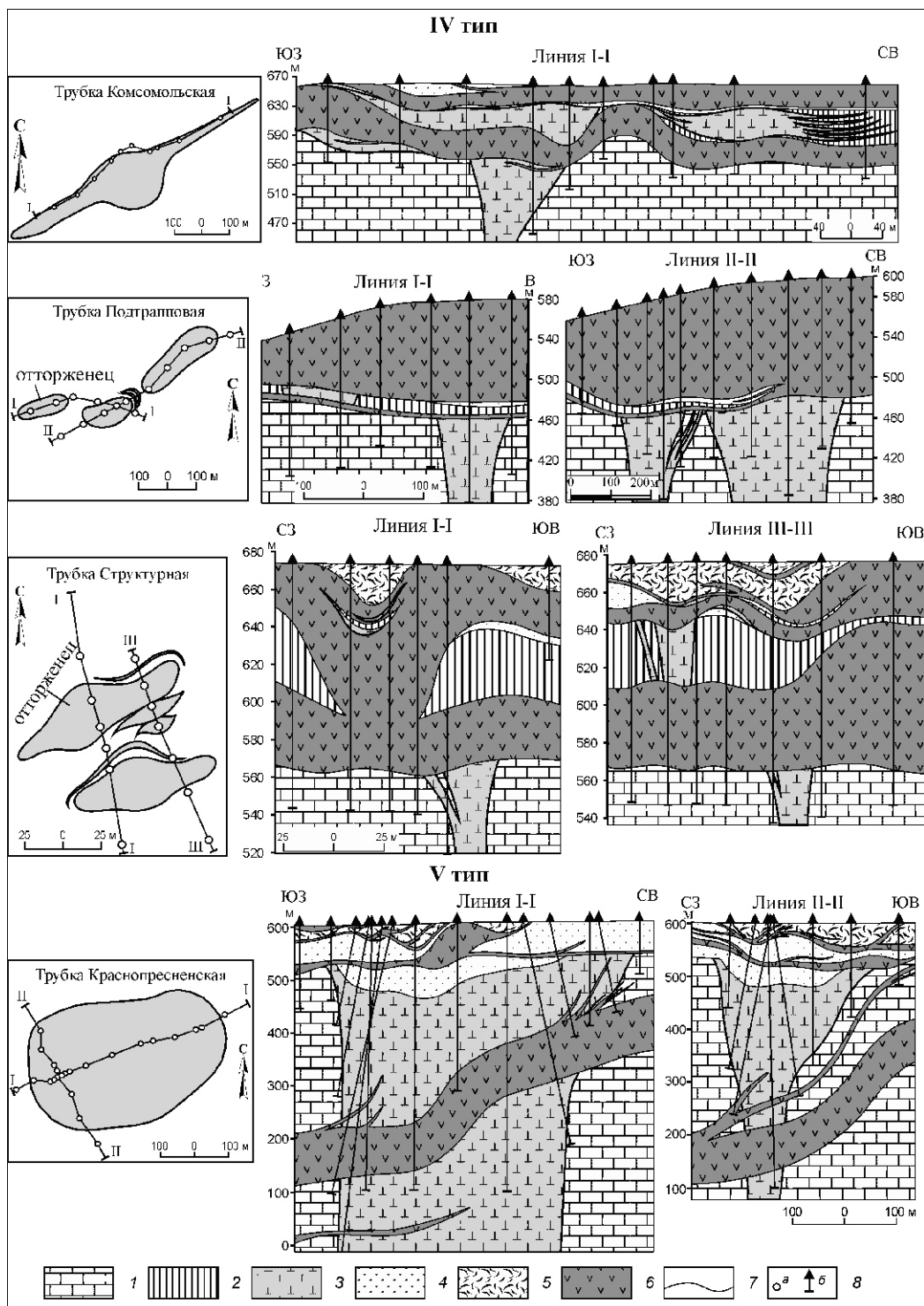


Рис. 4. Характер взаимодействия интрузивных пород базитового комплекса палеовулканоструктур и кимберлитов в моделях I—V типов:

1 — терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя; *2* — латерально перемещенные блоки пород нижнего палеозоя; *3* — кимберлитовые тела; *4* — терригенные осадки пермо-карбона; *5* — туфы; *6* — долериты; *7* — геологические границы; *8* — скважины: *a* — в плане, *b* — на разрезе

нах древней гидросети, а соответственно и в осевых линиях валлообразных массивов палеовулканоструктур, которые также характеризуются повышенными значениями гравимагнитных полей, имеет большое значение при прогнозе уже самих коренных месторождений алмазов.

Другим важнейшим элементом прогнозных построений на алмазы в пределах площадей, перекрытых породами трапповой формации, является анализ проявленности косвенных магматических предпосылок. По сути, эти предпосылки представляют собой локальные прогнозно-поисковые модели, обусловленные различным характером поведения базитового расплава интрузивных фаз палеовулканоструктур в над- и околотрубочном пространстве кимберлитовых диатрем. Эталонным объектом исследований для создания образов подобных моделей рассматриваемого региона всегда служили тела закрытого Алакит-Мархинского кимберлитового поля, расположенного в юго-западной части Далдыно-Алакитского алмазодносного района [7, 13, 14]. Выполненные авторские построения, а также обобщение имеющегося материала, позволяют объединить все известные в настоящее время модели околотрубочных пространств в пять основных типов.

Тип I данных моделей включает обстановки, когда на современном уровне эрозионного среза картируется лишь частичное перекрытие кимберлитовых тел интрузиями долеритов (рис. 4). Пространственно, подобные разрезы широко развиты по периферии и вдоль границ палеовулканоструктур, которые проводятся по контуру распространения интрузивных тел. При более значительном эрозионном врезе и размыве интрузий в долинах мезозойско-кайнозойской гидросети нередко происходит частичное или полное обнажение самих кимберлитовых трубок, что делает их весьма доступными поисковыми объектами. Подобные ситуации привели к открытию в середине XX в. таких известных коренных месторождений алмазов, как трубки Сытыканская и Айхал. Другими примерами подобных типовых моделей в пределах рассматриваемого поля являются трубки: Молодость, Юность, Кира, им.Н.А.Бобкова, Кисмет, Радиоволновая, Байтахская, 30 лет Айхалу, Южная.

К *типу II* прогнозно-поисковых моделей отнесены ситуации, когда над трубочными телами кимберлитов в сплошном поле развития интрузивного каркаса палеовулканоструктур появляются своеобразные положительные структуры типа «куполов» и «арочных тоннелей». При повышенном уровне эрозионного среза над этими структурами образуются соответственно бестрапповые «окна» и «коридоры» (см. рис. 4). Иллюстрациями подобных моделей на площади Алакит-Мархинского кимберлитового поля служат такие трубки как им.Г.Х.Файнштейна, ЦНИГРИ, Кыллахская, Восток, им.В.Н.Щукина, Юбилейная и др.

Формирование прогнозно-поисковых моделей I и II типов связано с тем, что внедряющийся в верхнепалеозойские отложения базитовый расплав в краевых частях палеовулканоструктур весьма чутко реагирует на все неоднородности кимберлитовмещающего цоколя [10]. Подходя к положительным формам и микроформам нижнепалеозойского рельефа, в т.ч. и к тем, которые созданы самими кимберлитовыми телами, он поднимается на более высокие гипсометрические уровни и расщепляется на отдельные апофизы. Именно этот подъем плоскости внедрения и создает при остывании купольные и тоннельно-арочные структуры, наиболее отчетливо выраженные в возвышенном положении подошвы интрузивных тел.

Тип III моделей объединяет структурно-магматические особенности строения околотрубочных пространств, обусловленные полным бронированием кимберлитовых тел интрузиями долеритов и туфолововыми образованиями (см. рис. 4). Суммарные мощности перекрывающих базитов при этом нередко составляют 60—150 м. Подобные геологические разрезы картируются в основном в центральных частях палеовулканоструктур. Именно на этих площадях широко распространены валлообразные интрузивные массивы, приуроченные к долинам верхнепалеозойских водотоков, заложение которых происходило в пределах линейных грабенообразных структур, в т.ч. и кимберлитовмещающих. Базитовый расплав, сформировавший валлообразные массивы, обладал повышенным интрузирующим потенциалом. При подходе к околотрубочным пространствам он не только почти полностью вытеснял верхнепалеозойские осадки, но и нередко срезал верхние части кимберлитовых трубок. Модели типа III установлены над трубками: Олимпийская, Заря, им.В.С.Соболева, Надежда, Победа, им.М.М.Одинцова, Амакинская.

Тип IV моделей связан с появлением в составе интрузивного комплекса вулканоструктур тел, обусловленных кристаллизационной эволюцией крупных массивов с выжимками из них более поздних порций расплава, формирующих маломощные субпластовые апофизы относимые к третьей (завершающей) стадии становления палеовулканоструктур. В вертикальном разрезе интрузивного комплекса они занимают самое низкое гипсометрическое положение, внедряясь вблизи границы верхнего и нижнего палеозоя. Несмотря на то, что магматический расплав, который образовывал эти маломощные тела, по объему был невелик, он обладал несоизмеримо высоким интрузирующим потенциалом. Именно эти тела создают в околотрубочных пространствах наиболее контрастные изменения. Они часто отрывают и перемещают по латерали блоки нижнепалеозойских пород и интрузируют многие трубки, приводя к появлению так называемых «кимберлитовых отторженцев» (см. рис. 4). Примерами подобных модельных ситуаций на площади Алакит-Мархинского поля являются окружающие пространства трубок:

Чукукская, Юбилейная, Салют, Структурная, Комсомольская, Подтрапповая. Кроме того интродуирование поздними порциями базитового расплава верхних частей кимберлитов в виде маломощных инъекций и апофиз отмечено в трубках им.Г.Х.Файнштейна, им.М.М.Одинцова, им.В.Н.Щукина, им.В.С.Соболева, которые в целом отнесены к I—III типам рассмотренных моделей.

Tun V прогнозно-поисковых моделей представляет ситуации, где кимберлитовые трубки пересекаются мощными (100—120 м) полого- и крутвосстающими интрузиями с многочисленными дайкообразными апофизами, которые в совокупности представляют собой подводящие каналы базитовых вулканоструктур. Самым известным подобным примером взаимоотношений среднепалеозойских кимберлитов и мезозойских базитов является трубка Краснопресненская (см. рис. 4). При этом следует отметить, что кроме рассечения интрузиями долеритов самой трубки, здесь отмечаются и мощные зоны интенсивного скарнирования кимберлитов. Их появление обусловлено воздействием высокотемпературных газожидкостных флюидов и эманаций, развитие которых характерно для зон подводящих каналов в эпицентральных областях палеовулканоструктур. Выполненные построения, на основании которых проведена типизация локальных прогнозно-поисковых моделей, отражают практически все ситуации воздействия кимберлитов и интрузивного комплекса палеовулканоструктур. Использование данных моделей — весьма актуально для выделения кимберлитоперспективных участков при оценке площадей алмазоносных районов, где широко проявлен базитовый вулканизм.

В заключение следует подчеркнуть, что проведенные исследования, основанные на фациально-формационном анализе базитовых образований, позволили выполнить районирование и выделить на обширной территории восточного борта Тунгусской синеклизы значительное количество вулканических структур, а также создать пространственно-объемные модели их становления и эволюции. Изучение характера поведения базитового расплава при его движении от эпицентров палеовулканоструктур к их периферии дало возможность установить наиболее значимые формы отражения морфоструктурных и структурных прогнозных факторов россыпной и коренной алмазности. Данные формы отражения, овеященные в отдельных элементах строения палеовулканоструктур, таких, как закономерное размещение валлообразных интрузивных массивов в пределах палеодолин и кимберлитоконтролирующих грабенных, а также локальные структуры, обусловленные характерным поведением интрузий в околотрубочных пространствах, могут быть широко использованы при прогнозировании новых коренных и россыпных источников алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. — М.: Недра, 1985.
2. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и Мира (основы прогнозирования). — М.: Геоинформмарк, 2000.
3. Варламов В.А. Структуры кимберлитовых полей как разновидность вулканических построек центрального типа // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 237. — М., 1989. С. 16—25.
4. Евстратов А.А., Коробков И.Г., Новопашин А.В. Фациально-формационный анализ базитовых образований на востоке Тунгусской синеклизы // Тезисы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика: проблемы современного и древнего вулканизма» / Под ред. Е.И.Гордеева. — Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 125—128.
5. Коробков И.Г. Палеовулканические структуры Ахтарандинской зоны разломов // Всесоюз. совещ. «Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения» // Тезисы докл. — Якутск, 1989. С. 22—23.
6. Коробков И.Г. Структурно-формационный анализ базитовых образований как основа картирования вулканоструктур // VI Восточно-Сибирское петрограф. совещание «Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геологической картографии» // Тезисы докл. — Иркутск, 1997. С. 77—78.
7. Коробков И.Г. Тектонические элементы модели локального кимберлитоперспективного участка // Междунар. науч.-практич. конференция «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений» // Тезисы докл. — Симферополь—Судак, 1999. С. 189—192.
8. Коробков И.Г. Геолого-петрологическая модель палеовулканических структур восточного борта Тунгусской синеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения / Под ред. Н.Н.Зинчука. — Воронеж, 2001. С. 73—79.
9. Коробков И.Г. Монография «Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы». — С-Пб, 2006.
10. Коробков И.Г., Борис Е.И., Бондарев Н.Г. Использование морфоструктурных особенностей палеорельефа и интрузий базитов при прогнозировании кимберлитов (Западная Якутия) // VI Восточно-Сибирское петрографическое совещание «Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геол. картографии» // Тезисы докл. — Иркутск, 1997. С. 91—92.
11. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы // Наука и образование. 2010. № 2(58). С. 16—20.
12. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Коробкова А.И. Структурно-тектоническое строение Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Вестник С-Пб университета. 2010. Сер. 7. Вып. 4. С. 47—57.
13. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С. Методическое пособие. Алмазопрогностика. — Иркутск, 2002.
14. Файнштейн Г.Х., Бессолицын А.Е., Белов Е.Н. и др. Методические рекомендации по палеогеологическим методам прогнозирования и поискам погребенных месторождений алмазов на Сибирской платформе. — Иркутск, 1985.

Характеристика цикличности: терминология, ход развития процесса, триггерная роль астрономического возбуждения земного отклика

В.Ф.САЛТЫКОВ (Саратовский государственный университет (СГУ); 410012, г.Саратов ул.Астраханская, д.83)

Систематизация сведений, касающихся цикличности образования породных комплексов, показывает нежелательность смешения понятий в аксиоматике. Целесообразно использовать унифицированные термины, относящиеся к различным категориям: цикл как процесс, ритм как его структура, период как время его существования, циклит как возникший продукт. Различаются понятия стадийность и цикличность. Стадийность отражает сравнительно симметричный последовательный ряд событий, между которыми намечаются относительно постепенные переходы, возникающие за счет действия внутренних связей в системе. Цикличность характеризует примерно такой же последовательный ряд событий, но располагающихся асимметрично: их начальные части (до 80% всего объема) накапливаются довольно медленно и постепенно, а конечные проходят через точку бифуркации, когда резко изменяются темп, амплитуда и направление процесса. Показано, что для объяснения происхождения цикличности неправомерно использовать инсоляционную теорию палеоклимата М.Миланковича, когда существуют новые более убедительные и надежные материалы. Они также свидетельствуют об ограничении временного диапазона применения до 10 млн.лет. В более древние эпохи фиксируются многочисленные и не до конца разрешенные неопределенности.

Ключевые слова: термины цикличности, точка бифуркации, ограниченный временной предел применимости.

Салтыков Валерий Федорович, dekanat@geol.sgu.ru

Cyclicity characteristics: terminology, the course of the process development, the trigger role of the astronomical excitation of the earth's response

V.F.SALTYKOV

Systematization of the data relevant to cyclicity of the rock complex generation points to undesirability of notion confusion in axiomatics. It is rational to use unified terms pertinent to various categories: a cycle as a process, rhythm as its structure, period as the time of its existence, cyclite as the emergent product. The notions of «staging» and «cyclicity» differ. The former term represents a relatively symmetrical sequential series of events with relatively gradual transitions between them. Those originate at the expense of interior relations acting within the system. Cyclicity is characterized by approximately similar, though asymmetrical sequential series of events: their initial parts (up to 80% of the entire amount) accumulate fairly slowly and gradually, while the final ones pass the point of bifurcation, when the process rate, amplitude and direction change abruptly. M.Milankovich's paleoclimate insolation theory is shown to be inadequate as the one accounting for cyclicity origination; more convincing and reliable new data is available. This data may also be applied but within a limited time range up to 10 million years. Numerous incompletely resolved uncertainties are recorded in more ancient epochs.

Key words: the terms of the cyclicity, the point of bifurcation, a limited time range.

Принятие идеи о Земле как открытой системе все больше проникает в геологию. Это означает, что земные геологические процессы находятся под влиянием внешних астрономических факторов, действующих на глобальном уровне. Отсюда возникает проблема перехода от относительного датирования геологических событий, в т.ч. и породных комплексов, к установлению временных рубежей, выведенных на основе периодичностей флюктуаций астрономического ранга. Это явление особенно актуально для новейшего этапа истории, имеющего соответствующую теоретическую и фактологическую базу.

Циклическое развитие седиментационных процессов давно уже стало мировоззрением геологов. Собственно сама хроностратиграфическая шкала отражает этапность эволюции органического мира, совмещенная с другими крупными событиями и прежде всего тектонического плана. При этом наблюдается их четко выраженная повторяемость, несмотря на необратимый ход развития Земли. Поэтому для описания цикличности привлекаются многочисленные сведения. Нередко вычленяется значимость одного или нескольких факторов вместо рассмотрения их совокупности, при этом зачастую не различаются те

из них, которые инициируют земные процессы, и те, которые являются откликами на внешние возмущения. Недостаточное применение системного анализа с обоснованием причинно-следственных связей между различными явлениями приводит к ошибкам при интерпретации фактических данных, что особенно характерно для стратиграфических исследований.

За последние 20 лет изучению циклогенеза посвящено много публикаций и их число растет. Одновременно выяснилось смешение понятий, относящихся к различным категориям, что создает определенную терминологическую путаницу и приводит к недостаточному пониманию между исследователями, а отсюда и к различным трактовкам значимости одних и тех же событий. При этом далеко не всегда принимаются во внимание закономерности нелинейной динамики. И.Пригожин и И.Стенгерс [18, 19] отмечали, что реальный мир управляется не детерминистическими законами, равно как и не абсолютными случайностями. Периодические движения сигнала — не правило, а скорее исключение, и строгая периодичность проявляется только при отсутствии возмущений. Поэтому правильнее говорить о проявлении квазипериодичности. Для реального мира свойственны множественность, темпоральность и сложность.

При становлении изотопной стратиграфии новейших отложений и при изучении цикличности применялось математическое моделирование и при этом использовались установленные периодичности вариаций элементов земной орбиты. Данное теоретическое положение является основой при создании хроностратиграфического каркаса для расположения климатических событий и породных комплексов. Общая концепция непрерывно модернизировалась с привлечением новых измеряемых параметров, и такой процесс нельзя признать законченным, так как не в полной мере получается совпадение модельных результатов с природными явлениями. В этом отношении очень показательно замечание А.Б.Вистелиуса о том, что модель должна быть проверяемой: «...без действительно глубокой и содержательной аксиоматики математические операции с данными наблюдений весьма ограничены, на одном, скажем, статистическом расчете новое открытие не может возникнуть» [9, с. 83]. Если отсутствует совпадение модели с наблюдательными данными, то аксиоматика неверна. С.П.Капица с коллегами подчеркивали: «Эйфория по поводу возможностей современных компьютеров, вычислительного эксперимента, сменилась пониманием ограниченности возможностей получить ответы с помощью компьютеров и своих способностей задавать принципиальные вопросы...Когда нам стало ясно, что прямая имитация многих процессов попросту невозможна, то возникла потребность в новых понятиях и концепциях» [13, с. 60].

Если в отношении стратегии изотопных исследований эти общие теоретические положения в целом вы-

держивались, то при применении нового научного направления — цикличности существуют многочисленные интерпретации, к тому же данный вопрос достаточно сложный и не до конца решенный. Много здесь связано с принятыми понятиями. Принятие обоснованной понятийной базы (аксиоматики) и на ее основе выделение терминов как устойчивых словосочетаний, обозначающих предмет, являются определяющими моментами правильного хода проведения исследований. Это относится как к методологии изотопной стратиграфии новейших отложений, которая в той или иной степени излагается в ряде публикаций, так и особенно в отношении явления цикличности.

Аксиоматика и ход развития цикличности с позиций нелинейной динамики. Несмотря на полувековую историю изучения цикличности, до сих пор присутствует смешение понятий. С.И.Романовский писал: «В конечном счете, дело не в том, существуют или не существуют различия между понятиями *цикл* и *ритм* (их с равным успехом можно видеть или не замечать), а в том, в каком смысле эти понятия используются в каждой конкретной задаче и соответствует ли придаваемому этим понятиям смыслу интерпретация полученных результатов ритмолитологического анализа» [21, с. 344]. В более поздней работе этот исследователь отмечал, что различия часто носят лингвистический характер. Внешние причины смогут считаться определяющими только тогда, когда доказано их непосредственное воздействие на седиментогенез, а не опосредованно через другие факторы, и необходимо учитывать продолжительность явления: чем более длительным оказывается период, тем он менее достоверен и менее устойчив, а также важен учет местных особенностей среды [22].

С таким подходом не согласен Ю.Н.Карогодин, который считает, что «...построить правильную систему терминов можно только, построив систему понятий...» [14, с. 41]. Смешение понятий *процесс*, *продукт процесса*, *структура процесса (ритм)* и *период* как время существования данного процесса и образования соответствующего продукта искажает суть исследования и создает значительную терминологическую путаницу. Основное свойство понятия *цикл* — динамика, наличие движения, развитие во времени и не обязательно по кругу, а скорее по спирали, что свойственно поступательному ходу этого развития, так как учитывает фактор времени. В.Т.Фролов, обсуждая проблему, показал, что применение термина *цикл* предпочтительнее по сравнению с термином *ритм*, «...в соревновании терминов *цикл* и *ритм* победил первый как наиболее универсальный, точный, удобный и не заключающий в себе множественности, повторяемости и какой-либо мерности, что входит в содержание ритма...» [27, с. 26]. Следовательно, различия имеют не только лингвистический смысл, как полагал С.И.Романовский, но и сущностный. К

тому же непонятно, почему надо игнорировать толковый словарь русского языка.

Как подчеркивает Ю.Н.Карогодин, главным правилом построения системы терминов должно быть соблюдение принципа категоричности. Принимая этот принцип, можно привести следующие формулировки, сделанные Ю.Н.Карогодиным, с которыми согласен и автор настоящей статьи. «Цикл — это процесс, смена направленных и связанных во времени и в пространстве явлений, состояний, событий, взятых как целостная совокупность (единое целое)» ...*Ритм* — характеристика свойства процесса, ...организованная мерность..., упорядоченность прежде всего во времени следования. ...Сущность ритма — это упорядоченность во времени любых форм движения и любых динамических процессов» [14, с. 169, 172]. «Повтор — это появление чего-либо дважды во времени и (или) в пространстве, а повторяемость — многократность появления одного и того же события. Период — интервал времени между явлениями, событиями, выраженный в единицах измерения». Наконец, «циклит — комплекс естественных породных тел, характеризующийся направленностью и непрерывностью изменения структуры и вещественных свойств элементов, отражающихся в характере границ между ними, и в двуедином строении» [14, с. 60]. В.Т.Фролов понимал под циклитом парагенез слоев. При этом различал восходящую (прогрессивную) и нисходящую (регрессивную) фазы развития процесса и образования продукта. Симметричные циклиты в геологии наблюдаются относительно редко, что подчеркивает различные скорости протекания процессов. Им же предложены достаточно полные классификации циклов и циклитов, в которых отражены астрономические иницирующие факторы, хотя и без учета их резонанса или сочетания. Именно в таком смысле следует понимать указанные термины.

Цикличность — всеобщее природное явление, проявленное как на Земле, так и в космосе, когда происходит эволюция различных систем. Изучение климатической системы в прошлом и настоящем подтолкнуло развитие в понимании этого феномена, особенно при использовании закономерностей нелинейной динамики. В результате климатическую изменчивость стали представлять как переход системы из одного состояния в другое под влиянием граничных условий и возмущений. Эта проблема еще далека от полного разрешения. Цикличность выявляется в разных средах.

Учитывая именно это обстоятельство и роль цикличности в познании прогноза будущего, в России создана ассоциация «Циклы и прогноз» [5]. Авторы упомянутой статьи в качестве аксиомы принимают положение, согласно которому вариации природных процессов являются суммой детерминированных и случайных составляющих, но их выделение представляется им трудной задачей. Основными источниками (квази)периодических флуктуаций выступают

периоды обращения и вращения системы небесных тел вокруг центров тяжести. Эти процессы оказывают прямое или косвенное воздействие на земные явления. При этом земной отклик в целом запаздывает по отношению к космическому возбуждению.

А.Д.Арманд [2] отмечал, что изменчивость — более общее свойство мира, чем устойчивость. Устойчивые состояния — это ступеньки на лестнице развития. Он различал три типа изменений: пассивную реакцию на внешнее возбуждение, что свойственно системам, лишенным механизмов саморегулирования; функционирование — обмен веществом, энергией, информацией между объектом и средой, но возможна адаптация — приспособление системы к изменяющейся среде; саморазвитие — эволюция системы за счет внутренних связей. В качестве механизмов стабилизации конкретного состояния выступают инерция и различные обратные связи (положительные и отрицательные). Важное значение в цикличности имеет возникновение критического состояния (кризиса, бифуркации) — момент времени, когда система становится неустойчивой и любой даже слабый толчок дает начало новому самопроизвольному процессу распада системы или ее переходу в новое качественное состояние.

Составители работы [3, с. 2], принимая во внимание терминологический разнобой в цикличности, «...пытались убедить авторов унифицировать обработку и представление данных с учетом того, что мы имеем дело с открытыми динамическими системами, стремящимися к упорядоченности и хаотизации, что процессы нестационарны и состоят из трендовых, ритмических, шумовых и импульсных компонент, что одновременно могут существовать несколько доминирующих по амплитуде ритмов, а режимы изменений могут быть различными для разных объектов и разных временных интервалов». Указанные исследователи в целом поддерживают терминологию Ю.Н.Карогодина и В.Т.Фролова. Они считают, что *ритм* — это чередование каких-либо элементов, происходящее в определенной последовательности и данное понятие принимается как во времени, так и в пространстве. *Цикл* — это совокупность процессов, составляющих кругооборот в течение известного промежутка времени, которое измеряется конкретными единицами. *Цикличность* — это неоднократное повторение определенного ряда процессов. По их мнению, цикл может быть последовательностью: зарождение—развитие—апогей—спад—завершение — снова зарождение и т.д. Однако в таком представлении отсутствует кризис развития системы, что является характерной чертой цикличности. Многочисленные статьи, опубликованные в работе [3] отражают именно это свойство цикличности, хотя и не отвергают последовательный ряд событий.

В.Е.Хаин [28] выделял циклы Вилсона длительно-стью около 600 млн.лет, связанные с мантийной кон-

векцией и отражающие образование и распад суперконтинентов; циклы Бертрана продолжительностью порядка 200 млн.лет, обусловленные верхнемантийной конвекцией и совпадающие с закрытием океанов вследствие столкновения микроконтинентов. Подобная периодичность свойственна галактическому году [4] и смене оранжерейно-термогалинного и психроферно-ледникового климатических режимов [11]; циклы Штилле (порядка 30 млн.лет), связанные с конвекцией в астеносфере и представляющие орогенические фазы, являющиеся частями галактического года и отражающие колебания орбиты Солнечной системы относительно ее плоскости. А.С.Алексеев [1] связывал с такими колебаниями массовые вымирания организмов. При этом сам кризис, когда происходит значительная перестройка структуры биоты, составляет лишь часть полной квазипериодичности. Она вызывается астрономическими факторами, выступающими в качестве триггерных механизмов развития биотического кризиса. Ю.М.Пушаровский, принимая Землю как открытую неустойчивую динамическую систему, подчеркивал сочетание в ней упорядоченности и хаоса с одновременным проявлением самоорганизации через бифуркации, возникающие на фоне необратимости эволюции. «Воздействие нелинейных эффектов радикально влияет на ход течения стадийных эволюционных процессов, приостанавливая стадийность, либо направляя развитие в другое русло» [20, с. 47].

Изучению цикличности в осадочных породах посвящено большое число публикаций. Наиболее значимыми из них в методологическом плане являются работы Ю.Н.Карогодина [14], С.И.Романовского [21, 22] и В.Т.Фролова [27]. Следует также отметить статью Дж.Л.Типпера [38], в которой используются два контролирующих фактора — осадочный бюджет, установленный через генерализацию осадочного снабжения, и осадочную транспортирующую емкость как генерализацию размещения. Эти факторы рассматриваются в качестве отклика на проявления тектонических и климатических изменений. В модельных построениях В.Я. и С.Я.Сергиных [26] основан автоколебательный режим функционирования климатической системы под влиянием триггирующей роли астрономических возмущений. При этом как земные, так и орбитальные параметры изменяются циклично.

В общем виде И.Пригожин и И.Стенгерс [18] представляют эволюцию как сложное понятие, которое подчиняется трем требованиям: необратимости — нарушению симметрии между прошлым и будущим; событийности — вероятности возникновения явлений; способности события изменять течение процессов. И порядок, и беспорядок (детерминистический хаос) составляют части эволюционных процессов, протекающих с различными скоростями и обладающих неодинаковой инерционностью. При этом по

мере удаления от равновесия, где система имеет относительно однородное стационарное состояние, она приобретает синусоидальные колебания, приводящие в конце концов к субгармоничной бифуркации, после которой наступает определенный хаос, переходящий в колебания с суперпозицией разных мод. Когда система достигает точки бифуркации, флуктуация вынуждает систему выбирать ту ветвь, по которой происходит дальнейшая эволюция. Переход через бифуркацию — случайный процесс. Существование неустойчивости можно рассматривать как результат флуктуации, которая сначала была локализована в малой части системы, а затем распространялась и приводила к новому состоянию. При переходе к бифуркации флуктуации увеличиваются по силе и их амплитуды приближаются к средним величинам, характерным для всей системы.

Для многих природных процессов — геологических и климатических — свойственны неоднократные переходы от одного квазистационарного состояния к другому. При этом можно различать в общем виде «накопительную» часть, когда растущее количество достаточных случайных флуктуаций во все большей степени нарушает устойчивость системы, в результате чего неравновесность и хаотичность траекторий процессов возрастают. Внутри них начинается самоорганизация, приводящая к новому квазистационарному состоянию. Если первая часть цикла охватывает достаточно длительный интервал времени, то вторая — «разрушительная или переходная» (бифуркация) происходит намного быстрее. Это составляет критический уровень, когда система неустойчива и любой даже слабый толчок дает начало новому самопроизвольному процессу распада системы или ее переходу в новое качественное состояние. Наиболее впечатляющим примером может служить качание земной климатической системы от интергляциального в гляциальное состояние, рельефно прослеживаемое в течение плейстоцена и убедительно демонстрируемое изотопно-кислородной кривой, имеющей зубчатую форму.

Шум (малые флуктуации) в динамических системах обычно рассматривается как помеха. Однако в определенных нелинейных системах его присутствие может в действительности усилить выделение слабых сигналов. Подобное явление, названное стохастическим резонансом, может быть использовано как при рассмотрении седиментационной цикличности, так и применительно к земной климатической системе. Стохастический резонанс является нелинейным кооперативным эффектом, в котором слабые периодические сигналы нагружают большемасштабные флуктуации среды с результатом, когда периодический компонент сильно увеличивается. В случае ледовых веков слабая периодичность в сопротивлении инсоляции от вариаций земных орбитальных элементов вызывает достаточно регулярные переходы в

бистабильном энергетическом потенциале, чтобы моделировать долговременные изменения в глобальном климате [39].

Самоорганизация системы реализуется в результате деятельности небольшого числа переменных, названных Г.Николисом и И.Пригожиным [17] параметрами порядка, определяющими динамику всей системы. Уменьшение числа переменных спонтанно происходит в процессе эволюции. Важную роль играют усилители. Их наличие приводит к ряду особенностей системы: 1) весьма высокая избирательность и чувствительность к воздействию определенного типа, иначе система просто не работает, если усиливаются многие сигналы; в этом состоит огромное значение малых сигналов; 2) принципиальная роль нелинейных эффектов — любой сигнал после того, как он усилен до значительной величины, должен быть стабилизирован, ограничен и скомпенсирован; 3) коллективные эффекты при наличии мощных механизмов положительной обратной связи приводят к тому, что явление, характерное для одного уровня организации материи, может проявляться на другом [16].

А.В.Жирмунский и В.И.Кузьмин [10] проанализировали большое количество данных из неорганического и органического мира и показали, что процесс развития лимитируется некоторой характеристикой системы (базовой переменной), определяемой ветвящимся процессом. Развитие зависит от предыстории, что важно для такой исторической науки как геология. Количество участвующих в цепной реакции элементов подчиняется геометрической прогрессии и описывается уравнением экспоненциального роста, который, однако, при некоторых моментах развития сначала замедляется, а затем и вообще прекращается. В последующем цикл повторяется. Параболический рост появляется тогда, когда константы скорости экспоненциального роста убывают от одного состояния к другому. Траектория роста в этом случае представляет собой степенную функцию с модулем e . При этом фаза перестройки (критический уровень) по длительности составляет 17—24% от продолжительности всего цикла. Таким образом, связав основные свойства природных систем с их временными и пространственными характеристиками и структурой, А.В.Жирмунский и В.И.Кузьмин установили ранее неизвестную закономерность расположения критических уровней в иерархии циклов в системе. Она заключается в том, что эта иерархия циклов любых систем «соответствует иерархии критических уровней основных (базовых) переменных, определяемой геометрическими прогрессиями с модулями, принадлежащими последовательностям степенно-показательных функций числа Непера e [10, с. 200].

Анализируя разнообразные фактические материалы по мезозойским отложениям, Н.М.Чумаков [15] полагает, что в глобальном цикле изменчивость со-

бытий на уровне эратем развивается достаточно постепенно в течение термоэры, которая охватывает значительный промежуток времени. Сменяющая криоэра занимает не более 20% от продолжительности существования всего цикла, при этом возникает новое качественное геологическое состояние.

Следовательно, при внешнем подобии развития цикличности и последовательном наборе событий, по-видимому, следует различать эти понятия. Для второго явления более целесообразно применять термин *стадийность*, которая обусловлена приспособлением геологической системы к изменяющимся условиям среды (адаптация, по А.Д.Арманду). При этом эволюция осуществляется главным образом за счет внутренних связей. Характерный признак — постепенность смены событий, например, сначала с наступлением трансгрессии морского бассейна, а затем его обмелением. В результате наблюдается закономерная смена фаций: от континентальных к прибрежно-морским и открытого моря (трансгрессивная ветвь), затем наступает регрессивный этап, когда фации располагаются в обратном порядке. При этом не фиксируется явление бифуркации и ряд обладает определенной симметричностью, кроме тех случаев, когда происходит резко проявленная тектоническая активизация. Представление о том, что смена фаций обусловлена резкими изменениями среды, обычно не подтверждается при тщательном анализе наблюдательных данных. Чаще всего это определяется недоучетом значимости перерывов осадконакопления, на что обращено особое внимание в работе Дж.Л.Типпера [38].

Л.Н.Ботвинкина и В.П.Алексеев [8] полагали, что цикличность и стадийность — однотипные понятия. Они выделяли литоциклы как единицы, выдержанные по площади по сравнению с отдельными составляющими (слои, фации и т.д.). Их состав зависит от палеогеографии. Однако в одном месте этой монографии цикл рассматривается как породный комплекс (циклит, по В.Т.Фролову), а в другом — как этап в развитии осадконакопления, т.е. как процесс. Кроме того, они выделяют еще литоритмы, отличающиеся от литоциклов величиной мощности слагающих пород. При рассмотрении единичного литоцикла авторы отмечали поворот от одного направления седиментации к противоположному, который отражает изменение тенденции эволюционного развития. Эти исследователи придавали большое значение сочетанию трансгрессивных и регрессивных факторов, но не показывали как они наследуются и каковы контактовые соотношения соседних фаций. В целом можно заключить, что они рассматривают единую трансгрессивно-регрессивную последовательность, а смену типа седиментации относят к единичному циклиту. Этот пример иллюстрирует смешение понятий, что не способствует надежности интерпретации наблюдательных данных.

Таким образом, подводя итог изложенных соображений, следует сказать, что различия между существующими терминами в цикличности имеют далеко не только лингвистический смысл, учитывая сложность этого явления в природе. Ему свойственны закономерности, выявленные нелинейной динамикой. Особые трудности возникают при изучении конечных продуктов, с которыми чаще всего и имеют дело геологи, так как необходимо вычленять отдельные составляющие, проследить их изменчивость во времени и в пространстве, а затем синтезировать результаты, чтобы реконструировать природные обстановки формирования цикличности при учете множества взаимодействующих факторов, оперирующих как в отдельности, так и в различных комбинациях. При этом недопустимо излишнее упрощение или преувеличение роли одних параметров перед другими.

Периодичности изменения орбитальных параметров Земли. Для объяснения цикличности в осадочных отложениях часто используются механизмы астрономического влияния на ход седиментационных процессов, полагая, что именно эти факторы контролируют возникновение породных комплексов, обладающих ритмическим строением. При этом применяют в основном периодичности орбитальных параметров, взятые из инсоляционной теории палеоклимата М.Миланковича. При таком подходе игнорируются два важных положения:

1. Инсоляционная кривая М.Миланковича построена для последних 600 тыс. лет на территорию Северного полушария. Поэтому прежде чем использовать эти данные для более древних пород, надо доказать их применимость. Изложение самой теории подробно рассмотрено в книге Дж.Имбри и К.П.Имбри [12], а детальная критика исходных положений приведена в монографии В.А.Большакова [6]. В обстоятельной статье этот исследователь представил соображения о применимости теории М.Миланковича для установления климатических циклов фанерозоя [7].

2. Указанная инсоляционная теория совершенно игнорирует значимость палеогеографических факторов, роль парниковых газов в климатической изменчивости, резонансные эффекты и влияние эксцентриситета земной орбиты на климат. Данные обстоятельства выступают в качестве ограничений применимости теории М.Миланковича для объяснения происхождения цикличности.

Гораздо более благотворными для изучения климатической изменчивости, а отсюда и цикличности осадочных пород в течение новейшего времени, являются работы А.Берже [30], который стал не столько продолжателем теоретических представлений Дж.Кролля и М.Миланковича, сколько создателем хронологии событий новейшего времени с присущей цикличностью. Эмпирически установленное 100 000-летнее чередование вариаций изотопов кислорода вообще не находит отражения в теории М.Миланковича. А.Берже показал,

что эксцентриситет один действует через фактор $(1-e^2)^{1/2}$ в общей энергии, получаемой Землей, тогда как другие астрономические переменные только способствуют перераспределению энергии между местностями на различных широтах. Поэтому хотя сигнал эксцентриситета слабый (1%), климатический отклик прямо зависит от изменения этого параметра. А.Берже впервые отметил, что линейная версия интерпретации изотопно-кислородных данных не полностью отражает природные феномены и не вполне соответствует вариациям орбитальных параметров. Об этом же говорит и факт фазового опаздывания сигнала по отношению к действию орбитального параметра, что вынуждает вводить некоторые временные константы для приведения в соответствие колебаний астрономических данных с результатами изотопно-кислородного анализа. Все это указывает на необходимость введения нелинейности климатического отклика на орбитальное возбуждение. А.Берже уже в своих ранних работах отмечал влияние резонанса — наложение различных частот колебания орбитальных параметров, которое реализуется в появлении в спектрах климатического отклика частотных пиков, не наблюдаемых в астрономических характеристиках. Все эти проблемы в той или иной степени были впоследствии подтверждены экспериментальным путем. Позднее А.Берже и В.Ф.Лутр [32] рассчитали инсоляционные величины для последних 10 млн. лет. Достоинно сожаления, что такие разработки не получили должного внимания.

На пути применения астрономических факторов еще сохраняются нерешенные вопросы. Целесообразно кратко изложить некоторые из них. Кеплеровские законы небесной механики дают надежное решение проблемы притяжения двух небесных тел — Солнца и любой из планет, благодаря чему открывается возможность для точного предсказания расположения планет, по крайней мере, для ограниченного временного промежутка прошлого. Однако проблема взаимодействия трех движущихся тел весьма трудна для математического выражения и анализируется только методом приближения. Изменяющееся расположение планет в Солнечной системе и различные скорости их обращения по орбитам обуславливают сложный характер их возмущения по отношению к движению Земли. Хотя постулируется равномерное движение, но согласно второму закону И.Кеплера допускаются небольшие колебания скорости — порядка 0,5 км/с. Орбита Земли является пространственной кривой, подобной винтовой линии. Ее движение представляет собой обращение вокруг оси винтовой линии, т.е. траектории Солнца, и одновременно ее поступательное движение параллельно оси — пути Солнца.

При движении Солнца от апогалактия к перигалактию в каждую следующую единицу времени оно пробегает больший путь, обгоняя поступательное движение Земли вследствие инерции последней и несколько удаляясь от нее. Догоняя Солнце, Земля тоже

должна увеличивать скорость своего поступательно-го движения, в следующую единицу времени Солнце опять несколько обгоняет Землю, удаляясь от нее. В результате этого отдаления сила их взаимного притяжения становится меньше (обратно пропорциональна квадрату увеличивающегося расстояния). Поэтому нарушается равновесие между центростремительной силой и скоростью обращения Земли, абсолютное значение скорости начинает преобладать над значением центростремительной силы, что неизбежно должно обуславливать развращивание орбиты Земли по спирали, удаляя Землю от Солнца на определенное расстояние. Одновременно с этим круговая скорость обращения Земли будет испытывать некоторое уменьшение вследствие того, что солнечное притяжение будет направлено против движения Земли, тормозя его. При движении Солнечной системы от перигалактия к апогалактию все изложенные изменения элементов движения Земли будут происходить совершенно аналогично, но в обратном порядке.

Таким образом, с изменением движения Солнца по галактической орбите сопряжено закономерное изменение всех составляющих движения Земли. При увеличении скорости движения Солнца от апогалактия к перигалактию скорость Земли уменьшается, при уменьшении скорости движения Солнца от перигалактия к апогалактию скорость обращения Земли увеличивается. Иначе говоря, скорость обращения Земли испытывает тоже долговременные изменения по типу гармонических колебаний, но с противоположными фазами по отношению к колебаниям скорости движения Солнца. Наибольшая скорость обращения Земли достигается при прохождении Солнечной системы через апогалактий, наименьшая — при прохождении ее через перигалактий. В настоящую эпоху скорость обращения Земли должна быть очень близка к минимальному ее значению.

Г.А.Рябов [23], используя метод А.М.Ляпунова, показал, что для периодических движений планет (в т.ч. и Земли) характерна орбитальная неустойчивость, если эксцентриситет не превосходит некоторого конечного предела. Если массы всех точек равны, а также, если масса одной из них достаточно велика, то периодические движения орбитально неустойчивы, пока $e < 0,30$. Если масса центральной точки не превосходит массы двух других точек, то периодические движения обладают орбитальной неустойчивостью, пока $e < 0,15$. Для орбиты Земли, чей эксцентриситет изменяется в пределах $0,0007—0,0658$ в течение новейшего времени, можно предполагать доминирующую орбитальную неустойчивость.

Дж.Ласкар в своей работе [34] попытался оценить степень хаотического поведения Солнечной системы. Для этого он использовал метод А.М.Ляпунова и рассчитал его экспоненту как меру хаотичности за прошлые 200 млн.лет. Оказалось, что по мере продвижения в прошлое она неожиданно достигает

большого значения, т.е. отклоняется значительно от нулевого значения, характерного для консервативных систем, в которых движения являются квазипериодическими. При этом степень хаотичности движения планет существенно возрастает вглубь веков и после 100 млн.лет может достигать 100%.

Дж.Ласкар показал, что хаотическое поведение Солнечной системы приходит из вековых резонансов среди внутренних планет (Меркурий, Венера, Земля, Марс). Внешние планеты, которые он пока не принимал в расчет, могут оказывать еще большее влияние. При этом оказалось, что хаотические зоны внутренних областей Солнечной системы достаточно велики, но сравнительно устойчивы относительно малых вариаций в начальных условиях. Зоны хаотического движения, благодаря внешним планетам, узки, но их влияние более значительно по масштабам. Дж.Ласкар подчеркивал, что эта хаотичность не означает, что могут происходить такие катастрофические явления как пересечения планет Венера и Земля, но означает ограничение применимости инсоляционной теории М.Миланковича в течение только прошлых 20 млн.лет и будущих 10 млн.лет, что и отражено в его расчетах инсоляции (La-90) [36]. При некоторых допущениях (за счет пренебрежения вероятными ошибками в расчетах) можно протянуть это применение до 100 млн.лет, но дальше вглубь веков сильно возрастают неопределенности. По крайней мере, астрономы считают, что неоген находится на пределе валидности астрономических вычислений. Дж.Ласкар в более поздней работе [35] еще раз вернулся к рассмотрению этих вопросов и показал ограниченность применения астрономических вариаций к геологической временной шкале.

Точно так же Дж.Ласкар с коллегами [37] установили, что планеты Солнечной системы испытывали большие хаотические вариации в наклонении в геологическом прошлом и что эти планеты были образованы с почти нулевым углом наклона оси вращения. При этом Земля могла стабилизироваться за счет влияния (ловли) Луны. Для Земли исследователи обнаружили большую хаотическую зону, когда наклонение изменяется от 0 до почти 85°. Это относится к ранней истории Земли, когда ее ротация была быстрее на 20—60% от современной величины. Такие большие вариации могут управлять драматическими изменениями климата. Авторы отмечали присутствие резонансов хаотического поведения, когда величины угла наклона оси вращения могут подниматься до 50° в течение нескольких миллионов лет вокруг среднего значения 20—30°. Луна в целом стабилизировала ситуацию, ее влияние аннулирует эту хаотическую зону и углы наклона оси вращения Земли уже показывают небольшие вариации в 1,3° вокруг среднего значения 23,3° в течение новейшего времени. При резких колебаниях наклона частоты прецессии будут увеличиваться внезапно и движение Земли будет становиться все более регулярным.

М.А.Садовский и Ю.Н.Авсюк в статье [24] указывают на медленные изменения основных периодов вращения и обращения Земли на орбите. Все параметры имеют дискретные величины. Перестройке динамического режима орбитального движения системы Земля—Луна способствует изменение режима осевого вращения Земли. Указанные авторы отмечают, что у близких планет и спутников Солнечной системы в значениях периодов орбитального движения и периодов осевого вращения наблюдаются целые численные соотношения. У дальних планет такой синхронизации нет, и утрачивается правильность в движении планет на периферии Солнечной системы. Изменения динамических параметров орбитального движения оказываются связанными с изменением динамических параметров осевого вращения. Приливные силы выполняют функции регулятора, который выводит систему гравитационно взаимодействующих тел на уровень минимальных тепловых потерь. Авторы выделяют невозмущенную (кеплевскую) характеристику, свойственную стационарному неэволюционирующему орбитальному движению, и возмущенную часть, которая ответственна за синхронизацию вращения — обращения.

Изложенные краткие астрономические сведения приведены с целью показа сложностей их применения при создании астрономической хронологии новейшего времени и ее ограниченность при использовании метода актуализма. Тем не менее А.Берже в своей обзорной лекции по истории изучения палеоклимата в декабре 1988 г. отметил: «Если мы принимаем астрономическую теорию палеоклиматов в качестве фундаментального принципа, придет время, когда геология будет обеспечивать астрономам периодичности, которые позволяют нам проверить теорию планетной системы и ее стабильность в течение большей части земной истории» [31, с. 575].

При становлении изотопной стратиграфии было обращено основное внимание на циклические изменения трех параметров орбитальной геометрии: колебания оси земного шара по отношению к эклиптике — наклонение, кругообразные вариации полюсов за счет изменения угла наклона оси вращения — прецессия и флюктуации эксцентриситета земной орбиты, возникающие при отклонении ее формы от круговой, что отражает степень ее удлиненности. Во многих работах показано влияние данных параметров на величину получаемой инсоляции, что подробно рассмотрено в монографиях Дж.Имбри и К.П.Имбри [12] и В.А.Большакова [6]. Приведенные сведения являются дополнительными, показывающими особенности движения Солнечной системы и возмущения других планет на перемещения Земли.

В результате астрономических вычислений, прежде всего А.Берже, были установлены следующие периодичности с значениями доверительных интервалов: прецессия 23 4 тыс.лет, наклонения 42 8 и

54 тыс.лет и эксцентриситета 103 24 тыс.лет. При этом он показал, что вариации эксцентриситета могут возникать из прецессионных частот. При максимуме e Земля может получать более высокую величину солнечной энергии (на 0,8%), а при снижении значения e , наоборот, эта энергия уменьшается. В дальнейшем были установлены периодичности эксцентриситетного цикла с периодами 400, 125, 100, 95 тыс.лет, которые А.Берже рассматривал как устойчивые с отклонением порядка 1,5% [33]. Это свидетельствует, по его мнению, о неизменности земной орбиты на протяжении части фанерозоя, но без учета влияния удаляющейся Луны. В то же время следует подчеркнуть, что наличие нескольких периодичностей у каждого параметра свидетельствует о том, что система не является совершенно консервативной. Она обладает способностью преобразовываться в течение геологического масштаба времени. Более того, траектория каждого из параметров представляет собой не линию, а ограниченную полосу, в пределах которой происходит квазипериодические изменения величины.

В.И.Шмуратко [29] при анализе роли астрономических факторов в климатической изменчивости отмечал, что закономерные изменения величины эксцентриситета земной орбиты с периодом примерно в 100 тыс.лет приводят к квазипериодическим флюктуациям длины большой полуоси орбиты и соответствующим колебаниями осевых скоростей вращения Земли и углов наклона ее оси к плоскости эклиптики. Автор предполагал, что имеют место вариации скорости осевого вращения Земли и, следовательно, дополнительно к изменяющемуся значению эксцентриситета происходят изменения угла наклона земной оси с той же периодичностью. Тогда в эпохи максимальных значений эксцентриситета можно наблюдать годовое различие между скоростью осевого вращения и дополнительными углами наклона оси. Если, например, в течение лета Земля находится вблизи афелия, то максимальная скорость вращения будет летом, а минимальная — зимой. Соответственно ось будет испытывать дополнительные колебания относительно плоскости эклиптики, причем знак этого дополнительного угла в первом случае будет отрицательным, а во втором — положительным. Такое явление В.И.Шмуратко назвал Х-фактором. Он объясняет отсутствие условий для формирования оледенений в эпохи оранжерейного климатического режима, когда существовала упрощенная функция климатосферы с отсутствием большого числа обратных связей и внешний сигнал испытывал минимальное искажение. В ледниковую эпоху система приобретала более усложненный вид, так как множились обратные связи, и климатосфера наиболее чувствительна была к внешнему воздействию.

Следует заметить, что влияние наклона на вариации солнечной радиации максимально около по-

люсов и минимально вблизи экватора, а прецессия действует в обратных направлениях. Данное обстоятельство не раз подчеркивалось в работах А.Берже, который призывал к учету географического фактора при применении астрономических данных.

Таким образом, несмотря на ряд нерешенных проблем небесной механики, установленные закономерности обеспечивают надежную хронологию событий в течение новейшего времени, о чем свидетельствует вышеприведенная цитата А.Берже. Важным моментом является то, что астрономическая (орбитальная) теория палеоклимата создает хронологический каркас для установления датирования с высокой точностью, явно большей по сравнению с применением других методов исследования. Однако она является валидной примерно до 10 млн.лет. В более древние эпохи возрастают неопределенности. Изложенные данные послужили основой для предложения варианта построения общей хроностратиграфической шкалы плейстоцена с датировками выделенных подразделений и породных циклитов [25].

В заключение следует отметить, что выполненный системный анализ выявляет сложную картину явления цикличности, проявленной в осадочных породах. Показано, что она может развиваться не только под влиянием периодического воздействия астрономических факторов, но и за счет внутренних связей внутри геологических систем при минимальном количестве внешних сил и, прежде всего тектонического плана. В этом случае лучше использовать термин стадийность, которая характеризует последовательный ряд различных геологических событий, в т.ч. и породных комплексов. Для этого ряда наблюдается выраженная симметричность строения, т.е. последовательность смены отложений (фаций) по мере протекания трансгрессивно-регрессивного процесса. В общем виде стадийность является частным случаем цикличности. Внутри отдельных стадий можно выделить единичные циклиты. В осадочном процессе контролирующими факторами выступают осадочный бюджет, определенный через генерализацию снабжения материалом, и транспортирующая емкость как генерализация размещения, которые регламентируются палеогеографическими условиями.

Для циклов как совокупности процессов свойственен асимметричный ход развития: сравнительно медленное накопление малоамплитудных флюктуаций, сменяемое резким изменением темпа и амплитуды изменений, т.е. процесс должен пройти через точку бифуркации. Эта зона занимает временной диапазон, охватывающий до 20% продолжительности существования цикла. Такое течение процесса определяет появление резких границ между циклами и между возникающими продуктами — циклитами.

Для цикличности характерны неоднократные переходы от одного квазистационарного состояния к другому. Их смена происходит под влиянием внешнего

воздействия. В этом отношении определенную роль играют астрономические факторы. Показано, что выявленные закономерности вполне могут быть использованы для объяснения происхождения цикличности как в климатосфере Земли, так и в породных комплексах. При этом необходимо учитывать фактор опаздывания земного отклика на орбитальное возбуждение, а также принимать во внимание резонансную природу ряда периодичностей, выявляемых при изучении отложений. В этом случае орбитальные параметры характеризуют более консервативную систему по сравнению с земными процессами, внутри которых действуют многочисленные факторы и обратные связи.

Наиболее убедительные данные получены при изучении отложений, образованных в течение новейшего времени — до уровня 10 млн.лет. Тем не менее, использование во многих публикациях теории М.Миланковича приводит нередко к слабо обоснованным заключениям, объясняющим цикличность. В более древних отложениях вариации ряда орбитальных параметров не имеют строго доказанной периодичности. Поэтому распространение выявленных в новейшее время закономерностей вглубь веков представляется весьма условным.

Изложенные соображения свидетельствуют о сложности явления цикличности. Ее изучение следует проводить на основе системного анализа, при учете различных действующих факторов. Прежде всего необходимо унифицировать применяемую терминологию, чтобы наблюдательные данные и их интерпретация имели одинаковую смысловую нагрузку вне зависимости от позиции конкретного исследователя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.С.* Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. — М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 22—47.
2. *Арманд А.Д.* Механизмы устойчивости геосистем // Механизмы устойчивости геосистем. — М.: Наука, 1992. С. 15—27.
3. *Атлас* временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействий / Составители А.Г.Гамбурцев, И.В.Олейников, С.И.Александров. — М.: Янус-Л, 2002.
4. *Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А.* Геохронологическая шкала и астрономическое время (современное состояние проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 3—14.
5. *Берри Б.Л., Кузнецов О.Л., Баренбаум А.А.* Циклы: состояние и проблемы исследований // Вестник МГУ. Сер. география. 1992. № 1. С. 17—24.
6. *Большаков В.А.* Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. — М.: Изд-во МГУ, 2003.
7. *Большаков В.А.* Климатические циклы фанерозоя с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Изв. РАН. Сер. география. 2003. № 3. С. 14—25.
8. *Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. — Свердловск, 1991.

9. Вистелиус А.Б. Современна ли геологическая наука? // Вестник АН СССР. 1991. № 12. С. 82—90.
10. Жирмунский А.В., Кузьмин В.И. Критические уровни в развитии природных систем. —Л.: Наука, 1990.
11. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. —Л.: Гидрометеиздат, 1990.
12. Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. —М.: Прогресс, 1988.
13. Капица С.М., Курдюмов С.П., Малицкий Г.Г. Синергетика и прогнозы будущего. Изд. 2. —М.: Эдиториал УРСС, 2001.
14. Карогодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. —М.: Недра, 1980.
15. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Тр. Геологического института РАН. 2004. Вып. 550.
16. Малицкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. —М.: Эдиториал УРСС, 2000.
17. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. Введение. —М.: Мир, 1990.
18. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. Изд. 3. —М.: Эдиториал УРСС, 2001.
19. Пригожин И., Стенгерс И. Время, хаос, квант (к решению парадокса времени). Изд. 3. —М.: Эдиториал УРСС, 2001.
20. Пуцаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42—49.
21. Романовский С.И. Седиментационные основы литологии. —Л.: Недра. 1977.
22. Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. —Л.: Недра. 1985.
23. Рябов Г.А. Об устойчивости частных решений задачи трех тел // Астрономический журнал. 1952. Т. 29. № 3. С. 341—349.
24. Садовский М.А., Авсюк Ю.Н. Физический эквивалент понятия «тектоническая сила» // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействий / Составители А.Г.Гамбурцев, И.В.Олейников, С.И.Александров. —М.: Янус-Л, 2002. С. 84—93.
25. Салтыков В.Ф. Принципы построения общей хроностратиграфической шкалы плейстоцена // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном Геологическом Конгрессе (Норвегия, 2008) // Мат-лы Всерос. науч. совещ. —М.: ГЕОС, 2009. С. 115—119.
26. Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. —Л.: Гидрометеиздат, 1978.
27. Фролов В.Т. Циклы и циклиты — атрибуты геологических процессов и формаций // Вестник МГУ. Сер. геология. 1998. № 2. С. 3—11.
28. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3—14.
29. Шмурашко В.И. Теория М.Миланковича и функциональное моделирование палеоклиматов. —Л.: Гидрометеиздат, 1991.
30. Berger A. The astronomical theory of paleoclimates // Climate variations and variability: facts and theories. NATO Advanced study Institutes. 1981. Ser. 72. Pp. 501—525.
31. Berger A. The astronomical theory of paleoclimates and last glacial-interglacial cycle // Quater. Sci. Rev. 1992. Vol. 11. Pp. 571—581.
32. Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quater. Sci. Rev. 1991. Vol. 10. Pp. 297—317.
33. Berger A., Loutre M.F., Laskar J. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimatic studies // Science. 1992. Vol. 255. № 5045. Pp. 560—566.
34. Laskar J. The chaotic motion of the Solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones // Icarus. 1990. Vol. 88. № 2. Pp. 266—291.
35. Laskar J. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use // Phil. Trans. R. Soc. London. 1999. A357. Pp. 1735—1759.
36. Laskar J., Joutel F., Boudin F. Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from — 20 myr to 10 myr // Astron and Astrophys. 1993 a. Vol. 270. № 1—2. Pp. 522—533.
37. Laskar J., Joutel F., Robutel P. Stabilization of the Earth's obliquity by the Moon // Nature. 1993 b. Vol. 361. № 6413. Pp. 615—617.
38. Tipper J.C. Patterns of stratigraphic cyclicity // J. Sediment. Res. 2000. Vol. B 70. № 6. Pp. 1262—1279.
39. Wiesenfeld K., Moss F. Stochastic resonance and benefits of noise: from ice ages to crayfish and SQUIDS // Nature. 1995. Vol. 373. № 6509. Pp. 33—36.

Источники гидротермальных растворов в процессах рудообразования

Г.Б.НАУМОВ (Государственный геологический музей им.В.И.Вернадского РАН; 125009, г.Москва, ул.Моховая, д.11, корп.1), О.Ф.МИРОНОВА (Институт геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН; 119991, г.Москва, ул.Косыгина, д.19), Т.К.БЕРКЕЛИЕВ (Компания IMC Montan)

Дана оценка возможных источников рудообразующих флюидов на базе статистического анализа мировых данных по химическому и изотопному составу флюидных включений в минералах рудных месторождений и горных пород, сформированных в различных геодинамических обстановках.

Ключевые слова: месторождения, гидротермальный раствор, флюидные включения, статистический анализ.

Наумов Георгий Борисович, naumov@sgm.ru

Миронова Ольга Федоровна

Беркелиев Тимур Казандурдыевич

Sources of hydrothermal solutions in ore generation processes

G.B.NAUMOV, O.F.MIRONOVA, T.K.BERKELIEV

The estimation of possible sources of ore-forming fluids is done on the basis of the statistical analysis of the world data on chemical and isotope structure of fluid inclusions in minerals of ore deposits and rocks, which were formed in various geodynamic conditions.

Key words: ore deposits, hydrothermal solution, fluid inclusion, statistical analysis.

Проблема источников рудного вещества и гидротермальных растворов, формировавших рудные месторождения, всегда занимала одно из центральных мест в теориях эндогенного рудообразования [2]. Все многообразие взглядов на эту проблему можно объединить в три основные группы: магматогенные, метаморфогенные и мантийные.

В XX в. явно господствовала магматогенная гипотеза, для которой оставалось только «решить вопросы генетической связи гидротермальных месторождений с теми или иными типами изверженных пород» [7, с. 77].

Значительно меньшей популярностью пользовались идеи метаморфогенного рудообразования. Не случайно в 1988 г. В.И.Смирнов писал: до недавнего времени «о рудоформирующей роли метаморфизма имелась сравнительно ограниченная информация, а к метаморфогенным месторождениям относилось лишь небольшое количество залежей железистых кварцитов, мраморов, кровельных сланцев, дистена» [8, с. 3].

К концу XX в. быстрое развитие глобальной тектоники привело к появлению новой модной идеи — мантийному источнику эндогенных флюидов и рудного вещества. Авторы таких работ опустили источник рудных элементов из коры в мантию, генерирующую плюмы, приводящие к возникновению крупных магматических рудообразующих систем, в которых

происходило многократное концентрирование рудных элементов.

За последнее время накопилось много новых наблюдений и измерений, позволяющих вернуться к истокам существующих представлений и рассмотреть их с учетом новых количественных эмпирических данных.

Магматические источники. При всей фундаментальности магматогенной гипотезы она встретила два серьезных затруднения:

1. Количественные измерения температур застывания расплавов и формирования жильных минералов показали, что между этими двумя процессами существует значительный температурный разрыв, достигающий 200 °С и более (рис. 1). Процессы остывания требуют весьма ощутимого времени. Измерения возрастов пород и руд методами изотопной хронологии все чаще указывают на существенные возрастные отличия интрузивных массивов и скоплений рудного вещества, достигающие десятков и даже сотен миллионов лет. За это время в пространстве будущего месторождения обычно происходит формирование ряда высокотемпературных метасоматических и жильных минеральных новообразований — «пустая кварцевая зона» У.Эммонса, нередко внедряются различные дорудные дайковые комплексы, происходит неоднократная смена тектонических деформаций. Где находился в это время «рудообразующий

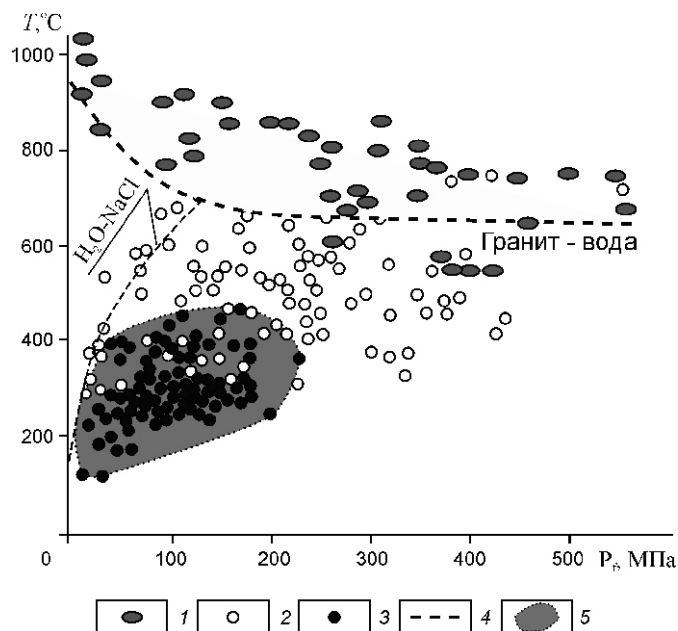


Рис. 1. P - T -параметры, полученные на месторождениях олова, вольфрама и молибдена:

по включениям: 1 — расплавленным, 2 — флюидным дорудных стадий, 3 — флюидным рудных жил; 4 — линия равновесия гранит — H_2O ; 5 — область P - T рудоотложения

раствор» оставалось загадкой, игнорировавшейся в магматогенных построениях.

2. Экспериментальные работы внесли затруднение по равновесию расплав—флюид (K_f $C_{фл}/C_{расп}$). Было показано, что такие элементы, как Ba, Sr, W, Sn, U, Th, характерные для гранитов, преимущественно накапливаются не в флюиде, а в гранитном расплаве (K_p 1), тогда как Mn, Fe, Cu, Co, Ni и др. типичные для базальтов, наоборот, преимущественно переходят во флюид (K_p 1) [4]. Так, коэффициент распределения для Sn изменяется от 0,2 до 0,005, для U — от 0,1 до 0,02 и т.д. (табл. 1). Следовательно, в флюиде «остаточном» после кристаллизации гранита, должны накапливаться совсем не те элементы, которые отлагаются в рудных телах, приуроченных к этому массиву.

Нетрудно подсчитать, что магматогенный флюид, количество которого в расплаве по наиболее надежным оценкам не превышает 2—5% [10], а скорее всего ниже, может вынести из расплава металлов не более первых процентов их содержания, и для формирования месторождения среднего класса требуется рудогенерирующих очагов объемом 10^3 км³ и более. Разместить такой объем рудогенерирующего расплава в реальном геологическом пространстве не так-то просто. Площадь большинства жильных и штокерковых месторождений до 1 км², глубина гранитных массивов не превышает первых километров, согласовать все эти данные, определить соотношение горизонтальных и вертикальных составляющих потоков в

соответствии с законами гидродинамики, как правило, не удастся. Кроме того, необходимо учитывать, что часть месторождений пространственно ассоциирует с малыми интрузиями, значительно меньших объемов, чем гранитные плутоны.

Таким образом, новые количественные данные противоречат идее отщепления рудоносных растворов от кристаллизующихся интрузивных тел.

Мантийные источники воды. Согласно концепции мантийных источников гидротермальных растворов, возникшей в недрах глубинной геодинамики, мантийный флюидный поток растянут в огромном глубинном интервале [3]. Эти гипотезы не подтверждаются последними геохимическими данными о содержании летучих в мантии. В отличие от магматических горных пород, которые обычно подвержены различным постмагматическим изменениям, расплавные включения несут информацию о первичном составе расплава. За последние годы в результате появления новых методов микроанализа, накопилась представительная база данных, обобщенных в работе [6], показывающая, что содержание воды в магмах зоны спрединга и океанических плюмов составляет всего 0,3—0,5%, повышаясь на порядок (до 5%) в зонах субдукции и внутриконтинентальных рифтах (рис. 2). Такое увеличение содержаний воды в породах субдукционных областей и внутриконтинентальных рифтов по сравнению с океаническими рифтами и плюмами говорит о коровом, а не мантийном источнике воды.

1. Возможные концентрации элементов в магматогенном флюиде

Элемент	Коэффициент распределения K_p	Среднее содержание в граните, %	Концентрация в равновесном флюиде, г/кг
Mn	6,5	$6 \cdot 10^{-2}$	3,9
Zn	10—0,5	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-1}$ — $3 \cdot 10^{-2}$
Cu	9—4	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1}$ — $1 \cdot 10^{-1}$
Fe	1—0,8	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
Cs	1,0	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Ba	0,6—0,3	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-1}$ — $2,5 \cdot 10^{-1}$
Sr	0,5—0,2	$3 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$ — $6 \cdot 10^{-2}$
Pb	0,5—0,2	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$ — $4 \cdot 10^{-3}$
Mo	0,6—0,1	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-4}$
Ce	0,1—0,01	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$ — $1 \cdot 10^{-3}$
U	0,1—0,01	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$ — $3,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	0,05—0,02	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$ — $6 \cdot 10^{-5}$

Примечание. K_p приведено по данным работы [4]; средние содержания элементов в граните — по А.П.Виноградову.

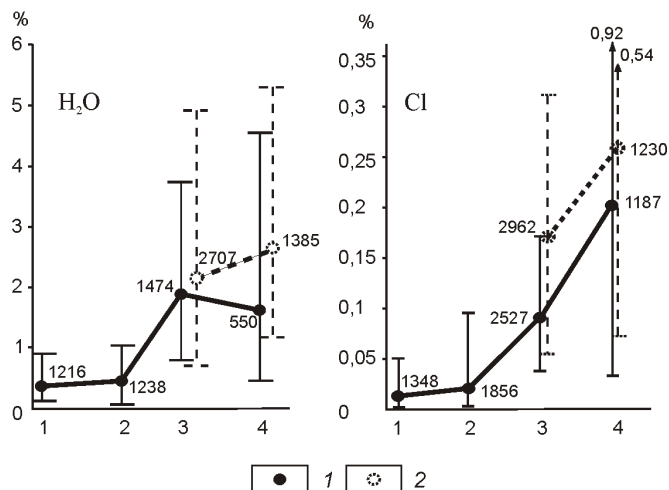


Рис. 2. Содержание воды и хлора в расплавных включениях основных и кислых пород различных геодинамических обстановок:

расплавы: 1 — основного и 2 — кислого составов; 1 — зоны спрединга; 2 — плюмы океанических плит; 3 — активные континентальные окраины, 4 — внутриконтинентальные рифты; цифры при кривых — объемы выборок

Еще больший контраст обнаруживают содержания хлора (см. рис. 2), характерного для земной коры, а не для мантии. Следует обратить внимание не только на рост средних содержаний хлора в породах континентальных рифтов по сравнению с океаническими, но и на большую дисперсию этих значений. И то, и другое указывают на коровый источник хлора, а его дисперсия — результат контаминации неравномерно распределенных галогенолитов.

Все это не позволяет считать мантию непосредственным источником рудообразующих флюидов. К этому можно добавить, что еще Д.С.Коржинский доказал, что химический состав любого природного флюида должен подчиняться принципу «мозаичного равновесия» и не мог пройти столь длинный путь от мантии до зоны отложения не претерпев существенных химических изменений.

Метаморфические источники. За последнее время получено много новых количественных данных, позволяющих подробно проанализировать возможности метаморфических источников гидротермальных растворов. Это и данные по составу флюидных включений в минералах, и экспериментальные исследования процессов гидратации — дегидратации и сопровождающих их реакций при повышенных температурах и давлениях.

База данных по флюидным включениям в минералах [5] позволяет получить характеристики газовой составляющей и солёности гидротермальных растворов. Средние содержания и интервалы колебаний пяти основных компонентов приведены в табл. 2. Среди них резко доминирует углекислота, на втором

месте стоят метан и азот, затем сероводород и углеводороды. Все остальные компоненты (фтор, бораты и др.) в аналитически значимых содержаниях встречаются спорадически и представляют собой скорее экзотику.

Содержания газовых компонентов и хлора во включениях, формировавшихся в разных температурных интервалах, приведены на рис. 3. Такие изменения содержаний растворенных газов трудно объяснить последовательным охлаждением единого раствора. Они могут быть связаны с преобразованием осадочных пород в процессах регионального и контактового метаморфизма. Среднее содержание CO₂ в осадочных породах 7,68, сланцах — 1,64 и гнейсах — 0,8% [9]. Последовательное уменьшение содержаний CO₂ осадочных пород обусловлено их декарбонизацией в процессах контактового и регионального метаморфизма. Реакции типа «скарнирования», при которых Ca—Mg—Fe из карбонатов переходят в сложные силикаты и алюмосиликаты, вызывают освобождение углекислоты и существенное обогащение этим компонентом флюидной фазы. При этом в кварцах метаморфических пород консервируются включения, где давление CO₂ достигает сотен мегапаскалей. Захороненные органические вещества при их метаморфизме обогащают флюид метаном и азотом.

Изменение солёности имеет обратную направленность (см. рис. 3). Высокие содержания хлора характерны только для высокотемпературных растворов. По мере понижения температуры растворов наблюдается устойчивое снижение содержаний хлора. Это не укладывается в гипотезу последовательной температурной эволюции единого флюида. Хлор не летуч, а в гидротермальных новообразованиях отсутствуют его минералы (за исключением относительно редкого скаполита). Такие изменения могут быть вызваны или существенным разбавлением исходного хлоридного раствора, при котором от исходного состава остаются ничтожные доли, или вообще поступлением новых растворов, не связанных с высокотемпературными хлоридными флюидами. Наиболее

2. Состав флюидных включений в минералах гидротермальных образований (объем выборки 6176)

Компоненты	Число определений	Концентрация, %		Состав газовой фазы, %
		мин—макс	среднее	
CO ₂	3207	0—100	13,61	70,4
CH ₄	2917	0—100	3,70	19,6
N ₂	2222	0—100	1,61	8,3
H ₂ S	733	0—13,9	0,08	0,4
C _n H _m	724	0—16,0	0,23	1,2
Сумма				100

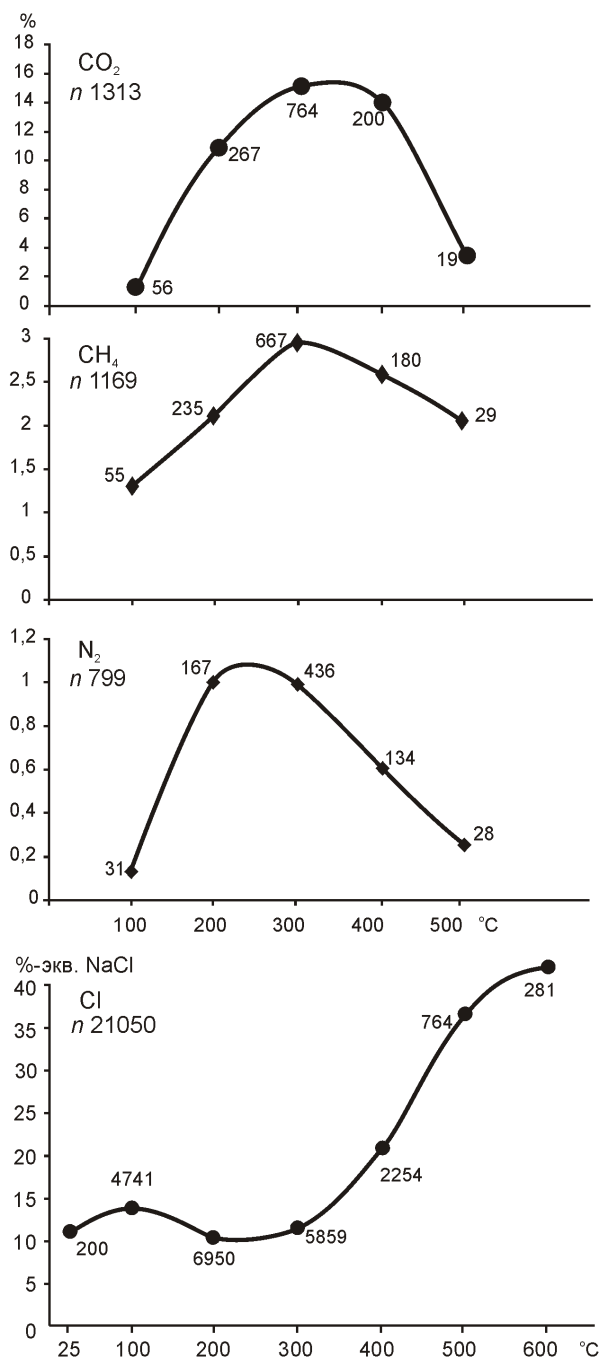


Рис. 3. Изменение содержаний газов и солености во флюидах разной температуры:

цифры при кривых — объем выборок в интервале 50 С

реальный механизм появления хлоридных растворов в температурном интервале 300 С является значительная потеря H_2O флюидом при реакциях гидратации первичных алюмосиликатов [1]. Многие реакции, обычные для постмагматических изменений интрузивных пород, идут с активным поглощением воды: серицитизация, пропилитизация, хлоритизация, серпентинизация и другие аналогичные процессы. Так, в неизмененных гранитах содержание H_2O обычно не превышает 1—2%, тогда как в хлоритизи-

рованных и серицитизированных разностях увеличивается до 3—8% и даже более. Содержащаяся во вмещающих породах вода, высвобождавшаяся при их контактовом метаморфизме, поглощается изменяющимися магматическими породами при их постмагматических преобразованиях. При этом хлор, инертный к порообразующим минералам, будет оставаться во флюидной фазе, многократно повышая ее хлоридность.

Изотопные данные. К настоящему времени накопилось много данных по изотопному составу различных природных вод, позволяющих использовать их для решения поставленной задачи. Морские, метаморфические и магматические воды занимают вполне определенные поля на диаграмме D— ^{18}O (рис. 4). Изменение изотопного состава атмосферных вод, обусловленное преимущественным испарением «легкой» воды, пар обогащается ^{16}O и 1H , а остаточная вода — ^{18}O и D.

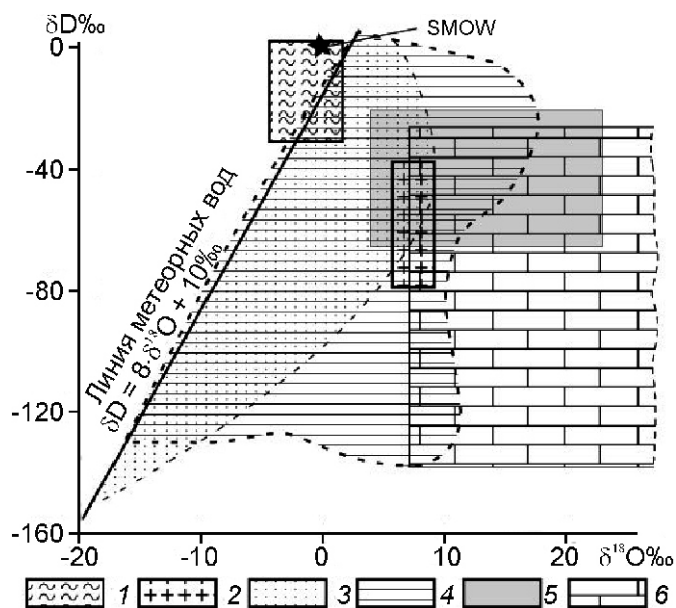


Рис. 4. Изотопный состав различных типов природных вод и пород:

вода: 1 — океаническая, 2 — магматическая, 3 — термальных источников, 4 — флюидных включений рудных месторождений; пород: 5 — метаморфических и 6 — осадочных

Изотопный состав вод термальных источников плотно прилегает к этой линии, что говорит об их поверхностном происхождении. Смещение поля таких вод в сторону более тяжелого кислорода позволяет судить о наличии изотопного обмена с минералами вмещающих пород, с повышенным содержанием ^{18}O по реакции типа:



Поле вод флюидных включений в гидротермальных минералах различных рудных месторождений, также прилегает к линии атмосферных вод, но уходит дальше в область тяжелого кислорода. Особый интерес представляет правая нижняя часть этой области, далеко отстоящая от полей других типов природных вод. Такое утяжеление кислорода обусловлено изотопным сдвигом при отделении дегидратационных вод от вмещающих пород, в которых содержание ^{18}O может достигать 40‰.

Таким образом, изотопные данные дают независимое подтверждение влияния процессов дегидратации на формирование гидротермальных рудообразующих растворов.

Модель процесса. Все эти данные не только исключают магму (именно магму, а не магматические породы) как источник рудообразующих флюидов, но и само представление о едином рудообразующем растворе, заставляя вернуться к исследованию метаморфических (как прогрессивных, так и регрессивных) и метасоматических процессов, в ходе которых и формируются специфические рудообразующие флюиды.

Обобщенно совокупность рассмотренных процессов можно изобразить в виде схемы (рис. 5). Горячее тело, внедрившееся в осадочные или метаморфические породы нагревает вмещающие породы, в результате чего в них идут процессы дегидратации и декарбонатизации (этап 1). Формируется высокоплотный водно-углекислый флюид. По мере остывания интрузивного тела в нем за счет воды образовавшегося флюида начинают идти процессы гидратации породообразующих минералов (этап 2). При последующей активизации, когда складчатые нарушения сменяются разрывными, происходит локальное формирование жильных и штокверковых рудных тел (этап 3). На фоне миграции флюида происходит перераспределение и локальные концентрации рудных элементов. Механизмы перемещения как фильтрационные, так и диффузионные.

Таким образом, интрузивные тела могут являться источником рудных элементов и энергии, необходимой для развития процесса рудообразования, но не воды. Эти два компонента единого рудообразующего раствора имеют разные источники. Такие же соотношения мы видим в «курильщиках» срединно-океанических хребтов, где вода имеет океаническую природу, а минеральные нагрузки формируются за счет ее взаимодействия с океаническими базальтами.

В заключение следует отметить, что все рассмотренные закономерности формирования гидротермальных растворов, их поведения и роли в образовании рудных тел, учитывают тот огромный фактический материал, который был получен при изучении процессов гидротермального минералообразования и в смежных областях научных знаний. Однако их совокупность как системы еще недостаточно учитыва-

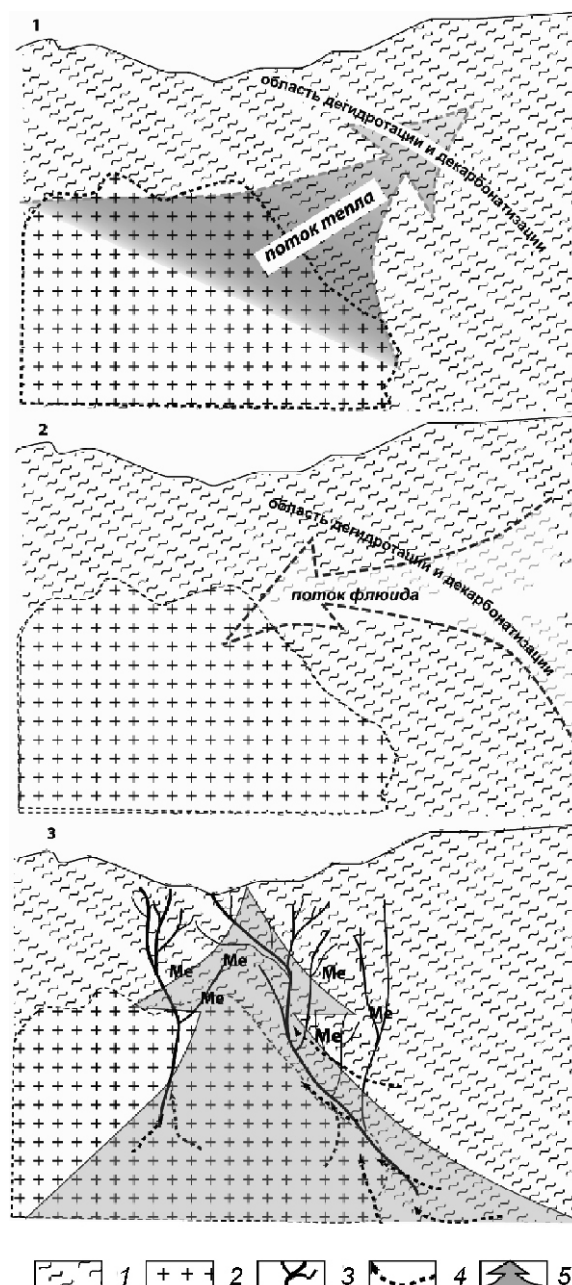


Рис. 5. Модель поэтапного формирования рудных месторождений:

1, 2, 3 — стадии процесса; 1 — вмещающие породы; 2 — гранит; 3 — разрывные нарушения; 4 — локальные потоки флюида; 5 — общее направление разгружающегося флюида; Me — места отложения рудных компонентов

ется в традиционных моделях процессов рудогенеза, сложившихся еще в начале XX в.

В свете этих данных единый источник рудообразующих растворов вовсе не обязательно должен быть единым. Интрузивный массив может быть не источником рудообразующих флюидов, а, наоборот, поглотителем воды, освобождающейся при метаморфизме вмещающих пород, в результате чего происходит их обогащение хлором и некоторыми другими, в

т.ч. и рудными, элементами, мигрирующими из области экзоконтакта или освобождающимися при метасоматических преобразованиях магматических пород. Все это требует времени, в течение которого протекает комплекс рудоподготовительных процессов. Судя по всему, не случайно Д.С.Коржинский, чувствуя неадекватность идеи отщепления единого рудообразующего раствора от магмы, выдвинул идею «сквозьмагматических растворов», не акцентируя внимания на их источнике. Приобретает новый смысл и его понятие «фильтрационный эффект». Именно фильтрация с мозаичными равновесиями в общей колонке, аналог хроматографической колонки, дегазация растворов и локальные химические взаимодействия способствуют пространственной дифференциации элементов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М. и др. Экспериментальная и техническая петрология. —М.: Научный Мир, 2000.
2. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. —М.: Наука, 1976.
3. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. № 12. С. 1296—1307.
4. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия. 1984. № 2. С. 183—196.
5. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов // Геохимия. 2009. № 8. С. 825—851.
6. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266—1288.
7. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. —М.: Изд-во АН СССР, 1953.
8. Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. —Киев: Наукова Думка, 1988.
9. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры. —М.: Наука. 1990.
10. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. —Л.: Наука, 1975.

УДК 550.4:552.11:553.3

А.И.Гусев, 2012

Петрогеохимия и потенциальная рудоносность интрузий айского комплекса Горного Алтая

А.И.ГУСЕВ (Алтайская государственная академия образования им.В.М.Шукшина; 659333, Алтайский край, г.Бийск, ул.Короленко, д.53)

Приведены петрогеохимические особенности айского монцонит-сиенит-граносиенит-лейкогранитового комплекса. По соотношению изотопов стронция-неодима породы комплекса близки к источнику родоначальной мантийной магмы типа EM II. Флюидный режим магматитов указывает на значительную потенциальную рудоносность на редкие металлы. В приконтактной части массива выявлены грейзеновые и пегматитовые проявления олова, тантала, ниобия, бериллия.

Ключевые слова: интрузии, монцониты, сиениты, граносиениты, лейкограниты, флюидный режим, изотопы стронция, неодима, грейзены, пегматиты, редкие металлы.

Гусев Анатолий Иванович, anzerg@mail.ru

Petrogeochemic and potential ore mineralization of intrusive Aiiskii complex of Mountain Altay

A.I.GUSEV

Petrogeochemic properties of Aiiskii monzonite-syenite-granosyenite-leycogranite complex presented. Rocks of complex are close on ratio of isotopes Sr-Nd to spring parental mantle magma type EM II. Fluid regime of magmatites point out to more ponential ore mineralization on rare metals. Greisenes and pegmatites prospects of stanium, tantalium, niobium, beryllium discovered in contact sites of massive.

Key words: intrusive, monzonites, syenites, granosyenites, leycogranites, fluid regime, isotopes of strontium, neodymium, greisens, pegmatites, rare metals.

Айский монцонит-сиенит-граносиенит-лейкогранитовый комплекс локализуется на севере Горного Алтая, где представлен одноименным ареалом, включающим достаточно крупные массивы: Айский площадью 70 км², Бабырганский площадью около

100 км² и три малые интрузии: Айченок, Мохнатая и Типешкинская, закартированные в пределах Каимской тектонической пластины (рис. 1). Интрузии айского, белокурихинского и многих других комплексов контролируются системой субширотных глубин-

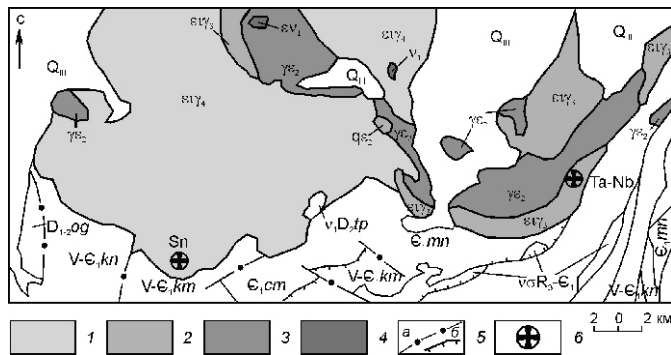


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Айского массива:

породные типы и фазы внедрения Айского массива: 1 — умеренно щелочные лейкограниты с флюоритом фазы 4, $4T_1a$, 2 — умеренно щелочные лейкограниты фазы 3, $3T_1a$, 3 — граносиениты и кварцевые сиениты фазы 2, $2T_1a$, 4 — монцогаббро фазы 1, $1T_1a$; 5 — разломы: а — сбросы, взбросы, сдвиги, б — надвиги; б — грейзеновые проявления олова и тантало-ниобатов; Q_{III} — неразделенные четвертичные образования; $1D_{2tp}$ — габбро первой фазы топольнинского комплекса; D_{1-2og} — базальты, андезиты, дациты, туфы, тефроиды, песчаники, алевролиты, гравелиты онгудайской свиты; E_{1cm} — алевролиты, песчаники, базальты, лавобрекчии, силицилиты чемальской свиты; E_{1mn} — афировые базальты, лавобрекчии, туфы основного состава, силицилиты, известняки манжерокской свиты; $V-E_1kn$ — известняки, доломиты, базальты каянчинской свиты; $V-E_1km$ — филлиты, базальты, известняки, силицилиты каимской свиты; R_3-E_1 — апоперидотиты, серпентиниты, листвениты позднерифеско-раннекембрийского офиолитового комплекса

ных разломов, развитых по фасу Алтая в переходной части от Бийско-Барнаульской впадины к горно-складчатому сооружению. По геофизическим данным породы указанных массивов объединяются в единый гипабиссальный плутон. Аналогичные по составу и возрасту интрузии монцодиоритов, граносиенитов, кварцевых сиенитов и лейкогранитов известны в Теранджикском и Тархатинском ареалах на юго-востоке Горного Алтая и могут рассматриваться также в составе айского комплекса.

В Айском массиве выделяются четыре фазы внедрения: 1) монцогаббро, монцониты и меланосиениты; 2) сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты; 3) биотитовые умеренно щелочные лейкограниты и умеренно щелочные граниты; 4) флюоритсодержащие двуслюдяные умеренно щелочные лейкограниты. Четвертая фаза внедрения распространена на юго-востоке Айского и в приконтактной восточной части массива Типешки и восточном эндоконтактах Бабырганского массива. Именно с породами четвертой фазы связано грейзеновое и пегматитовое редкометалльное оруденение. По результатам определения радиологического

возраста (уран-свинцовым методом по циркону) сиенитов Айского массива получено значение в 248,9 5,7 млн.лет [1]. Рубидий-стронциевое изотопное датирование лейкогранитов с флюоритом показало более молодой возраст — 244 4,5 млн.лет [6].

Петрогеохимия пород комплекса детально рассмотрена Н.Н.Круком с соавторами [6]. Дополнительно обнаружены монцониты в западной части Айского массива среди меланосиенитов, а также лейкограниты с флюоритом в районе Бабыргана, Типешки. Представительные анализы всех разновидностей пород сведены в табл. 1. Ранее по составу биотита определена принадлежность лейкогранитов Бабырганского массива к типу редкометалльных плюмазитовых лейкогранитов [2], которые во многих регионах являются одними из наиболее рудопродуктивных гранитоидных магматических серий [7].

Цель настоящего исследования — на основе комплексных характеристик гипабиссальных интрузий айского комплекса определить генезис магматических пород и их рудогенерирующий потенциал, выявить наиболее перспективные участки для обнаружения промышленного редкометалльного оруденения.

Монцониты представляют собой крупнокристаллические породы розовато-серой окраски, сложенные зональным анортоклазом, роговой обманкой (f 53—58), клинопироксеном, биотитом, плагиоклазом. Краевые части зонального анортоклаза содержат микровключения салита, биотита, роговой обманки. Биотит по составу отвечает сидерофиллиту и отличается от слюд остальных разновидностей пород самыми низкими концентрациями магния (рис. 2).

Аксессуары включают мелкие выделения сфена, апатита. Для них характерны весьма высокие концентрации Sr до 2720 и Ba до 1970 г/т.

Монцогаббро и меланосиениты фазы 1 образуют ксенолиты и ксеноблоки в приконтактных частях Айской и других интрузий размером от первых десятков до сотен метров в поле развития сиенитов и кварцевых сиенитов. На контакте они перекристаллизованы с возникновением вторичного гранобластового агрегата биотит-кварц-полевошпатового состава. Представляют собой крупно- и гигантозернистые породы, сложенные преимущественно паргаситовой роговой обманкой (f 50—54%) и щелочным полевым шпатом, в незначительном объеме присутствует биотит. Вкрапленники щелочного полевого шпата насыщены включениями клинопироксена (салит), биотита, сфена и амфибола. В монцогаббро зафиксированы повышенные концентрации Sr до 1950 и Ba до 2070 г/т.

Меланосиениты сложены калинатовым полевым шпатом, амфиболом феррогастингситового ряда (f 49—60%), редко биотитом, а в интерстициях указанных минералов содержат плагиоклаз и кварц (2—4%); акцессорные минералы представлены (в г/т): магнетитом 4942, апатитом 55 и цирконом 4. Они характеризуются

1. Представительные анализы пород айского комплекса (главные компоненты в %, элементы в г/т)

Компо- ненты	Монцо- габбро	Монцонит	Мелано- сиенит	Сиенит	Грано- сиенит	Гранит	Лейко- гранит	Лейкогранит с флюоритом
SiO ₂	50,13	55,27	57,12	61,87	66,11	72,87	75,05	76,88
TiO ₂	1,24	1,18	1,44	1,20	0,47	0,16	0,13	0,11
Al ₂ O ₃	14,03	14,56	17,17	17,28	16,64	13,96	13,67	12,92
Fe ₂ O ₃	4,35	3,79	3,07	2,12	1,44	0,75	0,56	0,37
FeO	4,65	4,34	3,98	2,01	1,37	0,83	0,65	0,36
MnO	0,16	0,18	0,17	0,12	0,09	0,04	0,03	0,03
MgO	6,85	5,11	1,48	0,67	1,01	0,37	0,22	0,11
CaO	9,22	6,55	3,52	2,12	2,10	0,49	0,59	0,32
Na ₂ O	3,22	4,08	3,65	3,04	4,89	4,61	3,89	4,09
K ₂ O	3,67	3,76	7,23	8,95	5,12	4,72	4,65	3,93
ПППП	1,45	1,67	0,32	0,40	0,23	0,32	0,42	0,41
P ₂ O ₅	0,97	0,93	0,32	0,16	0,16	0,05	0,03	0,03
	99,94	99,75	99,47	99,96	99,63	99,17	99,89	99,56
Li	21,2	20,5	30,0	18,8	27,6	55	4,5	10,8
Rb	95	104	125	109	78,9	145	164	172
Cs	1,2	1,8	2,1	2,2	2,8	3,6	7,5	1,9
Be	6,3	7,5	2,5	3,8	0,7	5,3	6,7	0,7
Sr	1951	2720	2200	8750	630	280	20	8
Ba	2072	1970	2500	1956	750	310	40	20
La	14	16	17	46	73	74	55	32
Ce	42	44	46	58	86	97	63	36
Nd	21	22	22	24	24	29	16	8,6
Sm	6,8	6,6	6,5	5,4	4,2	5,5	2,2	0,9
Eu	1,71	1,67	1,64	1,42	1,23	1,21	0,68	0,13
Gd	6,9	6,6	6,5	6,1	3,3	4,1	2,1	0,9
Tb	1,2	1,1	1,1	0,94	0,52	0,61	0,26	0,11
Dy	5,5	5,3	5,1	3,9	2,3	1,2	1,6	0,7
Tm	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2
Yb	3,6	3,4	3,1	2,8	1,22	1,6	1,1	1,4
Lu	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,25	0,21	0,2
Y	20,7	19,8	19,7	14,7	7,8	13,6	13,4	10,4
Sc	6,8	6,7	6,5	5,7	5,6	4,2	3,3	1,3
Th	4,3	4,5	5,8	5,4	24	27	41	48
Hf	4,6	4,8	4,9	18	5,2	6,9	4,6	4,6
Ta	0,4	0,5	0,5	0,9	1,66	3,2	2,2	4,8
Nb	6,2	6,2	6,3	22,7	35,3	87,6	85,2	77
Zr	342	338	334	276	243	238	204	215
Eu/Eu	0,75	0,76	0,76	0,75	0,97	0,75	0,95	0,44

Примечание. Анализы выполнены: для главных компонентов — химическим методом, для остальных элементов — методом ICP-ms в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г.Иркутск).

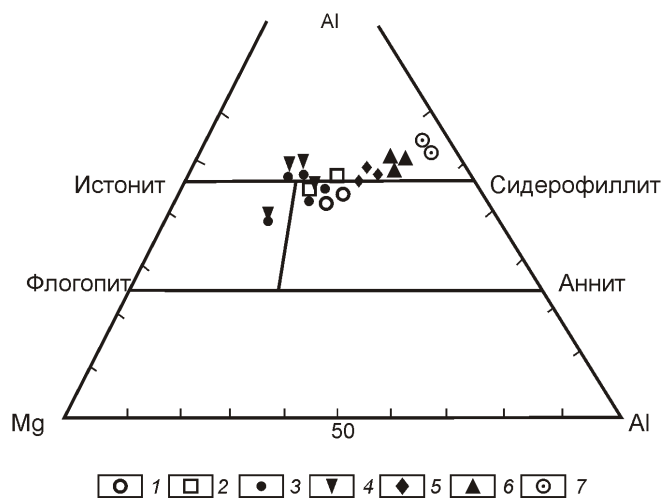


Рис. 2. Диаграмма Al-Mg-Fe составов биотитов гранитоидов айского ареала:

1 — сиениты; 2 — граносиениты; 3 — умеренно щелочные граниты; 4 — лейкограниты фазы 4 с флюоритом; 5 — меланосиенит; 6 — монцогаббро; 7 — монцонит

ются высокой щелочностью (K_2O 7,23%, Na_2O 3,65%), титанистостью (TiO_2 1,44%) и фосфористостью (P_2O_5 0,32%), высоким содержанием (в г/т): Ba 2500, Sr 2200, Zr 334, Nb 6,3, U 5 и Th 5,8. Отмечается резко дифференцированное распределение легких и тяжелых лантаноидов при РЗЭ 702 г/т.

Сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты фазы 2 связаны между собой постепенными переходами, с преобладанием двух последних разновидностей. Они слагают крупное (20–2 км) дугообразное тело, прослеженное почти непрерывно от горы Блинова на западе до хр. Типешка на востоке, а также в восточной части горы Бабырган. Сиениты и кварцевые сиениты представляют собой красновато-серые крупно-среднезернистые массивные породы, состоящие из крупнопертитового каликатрового полевого шпата (44–80%), амфибола (до 15%) паргасит-феррогастингситового ряда (f 45–56%), биотита (до 10%) истонит-сидерофиллитового ряда (см. рис. 1), сфена (до 2%) и магнетита (1142 г/т), редко салита (f 32–36%). Характерно дифференцированное распределение редкоземельных элементов с резким преобладанием легких над тяжелыми лантаноидами при

РЗЭ 202 г/т, отсутствием аномалии по европию. Отмечаются повышенные содержания (в г/т): Rb 125, Sr 1445, Zr 140. В сиенитах фиксируется аномально высокое содержание Sr до 8750 г/т, которое прогрессивно убывает с ростом кремнекислотности пород. По геохимическим особенностям породы близки к типичным для сиенитовой породной группы в составе гранитоидных серий A_1 -типа. Граносиениты — крупно-среднезернистые равномернозернистые или порфириовидные породы, состоящие из калишпата (35–44%), плагиоклаза (28,7–32,5%), кварца

(18–23%), темно-бурого слабозеленоватого (f 37–42%) биотита, зеленого амфибола (2–3%), переходного по составу между эденитом и обыкновенной роговой обманкой (f 42–47%), акцессорных сфена, циркона и апатита. Породы обладают сравнительно пониженными содержаниями Ba 750, Sr 630 и K относительно кварцевых сиенитов. Для них характерны минимальные среди пород массива концентрации Th, Ta, Nb, максимальные Zr и Y.

Умеренно щелочные лейкограниты и граниты фазы 3 внедрения обнажаются на площади 12 км² в восточной части массива (в районе горы Мохнатая), а также образуют прерывистую внешнюю оторочку главного сиенит-граносиенитового тела. Умеренно щелочные лейкограниты представляют собой розово-серые средне-крупнозернистые лейкократовые породы, состоящие из микроклина (29–43%), альбит-олигоклаза (до 25%), кварца (31–35%), низкожелезистого (f 43–46%) биотита (2–5%), мусковита (1–2%), акцессорных (в г/т): циркона 10,2, апатита 1,6, флюорита 26, магнетита 1642, сфена. В сравнении с граносиенитами в гранитах наблюдается уменьшение концентраций редкоземельных элементов (до 90,3 г/т — за счет иттриевой группы), Ta, Nb, Ba, Sr, отмечается слабо выраженный минимум по европию. По петрохимическому и редкоэлементному составу породы наиболее близки к плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам A_1 -типа, отличаясь несколько повышенной глиноземистостью и повышенными содержаниями Ba и Sr. В гранитах и лейкогранитах постоянно присутствуют в повышенных количествах В до 30 г/т и F до 0,3%. Биотиты этих пород относятся по составу к ряду истонит-сидерофиллита (см. рис. 2), а отдельные анализы тяготеют к ряду истонит-флогопита.

К фазе 4 отнесены линейно вытянутые участки (ширина до 230 м и протяженность до 1,5 км) в юго-восточном эндоконтакте Айского массива, сложенные флюоритсодержащими двуслюдяными умеренно щелочными лейкогранитами. Аналогичные породы отмечены в восточных эндоконтактных частях Типешки и северных контактах горы Мохнатая. Особенностью этих образований является присутствие низкожелезистого (f 37–44%) биотита (до 5%) с повышенными содержаниями F 4% и более, MnO 2,8–3% и флюорита до 105 г/т, наличие миароловых текстур и пегматоидных прожилков и жил. Флюорит в породах образует вкрапленность размерами от 0,5 до 40 мм. Изредка флюорит отмечается в миароловых пустотах, указывая на то, что его кристаллизация связана с поздними стадиями кристаллизации пород под влиянием позднемагматических флюидов. Породы характеризуются широкими вариациями редкоэлементного состава, минимальными среди гранитоидов Айского массива содержаниями Sr, Ba, РЗЭ, наличием в спектре РЗЭ слабого европиевого минимума и только в лейкогранитах с флюоритом он становится заметно ощутимым и составляет 0,44.

Концентрации изотопов стронция и неодима в породах приведены в табл. 2. На диаграмме (рис. 3) соотношения указанных изотопов образуют линейный тренд составов от монцогаббро до граносиенитов и лейкогранитов и локализируются вблизи обогащенного мантийного источника типа ЕМ II.

Потенциальная рудоносность интрузивных образований может быть определена путем вычисления редкометалльного индекса $F(\text{Li Rb})/(\text{Sr Ba})$, по Л.В.Таусону [7], с учетом особенностей флюидного режима и концентраций летучих компонентов в них (фтор, вода, бор). Необходимые данные и значения вышеуказанного индекса приведены в табл. 3.

Анализ табл. 3 показывает, что от монцогаббро к лейкогранитам с флюоритом происходит заметное увеличение концентраций фтора и редкометалльного индекса. При этом величина индекса (6178,3) и петро-геохимические параметры умеренно щелочных лейкогранитов весьма близки таковым для плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов (редкометалльный индекс 6800). Аналогичные параметры для лейкогранитов с флюоритом приближаются к литий-фтористым гранитам, с которыми пространственно и парагенетически связано грейзеновое и пегматитовое оруденение Sn, Ta, Nb в изучаемом районе.

Тантал-ниобиевое грейзеновое проявление Типешкинского расположено в юго-восточном эндоконтакте одноименного массива. Грейзены образуют зону мощностью от 2 до 12 м и протяженностью до 35 м. Обнажен лишь фрагмент зоны. Состав грейзенов: кварц, мусковит, турмалин, пирит, флюорит. В пробах-протоколках обнаружены берилл, топаз, танталит, колумбит, микролит, тапиолит, шеелит. Содержа-

2. Значения параметров $(\text{Nd})_t$ и $(\text{Sr})_t$ для пород айского интрузивного комплекса

Породы и фазы внедрения	$(\text{Nd})_t$	$(\text{Sr})_t$
Монцогаббро фазы 1	1,96	31,3
Монцонит фазы 1	1,99	31,2
Меланосиенит фазы 1	2,15	30,4
Сиениты фазы 2	2,13	29,73
Сиениты фазы 2	2,12	28,27
Граносиениты фазы 2	2,93	12,83
	2,93	20,94
Умеренно щелочные граниты фазы 3	2,90	23,0,5
	2,72	21,14
Лейкограниты фазы 4	2,94	20,37
	2,93	22,34

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН (г.Москва); — анализы заимствованы из работы [6].

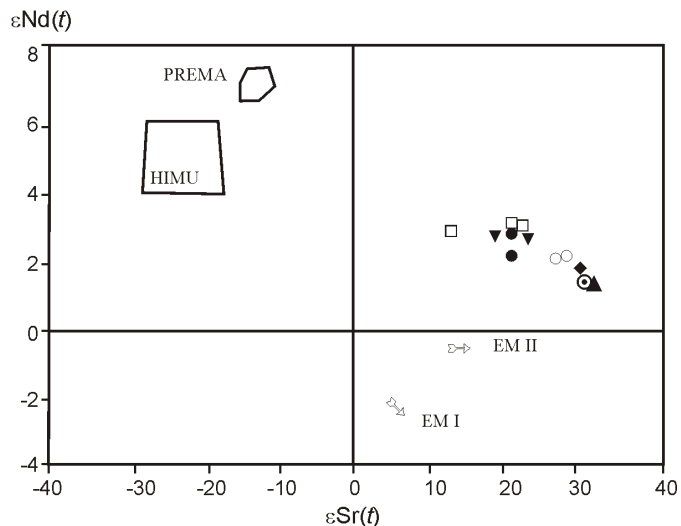


Рис. 3. Диаграмма $\text{Sr}(t)$ — $\text{Nd}(t)$ для пород айского комплекса:

типы мантии по работе [13]: EM I и EM II — обогащенная типов I и II, PREMA — примитивная, HIMU — с высоким изотопным U/Pb; см. услов. обозн. к рис. 2

жания Ta_2O_5 в грейзенах изменяются от 0,005 до 0,038%, Nb_2O_5 от 0,008 до 0,12%, BeO от 0,01 до 0,23%, Rb_2O от 0,001 до 0,18%.

Оловянное грейзеновое проявление Орлиное находится в южном контакте Айского массива в 0,5 км к югу от одноименной вершины. Грейзены по составу главных минералов весьма схожи с таковыми Типешкинского проявления. Основные рудные минералы: пирит, халькопирит, касситерит, станнин. Содержания SnO_2 в грейзенах колеблются от 0,03 до 0,15%. Следует отметить, что проявление сопровождается первичным ореолом олова, распространяющимся не только в пределах гранитоидов массива, но и во вмещающих алевролитах каимской свиты.

Обсуждение результатов и выводы. Приведенные данные свидетельствуют о едином источнике формирования всех разновидностей пород. Ряд исследователей, изучая интрузивные образования Айского массива, пришли к выводу о формировании граносиенитовых расплавов в процессе анатектического плавления слабо метасоматизированных коровых субстратов [6]. При этом констатируется автономность и генетическая разнородность базит-сиенитовых и граносиенит-гранитовых породных групп. Данные автора свидетельствуют о едином источнике базитовых, монцонитоидных, сиенитовых и гранитовых разновидностей, образовавшихся в результате дифференциации единой щелочной мантийной базальтовой магмы в глубинном очаге. Такое единство просматривается не только в сходных и закономерных изменениях петро-геохимических характеристик всего набора пород, но и по данным изотопов Sr и Nd (см.

3. Концентрации редких элементов и значения редкометалльного индекса в породах айского комплекса

Породы	F, %	Li, г/т	Rb, г/т	Sr, г/т	Ba, г/т	F(Li Rb)/(Sr Ba)
Монцонаббро	0,02	21,2	95	1950	2070	5,78
Монцониты	0,03	20,5	104	2720	1970	7,96
Меланосиениты	0,04	30,1	125	2200	2500	13,2
Сиениты	0,08	18,8	109	8750	1956	9,54
Граносиениты	0,10	27,6	78,9	630	750	77,2
Граниты	0,12	55	145	280	310	406,8
Лейкограниты	0,22	4,5	164	20	40	6178,3
Лейкограниты с флюоритом	0,85	10,8	172	7	20	57548,1

рис. 3), указывающих на близость к единому мантийному источнику обогащенной мантии типа ЕМ II. Соотношения изотопов Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в породах айского комплекса изменяются от 0,7052 до 0,7068 [6], также указывают на ювенильный мантийный источник родоначальной магмы и контаминацию корового материала.

Формирование лейкогранитов с флюоритом заключительной фазы внедрения изученных массивов связано с эманационной дифференциацией и дегазацией фельзитических выплавов, максимально обогащенных и пересыщенных летучими компонентами. Экспериментальные данные по изучению кислых расплавов [5], показали, что гранитные магмы, насыщенные водой и фтором, не заканчивают кристаллизацию при температуре солидуса обычных гранитов, а продолжают свою эволюцию на 150—200 °С ниже и становятся «низкотемпературными» расплавами, которые кристаллизуются при температуре 575 ± 25 °С (при давлении в 100 МПа). Данные автора по завершающим фазам айских лейкогранитов с флюоритом близки к оговариваемым параметрам.

Условия накопления летучих компонентов и связанных с ними рудных и редких элементов в потенциально рудоносных магматических системах коррелируются с соотношениями в них летучих компонентов и их окислительно-восстановительных потенциалах, показателем которых является фугитивность кислорода. Для олова и других редких элементов наиболее вероятная форма переноса — комплексные соединения типа $\text{Sn}(\text{OH}, \text{F})^2$. В аналогичных формах переносятся Ta, Nb и др. Следовательно, повышенные концентрации фтора в биотитах в позиции (OH, F) должны рассматриваться как важный критерий оловоносности и редкометалльности гипабиссальных интрузий. Содержания фтора в биотитах умеренно щелочных лейкогранитов с флюоритом достигают 4% и более. С одной стороны, максимально высокий индекс редкометалльности (см. табл. 3) также указывает на потенциальную рудоносность заключитель-

ных фаз становления (лейкограниты с флюоритом), приближающийся по своим значениям к индексу редкометалльности плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов. С другой стороны, по комплексу петро-геохимических параметров айские гранитоиды близки к шошонитовой серии [4].

Образование флюорита в лейкогранитах связано с обогащенными фтором флюидами позднемагматической стадии. Обогащенность фтором обусловлена эманационной дифференциацией в магматическом очаге. Известно, что концентрации редкоземельных элементов во флюоритах и отношения некоторых лантаноидов — хорошие показатели геохимической обстановки кристаллизации минерала и вмещающей породы. Проанализировано несколько монофракций флюоритов на РЗЭ (табл. 4).

Следует отметить, что спектры РЗЭ во флюоритах отличаются довольно значительными концентрациями почти всех элементов, вероятно, обусловленных процессами эманационной дифференциации, в которых существенную роль играли лиганды фтора на позднемагматической стадии. Отмечается слабо обогащенный спектр распределения легкими РЗЭ (La/Yb_N 3,5—5,1). При эманационной дифференциации не происходило заметного деплетирования легкими РЗЭ, как это имеет место при взаимодействии флюид/порода в процессе кристаллизационной дифференциации. Эманационная природа дифференциации, вероятно, обусловила и повышенные относительные концентрации Tb и Tb/La (от 0,16 до 0,21). Аналогичные Tb/La в первичных флюидах без эманационной дифференциации составляют первые сотые, являющиеся индикатором степени фракционирования флюида [11]. По всей вероятности, с эманационной дифференциацией связаны и сравнительно низкие Y/No 1,72—2,17, в то время как в гидротермальных флюоритах Y/No составляет 50—200 [7], тем самым, указывая на относительно слабый фракционированный характер магматогенного флюида в период эманационной дифференциации.

4. Концентрации РЗЭ (в г/т) во флюоритах лейкогранитов фазы 4 (Верхне-Айский, Типешкинский массивы)

Элементы и отношения	Пробы		
	5995	5998	5601
La	81	76	74
Ce	67	63	61
Pr	12	11	11
Nd	22	24	21
Sm	13	11	10
Eu	12,4	13,7	14,2
Gd	17	19	22
Tb	12,6	14,8	15,3
Dy	23,5	25,8	27,6
Ho	7,8	9,6	11,4
Er	15,2	16,7	18,8
Tm	2,2	2,6	3,1
Yb	10,7	12,8	14,3
Lu	1,52	1,78	2,04
Y	16,9	17,4	19,7
Tb/La	0,16	0,19	0,21
Y/Ho	2,17	1,81	1,72
La/Yb _N	5,1	4,0	3,5

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-ms в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г.Иркутск).

На диаграмме (рис. 4), отражающей спектры распределения РЗЭ во флюоритах лейкогранитов, наблюдаются позитивные аномалии Eu и Tb. Модель распределения РЗЭ носит выпуклый характер и вызвана тетрадным эффектом фракционирования М-типа по работе [10].

Значения тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ во флюоритах из лейкогранитов изменяются от 1,25 до 1,32, коррелирующие со значениями Y/Ho и La/Lu (табл. 5).

Приведенные материалы позволяют связывать образование крупной Айской плутонической ассоциации пород в триасовое время с дифференциацией магматического очага в условиях рифтогенного растяжения, вызванного функционированием Сибирского суперплума [3].

Особенности изотопии стронция указывают на значительную долю коровой составляющей в их источнике, а субсолвусная кристаллизация полевых шпатов — на высокое содержание воды в магматических флюидах, помимо фтора.

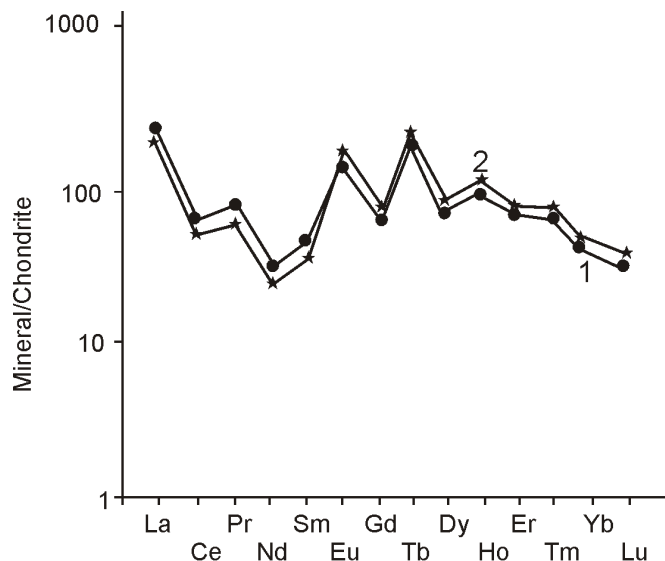


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов во флюоритах из лейкогранитов:

концентрации редкоземельных элементов нормированы по хондриту [12]; флюориты из лейкогранитов интрузий: 1 — Айская, 2 — Типешкинская

Оруденение связано с заключительной фазой становления интрузий — лейкогранитами, генерация которых происходит в процессе доминирующей эманиционной дифференциации в гипабиссальном очаге. Рудогенерирующий потенциал Айского плутона по приведенным характеристикам должен быть более масштабным. В связи со сравнительно небольшим эрозионным срезом Айской рудно-магматической системы и наличием апикальных выступов, провесов кровли особенно в южных и юго-восточных краевых частях плутона, наличием прямых признаков оруденения грейзенового и пегматитового типов, имеются реальные возможности выявления промышленного оруденения редких металлов.

5. Отношения некоторых РЗЭ и значения тетрадного эффекта в флюоритах из лейкогранитов Айского ареала

Флюорит из лейкогранитов	Y/Ho	Eu/Eu	La/Lu	TE _{1,3}
Айский массив	2,16	2,55	53,28	1,32
	1,81	2,87	42,69	1,28
Типешкинский массив	1,73	2,83	36,27	1,25
Хондрит	29,0	0,32	0,975	—

Примечание. TE_{1,3} — тетрадный эффект по В.Ирбер [9]; Eu (Sm_N Gd_N)/2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский—раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. № 4. С. 715—729.
2. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. —Томск: Изд-во STT, 2003.
3. Гусев А.И., Гусев Н.И. Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. 2005. № 23. С. 119—129.
4. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность Белокурихинского комплекса Алтая. —Бийск, 2008.
5. Коваленко В.И. Экспериментальное исследование плавления и кристаллизации топазосодержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты // ДАН СССР. 1974. Т. 215. № 3. С. 681—684.
6. Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П. и др. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. № 8. С. 1072—1084.
7. Таусон Л.В., Гундобина Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. —Новосибирск: Наука, 1987.
8. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. Vol. 119. Pp. 213—223.
9. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. № 3/4. Pp. 489—508.
10. Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effects in nature: two mutually opposite types W and M // Geochim. Journal. 1987. Vol. 21. Pp. 119—124.
11. Subtas I., Fernandez-Nieto C. Hydrothermal events in the Valle de Tena (Spanish Western Pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace element distribution from fluotite deposits // Chem. Geol. 1995. Vol. 124. Pp. 267—282.
12. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Oxford. 1985.
13. Zindler A., Hart. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. Vol. 14. Pp. 493—571.

Гидрогеология, инженерная геология

УДК 556.31

Р.Ф.Абдрахманов, В.Г.Попов, 2012

Геохимические особенности и формирование Мулдаккульского месторождения минеральных вод на Южном Урале

Р.Ф.АБДРАХМАНОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии Уфимского научного центра РАН; 450077, Башкортостан, г.Уфа, ул.К.Маркса, д.16/2), В.Г.ПОПОВ (Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт); 346428, г.Новочеркасск, Ростовская обл., ул.Просвещения, д.132)

Обсуждаются вопросы, касающиеся геохимии и формирования Мулдаккульского месторождения минеральных вод на Южном Урале. С использованием гелиевых и изотопно-гелиевых исследований доказывается его инжекционное происхождение в результате разгрузки по зоне разлома глубинных талассогенных растворов и их смешения с пресными водами зоны гипергенеза.

Ключевые слова: Южный Урал, минеральные воды, Мулдаккульское месторождение, гидрогеохимия, формирование.

Абдрахманов Рафил Фазылович, hydro@ufaras.ru

Попов Владимир Георгиевич, popovvg@novoch.ru

Peculiar Geochemical Features and Formation of the Muldakkul Mineral Water in the South Urals

R.F.ABDRAKHMANOV, V.G.POPOV

The paper discusses the problems related to geochemistry and formation of the Muldakkul mineral water in the South Urals. Helium and helium isotope studies prove its injection origin due to unloading of subsurface thalassogenic solutions and their mixing with fresh waters of the hypergenesis zone.

Key words: South Urals, mineral waters, Muldakkul deposit, hydrogeochemistry, formation.

Общее состояние проблемы. Исследование вещественного состава, закономерностей распределения скоплений и формирования подземных вод горно-

складчатых сооружений — одно из новых и важных направлений региональной гидрогеологии и генетической гидрогеохимии. Основы его были заложены

фундаментальными трудами В.И.Вернадского и А.Е.Ферсмана, а в дальнейшем развито в работах И.К.Зайцева, Н.И.Толстихина, А.М.Овчинникова, Н.А.Маринова, Е.В.Пиннекера, Е.В.Посохова, Е.А.Баскова, В.А.Кирюхина, А.В.Кудельского, С.Р.Крайнова и др.

В современной гидрогеологии и гидрогеохимии одна из недостаточно изученных и дискуссионных проблем — проблема глубинной гидрогеологической зональности горных стран. Издавна утвердились представления о них в целом и об Урале в частности как о гидрогеологически открытых структурах, являющихся внешними зонами питания и создания напора глубоко залегающих подземных вод сопредельных платформ. Подземные воды в горных странах связывались главным образом с зоной региональной трещиноватости пород различного происхождения, находящейся под воздействием процессов выветривания и инфильтрации атмосферных осадков. Ниже этой зоны моноклитные образования считались водопорными за исключением зон разломов с локально-трещинными водами обычно невысокой минерализации.

Однако региональными гидрогеологическими исследованиями последних десятилетий установлено, что горноскладчатые области не являются гидрогеологически однозональными структурами: они имеют не только широтную и высотную гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую поясность, но и глубинную зональность. Под зоной пресных вод повсеместно залегает мощная толща осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических пород, насыщенная солеными водами и рассолами. Происхождение их связано с захоронением в породах седиментогенных и метаморфогенных вод, выщелачиванием солевого комплекса пород, внедрением по зонам тектонических нарушений минерализованных вод из соседних артезианских структур, проникновением вод древних и современных морских бассейнов и др.

Эти представления были положены в основу прогнозных моделей гидрогеохимической зональности горноскладчатых областей. В.А.Кирюхин с соавторами [2], обобщившие материалы по гидрогеохимии этих областей, в т.ч. древних палеозойских (Казахская, Уральская, Донецкая и др.), предположили, что на Урале под зоной пресных вод, начиная с глубины 1—3 км, расположена зона соленых вод и рассолов. Основанием для такого прогноза послужило обнаружение на Урале высокоминерализованных вод в глубоко залегающих осадочных и метаморфических комплексах палеозойского позднепротерозойского возраста.

Так, на западном склоне Среднего Урала, считавшемся областью питания глубоких комплексов палеозоя Восточно-Европейской платформы, нефте-разведочными скважинами в каменноугольных отложениях вскрыты хлоридные кальциево-натриевые

рассолы с минерализацией 200 г/л. Им свойственны высокая метаморфизация ($r_{Na/rCl}$ 0,56—0,59), низкая сульфатность, наличие аммония, брома и исключительно высокие концентрации йода (211 мг/л), свидетельствующие о гидродинамической закрытости недр и седиментогенной природе вод. Рассолам сопутствует малосернистая легкая нефть, плотность которой 0,79 г/см³. Нефтегазопоявления и даже месторождения в девоне и карбоне известны на западном склоне Среднего и Южного Урала (Ветосское, Архлатышское, Красноусольское и др.). Обнаружение залежей углеводородов и сопутствующих им седиментогенных рассолов в Карпатах, на Юго-Западном Гиссаре, Кавказе, Западном Урале и в других горноскладчатых областях [4, 7, 12], не говоря уже об открытии нефтяных месторождений в Предуральском, Предкарпатском и других краевых прогибах, указывает на преимущественную гидрогеологическую разобщенность горных стран и прогибов и господство в их глубоких частях застойного гидрогеодинамического режима.

На железорудных и медно-колчеданных месторождениях Тагило-Магнитогорского прогиба Урала (Естюнинское, Теченское, Подольское и др.) на глубине 780—1235 м в эффузивно-осадочных породах установлены соленые воды хлоридного натриевого и кальциевого составов с минерализацией 3—9 г/л [3, 5]. Они имеют геохимический облик талассогенных растворов, в разной степени измененных за счет эпигенетических процессов. Невысокая минерализация объясняется разубоживанием седиментогенных вод, проникших в рудовмещающие эффузивы из окружающих осадочных пород, метеогенными водами в неотектонический этап развития Урала. При этом сингенетические седиментогенные рассолы приурочены к карбонатным и терригенным формациям девона—карбона, образовавшимся в морских и лагунно-морских условиях и обладающими относительно хорошими коллекторскими свойствами. Именно с этими формациями связаны перспективы нефтегазонасыщенности Магнитогорского мегасинклинория. В эффузивных и пирокластических образованиях высокоминерализованные воды встречаются в локальных зонах флюидопроницаемых разломов и имеют эпигенетическую природу, поскольку проникли в эти образования из осадочных пород.

Решающее значение в формировании глубинной гидрогеохимической зональности горных стран отводится динамике подземных вод, зависящей от характера и степени пустотности горных пород. Теоретическими исследованиями и изучением трещиноватости пород в глубоких скважинах и горных выработках складчатых областей, в т.ч. Урала, показано, что трещины разного уровня и происхождения и связанная с ними водоносность прослеживаются в различных литолого-генетических типах пород на глубину нескольких тысяч метров. Наличие воды в жидкой фазе на

глубинах 2—3 км способствуют процессы регионального тектонического расщепления, гидрогенного разуплотнения пород и др. Все это явилось основанием для выделения в горноскладчатых областях не только зоны интенсивной циркуляции, но и зон замедленного водообмена, застойного гидрогеодинамического режима с содержащимися в них минерализованными водами различного происхождения. С позиции этих представлений обнаружение в недрах орогенов соленых и рассольных вод стало восприниматься не как аномальное, а как закономерное явление, отражающее сущность нормальной гидрогеохимической зональности, относящейся к категории фундаментальных свойств земной коры. Гидрогеохимия складчатых областей в настоящее время рассматривается как результат сложного взаимодействия в пространстве и во времени различных гидрогеологических структур, интенсивного проявления на разных этапах их развития тектонической и магматической деятельности. При этом исключительно важную роль в жизни подземных вод играют процессы седиментогенеза и складкообразования, ландшафтно-климатический и другие факторы.

Важно подчеркнуть, что повсеместно развитая на Южном Урале зона пресных вод, мощность которой достигает многих сотен метров, обычно маскирует находящуюся под ней зону минеральных соленых вод и рассолов. Поэтому не случайно, что на картах минеральных вод масштабов 1:2 500 000—1:15 000 000, составленных в разные годы во ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, ЦНИИКиФ, ГИН АН СССР под редакцией И.К.Зайцева и Н.И.Толстихина, В.В.Иванова и Г.А.Невраева, А.М.Овчинникова, Л.А.Яроцкого и др., Урал отнесен к областям, малоблагоприятным для формирования минеральных вод или даже с их отсутствием. Здесь из всего многообразия геохимических типов подземных минеральных вод отмечались распространенные в виде очагов кислые железистые сульфатные (купоросные) воды с высоким содержанием Cu, Zn, Al, Pb, Mn, связанные с зонами окисления сульфидных месторождений (Гайское и Дегтярское), а также гидрокарбонатные радоновые воды с газами воздушного происхождения, приуроченные к разломам в интрузиях гранитов (месторождения Липовка и Увильды).

Минеральные воды, заключенные в глубоких частях недр Урала, в геохимическом отношении изучены очень слабо. Поэтому каждое проявление аномальных по составу вод заслуживает особого внимания. Ранее авторами были охарактеризованы Красноусольское месторождение сероводородных и радоновых вод, а также Тереклинские, Ташастинские и Аскынские хлоридные источники, расположенные у подножья западного склона Южного Урала, а также Ассинское месторождение и Катав-Ивановское проявление сульфатно-хлоридных и хлоридных вод в Инзерском синклинии Центрально-Уральского поднятия [1, 8]. Особый геохимический и генетичес-

кий интерес представляет Мулдаккульское месторождение минеральных вод на восточном склоне Южного Урала, которое и является предметом обсуждения настоящей статьи.

Геолого-структурные условия. Месторождение минеральных вод в геолого-структурном отношении приурочено к Кизильскому синклинию в приосевой части Магнитогорского мегасинклинория. Синклинорий ограничен с запада Иркендыкским, а с востока — Ахуновско-Кацбахским антиклинориями. Синклинорий осложнен структурами более мелкого порядка, заложенными в раннем карбоне во время интенсивных тектонических движений. К одной из них — Мулдаккульской синклинали — и приурочено месторождение минеральных вод.

Мулдаккульская синклиналь сложена породами палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Палеозой представлен каменноугольной системой в составе кизильской, уртазымской и янгельской свит. *Кизильская свита*, относящаяся к визейскому и намюрскому ярусам нижнего карбона (C_{1v-n}), сложена в нижней части (1200—1500 м) кремнистыми сланцами, алевролитами, туфоконгломератами и песчаниками с прослоями эффузивов, а в верхней (2100—2250 м) — известняками. *Уртазымская свита*, обнажающаяся в восточном борту синклинали, отвечает московскому ярусу среднего карбона (C_2m). Она представлена алевролитами, аргиллитами, известковистыми песчаниками с прослоями гипсов, конгломератами. На уртазымской свите несогласно залегает *янгельская свита* верхнего карбона — нижней перми ($C_3—P_1$). Она сложена преимущественно терригенными осадками: кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а в нижней части разреза — конгломератами. Среди песчаников встречаются прослои (до 2 см) гипса. Мощность свиты 500 м.

Каменноугольные и нижнепермские породы перекрыты отложениями мезозоя — кайнозоя. Мезозой представлен глинистой корой выветривания палеозойских пород мощностью до 60 м, на которой залегают рыхлые неоген-четвертичные песчано-глинистые осадки. В котловине оз. Мулдаккуль развита озерно-аллювиальная фация, представленная илами, песками и галечниками мощностью до 45 м.

Западное крыло Мулдаккульской синклинали осложнено Смеловским разломом и более мелкими тектоническими нарушениями типа надвигов, по которым контактируют песчано-сланцевые породы янгельской свиты и карбонатные породы кизильской. Геодинамически мобильный Смеловский разлом испытал многократные подвижки в позднепалеозойско-мезозойское время.

Гидрогеологические особенности. Подземные воды приурочены к терригенно-карбонатным кизильским породам, терригенным загипсованным уртазымским отложениям, терригенным янгельским и четвертичным осадкам (рис. 1).

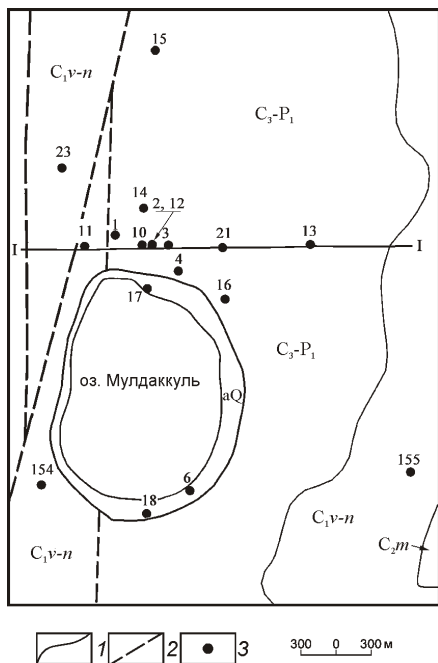


Рис. 1. Гидрогеологическая схема района оз.Мулдаккуль:

гидростратиграфические подразделения: аQ — аллювиальный четвертичный водоносный горизонт (пески, гравий, глины); водоносные комплексы: C_3-P_1 — янгельский, верхний карбон—нижняя пермь (песчаники загипсованные, аргиллиты, алевролиты, конгломераты), C_2m — уртазымский, средний карбон (алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоями гипсов), C_{1v-n} — кизильский, нижний карбон (алевролиты, песчаники, сланцы, известняки); I—I — линия гидрогеохимического разреза; 1 — границы водоносных комплексов; 2 — линии разломов; 3 — скважина и ее номер

Воды кизильской свиты залегают на глубине 10—30 м, безнапорные. Дебит источников из вулканогенно-осадочных терригенных пород составляет 0,2—0,5 л/с, а скважин, вскрывших трещинно-карстовые воды в известняках — 3,3 и 5,0 л/с при понижении уровня соответственно 1,5 и 1,8 м. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Воды имеют пестрый химический состав (гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатно-сульфатный, хлоридно-сульфатный магниево-кальциевый, магниево-натриевый, натриевый), минерализацию 0,6—0,8 г/л.

Трещинно-пластовые воды уртазымской свиты развиты в базальных конгломератах, песчаниках, в меньшей степени — в мергелистых известняках и гипсах. Водообильность пород неравномерная: коэффициент фильтрации 0,8—16,8 м/сут; удельный дебит скважин 0,39—4,5 л/с м. Воды по составу сульфатные кальциево-натриевые с минерализацией 2,6—12,0 г/л.

Водоносность янгельской свиты — основного коллектора минеральных вод — связана с пластами трещиноватых полевошпатовых разномерных песчаников, разделенных прослоями (0,5—5 м) водоупорных аргиллитов и алевролитов. В нижней части разреза залегают безводные конгломераты и гравелиты. Горизонты минеральных вод, перекрытые глинистой корой выветривания, вскрываются на глубине до 100 м. Уровни напорных вод устанавливаются от 0,4 м выше поверхности земли до глубины 12 м. Величина напора вод увеличивается с глубиной от 10 до 200 м и более.

При этом нижние горизонты янгельского водоносного комплекса имеют более высокие отметки уровня вод, чем верхние. Такое соотношение уровней — необходимое условие для восходящей разгрузки напорных вод. Пьезометрическая поверхность их связана с рельефом, в результате чего максимальные отметки уровня вод (410—420 м) отмечены за контуром месторождения минеральных вод (скв.15), а минимальные (397—400 м) — в прибрежной части оз.Мулдаккуль. Величина пьезометрического уклона изменяется от 0,02 до 0,1 и более. Вблизи тектонического контакта наблюдается сгущение пьезоизогипс, что указывает на дренирующее влияние Смеловского разлома.

Янгельские песчаники отличаются сильной фильтрационной анизотропностью как по площади, так и по разрезу. Она обусловлена совокупным воздействием двух главных факторов — тектонического и литологического. Наиболее высокими коллекторскими свойствам обладают песчаники интервала 25—100 м, залегающие в приразломной зоне, причем наиболее раздроблены и водообильны пласты песчаников в удалении от разлома на 0,7—1,0 км. Породы, непосредственно примыкающие к тектоническому контакту, обладают относительно низкой трещиноватостью и водопроницаемостью. Это, надо полагать, связано с особенностями формирования надвиговых дислокаций под действием сил тангенциального сжатия.

Коэффициент фильтрации пород в зоне дробления 15—20 м/сут, водопроводимость 700—1000 м²/сут и более, а удельный дебит скважин 2—10 л/с м. Вне проницаемой зоны разлома (на расстоянии 2—3 км) и на глубинах свыше 150—200 м трещиноватость и связанные с ней водопроницаемость и водообильность пород резко снижаются: коэффициент фильтрации песчаников, как правило, не превышает 1 м/сут, а удельный дебит скважин 0,1—0,2 л/с м.

Питание верхней части янгельского водоносного комплекса (до глубины 80 м), содержащей маломинерализованные гидрокарбонатные воды, происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. В формировании хлоридных соленых и рассольных вод, залегающих в средней и нижней частях комплекса, принимают участие высокоминерализованные растворы, поступающие из нижележащих толщ карбона. Дренаж водоносного комплекса осуществляется оз.Мулдаккуль.

Глинистая кора выветривания мезозоя—кайнозоя играет роль регионального водоупора. Однако местами в ней возможно присутствие прослоев и линз обломочных пород, содержащих пресные воды.

Четвертичные песчано-галечниковые породы включают безнапорные грунтовые воды сульфатно-гидрокарбонатного, сульфатно-хлоридного и хлоридного состава с минерализацией 0,6—11 г/л, разгрузка которых происходит в оз.Мулдаккуль.

Геохимия минеральных вод. В результате восходящей разгрузки по зоне Смеловского разлома глубинных рассолов и смешения их с пресными инфильтрационными водами в озерной котловине Мулдаккуль в янгельском комплексе сформировалась контрастная куполовидная гидрогеохимическая аномалия (рис. 2). Размещение в ней минеральных вод подчинено нормальной вертикальной гидрогеохимической зональности, выражающейся в росте с глубиной минерализации вод и изменении их ионно-солевого состава.

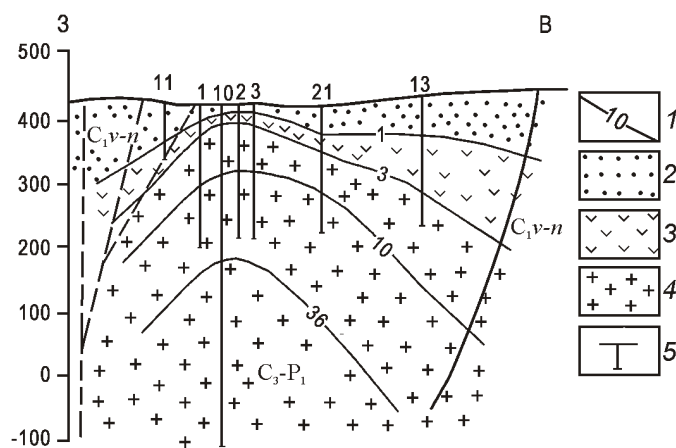


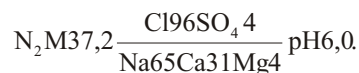
Рис. 2. Гидрогеохимический разрез:

I — изолинии минерализации воды, (в г/л); гидрогеохимические зоны: 2 — гидрокарбонатная, 3 — сульфатно-хлоридная, 4 — хлоридная; 5 — скважины и их номера

Верхняя зона мощностью 50—80 м и более (в карбонатных кизильских породах) представлена $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ и Cl-HCO_3 водами с минерализацией 0,4—1,0 г/л. Они принадлежат к I (содовому) или II (сульфатно-натриевому) гидрогеохимическим типам, по классификации О.А.Алекина—Е.В.Посохова [10]. Содержание в водах специфической соли NaHCO_3 достигает 29, а Na_2SO_4 — 15%.

Ниже до глубины 100, иногда 140—180 м (скважины 3, 10) расположена зона $\text{SO}_4\text{-Cl}$ вод типа IIIa (хлормagneиный) с минерализацией 1—3 г/л, иногда выше. Под ней до 500 м и, судя по всему глубже, находится зона хлоридных вод типов IIIб (хлоркальциевый) и IIIa с минерализацией до 37,2 г/л. Верхний предел минерализации рассолов в Мулдаккульской

синклинали не установлен. Однако, учитывая их седиментационное происхождение, а также то обстоятельство, что садка гипса, который, как указывалось, присутствует в янгельской свите, происходит при солёности воды лагунно-морского бассейна осадконакопления 135—150 г/л, минерализация рассолов в глубоких частях синклинали может значительно превышать указанную величину. Наиболее минерализованная вода, выведенная скв.10 с глубины 350 м, имеет следующий состав:



Кровля хлоридной зоны в скважинах, расположенных в прибрежной части озера, где вершина купола хлоридных вод наиболее близко подходит к поверхности, вскрывается на глубине 10—80 м (скважины 1, 2, 16). Катионный состав вод в пределах всех зон — двух- и трехкомпонентный: Mg-Na, Mg-Ca, Ca-Na, Ca-Mg-Na. Наибольшей сложностью он отличается в верхних зонах пресных и солоноватых вод. С глубиной по мере роста минерализации и изменения состава вод происходит снижение величины pH (от 7 до 6) и увеличение концентрации свободной CO_2 (от 13 до 97 мг/л).

Солевой состав минеральных вод также довольно сложный. Обычно в нем преобладают NaCl , MgCl_2 и CaCl_2 , общий вклад которых в формирование минерализации составляет 70—90%. Подчиненное положение занимают MgSO_4 , CaSO_4 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. В водах Cl-Ca-Na состава с минерализацией 15—20 г/л содержание специфической соли CaCl_2 , определяющей хлоркальциевый геохимический тип вод, достигает 29% (скважины 2, 10, 14). Однако наиболее обогащены хлоридами кальция (53—70%) воды с относительно невысокой минерализацией (2,4—4,6 г/л), залегающие на глубине 120—180, иногда 60—120 м. Они установлены скважинами 13 и 15, наиболее удаленными от оз.Мулдаккуль. В водах скважин, расположенных в прибрежной части озера, концентрация CaCl_2 существенно ниже, а в некоторых из них (скважины 3, 12, 21) глубиной 140—180 м эта соль вообще отсутствует. Такое распределение хлоридов в подземных водах хорошо согласуется с гидрохимией озера, вода которого имеет сульфатно-хлоридный магниевонатриевый состав, тип IIIa и минерализацию около 23 г/л.

Соль CaCl_2 , как известно, отражает глубинную обстановку формирования подземных вод с квазистойным гидрогеодинамическим режимом, показателем которой также является коэффициент метаморфизации $r\text{Na}/r\text{Cl}$. В исследуемых водах он снижается до 0,7—0,4, т.е. значительно меньше, чем у нормальной морской воды с солёностью 36 г/л ($r\text{Na}/r\text{Cl}$ 0,87).

Минеральные воды отличаются повышенным содержанием микроэлементов талассогенного и биогенного происхождения (в мг/л): Br до 33,9, H_3BO_3 до 20,0, I до 2,0, F до 1,25. Концентрация органичес-

ких веществ колеблется (в мг/л): нейтральные вещества (смолы, масла) 5,6—9,2, кислые битумы (нафтеновые кислоты, кислые битумы) 4,8—6,6, спирторастворимые вещества (спиртовые смолы, гумусовые вещества) 5,2—8,34. Общее содержание органических веществ 19,2—23,6 мг/л.

Формирование и происхождение минеральных вод. Результаты гелиевых и изотопных исследований представляют большой интерес для решения вопроса о формировании и генезисе минеральных вод.

Гелий, как известно, инертный газ, образующийся за счет α -распада U, Th, Ra и некоторых других элементов. Масштабы генерации гелия горными породами определяются как количеством содержащихся в них радиоактивных элементов, так и длительностью их распада (т.е. возрастом водоносных пород). Перенос и накопление гелия в водах как платформенных, так и орогенных структур, обуславливающих формирование гелиевых полей, связаны с восходящей конвективно-фильтрационной миграцией.

Доказано, что основным флюидом-носителем гелия служат подземные воды. При этом в естественных условиях однонаправленный восходящий перенос водорастворенного гелия из глубоких частей геологических структур в приповерхностную зону и формирование в ней дифференцированного поля гелия ($n \cdot 10^{-5}$ мл/л) вызваны гидрогеодинамическим и геотектоническим факторами [9]. Первый из них обуславливает энергетику разгрузки гелиеносных вод, а второй контролирует размещение проницаемых зон разломов, по которым и осуществляется восходящая разгрузка глубинных гелиеносных растворов.

Имея в виду использование гелия для выяснения особенностей формирования месторождений минеральных вод, следует подчеркнуть, что гелий, обладающий высокими градиентами в подземной гидросфере, дает наиболее интенсивные аномалии в верхних горизонтах земной коры и поэтому является наиболее четким индикатором глубинных процессов. По пути восходящей миграции гелий, являясь самым инертным элементом, к тому же обладающим низкими адсорбционными свойствами, не вступает во взаимодействие с породами, газами и органическими веществами, т.е. образует «истинные» поля, не искаженные вторичными явлениями.

С учетом указанных особенностей гидрогеохимии гелия выполнено гелиевое опробование подземных и поверхностных вод района Мулдаккульского месторождения минеральных вод. Концентрации гелия определялись на магниторазрядном индикаторе ИНГЕМ-1.

Как установлено, приповерхностное поле гелия Магнитогорского мегасинклинория в районе месторождения отличается сильной изменчивостью: амплитуда концентраций гелия в водах кизильской, уртазымской и янгельской свит достигает трех порядков, т.е. n (10^{-5} — 10^{-2}) мл/л. Минимальная (фо-

новая) концентрация He (4 — $6 \cdot 10^{-5}$ мл/л, равновесная атмосферной ($5,2 \cdot 10^{-5}$ мл/л), свойственна трещинно-грунтовым водам зоны выветривания, не связанной с глубинным источником поступления растворенных веществ. Это пресные и слабосолоноватые $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ и Cl-HCO_3 воды, химический состав которых формируется за счет общих литолого-гидрогеохимических процессов (растворение и выщелачивание, гидролиз, кристаллизация солей и др.).

В противоположность им концентрация гелия в хлоридных соленых водах янгельской свиты зоны Смельовского разлома достигает $3 \cdot 10^{-2}$ мл/л. По мере удаления от него гелиеносность подземных вод резко снижается и не превышает фоновых значений в неглубокозалегающих инфильтрационных водах атмосферного питания. Такое распределение гелия служит неопровержимым свидетельством разгрузки глубинных вод по проницаемой зоне тектонического нарушения.

Необходимо подчеркнуть, что в придонном слое воды оз. Мулдаккуль на глубине 3,4 м также установлено повышенное содержание He ($1,84 \cdot 10^{-4}$ мл/л), указывающее на наличие глубинного источника питания озера подземными минеральными водами.

Минеральные воды Мулдаккульского месторождения отличаются не только ионно-солевым, микрокомпонентным и газовым составом, но и изотопным составом водорода и кислорода растворителя H_2O , отражающим условия их формирования и генезис. Положение фигуративных точек минеральных вод относительно линии Крейга метеогенных вод и линии седиментогенных хлоридных кальциевых рассолов показано на рис. 3.

Для инфильтрационных Cl-Na рассолов, как видно, характерны пониженные и низкие концентрации дейтерия ($D\text{‰} 110... 170$) и, следовательно, сильно отличаются от океанической воды ($D_{\text{SMOW}} 0$ и $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} 0$). Метеогенная природа растворителя подчеркивается близостью фигуративных точек рассолов Cl-Na состава к линии Крейга атмосферных и поверхностных вод суши. Фигуративные точки седиментогенно-эпигенетических Cl-Ca рассолов тяготеют к прямой, расположенной правее линии Крейга. Они «утяжелены» относительно Cl-Na рассолов ($D\text{‰} 90... 20$) и «облегчены» по сравнению с водой Мирового океана.

Исследуемые Мулдаккульские минеральные воды занимают промежуточное положение ($D\text{‰} 101... 78$, $^{18}\text{O}\text{‰} 11... 13$), располагаясь между линиями инфильтрационных и седиментогенных рассолов, что свидетельствует об их смешанном инфильтрационно-седиментогенном происхождении. Вместе с тем минеральные воды месторождения на графике значительно удалены от поля, занимаемого метаморфогенными и ювенильными растворами, которые на Урале не установлены и с которыми они генетически не связаны. Это объясняется тем, что Урал — древняя складчатая область, где процессы вулка-

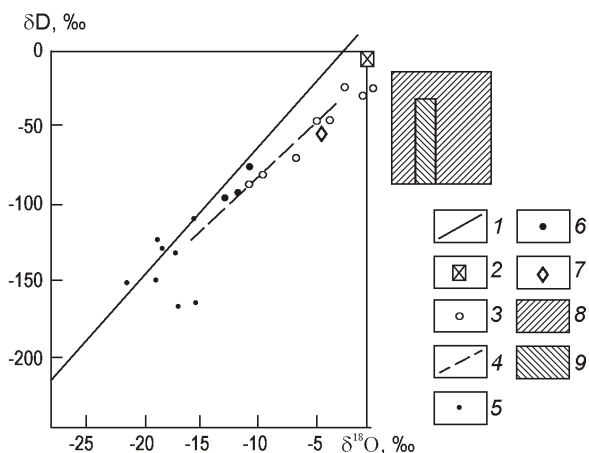


Рис. 3. Мулдаккульские минеральные воды на диаграмме изотопного состава некоторых генетических типов природных вод:

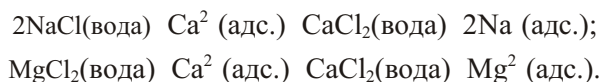
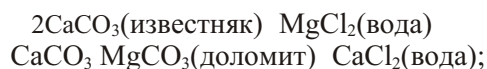
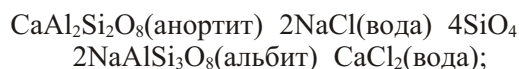
1 — линия Крейга метеогенных и поверхностных вод; 2 — стандарт океанической воды (SMOW); 3 — седиментогенные хлоридные кальциевые рассолы; 4 — линия хлоридных кальциевых рассолов; 5 — инфильтрогенные хлоридные натриевые рассолы; 6 — Мулдаккульские минеральные воды (скважины 10, 11); 7 — вода оз.Мулдаккуль; 8 — метаморфогенные и 9 — ювенильные воды

низма и термометаморфизма протекали в далеком геологическом прошлом (архей—палеозой). Поэтому воды указанных генетических типов до настоящего времени не сохранились.

Отличается по изотопному составу и вода оз.Мулдаккуль, для которой $D\text{‰}$ 52,7, $^{18}\text{O}\text{‰}$ 4,5. Положение фигуративной точки озера на рис.3 указывает на подверженность воды значительному испарительному концентрированию, что свойственно для засушливого климата Южного Зауралья, вызвавшего развитие процессов континентального засоления.

Судя по литолого-фациальному облику терригенных и карбонатных толщ позднекаменноугольного и раннепермского возрастов, в Мулдаккульской синклинали и сопредельных структурах в это время были широко развиты морские и лагунно-морские палеобассейны с водами Cl-Mg-Na состава повышенной солености (36—150 г/л и выше). На это указывает загипсованность терригенных отложений янгельской свиты. Лагунно-морские бассейны с солеными и рассольными водами, судя по палеогеографическим данным, существовали также и в нижнем карбоне. Наследием их являются мощные терригенно-карбонатные загипсованные толщи турнейского и визейского ярусов. Поэтому следует полагать, что высокоминерализованные седиментогенные воды характерны не только для янгельской свиты, но и более глубоководных осадочных комплексов палеозоя. Глубина формирования разгружающихся по трещинам Смеловского разлома в приповерхностную зону седиментогенных рассолов, по данным гелиеносности

минеральных вод, достигает 1000 м и более*. Таким образом, в ходе осадконакопления талассогенные растворы карбона и нижней перми были захоронены в горных породах и явились первоосновой подземных седиментогенных вод. В дальнейшем на стадии эпигенеза Cl-Mg-Na воды были превращены в растворы Cl-Ca типа под влиянием процессов метаморфизации в системе «вода—порода» (альбитизация, доломитизация, обменная адсорбция) согласно следующим реакциям:



Геостатическое сжатие пород вызвало поступление поровых и связанных вод в коллекторы, увеличение в них пластовых давлений и напоров и, как следствие, восходящую миграцию Cl-Ca-Na рассолов по проницаемому Смеловскому разлому в приповерхностную зону, где произошло смешение их с мало минерализованными инфильтрогенными $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ водами. Ионобменные процессы между водой и породой протекают не только в глубинных условиях, но, надо полагать, и в верхних частях янгельского разреза, куда поступают с глубины Cl-Mg-Na растворы. На это, в частности, указывает очень высокое содержание в минеральных водах CaCl_2 (до 50—70%) на относительно небольших глубинах (60—180 м; скважины 13, 15).

Выполненный математико-статистический анализ гидрогеохимических данных подтверждает выводы, касающиеся источников ионно-солевого состава минеральных вод и их происхождения. Минерализация и большинство составляющих ее ингредиентов распределены симметрично (асимметрия A и эксцесс E 1) в соответствии с нормальным законом (Z_A 0,04—0,03 и Z_E 0,01—0,22, т.е. 3). Это может рассматриваться как показатель участия многих природных факторов и процессов в формировании химического состава воды. Так, источником ионов Na , Cl и Mg^2 являются погребенные седиментогенные воды лагунно-морских палеобассейнов, Ca^{2+} — терригенные и карбонатные породы, а HCO_3^- и SO_4^{2-} — инфильтрогенные воды, залегающие в верхней части янгельского комплекса.

С позиции инфильтрогенно-седиментогенной концепции формирования вещественного состава минеральных вод Мулдаккульского месторождения также хорошо понятны корреляционные зависимости между

*Примерно такую же глубину формирования, определенную с использованием геотермических и гелиевых данных [8], имеют минеральные воды Ассинского месторождения на Южном Урале.

их отдельными геохимическими параметрами. Очень сильные, близкие к функциональной положительные связи ($r = 0,91 \dots 0,99$) характерны для пар $M-Cl$, $M-Na$, $M-Ca^{2+}$, $Cl-Na$ и $Cl-Ca^{2+}$. Они объясняются тем, что основным процессом, контролирующим распределение ионов в минеральных водах, является процесс смешения глубинных седиментогенных рассолов с пресными инфильтрационными водами, при котором в промежуточных (смешанных) водах изменяются концентрации ионов, но не претерпевают существенных изменений соотношения между ними. Ведущая роль глубинной составляющей при этом подчеркивается тесной зависимостью ($r = 0,75 \dots 0,79$) минерализации и концентрации перечисленных ингредиентов от глубины залегания минеральных вод.

Поскольку существование в палеозойской истории Магнитогорского мегасинклинария бассейнов с водой $Cl-Ca$ типа крайне маловероятно, зависимость между Cl и Ca^{2+} объясняется, скорее всего, кинетикой процесса доломитизации, при котором происходит стехиометрический обмен магния воды на кальций известняков, в результате чего магний утрачивает ранее принадлежавшую ему связь с хлором ($r = 0,52$), а кальций ее приобретает ($r = 0,86$).

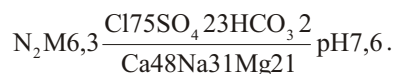
Заслуживает внимания также линейная зависимость между ионами HCO_3^- и Ca^{2+} : средняя по силе, отрицательная по знаку ($r = 0,65$). Объясняется она тем, что поступление Ca^{2+} в минеральные воды (до 4 г/л) связано не только с выщелачиванием $CaCO_3$ и $CaSO_4$, но и с ионообменными процессами в карбонатных и терригенных породах, приведенными выше.

Анализ процесса смешения Мулдаккульских минеральных вод (рис. 4) показал, что поведение ионов Cl и Na , а также HCO_3^- и SO_4^{2-} (не показанных на графике ввиду их низкого содержания) соответствует линейному закону Огильви [6]: $y = ax + b$, где x — минерализация, y — концентрации отдельных ионов, a — tg угла наклона линии регрессии к оси абсцисс, b — отрезок, отсекаемый линией регрессии на оси ординат. Это означает, что при взаимодействии исходных пресных сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых вод с хлоридными кальциево-натриевыми рассолами существенного вывода вещества из раствора в виде твердой

или газовой фаз не происходит. Однако не вполне отвечает линейному закону смешения распределение ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и отчасти Na . Причем, в смешанных водах точки Ca^{2+} (скважины 2, 3, 4, 5) и Na (скв.2) на графике расположены ниже соответствующих линий тренда. Напротив, концентрация Mg^{2+} в водах этих скважин оказалась несколько выше, чем это следует из линейного закона.

Такое соотношение между ионами объясняется их участием в указанных обменных реакциях, протекающих между породами и сингенетическими им лагунно-морскими водами в глубинных условиях, а также по мере их перемещения к поверхности. Такие реакции носят стехиометрический характер, что подтверждается близкими величинами молярных концентраций сорбированных Ca^{2+} и Na , с одной стороны, и гидратированного Mg^{2+} — с другой ($r_{Ca^{2+}-Na} = r_{Mg^{2+}}$).

Следовательно, в результате процессов смешения образовалась геохимическая гамма Мулдаккульских минеральных вод оригинального ионно-солевого состава. Для лечебно-питьевых целей использовались сульфатно-хлоридные магниево-натриево-кальциевые воды с минерализацией 5,3—6,3 г/л, выведенные из янгельских песчаников с глубины 100—500 м:



Производительность скв.10, используемой для оценки эксплуатационных запасов минеральных вод, составила 320 м³/сут при понижении уровня воды на 35,2 м, что много меньше мощности янгельского водоносного комплекса (500 м). Поэтому отбор минеральных вод из скважины при необходимости может быть в несколько раз увеличен без опасения истощения гидроминеральных ресурсов.

Хлоридные кальциево-натриевые и магниево-натриевые воды с более высокой минерализацией (15—30 г/л) могут быть использованы для бальнеологических целей (наружного применения). Дебиты ряда скважин (2, 21 и др.), вскрывших эти воды на глубине до 150—200 м, составили 55—407 м³/сут при понижении уровня на 20—40 м.

По геохимическим показателям Мулдаккульские минеральные питьевые воды близки к известным водам Хилковского, Ижевского и Луганского типов, а бальнеологические — Новоижевскому и Старорусскому, которые на протяжении длительного времени используются в лечебных целях.

Комплексный анализ геолого-структурной, гидрогеологической и гидрогеохимической информации позволяет сделать следующие основные выводы:

1. На Южном Урале, помимо ранее известных радоновых и железистых вод инфильтрационного происхождения, в осадочных, осадочно-метаморфических и вулканогенно-осадочных толщах палеозоя и позднего протерозоя на глубинах 1 км установлены соленые

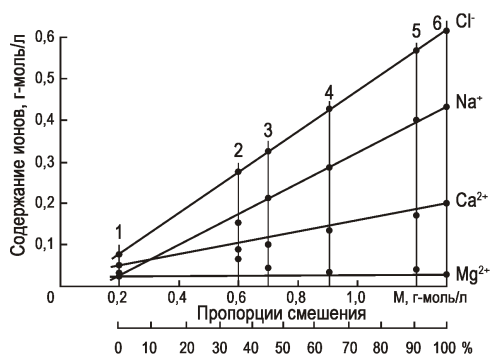


Рис. 4. График смешения Мулдаккульских минеральных вод

воды и рассолы, которые вследствие надвигового (аллохтонного) строения Урала [11], оказались литологически и тектонически изолированными от воздействия гипергенных факторов. Наличие минерализованных растворов в глубоких частях орогена представляет собой закономерное явление, отражающее сущность нормальной гидрогеохимической зональности, принадлежащей к категории фундаментальных свойств земной коры и являющейся одним из главных законов существования воды в недрах Земли.

2. В отличие от пресных подземных вод месторождения минеральных вод глубинного геохимического облика на Южном Урале редки: Красноустьское — в зоне передовых складок, Ассинское — в Инзерском синклинии Центрально-Уральского поднятия и Мулдаккульское — в Магнитогорском мегасинклинии. Несмотря на геохимические отличия минеральных вод этих месторождений, они имеют и одну общую черту: по условиям формирования относятся к гидроинжекционным. Месторождения этого типа по сравнению с пластовыми скоплениями минеральных вод платформ имеют более сложные гидрогеологические условия, локальное распространение в зонах восходящей разгрузки по зонам разломов в различной степени глубинных вод в вышележащие комплексы и приповерхностную зону. Наличие глубинной седиментогенной составляющей в минеральных водах Мулдаккульского месторождения подтверждается их геохимическим обликом, аномальными концентрациями гелия (до $3 \cdot 10^2$ мл/л) и изотопным составом водорода и кислорода растворителя.

3. Главными факторами, определяющими закономерности размещения и формирования минеральных вод в районе оз. Мулдакуль, являются геотектонический, гидрогеодинамический и история развития Мулдакульской синклинали. Мулдакульские минеральные воды — продукт седиментогенеза в каменноугольных лагунно-морских палеобассейнах, последующих процессов их захоронения и метаморфизации в горных породах.

В результате восходящей разгрузки по проницаемой зоне Смеловского разлома талассогенных вод с глубины до 1000 м и более и последующего смешения их с пресными инфильтрационными водами зоны интенсивной циркуляции в районе оз. Мулдакуль в янгельской свите верхнего карбона — нижней перми появилась широкая геохимическая гамма минеральных вод, различающихся величиной минерализации, ионно-солевым и микрокомпонентным составом. Они образуют контрастную куполовидную гидрогеохимическую аномалию в северной части озера и под его дном, в которой размещение минеральных вод подчинено прямой гидрогеохимической зональности, выражающейся в росте с глубиной минерализации вод (0,4—37,2 г/л) и одновременном изменении их состава от сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатного до сульфатно-хлоридно- и хлоридного.

4. Химический состав минеральных вод формируется в литолого-гидрогеохимических системах седиментогенные воды — инфильтрационные воды — карбонатно-терригенные осадочные породы в рамках хлоркальциевого и хлормagneзиевого направлений. Основными процессами, протекающими в этих системах являются: конгруэнтное растворение и экстракция карбонатных и сульфатных солей, инконгруэнтные аб- и адсорбционные взаимодействия (гидролиз, альбитизация, доломитизация, обменная адсорбция), смешение вод различных геохимических и генетических типов.

5. Анализ процесса смешения инфильтрационных сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых пресных вод с седиментогенно-эпигенетическими хлоридными кальциево-натриевыми рассолами показал его соответствие линейному закону. Некоторое отклонение от него установлено для главных катионов минеральных вод (Ca^{2+} , Mg^{2+} , иногда Na^+), что объясняется ионообменными процессами между водой и терригенными осадками.

6. Терригенные коллекторы янгельской свиты Мулдакульского месторождения включают значительные запасы минеральных вод лечебно-питьевого и бальнеологического назначения, являющихся близкими аналогами вод Хилковского, Ижевского, Старорусского и других типов. Наличие глинистой коры выветривания и напорный характер минеральных вод обуславливают хорошую защищенность их по отношению к поверхностному загрязнению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Минеральные лечебные воды Башкортостана. — Уфа: Гилем, 1999.
2. Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Сударинов С.М. Гидрогеохимия складчатых областей. — Л.: Недра, 1989.
3. Ковальчук А.И. Глубинная гидрохимическая зональность горноскладчатого Урала // Гидрохимия Урала. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. № 8. С. 77—81.
4. Колодий В.В., Кудельский А.В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. — Киев: Наукова Думка, 1972.
5. Михайлов Ю.В. Гидрогеологические массивы горноскладчатого Урала. — Нижний Тагил, 2007.
6. Огильви А.Н. К вопросу о методике изучения минеральных источников // Труды Бальнеол. ин-та на КМВ. Т. 2. — Пятигорск, 1925. С. 3—7.
7. Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. — М.: Наука, 1985.
8. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ассинские минеральные воды на Южном Урале // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 63—66.
9. Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. — М.: Наука, 1990.
10. Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. — Л.: Недра, 1975.
11. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010.
12. Шестов И.Н., Шурубор А.В. Роль Урала как области питания восточной части Волго-Камского артезианского бассейна // Гидрогеология и карстоведение. 1975. Вып. 7. С. 98—103.

Породы континентального типа дна северо-западной части Тихого океана

Б.И.ВАСИЛЬЕВ, Л.Н.СОВЕТНИКОВА (Тихоокеанский океанологический институт им.В.И.Ильичева (ТОИ) ДВО РАН; 690041, г.Владивосток, ул.Балтийская, д.43)

Обнаружены породы континентального типа в результате драгирований и глубоководного бурения в северо-западной части Тихоокеанской мегавпадины, что противоречит постулатам гипотезы плитотектоники.

Ключевые слова: древние породы, породы континентального типа, земная кора, блоковые опускания.

Васильев Борис Иванович, boris@poi.dvo.ru.

Советникова Людмила Николаевна, sovetnikova@poi.dvo.ru

Rocks of continental type of bottom in North-Western part of the Pacific

B.I.VASILIEV, L.N.SOVETNIKOVA

As a result of dredging and deepwater drilling in the Pacific Mega-Basin the rocks of continental type are found, that contradicts to the postulates of plate tectonics hypothesis.

Key words: ancient rocks, rocks of continental type, Earth's crust, block subsidences.

В результате геолого-геофизических исследований, выполненных в Тихоокеанском сегменте Земли в основном за последние 50—60 лет, установлено, что в фундаменте почти всех крупных морфоструктур этого региона присутствуют породы континентального типа, в т.ч. древние. В данной статье авторы ограничились описанием этих пород только в пределах северо-западной части Тихоокеанской мегавпадины. Здесь рассматриваемые породы обнаружены на всех положительных морфоструктурах и в глубоководных желобах (см. рисунок).

Подводная возвышенность Шатского представляет собой крупное горное образование, вытянутое в северо-восточном направлении на 1700 км при ширине до 600 км, расчлененное глубокими узкими впадинами на три массива — Северный, Центральный и Южный. Центральный и Северный массивы расположены на глубине около 3 км, Южный — 2 км. Превышение возвышенности над ложем 3,5—4,0 км.

На Северном массиве драгированы наряду с базальтами псаммитовые кристаллокластические туфы дацитового состава, представленные угловатыми обломками андезитов, дацитов, пелитовых туффитов среднего состава, кристаллов и обломков кристаллов кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Петрохимические особенности туфов, а также высокое содержание бария и стронция указывают на принадлежность их к известково-щелочной серии, характерной для континентальных пород [2].

На Центральном массиве к рассматриваемым породам относятся юрские (145—155 млн.лет) пузырчатые щелочные пиллоу-базальты, их лавобрекчии и туфолавы. Обнаружена также галька кристалличес-

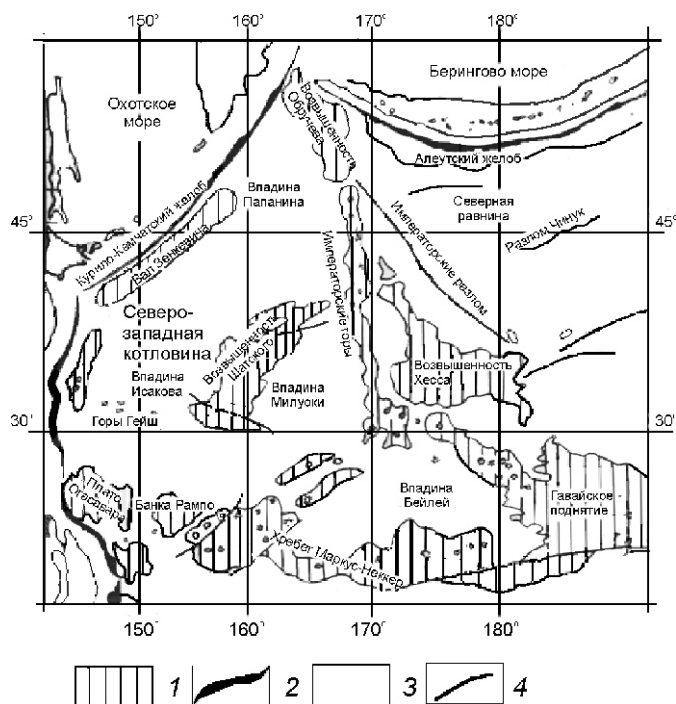
кого сланца [7]. На Южном массиве среди драгированных пород преобладают щелочные и субщелочные базальты с повышенным содержанием щелочей и высокими значениями Sr/Ba и La/Sm [9].

Вал Зенкевича протягивается вдоль Курило-Камчатского желоба между 40 и 48 с.ш. (см. рисунок). Здесь драгированы в основном юрские щелочные пиллоу-базальты, а также обломки метаморфических пород: метасомиты эпидот-хлорит-альбитовые, эпидот-плагиоклазовые, кварц-эпидот-плагиоклазовые; роговики альбит-биотитовые, плагиоклаз-биотит-актинолитовые и кварцево-биотитовые; кристаллосланцы кварц-альбит-биотитовые, кварц-альбит-биотит-амфиболовые, гранат-серицит-амфиболовые и гранат-биотит-кварцевые; кварциты с реликтовой обломочной структурой; мрамор мелкозернистый.

Присутствие метаморфических пород на валу Зенкевича подтверждается наличием граната в развитых здесь неогеновых осадочных породах, а также минеральной ассоциацией плейстоценовых осадков, включающей гранат, актинолит, эпидот и хлорит.

По-видимому, описанные метаморфические породы, как и в Курило-Камчатском желобе, входят в состав фундамента вала Зенкевича, который подстилает толщу платобазальтов и местами обнажается в поднятых тектонических блоках [3].

Подводная возвышенность Обручева протягивается в северо-западном направлении параллельно Командорскому звену Алеутской системы дуга-желоб. На простирании ее расположен п-ов Кроноцкий с его подводным продолжением на материковом склоне.



Морфоструктурная карта северо-западной части Тихого океана:

1 — подводные возвышенности; 2 — приосевые зоны глубоководных желобов; 3 — днища океанических котловин и впадин; 4 — основные разломы

Фундамент возвышенности по данным бурения и драгирований представлен в основном измененными пиллоу-базальтами, их туфами, лавобрекчиями и туфолатами.

Среди драгированного материала присутствуют также обломки и галька различных метаморфических, интрузивных и осадочных пород. Однако большинство из них, по-видимому, является продуктами ледового разноса [2].

Подводные горы расположены в пределах Северо-Западной котловины в большом количестве. Сложены они в основном пористыми базальтами, их туфами, туфолатами и туфобрекчиями. Кроме того, среди драгированного материала присутствуют муджиериты (гора Такуйо-Дайни), андезиты, кислые эффузивы (горы Макарова, Дайни-Касима, Исакова и др.).

С подводных гор на стыке Курило-Камчатского и Японского желобов драгированы пористые трахибазальты и трахиандезиты, анортозиты, липаритовые ксенолавы, биотитовые риолиты (гора Эримо), биотит-гранатовые кристаллосланцы, граниты, диориты. Эти породы слагают цоколь подводных гор [2].

Океанический склон Курило-Камчатского желоба. Здесь рассматриваемые породы драгированы на 6 станциях [3]. Среди них выделяются: зеленокаменно измененные известково-щелочные вулканиты кислого и среднего состава; андезиты, андезито-да-

циты, липариты и их туфы; биотит-амфиболовые, хлорит-эпидотовые, карбонат-хлорит-эпидотовые и гранат-биотит-мусковитовые кристаллосланцы, филлиты и аспидные сланцы.

Метаморфические и метаморфизованные осадочные породы сходны с породами малкинской серии Срединного Камчатского массива (палеозой—ранний мезозой). Это сходство подчеркивается присутствием крупнокристаллических клинопирокселитов, так же характерных для малкинской серии. По-видимому, эти породы слагают фундамент, подстилающий толщу платобазальтов.

Горные системы Маркус-Неккер и Маркус-Уэйк. Система Маркус Неккер отделяет Северо-Западную котловину Тихого океана от Центральной. Она протягивается в субширотном направлении на 5200 км от 145 в.д. до 166 з.д. между 14 и 27 с.ш. от стыка глубоководных желобов Идзу-Бонинского и Волкано до Гавайского поднятия. В пределах рассматриваемой системы сосредоточено около 300 подводных гор, в т.ч. гайотов высотой 2000—4000 м.

Система Маркус-Уэйк разделяет Северо-Западную и Восточно-Марианскую котловины. Здесь выполнен большой объем драгирований, позволивший выделить две магматические ассоциации: анкарамитовую и трахибазальтовую [4].

Анкарамитовая ассоциация представлена океанитами (пикритами), анкарамитовыми океанитами (высокоизвестковистыми пикритами), анкарамитами и ферроанкарамитами. Эта ассоциация по петрохимическим характеристикам сходна с габброидами расслоенных интрузивов типа Бушвельд и Скергаард, а также с базальтами лунных морей.

В трахибазальтовой ассоциации выделяются анкартиты, ферролимбургиты, трахибазальты (субщелочные и щелочные базальты, включая нефелиновые), ферротрахибазальты, тристаниты, фонолиты и щелочные трахиты, характерные для континентальных структур.

Излияния происходили в мелководных и наземных условиях. Вулканогенные образования перекрыты рифогенными известняками мелового возраста.

Возраст анкарамитов и трахибазальтов, определенный изотопным Rb-Sr методом, равен 133 ± 16 млн. лет — граница юры и мела, что подтверждается и палеонтологическими данными.

Широкое развитие этих пород дает основание считать, что они выплавлялись из погруженных блоков докембрийской континентальной платформы, где сформировались расслоенные интрузии типа Бушвельд и Скергаард.

Срединно-Тихоокеанское поднятие и хр.Неккер. Это поднятие протягивается в широтном направлении на 2100 км. Ширина его в западной части до 1000 км, в восточной она уменьшается до 400—450 км. К северо-востоку от Срединно-Тихоокеанского поднятия расположен узкий хр.Неккер,

связывающий его с Гавайским поднятием. Подошва данного поднятия оконтуривается изобатой 5000 м, глубина смежных частей котловин 5300—5700 м. На поднятии насчитывается около 50 гор, сгруппированных в массивы и хребты, имеющие в западной его части преобладающее субширотное простирание, в восточной — северо-восточное. Вершины гор находятся на глубинах от 30 до 3500 м, часто они срезаны абразией. Мощность земной коры в восточной части поднятия по данным ГСЗ более 8 км.

Драгированиями и бурением установлено, что горы сложены вулканогенными породами — оливиновыми и щелочными базальтами и трахибазальтами, изливавшимися в мелководных и наземных условиях [6]. Среди них выделяются два магматических комплекса [5]. К первому комплексу относятся толеитовые оливиновые базальты, слагающие цоколь поднятия, сформировавшиеся в юре—раннем мелу в результате площадных трещинных излияний, происходивших в мелководных условиях. Абсолютный возраст этих пород определяется оптическим методом по плагиоклазам и соответствует значениям до 150 млн.лет. Второй комплекс сформировался в основном в мелу. Он представлен щелочными базальтоидами, трахибазальтами, трахиандезитами, лимбургитами и их туфами, слагающими вулканические горы и их массивы. Почти на всех гайотах вулканогенные образования перекрыты рифогенными известняками мелового возраста.

Таким образом, Срединно-Тихоокеанское поднятие по своему строению и истории геологического развития очень сходно с горами Маркус-Уэйк, плато Огасавара и другими подводными возвышенностями центральной части Тихого океана.

Императорские горы. Цепь этих гор представляет собой подводный хребет, который протягивается в меридиональном направлении от северо-западной оконечности Гавайского хребта до возвышенности Обручева на 2600 км [1]. Он состоит из плосковершинных гор (гайотов) высотой 4—5 км, объединенных в линейно вытянутые массивы длиной 450—600 км и шириной до 150 км, разделенные глубокими (5500—6000 м) участками дна. Минимальные глубины вершин гор от 90 до 1245 м.

Все горы Императорского хребта представляют собой вулканы, извергавшиеся в мелу—палеогене в наземных условиях. По составу вулканы относятся к серии титанистых толеитов и субщелочной дифференцированной базальт-трахитовой серии и очень сходны с вулканиками Гавайских островов [13].

Горы Милуоки, являющиеся южным звеном Императорского хребта, сложены толеитами гавайского типа и субщелочными базальтами высокой щелочности. Здесь же драгированы муджиериты, трахиандезиты и коралловые известняки.

На горе Колокан драгированы анкарамиты возрастом 425 203 млн.лет и субвулканические трахиты

возрастом 133 млн.лет [4]. Такой большой разброс возраста анкарамитов (от 222 до 628 млн.лет), по-видимому, объясняется недостаточным набором виртуальных точек. Однако, по мнению авторов, он не может быть менее 220 млн.лет (ранний триас). Это — самый древний возраст коренных пород фундамента Тихоокеанской мегавпадины (не считая ксенолитов в лавах вулканов).

Гавайское поднятие протягивается в запад-северо-западном направлении на 2600 км при ширине до 850 км (по изобате 5000 м). Его осевая зона представляет собой хребет, образованный 50 вулканами, имеющими общий цоколь. Ширина этого хребта в основании (по изобате 4000 м) около 100 км, высота над цоколем до 8 км (вулкан Мануа-Кеа на о.Гавайи 4213 м).

Геологическое строение Гавайских островов изучено довольно детально. Слагающие их вулканы выделены в самостоятельный гавайский тип. Большая их часть (около 90%), слагающая основание вулканов, изливалась преимущественно в подводных условиях. В последующие стадии происходили субаэральные извержения лав субщелочной дифференцированной базальт-трахитовой субсерии, которые по объему занимают резко подчиненное место (10%).

Очень важное значение для понимания геологической природы Гавайского поднятия имеет изучение ксенолитов, содержащихся в лавах вулканов. Среди них выделяется два комплекса.

К первому относятся метаморфические породы щелочной и нефелиновой серий, представленные дунитами, лерцолитами, верлитами, гранатовыми перидотитами и пироксенитами со следами пластических деформаций. Возраст лерцолитов по изотопам свинца определен в 3,5 млрд.лет [14]. Формирование и метаморфизм этих пород происходили при высоких температурах и давлениях [12]. Обычно они считаются ксенолитами мантии [9], но не исключена их принадлежность к нижним горизонтам земной коры. Аналогичные породы драгированы в глубоководных желобах Идзу-Бонинском, Волкано, Муссау, в зоне разлома Элтанг и в ряде других мест.

Второй комплекс представлен породами толеитовой серии, среди которых преобладают гипабиссальные габброиды с долеритовой и субофитовой структурами. Кроме того, присутствуют ксенолиты кумулятивных интрузивных пород ультраосновного и основного составов, образующих ритмы: анортит-троктолит-клинопироксеновые и оливин-пироксеновые габбро-дуниты-верлиты и гарцбургиты. Реже встречаются вебстериты и двупироксеновые габбро.

Все эти факты, наряду с геофизическими данными о мощности земной коры до 15—20 км [11, 15], свидетельствуют о древности Гавайского поднятия, представляющего собой, скорее всего, реликт континентальной коры.

На основании данных, приведенных в статье, можно сделать вывод о сложном строении северо-западной части Тихого океана.

В результате изучения ксенолитов и по аналогии со смежными регионами, в частности, с желобом Муссау, можно полагать, что нижняя часть разреза земной коры состоит из метаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации и серпентинизированных интрузивных пород ультраосновного состава, состоящих «третий слой» (метаультрабазитовый комплекс). Прямых данных о возрасте этого комплекса нет, поскольку, в связи с вторичными преобразованиями пород, определения абсолютного возраста ненадежны. От вышележащего габбро-долерит-базальтового комплекса он значительно отличается более высокой степенью метаморфизма и наличием следов пластических деформаций, что может служить указанием на его более древний возраст (палеозой, а возможно, и докембрий).

В юре (возможно, с триаса) в рассматриваемом регионе, как и на большей части Тихоокеанской мегавпадины, сформировались базит-ультрабазитовый и габбро-долерит-базальтовый комплексы, имеющие повсеместное площадное распространение. Нижний комплекс сложен преимущественно расслоенными интрузиями основного и ультраосновного состава, а верхний — долеритами и пиллоу-базальтами талассотрапповой формации. По составу все породы этих комплексов близки между собой и относятся преимущественно к толеитовым сериям, что указывает на их генетическое единство. В верхней части разреза появляются субщелочные разности.

Исключение представляет субширотный пояс, протягивающийся от плато Огасавара до горы Колохан, в котором развиты породы анкармитовой и трахибазальтовой ассоциаций. По всей вероятности, этот пояс трассирует реликты древнего, скорее всего, докембрийского фундамента, сложенного расслоенными интрузиями типа Бушвельда, служившими субстратом при выплавке анкармитовой и трахибазальтовой лав. По мнению И.А.Говорова с соавторами [4], этот пояс мог протягиваться до Америки, что исключает механизм формирования земной коры Тихоокеанской мегавпадины по модели плитотектоники (спрединг и субдукция).

В поздней юре—раннем мелу на поверхности базальтового плато сформировались вулканические горы и их массивы (возвышенности Обручева, Шатского, плато Огасавара, Срединно-Тихоокеанское поднятие), которые сохранились в рельефе до настоящего времени. Древний вулканический рельеф этих возвышенностей был частично сnivelирован абразией, начавшейся в конце юры—начале мела. Впоследствии на абразированных вершинах гор сформировалась шапка карбонатных отложений. Позднее, в мелу и палеогене, в результате субаэральной вулканичес-

кой деятельности образовались горы Гейш, Маркус-Уэйк и Императорские, а также горы в зоне сочленения Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов.

Начиная с поздней юры, в южной части рассматриваемого региона началось прогибание, сопровождавшееся осадконакоплением, которое в мелу распространилось на весь регион. Наиболее интенсивные опускания, фиксирующиеся распространением глубоководных осадков, начались в позднем миоцене и продолжаются до настоящего времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батиметрическая карта Мирового океана. Масштаб 1:40 000 000.* —М.: ГУГК, 1977.
2. *Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. —Владивосток: Дальнаука, 2009.
3. *Васильев Б.И.* Основы региональной геологии Тихого океана. Части I и II. —Владивосток: Дальнаука, 1992.
4. *Говоров И.Н., Герасимов Н.С., Симаненко В.П.* Рубидий-стронциевая изохрома анкармит-трахибазальтовой ассоциации поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // ДАН СССР. 1996. Т. 347. № 6. С. 780—783.
5. *Матвеев А.Ф., Марова Н.А.* Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С. 126—129.
6. *Рудник Г.Б., Матвеев В.В.* Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан) // Океанология. 1978. Т. 18. № 3. С. 489—495.
7. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др.* Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Медрей (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 3. С. 3—14.
8. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пушаровский Ю.М.* Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // Тр. 27-го междунар. геол. конгресса «Геохимия Мирового океана». Секция С-106, 5.07.22. Докл. Т. 6. Ч. 1. —М., 1984. С. 104—114.
9. *Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника)* // Под ред. Ю.М.Пушаровского, Ю.П. Непрочнова. —М.: Наука, 1984.
10. *Frey F.A.* The origin of piroxenites and garnet piroxenites from Salt Lake Crater Oahu, Hawaii: trace element evidence // Amer. J. Sci. 1980. Vol. 280-A. Pt 2. Pp. 427—449.
11. *Furumoto A.S., Wiebanga W.A., Webb J.P., Sutton G.H.* Crustal structure of the Hawaiian Archipelago, Northern Melanesia and the Central Pacific basin by seismic refraction method // Tectonophysics. 1973. Vol. 20. № 4. Pp. 153—164.
12. *Jackson D.E.* The character of the lower crust and the upper mantle beneath the Hawaiian Islands // Geol. Congr., 23rd Sess., Proc. Sect. 1. Upper Mantle (Geol. Proc.). Pr. 1968. Pp. 135—150.
13. *MacDonald G.* Composition and origin of Hawaiian lavas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1968. Vol. 116. № 1. Pp. 477—522.
14. *Morioka W., Kigoshi K.* Lead isotopes and age of Hawaiian Iherzolite nodules // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 25. Pp. 116—120.
15. *Woollard G.P.* The interrelations ships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 13. Pp. 87—137.

Мониторинг объектов геологического наследия России: основные понятия и принципы

Д.А.РУБАН (Южный федеральный университет; 344090, г.Ростов-на-Дону, ул.Зорге, д.40)

Мониторинг объектов геологического наследия представляет собой систему мероприятий, направленных на осуществление эффективного и систематического контроля за их состоянием. При его проведении важно выявить результат негативного воздействия на уникальный объект, роль антропогенного фактора и форму воздействия. К числу мероприятий, определяющих содержание мониторинга, относится визуальная оценка объекта, рефотографирование, а также использование геофизических методов.

Ключевые слова: объект геологического наследия, мониторинг, геоконсервация, антропогенное воздействие, Горная Адыгея.

Рубан Дмитрий Александрович, ruban-d@mail.ru

Monitoring of Russian geological heritage sites: basic terms and principles

D.A.RUBAN

Monitoring of geological heritage sites is a set of approaches, which are aimed at efficient management and systematic control over their state. It is important to identify the negative influence on exceptional objects, to evaluate the anthropogenic factor, and to recognize the mechanism of the noted influences. The monitoring comprises visual evaluation of sites, rephotography, and geophysical methods.

Key words: geological heritage site, monitoring, geoconservation, anthropogenic influence, Mountainous Adygeja.

Объекты геологического наследия России весьма многочисленны [2, 4]. Они содержат самую разнообразную информацию о строении и эволюции Земли, которая важна для проведения научных исследований, обучения молодых специалистов и популяризации геологических знаний [10, 17]. Поэтому остро встает вопрос о необходимости постоянного контроля за состоянием таких объектов с целью координации действий по их охране. Иными словами, эффективный менеджмент геологического наследия России требует проведения геоконсервационного мониторинга, методике которого посвящен ряд работ [8, 16]. Тем не менее, разработка его теоретической основы остается актуальной задачей. В настоящей статье автор, в т.ч. на основании собственного опыта [1, 12], пытается сформулировать и объяснить основные понятия и принципы, связанные с мониторингом объектов геологического наследия.

Мониторинг объектов геологического наследия представляет собой систему мероприятий, направленных на осуществление эффективного и систематического контроля за состоянием этих объектов. Существуют две принципиальные предпосылки для реализации таких мероприятий. Во-первых, геологическая среда пребывает в постоянной динамике, связанной как с протеканием природных процессов, так и с деятельностью человека. Например, участок рас-

положения объектов геологического наследия может быть подвержен оползневым процессам, как это имеет место на северном берегу Таганрогского залива Азовского моря, где располагается серия разрезов верхнемиоценовых органогенно-детритовых известняков с уникальными текстурными особенностями и богатым комплексом ископаемой фауны. В качестве другого примера можно привести объекты Горной Адыгеи, находящиеся в туристической зоне с интенсивным развитием инфраструктуры. Во-вторых, придание объекту статуса геологического наследия само по себе способствует увеличению его посещаемости, которая, несомненно, может способствовать нарушению состояния объекта.

Негативное воздействие на объект геологического наследия проявляется в снижении информативности объекта вследствие его разрушения, ухудшения доступности или снижении эстетической привлекательности. В разных типах таких объектов [7, 11] снижение информативности может проявляться по-разному. В объектах стратиграфического типа имеет место снижение четкости проявления геологических границ или утрата носителей стратиграфической информации (например, ископаемых организмов). Снижение информативности объектов палеонтологического типа связано с исчерпанием ресурса фоссилий. Неконтролируемое извлечение или физическое повреж-

дение минералов в объектах геологического наследия минералогического типа, полная или частичная засыпка элементов складок и разломов в объектах структурно-геологического типа, сокращение активности горячих источников вследствие нарушения человеком функционирования природных систем в объектах геотермального типа и других — все это также является видами негативного воздействия. В общем виде оно может быть подразделено на две группы. К первой группе относятся процессы природного характера. Представляется, что они влияют в основном на доступность путем частичной или полной маскировки объектов геологического наследия при осыпании склона. В качестве примера можно привести разрез верхнего триаса и нижнего—среднего келловоя в Хаджохском каньоне (Горная Адыгея). Кроме того, как было отмечено, оползневые процессы могут напрямую разрушать объекты геологического наследия, хотя в ряде случаев они, наоборот, способствуют лучшей обнаженности. Не следует забывать и о случаях, когда сам природный процесс, сопровождающийся постоянным видоизменением объекта, определяет его уникальность. Речь идет об участках склоновых процессов, объявленных объектами геологического наследия [3, 6], или об эрозионной деятельности водопадов [15]. Ко второй группе относятся процессы негативного воздействия антропогенного характера. Они способствуют преимущественно разрушению и снижению эстетической attractiveness объектов геологического наследия. Так, развитие гео- и экотуризма в ряде случаев способствует, с одной стороны, повреждению уникальных геологических образований (например, натечных агрегатов в пещерах) и засорению участка расположения рассматриваемых объектов бытовым мусором, а, с другой, изменению ландшафтного контекста при развитии соответствующей инфраструктуры. Сооружение рекреационных объектов и дополнительных подъездных путей приводит к замене естественного природного ландшафта антропогенным, что снижает эффективность восприятия объекта геологического наследия. На такую тенденцию обращалось внимание, в частности, при мониторинге геологического наследия в Горной Адыгее [12].

Под формами негативного антропогенного воздействия на объектах геологического наследия понимаются виды деятельности человека, способствующие снижению информативности уникальных геологических объектов. Автор полагает, что в большинстве случаев все формы негативного антропогенного воздействия на объекты провоцируют конфликт интересов [18]. Представляется возможным обозначить, по крайней мере, четыре основные формы.

Во-первых — это использование объектов геологического наследия в научных и образовательных целях. Например, для проведения тех или иных исследований из уникального объекта может быть изъято

недопустимо большое количество материала (минералы, горные породы, фоссилии), которое не будет компенсировано. В частности, опасность подобного повреждения была отмечена для разреза «Аммонитовый» в Горной Адыгее, богатого на хорошо сохранившиеся раковины юрских беспозвоночных [1]. К счастью, последующие наблюдения за объектом не подтвердили правильность этого заключения.

Во-вторых, в качестве существенной формы негативного антропогенного воздействия на объекты геологического наследия необходимо рассматривать геологический туризм. Хотя развитие данного вида туризма в России еще не столь велико. В мировой практике известны примеры снижения информативности уникальных объектов вследствие избыточного внимания со стороны посещающих их неспециалистов [4].

В-третьих, угрозу представляет горнодобывающая деятельность. С одной стороны, она дает возможность получить доступ к ранее скрытым объектам, а, с другой, может способствовать их разрушению. Например, эксплуатация одного из карьеров карбоновых песчаников на западе Ростовской области в середине 2000-х годов сопровождалась постоянным подтоплением подземными водами, что создавало угрозу уничтожения местонахождения позднепалеозойской флоры.

В-четвертых, формой негативного воздействия на объект является прочая деятельность человека, не связанная с использованием геологической оболочки, но оказывающая на нее прямое воздействие. Здесь следует отметить дорожное строительство, сопровождаемое «срезанием» выходов горных пород, или интенсивное преобразование среды в урбанизированной зоне.

Субъектами мониторинга являются лица и организации, непосредственно участвующие в нем или ответственные за его проведение. К таковым следует относить все субъекты геоконсервации [8], включая государственные (федеральные, региональные, местные) геологические и природоохранные службы, научные центры, а также отдельные инициативные группы. Тем не менее, целесообразно при установлении статуса объекта геологического наследия для каждого конкретного объекта четко определять организацию, которая несет прямую ответственность за осуществление мониторинга. В связи с тем, что оценка состояния объекта требует специфических знаний в области геологии и, одновременно, удовлетворительных представлений о геологическом наследии территории в целом, автор допускает, что осуществление мониторинга данного объекта должно быть вменено в обязанность геологическим службам (управление, предприятие и другие — в зависимости от официального наименования) в законодательном порядке. Это, однако, не должно ограничивать право

прочих лиц и организаций осуществлять мониторинг в зависимости от их возможностей и интересов.

Мониторинг объекта геологического наследия на территории России проводится в рамках охранного компонента геоконсервационных мероприятий [8]. Прежде всего, имеет смысл выделить *четыре вида мониторинга по систематичности*: случайный, периодический, постоянный и вынужденный. Под *случайным* мониторингом следует понимать изучение состояния объекта, например, при проведении геологоразведочных работ или при обследовании трассы в дорожном строительстве. *Периодический* мониторинг должен быть приоритетной задачей, вмененной в обязанности указанных субъектов. Он подразумевает обследование объекта через установленные промежутки времени, которые могут изменяться в пределах от 1 года до 10 лет в зависимости от информации о подверженности территории негативному воздействию на объект геологического наследия. Эта информация должна собираться при общем геоконсервационном изучении территории и установлении конкретных уникальных объектов. В ряде случаев необходим *постоянный* мониторинг. Речь может идти об объекте геологического наследия глобального ранга или прочих объектах, которые подвергаются негативному природному или антропогенному воздействию. Интенсивное развитие геотуризма, в частности, формирует угрозу для состояния ряда геологических объектов таких как пещеры или выходы на поверхность редких и эстетически-аттрактивных минеральных образований. Для реализации мероприятий постоянного мониторинга требуется наличие в непосредственной близости от объекта специального природоохранного или научно-просветительского центра. *Вынужденный* мониторинг представляется необходимым в случае, когда субъект мониторинга получает информацию о нарушении состояния объекта геологического наследия или о появлении угрозы для его состояния. Например, интенсификация развития туризма на участке расположения уникального центра георазнообразия в Горной Адыгее сделало актуальным проведение мониторинга ряда объектов. По результатам такого мониторинга существенной угрозы для их состояния не было выявлено, однако отмечались новые тенденции в изменении окружающей среды существенные для объекта [12].

Задачи мониторинга объекта геологического наследия, несмотря на кажущуюся очевидность, разнообразны. Важнейшей из них является фиксация изменений физического состояния объекта. При этом следует четко определять результат негативного воздействия на объект или само это воздействие (если процесс продолжается), его возможную связь с антропогенным фактором, а также установление форм воздействия. Например, выход осадочных пород может оказаться частично засыпанным в результате активизации склоновых процессов, вызванных обиль-

ными осадками, а выход магматических пород поврежденным при расширении автодороги. При этом следует отмечать возможность интенсификации или затухания негативного воздействия в дальнейшем. Особое внимание важно обращать на изменение особенностей объекта, которые были отмечены при его исходном описании, что предполагает установление ранга объекта и отнесение его к ряду категорий [9]. Более того, при проведении мониторинга следует учитывать изменения в георазнообразии и выявление других объектов геологического наследия. Если на рассматриваемой территории или даже за ее пределами был выявлен или искусственно сформирован (часто это имеет место при активном антропогенном воздействии — строительстве дорог и разработке карьеров) новый объект, аналогичный вышеописанному, то это может способствовать снижению ранга обоих. Разрушенность объекта снижает его ранг [9] или вообще выводит за рамки геологического наследия. По степени разрушенности выделяется несколько категорий объекта геологического наследия [7]. Поэтому важная задача мониторинга — заключение о переходе объекта из одной категории в другую или об отсутствии такого рода изменений.

Все объекты находятся на пересечении интересов ряда сторон, включая интересы субъектов геоконсервации, представителей геотуристической индустрии, предприятий горнодобывающей отрасли, административных органов и др. Такая ситуация создает основу для той или иной степени значительных конфликтов [18], которые в большинстве случаев оказываются или легко разрешимыми, или вообще могут быть предотвращены, в т.ч. и благодаря активному сотрудничеству между вовлеченными в них сторонами. При проведении мониторинга объектов геологического наследия должна даваться оценка возможных конфликтов с конкретными предложениями по их недопущению и (или) разрешению. Например, если карьер, в котором представлены уникальные метаморфические образования, продолжает эксплуатироваться и, одновременно, представляет собой интерес для посещения организованными группами специалистов и геотуристов, то следует указать необходимость выработки общей стратегии его использования во избежание нарушений технологии добычи полезного ископаемого и повреждения самого объекта и для обеспечения беспрепятственного, но и безопасного доступа к указанным уникальным образованиям.

В качестве еще одной важнейшей задачи мониторинга следует рассматривать выработку и, при наличии такой необходимости, корректировку системы менеджмента объекта геологического наследия (включая охранные мероприятия), а также предложения по минимизации негативного воздействия, восстановления и повышению геотуристического потенциала. Например, может быть рекомендовано установление вокруг объекта охранной зоны, или прове-

дение расчистки объекта, или укрепление склона, в котором он экспонирован. В Горной Адыгее в конце 2000-х годов была существенно улучшена автодорога в долине р. Желобная. В ее борту на значительном протяжении представлен уникальный разрез нижне-среднеюрских пород Архыз-Гузерицкой структурно-фациальной зоны (возможно, единственный в таком роде). Проведение мониторинга летом 2010 г. позволило дать рекомендацию о скорейшей документации и опробовании разреза с выделением его наиболее ценных фрагментов, требующих мероприятий по стабилизации склона [12]. При выработке рекомендаций можно использовать имеющиеся руководства [14, 16], где охарактеризованы самые различные подходы к поддержанию и даже улучшению состояния объекта геологического наследия. В итоге, проводимый мониторинг подразумевает также вывод об устойчивости территориального геологического наследия и отдельных объектов к негативному воздействию как природного, так и антропогенного характера.

Основными мероприятиями (методами) мониторинга объекта геологического наследия следует считать визуальную оценку состояния объекта, рефотографирование и применение специальных методов обследования, включая геофизические. Визуальная оценка включает осмотр объекта с небольшими расчистками, а также анализ всей имеющейся информации, относящейся к его состоянию. Например, при оценке возможных конфликтов относительно геоконсервационного значения эксплуатируемого карьера, важно не только и не столько посещение этого карьера, но и установление диалога с горнодобывающей компанией, органами местного самоуправления и местными природоохранными организациями. При проведении визуальной оценки могут использоваться самые различные геологические методы, которые позволяют оценивать информативность объекта. Допустим, в уникальном местонахождении древней фауны может потребоваться извлечение фоссилий для определения «продуктивности» объекта. Рефотографирование — одна из эффективных методик, которая предполагает повторную съемку природных объектов в том же ракурсе через некоторые интервалы времени [16]. При высоком качестве фотографий, которое обеспечивается современными цифровыми технологиями, их сравнение позволяет выявлять даже самые незначительные изменения в состоянии элементов ландшафта. Рефотографирование было успешно использовано при изучении динамики состояния природной среды на западе США [19—22]. Комплекс геофизических методов также может оказаться весьма информативен при мониторинге объекта геологического наследия. Более того, на участках расположения отдельных уникальных объектов могут создаваться геолого-геофизические полигоны, которые сами по себе предоставляют ценную инфор-

мацию о динамике геологической среды и, следовательно, определяют информативность объекта [3, 6, 13]. Осуществление всех этих мероприятий является обязанностью субъектов мониторинга, о которых уже говорилось.

В заключение следует отметить, что основные понятия и принципы, связанные с мониторингом объекта геологического наследия, создают теоретическую основу для практической реализации эффективного управления геологическим наследием России и его охраны. В дальнейшем требуется разработка долгосрочной национальной стратегии в области геоконсервации, где на мероприятия по контролю за состоянием такого объекта должно быть обращено особое внимание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валенцева Д.Р., Рубан Д.А. Состояние объектов геологического наследия в Горной Адыгее // *Экология и безопасность жизнедеятельности*. Ч. I. — Пенза, 2006. С. 53—56.
2. *Геологические памятники природы России*. — С-Пб: Лориен, 1998.
3. Гибков Е.В., Холодков Ю.И., Малиновская А.А. и др. Осыпи как геологические памятники и их геофизический мониторинг // *Проблемы геоэкологии, геохимии и геофизики*. — Ростов-на-Дону, 2005. С. 302—308.
4. Лапо А.В., Вдовец М.С. Проблема сохранения геологического наследия России // *Отечественная геология*. 1996. № 9. С. 6—12.
5. Лапо А.В. Проблема сохранения и рационального использования геологического наследия // *Региональная геология и металлогения*. 2005. № 23. С. 51—59.
6. Перишина Ю.А., Вострова А.Н., Холодков Ю.И., Рубан Д.А. Оползни как объекты геоконсервации // *Научная мысль Кавказа*. Прил. 2005. № 3. С. 95—97.
7. Рубан Д.А. Геологические памятники: краткий обзор классификационных признаков // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2005. № 4. С. 67—69.
8. Рубан Д.А. Геоконсервация как метод сохранения геологического наследия России // *Отечественная геология*. 2006. № 2. С. 78—81.
9. Рубан Д.А. Стандартизация описания геологических памятников природы как важных объектов национального наследия // *География и природные ресурсы*. 2006. № 3. С. 166—168.
10. Рубан Д.А. Рекреационное освоение геологических памятников природы: образовательный компонент и устойчивое экологическое развитие горных областей // *Окружающая среда и устойчивое развитие регионов: новые методы и технологии исследований*. Т. IV. — Казань: Отечество, 2009. С. 214—218.
11. Рубан Д.А. Характеристические признаки объектов геологического наследия // *Отечественная геология*. 2009. № 3. С. 91—93.
12. Рубан Д.А. Развитие туризма и сохранность объектов геологического наследия в Горной Адыгее (Северо-Западный Кавказ) // *Антропогенная трансформация природной среды*. Т. 2. — Пермь, 2010. С. 205—209.
13. Франтов Г.С. О создании геолого-геофизических полигонов и заповедников // *Советская геология*. 1983. № 6. С. 115—118.
14. Gray M. Geodiversity: developing the paradigm. *Proc. Geol. Assoc.* 2008. Vol. 119. Pp. 287—297.

15. Hayakawa Y.S., Matsukura Y. Stability analysis of waterfall cliff face at Niagara Falls: An implication to erosional mechanism of waterfall. *Engineer. Geol.* 2010. Vol. 116. Pp. 178—183.
16. Prosser C., Murphy M., Larwood J. Geological conservation: a guide to good practice. Peterborough, English Nature, 2006.
17. Ruban D.A. Quantification of geodiversity and its loss. *Proc. Geol. Assoc.* 2010. Vol. 121. Pp. 326—333.
18. Ruban D.A., Kuo I. Essentials of geological heritage site (geosite) management: a conceptual assessment of interests and conflicts. *Natura Nascosta.* 2010. № 41. Pp. 16—31.
19. Turner R.M., Webb R.H., Bowers J.E., Hastings J.R. The Changing Mile Revisited: An Ecological Study of Vegetation Change with Time in the Lower Mile of an Arid and Semiarid Region. Tucson, University of Arizona Press, 2003.
20. Webb R.H. Grand Canyon, a Century of Change: Rephotography of the 1889—1990 Stanton Expedition, Tucson, University of Arizona Press, 1996.
21. Webb R.H., Melis T.S., Griffiths P.G. et al. Lava Falls Rapid in Grand Canyon: Effects of Late Holocene Debris Flows on the Colorado River. *USGS Prof. Pap.* 1999. № 1591. Pp. 1—90.
22. Webb R.H., Belnap J., Weisheit J.S. Cataract Canyon: A Human and Environmental History of the Rivers in Canyonlands. Salt Lake City, University of Utah Press, 2004.

Дискуссии

УДК 550.34.01

И.Н.Тихомиров, Р.И.Голоудин, 2012

Проблемы модернизации и инноваций региональных геологических и минерагенических исследований

И.Н.ТИХОМИРОВ (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ); 199106, г.Санкт-Петербург, Средний проспект, д.74), Р.И.ГОЛОУДИН (Научный центр геомеханики Санкт-Петербургского государственного горного института им.Г.В.Плеханова (СПГГИ); 199106, г.Санкт-Петербург, 21-я линия В.О., д. 2)

Тихомиров Игорь Николаевич
Голоудин Равиль Иванович, goloudin@mail.ru

На основе анализа технологической модели региональных геологических и минерагенических исследований показано, что научное и методическое обеспечение этих работ не в полной мере отвечает современным требованиям. Это не позволяет повысить качество, геологическую информативность и прогнозную результативность государственных геологических карт масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000. В статье сформулированы предложения, способные, по мнению авторов, вывести эти исследования на новый инновационный уровень.

В настоящее время кризисными явлениями в той или иной степени поражены все стороны жизни нашего общества. Не миновали они и геологическую отрасль страны. Для вывода ее из сегодняшнего неудовлетворительного состояния недостаточно простого совершенствования традиционного научно-методического арсенала геологических исследований. Необходимы разработка и внедрение новых, инновационных технологий. Только такие технологии позволят решать ранее нерешаемые задачи и достигать недостижимых прежде результатов.

Геологическая наука и практика отстают не только по уровню разработки и внедрения новых, инновационных технологий. Многие, даже успешно апробированные на практике усовершенствования методик и технологии региональных геологических исследований, десятилетиями не находят применения, а ряд ин-

новаций (новые принципы составления геологических карт, выделения перспективных площадей, объемное картографирование и др.) не внедряются в геологическую практику. Из-за свертывания геологических работ одним из основных источников пополнения знаний о недрах страны в целом и объектах, перспективных для дальнейшего изучения и инвестирования, становятся преимущественно материалы, накопленные за годы советской власти. Большая часть из них еще недостаточно глубоко проанализирована, остались не заверенными многие тысячи геохимических и иных аномалий и проявлений полезных ископаемых. Однако систематизация этих материалов возможна только при использовании современных технологий их обработки.

Модернизация технологии геологических и минерагенических исследований возможна только на основе системного подхода. Все звенья ее должны быть четко согласованы между собой. Модернизация одного звена (этапа) требует приведения в соответствие с ним следующего звена (этапа), которое, возможно, тоже требует модернизации. Только в этом случае будет достигнут суммарно необходимый, возможно даже инновационный, результат. Поэтому в статье авторы пытаются проанализировать в первую очередь соответствие современным требованиям наиболее уязвимых, недостаточно проработанных звеньев (этапов) технологии региональных геологи-

ческих исследований и предложить более современные подходы к решению этих вопросов.

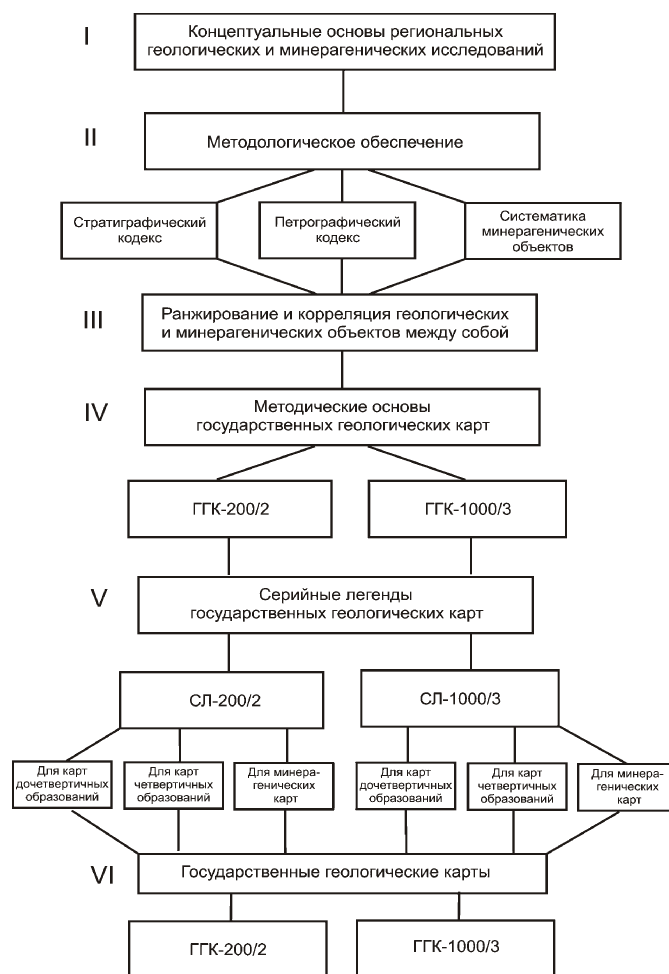
Современное состояние и научно-методическое обеспечение региональных геологических и минерагенических исследований, определяющих их научную и практическую результативность, проще всего оценить на основе технологической модели их проведения (см. рисунок). Модель представляет собой систему, в которой каждое звено (подсистема) логически строго отражает алгоритм составления карт геологического и минерагенического содержания. Всего в модели выделено шесть подсистем.

В модернизации нуждаются технологии региональных геологических исследований на всех этапах, начиная с разработки концепции, создания усовершенствованной понятийно-методической основы, и кончая составлением итоговых карт геологического содержания с объяснительными записками и базами данных.

I. Подсистема «Концептуальные основы региональных геологических и минерагенических исследований». В настоящее время возникла необходимость разработки новой научной концепции регионального геологического и минерагенического изучения территории страны до 2020 г., основу которого составляют государственные геологические карты масштабов 1:200 000 (второго поколения) и 1:1 000 000 (третьего поколения). Концепция должна предусматривать функционирование целевых программ по систематике и классификации геологических и минерагенических объектов, методике составления карт геологического содержания, а также проведение специальных исследований по стратиграфии, магматизму, тектонике и минерагении. Без этого невозможно обеспечить необходимое качество и результативность государственных геологических карт. Новая концепция должна также содержать научно обоснованную перспективу развития региональных исследований, учитывающую их роль в расширении минерально-сырьевой базы страны.

Необходимость разработки научной концепции составления геологических карт нового поколения и пакета программ по созданию карт геологического содержания различных масштабов рассматривается в коллективной работе группы специалистов. А.М.Никишин, А.Ф.Морозов, А.В.Ершов и др. [16] подчеркивают, что без геологического картографирования и результирующих ее информационных продуктов невозможно накопление знаний о строении и структуре недр, заключенных в них полезных ископаемых и протекающих процессах, в т.ч. катастрофических.

Важное место в изучении минерально-сырьевых ресурсов отдельных территорий и шельфа отводят Ю.Г.Леонов и Д.В.Рундквист [11]. Именно такие работы, по их мнению, нередко приводят к переоценке особенностей геологического строения и минерагении тех или иных территорий. Самостоятельное зна-



Технологическая модель проведения региональных геологических и минерагенических исследований

чение приобретают и геоинформационные исследования с созданием банков данных. Они позволяют полнее использовать накопленный материал, моделировать геологическое строение и закономерности размещения и прогнозирования полезных ископаемых, используя различные компьютерные программы.

Новая концепция региональных геологических и минерагенических исследований должна предусматривать создание многофункциональной геологической основы, необходимой и достаточной для всестороннего хозяйственного и научного использования и расширения минерально-сырьевой базы страны. Представляется естественным, что новая концепция должна строиться с учетом положения утвержденной правительством (21.06.2010 г.) «Стратегии развития геологической отрасли Российской Федерации до 2030 года», которая предусматривает формирование высокоэффективной, инновационно-ориентированной системы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны.

При разработке концепции на ближайшее десятилетие необходимо учитывать как положительный,

так и негативный опыт создания ГГК-200/2 и ГГК-1000/3 в настоящее время, их геологическую и минерагеническую результативность, а также обеспеченность процесса создания государственных геологических карт новейшими методологическими и методическими разработками. Недавно подобный анализ был выполнен И.Н.Тихомировым [23]. Основным выводом из проведенного анализа сводится к тому, что перед началом работ по составлению государственных геологических карт масштабов 1:200 000 и 1:1000 000 последних поколений не формулировались цели, задачи и конечные результаты разных по своим возможностям видов региональных геологических исследований. В результате произошло смешение содержания работ в обоих масштабах. Создавшаяся ситуация особенно сказалась на качестве ГГК-1000/3, теряющих в т.ч. и дополнительную информацию, получаемую при генерализации материалов более детальных исследований.

Выводы и рекомендации.

1. В концепции региональных геологических исследований необходимо четко сформулировать цели, задачи и конечные результаты ГГК-200/2 и ГГК-1000/3.

2. Целесообразно определить обязательный комплекс специализированных исследований, которыми должно сопровождаться создание государственных геологических карт основных масштабов.

II. Подсистема «Методологическое обеспечение». Методологической основой государственных геологических карт являются Стратиграфический [20] и Петрографический кодексы [17, 18]. Их использование — обязательно при составлении этих карт. Основное назначение кодексов — разработка систематики и классификации картируемых и картографируемых геологических объектов, а также упорядочение и унификация терминологии и номенклатуры стратиграфических и петрографических подразделений.

Нельзя сказать, что кодексы в полной мере отвечают этим требованиям. И.Н.Тихомиров и С.П.Шокальский [22] показали, что:

1. Принципы выделения геологических объектов в Стратиграфическом и Петрографическом кодексах не согласованы между собой.

2. В Стратиграфическом кодексе геологические подразделения (таксоны) выделяются по разным признакам по вещественному составу или по биостратиграфическим данным.

3. В обоих Стратиграфическом и Петрографическом кодексах геологические таксоны не ранжированы.

4. В Петрографическом кодексе, наряду с конкретными геологическими телами, рекомендуется выделять на картах укрупненные подразделения (латеральные и временные ряды комплексов и группы комплексов). Укрупненные подразделения представ-

ляют собой совокупность территориально разобщенных комплексов, каждый из которых имеет свои ограничения, свои границы. Они не слагают единых геологических тел и поэтому не могут выделяться на картах.

5. Понятийная база кодексов является неполной, так как в ней отсутствуют такие фундаментальные понятия как геологическое тело, геологическая граница, геологическое пространство, геологическая структура [8, 9, 23].

Для государственных геологических карт, как и для карт других масштабов, необходимо уточнить не только систематику и классификацию стратиграфических и петрографических, но и минерагенических объектов, создав минерагенический кодекс. Для них тоже следовало бы унифицировать систему понятий и терминологию. Необходимо также разграничить собственно минерагенические объекты, отражающие особенности локализации конкретного оруденения в ту или иную минерагеническую эпоху, от геолого-экономических объектов, представляющих собой группы территориально сближенных месторождений различных типов и различного возраста (например, рудные узлы).

Выводы и рекомендации:

1. Понятийную базу региональных геологических исследований (Стратиграфический и Петрографический кодексы) необходимо дополнить новыми понятиями — геологическое тело, геологическая граница, геологическое пространство, геологическая структура. Из Петрографического кодекса следует исключить такие понятия как латеральный и временной ряды, а также группы комплексов.

2. В Стратиграфическом и Петрографическом кодексах целесообразно в таксономическом отношении скоррелировать и согласовать между собой одноранговые стратиграфические и петрографические подразделения.

3. Для минерагенических карт обоих масштабов необходимо уточнить систематику и классификацию минерагенических объектов и сопоставить их в таксономическом отношении со стратиграфическими и петрографическими.

III. Подсистема «Ранжирование и корреляция геологических и минерагенических объектов между собой». Ранжирование и корреляция геологических и минерагенических объектов, выделяемых на картах различного масштаба, имеют важное научное и прикладное значение. Порою одноранговые объекты на геологических картах одного масштаба различаются между собой на несколько порядков [23]. На минерагенических картах комплекта ГГК-1000/3 наряду с рудными узлами и районами площадью тысячи квадратных километров, выделяются пункты минерализации. Несоразмерность геологических объектов на картах одного масштаба делает мало продуктивным анализ таких карт, особен-

но для выявления закономерностей размещения месторождений и тем более прогнозирования.

Один из базовых принципов картографии — при изменении масштаба карт должны изменяться и таксономические категории выделяемых на них объектов (геологические тела). При генерализации и переходе на более мелкий масштаб карт, объекты предыдущего масштаба должны объединяться в более крупные геологические тела, отвечающие уже более высокому таксономическому рангу. Согласно принципу эмерджентности, они приобретают новые свойства, которыми не обладали слагающие их тела более низкого таксономического уровня [23].

Еще сложнее ранжирование и корреляция одноранговых объектов различного геологического содержания. И.Н.Тихомиров и С.П.Шокальский [22] рассмотрели ранжирование и корреляцию таких объектов между собой на примере семи наиболее распространенных карт, начиная с геологической и минерагенической и кончая формационной, тектонической, геохимической и гидрогеологической. Эти процедуры оказались возможными, если исходить из того, что базовыми для формирования объектов производных карт являются объекты геологических карт. Между объектами геологических и производных карт существуют не только взаимосвязь и взаимозависимость, но и взаимообусловленность. Предложены и параметры объектов различного геологического содержания. Однако подобные предложения, которых в литературе немало нуждаются в обсуждении. Необходимо остановиться на какой-то разумной градации размеров геологических объектов для карт различных масштабов. Только систематизированная и организованная по единым правилам информация пригодна для компьютерной среды. Как показывает не только геологическая практика, решить эти вопросы можно путем договоренности между специалистами в рамках геологического сообщества. Так, создаются все систематики и классификации [10].

Выводы и рекомендации:

Целесообразно выработать и принять рамочные параметры геологических и минерагенических объектов для обоих масштабов государственных геологических карт. Их отсутствие делает невозможным сопоставление и корреляцию объектов, препятствует выявлению геологических и минерагенических закономерностей.

IV. Подсистема «Методические основы государственных геологических карт». Методологической основой государственных геологических карт обоих масштабов являются Стратиграфический и Петрографический кодексы, общепринятой основы для карт минерагенического содержания пока нет. Неполное соответствие современным научным требованиям методологического звена технологической модели не позволяет модернизировать и методическое звено, наследующее не только положительные, но и негативные положения методологии. Недостат-

ки в систематике и классификации геологических подразделений в кодексах, нечеткость их ранжирования перешли в базовые документы по методике геологического картирования и картографирования, и, соответственно, на государственные геологические карты. В результате на картах обоих масштабов (1:200 000 и 1:1 000 000) выделяются одни и те же стратиграфические, петрографические и минерагенические подразделения [23]. Это негативно сказывается на качестве производных карт геологического содержания.

Принципы картографирования, легенды и весь дизайн современных геологических карт почти не отличаются от карт середины XX в. Для повышения научного уровня геологических и минерагенических карт не используется даже опыт создания более информативных карт и легенд, уже прошедших проверку временем [24].

В комплекты ГГК-200/2 и ГГК-1000/3, наряду с картами дочетвертичных, входят и карты четвертичных образований. Поэтому очень важно рассмотреть вопрос о том, насколько они согласованы между собой в методологическом и предметном отношениях. Представляется совершенно естественным, что дополняя друг друга, они должны отражать геологическое строение и всю историю формирования той или иной территории в одном ключе. Однако это важное положение не соблюдается. Если объектами картирования и картографирования для карт дочетвертичных образований являются структурно-вещественные комплексы (геологические тела), то на картах четвертичных образований выделяются «генетические типы отложений». Они отражают субъективные представления геологов о том, в какой ландшафтной обстановке и в результате проявления каких процессов сформировались те или иные отложения. Такую карту трудно назвать геологической, скорее это палеогеографическая, палеоландшафтная карта. В то же время на практике недропользователи имеют дело не с «генетическими типами», а с реально существующими в природе материальными геологическими телами, сложенными известняками, супесью, валунной глиной и др. Установление генезиса четвертичных образований — безусловно, важный аспект их изучения. Однако гораздо более важными и практически значимыми представляются их структурно-вещественные характеристики. Генерализованные контуры крупных генетических рядов четвертичных отложений (склоновые, эоловые, ледниковые и др.) правомерно показывать на обзорных мелкомасштабных картах, но на картах среднего и крупного масштабов приоритет должен быть отдан, вне всякого сомнения, отображению структурно-вещественных характеристик геологических образований. В литературе давно дискутируется вопрос о целесообразности и необходимости перехода карт четвертичных образований на вещественную основу с выделением гео-

логических тел определенного состава и возраста, как и на картах дочетвертичных образований [1]. Этот вопрос уже неоднократно ставился практической геологией, но до сих пор не решен, несмотря на большую потребность в таких картах в настоящее время.

Карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых также являются частью комплектов ГГК-200/2 и ГГК-1000/3. Принципы их составления и выделения перспективных площадей очень несовершенны, большинство из них утратили возможности для какого-либо конкретного прогноза. Современные систематики минерагенических объектов к тому же не учитывают различия между собственно минерагеническими (рудные зоны, входящие в них площади, месторождения) и геолого-экономическими объектами (рудные районы, узлы). Для первых характерно разновозрастное и однотипное (или близко родственное) оруденение, для геолого-экономических — чаще разновозрастное и разнотипное оруденение.

Предложенные в инструкциях для государственных геологических карт [4, 5] технологии для составления карт закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, в принципе, не могут решать эти задачи. Карты масштаба 1:1 000 000 согласно инструкции наследуют всю информацию карт полезных ископаемых масштаба 1:200 000, включая, наряду с месторождениями и проявлениями, также бесчисленное количество пунктов минерализации, различных ореолов, геофизических аномалий и др. На все это накладывается большое количество минерагенических подразделений. Пройгнорировано совершенно очевидное положение о том, что, как геологические закономерности, так и закономерности размещения полезных ископаемых, в различные эпохи неодинаковы. Поэтому объединение разновозрастных (порой от докембрия до кайнозоя) месторождений, проявлений и другой минерагенической информации в единые минерагенические структуры (зоны, узлы, районы) способно лишь дезориентировать геологическую практику. Все это приводит к чрезмерной перегрузке карт, к информационному хаосу. Анализировать и прогнозировать на базе таких карт невозможно [23].

Методические руководства [13, 14], заменившие инструкции для государственных геологических карт новых поколений, в отношении базовых карт не внесли ничего нового. По-прежнему на геологических картах обоих масштабов предлагается выделять одни и те же неранжированные геологические подразделения, а легенды рассматриваются как условные обозначения, не имеющие систематизирующего и классифицирующего содержания. Объектами карт четвертичных образований остаются стратиграфо-генетические подразделения. Сохраняется и бессистемный принцип выделения объектов (от пунктов минерализации до рудных узлов и районов) на картах

полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Как и ранее для них используется разгруженная геологическая основа.

Представляется естественным, что геологическая карта и карта закономерностей размещения месторождений и прогноза полезных ископаемых (или минерагеническая карта), особенно в комплектах государственных геологических карт, должны всегда анализироваться совместно. Без выявления и четкого картографического отображения в легенде геологической карты закономерностей геологического строения и эволюции геологических процессов во времени и пространстве невозможно выявить закономерности размещения полезных ископаемых. Поэтому легенды, отражающие структуру геологического пространства, являются ключом к обеим картам.

Для более глубокого раскрытия содержания геологических карт, корреляции и сопоставления выделяемых на них геологических объектов, несомненное преимущество имеют логически строгие и наглядные зональные матричные легенды [23]. Преимущество их и в том, что они легко трансформируются в легенды карт другого геологического содержания. Широкое внедрение таких легенд в геологическую практику, несомненно, способствовало бы повышению качества, информативной емкости и прогностических возможностей карт геологического содержания. Однако они пока широко не распространены, хотя используются уже более 30 лет. Главная причина — повышенная трудоемкость их составления, что требует глубокого знания геологии и минерагении изучаемых территорий, четкой, логически строгой систематики выделяемых на них объектов. Такие легенды позволяют так же контролировать правильность отнесения геологических подразделений к определенным возрастным группам и структурным зонам. В линейных легендах этого сделать нельзя, как нельзя и выявить какие-либо закономерности. Однако в нормативных и методических документах именно линейным легендам отдается предпочтение.

На базе зональных легенд геологических карт, дополненных минерагенической информацией, можно выделять минерагенические эпохи, приуроченность полезных ископаемых к определенным зонам; выявлять связи их с конкретными геологическими комплексами (или формациями). Обязательным элементом зональных матричных легенд являются палеогеологические схемы, а на их основе составляемые палеоминерагенические схемы для важнейших этапов геологического (минерагенического) развития территории. Именно они определяют структуру легенд. И.Н.Тихомиров [23] предложил логически строгий геометрический способ выделения в пределах рудных зон более локальных перспективных площадей по совокупности геологических, геохимических и геофизических данных с введением коэффициента перспективности.

На итоговые минерагенические карты (или карты закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и прогноза) обоих масштабов следует выносить рудные зоны и локальные перспективные площади, месторождения и проявления, а также определившиеся рудные узлы, понимая их как группу пространственно сближенных месторождений и проявлений любого возраста и типа, и являющиеся геолого-экономическими объектами. Весь остальной материал (ореолы, пункты минерализации и др.) не должен выноситься на карту, а храниться в базе данных. Минерагенические объекты (рудные районы, минерагенические зоны, пояса, провинции) следует выделять только на мелкомасштабных палеоминарагенических схемах.

Нельзя не отметить неэффективное использование зарамочного обрамления минерагенических карт. Давно потерял смысл в том, чтобы на ГГК-200 приводилась металлогенограмма. Зональная легенда минерагенических карт неизмеримо содержательнее и конкретнее. Большую дополнительную информацию на картах дают различные классификационные таблицы и модели конкретных месторождений [23].

Важным представляется создание единой, логически строгой таксономической системы понятий для минерагенических карт различных масштабов как для твердых полезных ископаемых, так и для нефти и газа. Необходимо также не только скоррелировать одноранговые минерагенические объекты между собой, но и с соответствующими геологическими объектами.

Перед картой полезных ископаемых в комплексах государственных геологических карт в отличие от карт минерагенических стоят совсем другие задачи. На ней должно быть показано реальное размещение месторождений различных геолого-промышленных типов, ранжированных по размерности. В зарамочном обрамлении карт может быть размещена любая дополнительная информация, не являющаяся коммерческой тайной. Никакой другой информацией карты полезных ископаемых перегружать не следует. Такие карты — важнейшие документы для инвесторов, а также для различных ГИС-Атласов.

Выводы и рекомендации:

Необходимо существенно уточнить методические документы для ГГК-200/2 и ГГК-1000/3, предусмотрев в них:

использование усовершенствованной понятийной базы Стратиграфического и Петрографического кодексов;

разработку новых, более информативных легенд для геологических и минерагенических карт;

уточнение систематики и классификации минерагенических объектов для государственных геологических карт.

V. Подсистема «Серийные легенды государственных геологических карт». Значение серийных легенд для ГГК-200/2 и ГГК-1000/3 в настоящее

время явно недооценивается. Они являются не только основой для создания государственных геологических карт и карт близких масштабов (1:500 000, 1:1 500 000), но и имеют большое самостоятельное значение. Аккумулируя геологическую и минерагеническую информацию, серийные легенды становятся одним из важнейших звеньев в технологической цепи регионального геологического и минерагенического картирования и картографирования, выступая в роли многоцелевых баз знаний. Грамотно составленные и системно-организованные серийные легенды — графическая форма обобщения и систематизации материалов по геологии и полезным ископаемым конкретных территорий. Они не только служат основой для карт нового поколения, но и являются документами долговременного научного и прикладного использования, представляя собой геологоструктурный каркас геологического пространства изучаемых территорий.

Анализ серийных легенд, утвержденных научно-редакционным советом за последние годы, показывает, что пока не удалось унифицировать структуру и содержание легенд и объяснительных записок к ним, а также принципы районирования. Всего на территории Российской Федерации выделено 97 серийных легенд СЛ-200/2 и 20 СЛ-1000/3. Почти все из них утверждены научно-редакционным советом, многие неоднократно уточнялись. Не все серийные легенды имеют минерагенические блоки, поскольку решение о необходимости включения минерагенического блока в серийные легенды было принято позднее, чем начались работы по созданию легенд. Далеко не все серийные легенды сопровождаются необходимыми и качественными графическими приложениями (схемами изученности, тектонического и палеотектонического районирования и др.), большинство из них не имеют сводных схем корреляции стратиграфических и магматических подразделений.

Для того, чтобы серийные легенды могли выступать в качестве многоцелевой базы знаний для страны в целом, современное «лоскутное одеяло» серийных легенд целесообразно преобразовать в относительно простую и четкую цифровую информационную систему. Для этого необходимо:

1. Территориально все СЛ-200/2 сгруппировать в пределах 20 СЛ-1000/3, уточнив границы сначала между СЛ-200/2 в пределах каждой СЛ-1000/3, а затем между смежными СЛ-1000/3.

2. Так как основой для серийных легенд обоих масштабов государственных геологических карт являются ГГК-200/2, целесообразно иметь единую легенду из двух блоков — СЛ-200/2 и СЛ-1000/3. Геологические и минерагенические таксоны для СЛ-1000/3 должны создаваться путем генерализации и объединения объектов ГГК-200/2 в соответствии с уточненными Стратиграфическим и Петрографическим кодексами и систематикой минерагенических объектов.

Методические рекомендации по составлению серийных легенд должны быть краткими и наглядными: больше графики и меньше текста. Лучше графически показывать, что и как делать, чем писать об этом. В Методических рекомендациях должны найти отражение следующие положения:

четко определен статус серийных легенд, сформулированы цели и задачи их составления для ГГК-200/2 и ГГК-1000/3;

подчеркнуто, что серийные легенды представляют собой системы, все выделяемые геологические подразделения в которых должны находиться между собой в четких пространственно-временных и иерархических взаимоотношениях. Они должны отражать основные этапы и особенности геологии и минерагении территорий, эпохи структурных перестроек и изменения зональности во времени. Поэтому, кроме интегральной схемы районирования, необходимы схемы палеозональности для каждого выделяемого этапа геологического развития территорий;

серийные легенды должны строиться на базе Международной геохронологической шкалы и в соответствии с уточненными вариантами Стратиграфического и Петрографического кодексов. Для них, как и для легенд государственных геологических карт, целесообразно использовать зонально-матричный принцип построения с районированием по основным этапам геологического развития. Ни одна серийная легенда, представленная до сих пор в научно-редакционном совете, не является по-настоящему матричной. Обычно отсутствуют горизонтальные корреляционные линии, позволяющие сопоставлять геологические подразделения различных зон между собой или они приведены только на уровне систем или отделов общей шкалы. Нередко в серийных легендах отсутствуют даже линии разграничения различных зон и структур. Тем самым теряются преимущества матричной формы легенд. Известно, что читаемость легенд находится в прямой зависимости от четкости их графического построения;

легенды к государственным геологическим картам должны наследовать структуру и основное содержание серийных легенд, внося необходимые коррективы на основании новых достоверных данных;

переход на качественно новый уровень в геологической картографии невозможен при сохранении традиционного подхода к описанию геологических подразделений (объектов). Необходима более полная и упорядоченная их характеристика. Простого перечисления слагающих пород на ГГК-200 уже недостаточно. Следует указывать и количественные соотношения между ними, используя систему числовых коэффициентов [23], отмечать и особенности строения геологических подразделений (характер слоистости, особенности переслаивания, углеродистость, пестроцветность и другие признаки стратифицированных образований; расслоенность, массивность, порфиро-

видность интрузий, их петрохимическую и минерагеническую специализацию). Такая информация о конкретных геологических подразделениях наиболее долговечна, не зависит от возможного изменения возраста или смены геотектонических концепций;

минерагенические блоки серийных легенд должны строиться в соответствии с принятой систематикой минерагенических подразделений и содержать интегральную схему районирования, а также палеоминагенические схемы для соответствующих эпох;

матричная форма, принятая для серийных легенд, позволяет достаточно просто в единой легенде отобразить геологические и минерагенические особенности геологических подразделений. Для этого в легендах геологических карт рядом с геологическими подразделениями общепринятыми знаками показываются объекты (месторождения, проявления), связанные с ними генетически или парагенетически, их виды, размеры [23]. Тем самым рудные объекты получают четкую геологическую и возрастную привязку и приуроченность к определенным зонам. Анализ такой легенды позволяет выявить минерагенические особенности не только конкретных объектов и зон, но также определенных минерагенических эпох и территорий в целом;

структура объяснительной записки к серийной легенде должна полностью соответствовать структуре легенды. Следовательно, и описания геологических и минерагенических подразделений должны вестись в рамках выделяемых этапов, а не по системам или отделам общей шкалы.

Выводы и рекомендации:

1. Преобразование серийной легенды для государственных геологических карт является самой сложной и трудоемкой операцией по совершенствованию и переходу на инновационное развитие геологических и минерагенических исследований в нашей стране. Положение усугубляется тем, что из-за резкого сокращения геолого-съемочных работ, а также региональных, в т.ч. стратиграфических исследований сократилось и поступление новых материалов. К тому же из нормативных документов по геолого-съемочным работам исключена обязательность согласования новых местных стратиграфических и петрографических таксонов с соответствующими подразделениями Межведомственного стратиграфического комитета и региональными петрографическими комиссиями [19].

2. Служба серийных легенд и система апробации новых данных до внесения их в серийные легенды позволит создать современную цифровую научную геолого-минерагеническую инновационную основу для территории всей страны, на базе которой могут оперативно создаваться сводки и карты геолого-минерагенического содержания для любых территорий.

3. Научная основа на базе серийных легенд открывает путь к разработке в будущем Национальной мо-

дели геологической карты Российской Федерации для описания, систематизации и интерполяции геолого-минералогических особенностей в цифровых базах данных; станет возможен и обмен такой информацией на базе Интернет. Над этой задачей более 10 лет работают геологи ведущих стран мира (США, Англия, Канада и др.). Ведутся такие исследования и в нашей стране.

VI. Подсистема «Государственные геологические карты». Подготовкой цифровых моделей комплектов ГГК-200/2 и ГГК-1000/3 завершается технологический цикл региональных геологических и минералогических исследований, начавшийся с разработки новой концепции, уточняющей цели, задачи и конечные результаты этих видов работ. Будут ли они инновационными, зависит от того, насколько глубоко и научно обоснованно будет проведена модернизация всех технологических этапов (звеньев) и насколько логически строго они согласованы между собой. Одно представляется несомненным: если это сделано хорошо, работа завершится на качественно более высоком уровне, с высокой геологической и минералогической результативностью, недостижимой ранее. Если работы будут и дальше вестись на научно-методическом уровне, определяемом новыми существующими в настоящее время методическими руководствами, получаемые результаты не окупят вложенных средств.

В состав комплектов государственных геологических карт, особенно масштаба 1:1 000 000, кроме определенного набора карт, могут входить и карты специального назначения в зависимости от географических условий территорий, производственной или иной необходимости.

Сокращение фонда месторождений полезных ископаемых, проявленных на земной поверхности, поставило перед геологами задачу перехода к объемному изучению верхней части литосферы, поиску и прогнозированию еще не открытых эрозией месторождений. А.С.Кумпан еще в 60-е годы прошлого века назвал этот вид работ объемным геологическим картографированием [12]. Президент Международного союза геологических наук У.Г.Кордани [7] отмечал, что «...трехмерное рассмотрение континентальной литосферы имеет фантастические возможности...» и указывал на «необходимость трехмерного картирования и моделирования тел горных пород, резервуаров, флюидной циркуляции и т.д.»

Основная задача объемного геологического картографирования — выявление рудоконтролирующих структур, форм и размеров геологических и рудных тел, нефтегазоносных структур, поверхностей несогласий, разломов и др. Наряду с геологическими данными поверхности, результатами комплексных геофизических исследований, важнейшее значение для такого картографирования имеют материалы буровых скважин [2, 3, 12, 16].

Объемное геологическое картографирование очень затратный вид геологических работ, поэтому применяется на ограниченных площадях в пределах рудных полей, месторождений, рудных узлов, а также на нефтегазоносных площадях. Многолетняя практика проведения этих работ в различных районах страны показала высокую эффективность. Методика проведения объемного геологического картографирования обобщена А.А.Духовским с коллегами в специальном методическом руководстве [2].

Большие перспективы для более глубокого изучения объемного строения верхней части земной коры любых по размерам территорий открываются в связи с переходом России на единую общемировую систему географических координат. Появилась возможность изучать природные, в т.ч. минеральные ресурсы, с применением новых информационных технологий. Стал возможен переход от традиционного картографирования к геопространственному. Новая методология работы с геопространственной и меняющейся во времени информацией получила название «Неогеография».

Неогеография позволяет бесшовно интегрировать данные для любых территорий земного шара без потери детальности. Создается тем самым принципиальная основа для работы с 3D и 4D моделями данных, отображающими любую территорию под произвольным ракурсом без потери метрической достоверности.

Основой для объемного картографирования служит обычная геологическая карта поверхности в цифровом виде, на которой выделяются геологические тела. По данным бурения скважин, сейсмических профилей и других видов геофизических исследований, обработанных в цифровом виде, строится вероятностная геометрия всех выделяемых на глубине геологических тел. По параметрам геометрии складок, разломов, геологических тел и других объектов, устанавливаемых при картировании, создается алгоритм выявления наиболее реальной объемной формы геологических тел. Имея объемную запись геометрии геологических тел, можно построить разрез по любой вертикали, горизонту или иной поверхности, выделять и анализировать особенности любого геологического или рудного тела, а также строить объемные геологические модели с любыми характеристиками выделяемых объектов (геологические, геохимические, геофизические и др.). Важнейшее значение объемное геологическое картографирование имеет для городов, крупных промышленных объектов, ГЭС, АЭС.

Конкретные примеры использования цифровых объемных карт для решения самых разнообразных геологических, гидрогеологических, экологических и инженерных задач недавно рассмотрены большой группой специалистов [16]. Ими предложены и компьютерные программы для составления таких карт.

При создании ГГК-1000/3 иногда предусматривается проведение глубинного геологического

картографирования также с целью создания объемной геологической модели верхней части земной коры (до глубины 15—20 км) для изучения тектоники и морфологии интрузивных тел, выявления закономерностей размещения полезных ископаемых и их прогнозирования [12]. Модель создается на основе электронной базы данных аномалий силы тяжести в редукции Буге на пунктах наблюдений, полученных на съемках масштаба 1:200 000 и крупнее, а также гравитационных, магнитных и геологических карт масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000 в аналоговой и цифровой формах и петрофизических данных. Глубинное картографирование — результат качественной и количественной интерпретации всех этих материалов.

В комплект глубинных карт А.А.Духовский с соавторами [12] рекомендуют включать наиболее важные геологические срезы на различные глубины (3, 5, 10, 15 км). На примере Забайкалья глубинные геологические карты позволили решить ряд геолого-тектонических и прогнозных задач.

Возможно, именно изучение глубинного строения может сопутствовать подготовке ГГК-200/2 и ГГК-1000/3 даже для слабо изученных территорий. Для большей части страны имеются геологические и гравитационные карты масштаба 1:200 000, необходимые для составления карт глубинного строения.

Выводы и рекомендации:

1. Конечный результат региональных геологических и минерагенических исследований — комплекты ГГК-200/2 и ГГК-1000/3, которые используются для самых различных целей, в т.ч. для составления сводных и обзорных карт, ГИС-Атласов и др.

2. Объемное геологическое картографирование, являясь специализированным видом исследований, стало важным методом изучения и прогнозирования нефтегазоносных и рудных объектов, а также методом изучения особенностей строения земной коры под крупными промышленными объектами и городами.

В заключение следует подчеркнуть, анализ технологической модели проведения региональных геологических и минерагенических исследований позволил выявить реальное состояние и в первую очередь ГГК-200/2 и ГГК-1000/3. Геологическую и прогноз-но-минерагеническую результативность государственных геологических карт нельзя признать удовлетворительной в основном из-за значительного отставания в технологии ведения работ и использования устаревших методик. Существенные недостатки имеются и в разработке методологии и создании понятийной основы.

Многие отмеченные в статье недостатки в методике и практике региональных работ можно было давно устранить и это повысило бы результативность работ. Даже многократно проверенные на практике высокоинформативные методы составления карт геологического содержания не использовались. Поэтому

комплекты государственных геологических карт в целом обладают невысокой информативностью, а карты закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и прогноза при существующей методике их составления не способны выявить какие-либо закономерности, и тем более прогнозировать открытие новых месторождений. В то же время в литературе имеется немало предложений по совершенствованию содержания и методике составления геологических карт и карт закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в комплектах государственных геологических карт [1, 6]. Не со всеми из них можно согласиться, но большинство представляет определенный интерес, и они могли бы найти отражение в методических и нормативных документах.

В статье содержится ряд конкретных предложений по совершенствованию методологических и методических основ карт, которые, по мнению авторов, могут в значительной степени выправить положение. Однако модернизация отдельных звеньев технологической цепи может дать только частичный эффект. Лишь суммирование всех модернизированных звеньев приведет к инновационному прорыву, к получению качественно более высоких результатов при проведении региональных геологических и минерагенических исследований. Для реализации всей программы модернизации потребуется, по крайней мере, несколько лет. Наиболее важными вопросами программы в целом должны быть:

1. Разработка новой научной концепции региональных геологических и минерагенических исследований.

2. Обновление методологических основ (Стратиграфического и Петрографического кодексов, систематики и классификации минерагенических объектов). Создание Минерагенического кодекса.

3. Модернизация методических руководств для ГГК-200/2 и ГГК-1000/3. Наряду с традиционными картами, необходимо усовершенствовать и методики составления карт объемного (3D, 4D) и глубинного строения земной коры.

4. Создание Службы серийных легенд и системы апробации новых материалов до внесения их в серийные легенды; объединение отдельных СЛ-200/2 и СЛ-1000/3 в единую цифровую СЛ-200/2—1000/3. Объединенная серийная легенда станет научной основой для любых видов геологических исследований, в т.ч. и для будущей Национальной модели цифровой геологической карты территории всей страны.

Всегда следует помнить, что Земля, земная кора — это основа всего сущего, и все, что мы имеем, мы имеем на Земле и из Земли. Именно поэтому геология занимает особое место в системе научного познания, а поскольку основным методом геологического изучения земной коры является геологическое картирование и картографирование, их следует рассматривать как фундамент всей геологической отрасли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голоудин Р.И. Проблемы геологической картографии XXI века и пути их решения // Разведка и охрана недр. 2009. № 2. С. 27—31.
2. Духовский А.А., Амантов В.А., Артамонова Н.А. и др. Методологические основы и направления работ по объемному геологическому картографированию в пределах важнейших горнорудных регионов России // Под ред. Б.В.Петрова. С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
3. Духовский А.А., Артамонова Н.А., Булычев А.В. и др. Изучение объемного строения эндогенных рудных районов. Методическое пособие по объемному геологическому картографированию. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
4. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации (масштаба 1:200 000). —М., 1995.
5. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации (масштаба 1:1 000 000). —С-Пб, 1999.
6. Контарь Е.С. Прогнозно-минералогическое обеспечение. Гостеолкарта нового поколения // Отечественная геология. № 4. 2005. С. 90—95.
7. Кордани У.Г. Обращение Президента МСГН к 28-й сессии Международного геологического конгресса на церемонии открытия 9 июля 1989 г. (Вашингтон, США) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 6—10.
8. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. —М.: Недра, 1974.
9. Косыгин Ю.А. Тектоника. —М.: Недра, 1988.
10. Ле-Ба М., Штрекайзен А.Л. Систематика магматических горных пород Международного союза геологических наук. Перевод с английского // Зап. ВМО. 1991. № 4.
11. Леонов Ю.Г., Рундквист Д.В. Региональная геология и ее значение на современном этапе изучения природных ресурсов // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 12—17.
12. Методическое пособие по изучению глубинного геологического строения складчатых областей для Государственной геологической карты России масштаба 1:1 000 000 // А.А.Духовский с соавторами. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005.
13. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второго поколения). —С-Пб, 2010.
14. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). —С-Пб, 2010.
15. Морозов А.В., Чепкасова Т.В., Межеловский Н.В. и др. Средне-долгосрочная программа геологического изучения России. Концепция, пакеты целевых программ, механизм реализации и контроля // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 7—11.
16. Никишин А.М., Морозов А.Ф., Еришов А.В. и др. Трехмерное цифровое геологическое картирование: принципы и компьютерные программы для составления геологических карт нового поколения. // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2007. № 1.
17. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Под ред. Н.П.Михайлова. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995.
18. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе / Под ред. О.А.Богатикова, О.В.Петрова. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
19. Результаты деятельности региональных межведомственных стратиграфических комиссий. 2000—2009 гг. // Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 39. —С-Пб, 2010.
20. Стратиграфический кодекс. Издание третье. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.
21. Тихомиров И.Н. Некоторые методические аспекты геологической картографии и вопросы повышения информативности карт геологического содержания // Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. —Л., 1986.
22. Тихомиров И.Н., Шокальский С.П. Ранжирование и корреляция объектов, выделяемых на картах геологического содержания // Региональная геология и металлогения. 2006. № 29. С. 5—19.
23. Тихомиров И.Н. Методологические и методические основы Государственных геологических карт // Региональная геология и металлогения. 2009. № 37. С. 83—93.
24. Mapa de yacimientos minerales metalicos y agua minerales de la Republica de Cuba. Escala 1:500 000. La Editorial de VSEGEI, Leningrado, 1988.

Шаг назад в познании тектоники и металлогении Дальнего Востока

А.М.ЖИРНОВ (Учреждение Институт комплексного анализа региональных проблем Дальневосточного отделения РАН; 679016, Еврейская автономная область, г.Биробиджан, ул.Шолом-Алейхема, д.4)

Жирнов Анатолий Михайлович, zhanbmich@yandex.ru

Приближение к истине зависит от постановки задач, разработанности методов, средств исследований, оценки уже имеющихся фактов и идей

Академик Ю.А.Косыгин, 1988

В начале 2011 г. появилась книга «Глубинное строение и металлогения Восточной Азии» [6], посвященная двум датам: 40-летию создания Института тектоники и геофизики ДВО РАН и 100-летию со дня рождения Ю.А.Косыгина, академика, создателя Института и его бессменного руководителя до 1995 г.

Эта крупная монография, состоит из двух частей. В главе первой рассматривается глубинное строение литосферы региона, во второй — закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, связанных с особенностями глубинного строения и тектоники. Книга написана большим коллективом авторов (12 человек) по квалификации, в основном геофизиков (9 человек) и обобщает результаты исследований сотрудников института, посвященные разработке нового направления — исследованию строения верхней мантии и возможной связи рудных районов с неоднородностями астеносферы. Поэтому она представляет значительный интерес. Однако в этой работе, с одной стороны, имеется ряд мало обоснованных и необоснованных тектонических схем, разрезов, выводов, с другой, присутствуют элементы «гигантомании», или факты недоучета или полного игнорирования известных фактических данных.

Необходимо отметить, что название книги не соответствует ее содержанию. Восточная Азия — это территория, омываемая с севера Северным Ледовитым океаном, с востока и юга — Тихим и Индийским океанами [16, с. 27, с. 251]. Западная граница ее проходит по границе с Забайкальем и Монголией, вдоль границы с Центральной Азией [16, с. 1481]. Тогда как, авторы рассматривают только небольшую часть (одну треть) Восточной Азии, в рамках традиционно рассматриваемого Дальнего Востока (с. 9, рис. 1).

В главе 1 представлено тектоническое районирование исследованной территории, схема которой приведена на рис. 1. Эта схема составлена с использованием устаревших представлений Л.П.Зоненшайна, Л.М.Парфенова и других ученых, не учитывавших государственные геологические карты и известные результаты линеamentного анализа территории, и поэтому неверна. Да и на схеме (см. рис. 1 в книге) районирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, поскольку такого пояса на Дальнем Востоке нет [15], тоже неверно, лишь на крайнем юго-западе (см. рис. 1) в Китае, показано его окончание.

Авторы монографии выделяют четыре геолого-тектонических подразделения: юг Сибирской платформы, восточная часть Северо-Китайской платформы, Центрально-Азиатский и Тихоокеанский складчатые пояса. Первые два подразделения приведены по общепринятым данным, а вот последние два выделены неправомерно. К Центрально-Азиатскому складчатому поясу авторы относят почти всю территорию Приамурья, расположенную между ука-

занными древними платформами, на севере и юге, исключая Сихотэ-Алинский орогенный пояс. С этим нельзя согласиться. Под Центральной Азией общепринято называть территорию, включающую территории Монголии и западного Китая [16]. И именно на ней расположен Центрально-Азиатский складчатый пояс палеозойского широтного простирания [8, 15]. Восточной границей этого пояса является восточная граница Монголии и Забайкалья.

К Тихоокеанскому складчатому поясу авторы относят Сихотэ-Алинский орогенный пояс, что тоже неправомерно. Восточной границей Приамурья и континентальной части азиатской окраины служит Восточно-Азиатский вулканогенный пояс мел-палеогенового возраста, поперечно ограничивающий с востока все складчатые структуры континента. На рассматриваемой территории — это Восточно-Сихотэалинский вулканогенный пояс, на восточной окраине Сихотэ-Алинского региона.

Кроме того, на указанной схеме (см. рис. 1 монографии) практически полностью отсутствуют меридиональные и широтные разломы и линеamentы, указанные в монографиях сотрудников, вышедших ранее, и в работах современных авторов [7, 9, 10, 14, 17].

Неправомерно экстраполировано положение Луньцзян-Селемджинского пояса герцинид, как и ограничивающих его разломов, на площадь Амуро-Зейской кайнозойской впадины. Эта впадина перекрыта с поверхности мощным чехлом (2—3 км) кайнозой-мезозойских отложений [3—5, 12] и никаких герцинид там не наблюдается.

Авторы необоснованно выделили Аргуно-Мамынский «микроконтинент». Фактически в Верхнем Приамурье находится Верхне-Амурский синклинорий мезозойских пород, а на его восточном фланге — Мамынский выступ палеозой и гранитов [3—5, 12].

В главе 2 рассмотрены мощность и типы земной коры и литосферы. При этом не приведено ни одного разреза земной коры, в т.ч. для наиболее важного интервала ее (до 10 км от поверхности), в котором формируются и залегают все эндогенные месторождения.

Литосфера охарактеризована весьма кратко (1/2 страницы текста и рисунки 1, 2—4, с изолиниями мощности литосферы и положением крупных месторождений). Четкой связи между мощностью литосферы и положением месторождений не наблюдается. Карта мощности литосферы составлена по геотермическим и геоэлектрическим расчетам. Данные для расчетов снимались с региональных геофизических профилей. Карта охватывает огромную территорию, между меридианами 96 на западе и 144 на востоке (рисунки 1, 2—4). Однако для расчетов использовано всего 6 геофизических профилей в восточной части карты. Конкретные расчеты мощностей литосферы не представлены. Подошва литосферы на геоэлектрических профилях не обоснована. Поэтому распределение мощностей лито-

сферы на рисунках 1, 2—4 не подкреплено фактическими материалами.

В главе 3 рассмотрены методики построения моделей глубинного строения литосферы — плотностных, тепловых и геоэлектрических моделей. Для плотностных моделей использована «методика послойного определения плотности по гравиметрическим аномалиям, которая ориентировала на работу со средой, представленной субгоризонтальной слоистостью» [6, с. 47]. Эта методика сложна для определения истинной плотности: «даже в случае двухслойного разреза, трудно определить, какая часть аномалий вызвана подстилающей средой, а какая — неоднородным строением лежащего на ней слоя» [6, с. 47]. Прогрессивную блоково-слоистую методику для построения модели литосферы [2] авторы не использовали и не учли предостережение академика Ю.А.Косыгина о том, что «в подкоровые пространства земных недр не распространяются возможности объемных гравиметрических расчетов» [10, с. 343].

Процедура построения геоэлектрических моделей сложна и требует значительного объема математических вычислений и применения элементов подбора. Методика не апробирована на примере небольших экспериментальных участков. Среднеквадратическая ошибка подбора для продольных кривых зондирований составляла у авторов от 8 до 20%. Об искажающих погрешностях не сказано ничего. Однако они нередки: «интерпретация полевого материала дает огромный разброс глубин до проводящего слоя — от 10—15 км до 180—200 км в близлежащих точках ...естественно предположить, что кривые МТЗ ...в значительной мере искажены приповерхностными неоднородностями» [1, с. 37].

В главе 4 приведены двухмерные плотностные модели по трем профилям: Джалинда-Улу — через Амурскую и Алдано-Становую области, Манчжурия—Суйфынхэ и Инсянь-Цзыбо. Результаты плотностного моделирования по профилю Джалинда-Улу противоречивы, в частности, крупный выступ астеносферы, показанный на профиле в интервале 100—200 км, не коррелируется с графиком параметра g над разрезом и с плотностью пород в мантии. На трехмерном разрезе 3D по этой же линии (рисунки 1—4—7) не выражены плотностные минимумы под Чульманской впадиной и Монголо-Охотским поясом. Линия кровли астеносферы, проведенная на глубине 100—130 км от поверхности, совершенно не соотносится с графиком g .

Следовательно, двухмерные и трехмерные плотностные модели резко противоречат друг другу. Они недостоверны: или вычисления плотности пород неверны, или принятая методика послойного плотностного моделирования не совершенна.

В главе 5 приведены результаты построения тепловых моделей литосферы по семи профилям. Авторы подчеркивают, что верхняя мантия и часть астеносферы «построена по сейсмическим, геотермическим и геоэлектрическим (МТЗ) данным» [6, с. 79]. Однако фактически кровля астеносферы на разрезе ведет себя независимо от температурных и плотностных аномалий (см. рисунки 1, 5, 7).

Единичный замер теплопотока необходимо заверять и проводить детализацию на профиле по 20—30 замерам теплопотока с шагом 5—10 км, поскольку единичный повышенный теплопоток может быть обусловлен узким проводящим каналом (0,1—10 км) в зоне какого-нибудь глубинного разлома активного в позднечетвертичное время [11].

В главе 6 представлены цветные геоэлектрические модели литосферы по четырем профилям.

На всех разрезах земная кора почти не дифференцирована по степени электрического сопротивления. Вызывают большое сомнение монотонный характер электропроводности в слое земной коры и высокие значения сопротивления пород (1—7 тыс. Ом м) почти на всех профилях. Не-

объяснимо удивительно низкое сопротивление пород в земной коре впадины Сунляо (3—40 Ом м). Совершенно очевидно, что нужно построить разрез отдельно для слоя земной коры и в крупном масштабе, как это сделано в работе [13, рис. 2], где геоэлектрическим методом расчленили все типы пород.

Вторая часть рецензируемой работы — глубинное строение и металлогения, также содержит малообоснованные или необоснованные построения и выводы. Укажем самые существенные из них.

Не обосновано выделение крупной области поднятия кровли астеносферы и Мая-Селемджинской литосферной структуры на «Схеме глубинного контроля уникальных рудоносных структур Дальнего Востока», контролирующей положение некоторых из этих структур. При характеристике гравитационного и магнитного полей рудных районов Дальнего Востока не показаны крупнейшие положительные аномалии гравитационного и магнитного поля на площади Южно-Хинганского железорудного гиганта и в Нижне-Амурском золоторудном районе, что снижает достоверность характеристик приведенных в работе гравитационного и магнитного полей.

При характеристике «рудных районов Приамурья с позиции плюмовой модели» (глава 9) не представлены геофизические модели глубинного строения рудных районов и крупных месторождений. Как известно, «рудный район» — это площадь от 20 до 40 км, насыщенная промышленными месторождениями. И именно для такой площади необходимо строить глубинные геофизические модели. В указанной главе рассмотрены две крупные площади — Нижне-Амурская (200 км) и Зейская, названные почему-то «горячими точками», а также Мая-Селемджинский плюм. На прилагаемых двух плотностных моделях плюмами названы астеносферные выступы в мантии, на глубине 75—150 км. О недостоверности выделения астеносферных выступов, в т.ч. Мая-Селемджинского выступа — «плюма», уже говорилось. Завершая рассмотрение монографии следует отметить, что авторы не решили поставленных задач исследования «...установления связей глубинного строения территории с положением рудных районов, перспективных на обнаружение крупных и сверхкрупных месторождений (с. 141).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмадулин В.А., Талтыкин Ю.А. Геоэлектрическая модель юга Бурейского массива // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. — Владивосток, 1980. С. 36—41.
2. Вацилов Ю.Я. Новая интерпретационная гравиметрия — вместе и вместе с глубинными сейсмическими исследованиями // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. № 4. С. 9—18.
3. Геологическая карта СССР. М-б 1:10 000 000. — Л. 1975.
4. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. М-б:1:2 500 000. 1986.
5. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. 1999.
6. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. — Владивосток: Дальнаука, 2010.
7. Гришякин Р.И., Малышев Ю.Ф. Ортогональные разломы Алданского щита по результатам изучения геолого-геофизическими и аэрокосмическими методами // Тектоника Востока Советской Азии. — Владивосток, 1976. С. 56—69.
8. Жирнов А.М. Ортогональные линеаменты и геоблоковая делимость Юго-Восточной Азии // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. — Хабаровск, 2001. С. 20—26.
9. Жирнов А.М., Бормотов В.А. Линеаменты и рудные гиганты Приамурья // Строение и эволюция Востока Азии. II Косыгинские чтения. — Хабаровск, 1999. С. 42—57.
10. Косыгин Ю.А. Тектоника. — М.: Недра, 1988.

11. Кутас Р.И., Цвященко В.А. Методика расчета температур в земной коре и верхней мантии // Изучение литосферы геофизическими методами. — Киев: Наукова Думка, 1987. С. 119—124.
12. Николаев В.В., Семенов Р.М., Соломенко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линейного элемента (восточный фланг). — Новосибирск: Наука, 1979.
13. Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф. Глубинное строение северо-восточной части Корьяско-Камчатской складчатой области по данным региональных геофизических исследований // Геофизический журнал. 2009. № 3. Т. 31. С. 74—83.
14. Онухов Ф.С., Бормотов В.А., Алексеенко Л.С., Рыбас О.В. Основные черты дизъюнктивной тектоники Восточной Азии: анализ радарного космоснимка // Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения. — Хабаровск. 2009. С. 71—74.
15. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Новосибирск: Наука, 1981.
16. Советский энциклопедический словарь. — М.: Советская энциклопедия, 1980.
17. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. — М.: Наука, 1984.

УДК 551-24 553.078(571.6 511)

Ответ на статью А.М.Жирнова

А.Н.ДИДЕНКО, Ю.Ф.МАЛЫШЕВ (Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д.65)

Диденко Алексей Николаевич, itig@itig.as.khb.ru
Малышев Юрий Федорович

Бессмысленно вступать в дискуссию с господином А.М.Жирновым, считающим себя компетентным специалистом практически во всех областях геологии и геофизики, что, по нашему мнению, вряд ли возможно.

Начнем мы с не «научной» части рецензии, а прямо с первого абзаца, в котором указывается, что: «Книга посвящена двум важным датам — 40-летию создания Института тектоники и геофизики ДВО РАН и 100-летию со дня рождения Ю.А.Косыгина — академика, создателя Института и его бессменного руководителя до 1995 г.». Действительно, мы посвятили работу этим двум, много значащим для нас, датам. Цитируем мы эту фразу господина А.М.Жирнова потому, что уже в ней допущено две ошибки — Ю.А.Косыгин умер 24 января 1994 г. и бессменно руководил ИТиГ ДВО в 1971—1988 гг. Автору не плохо бы это знать, если и настоящую, и некоторые другие свои публикации он начинает эпиграфами из работ академика Ю.А.Косыгина.

Перейдем теперь к якобы научной части рецензии. А.М.Жирнов пишет о несоответствии «названия книги ее содержанию», указывая что «Восточная Азия — это территория, омываемая с севера Северным Ледовитым океаном, с востока и юга — Тихим и Индийским океанами [16, с. 27, с. 251]». Западная граница ее пройдет по границе с Забайкальем и Монголией, вдоль границы с Центральной Азией [16, с. 1481]».

Вот другое определение, на наш взгляд, более точное, «Восточная Азия, часть Азии, примыкающая к Тихому океану от 20 до 60 с.ш. включает восточные районы Российской Федерации и Китая, Японии, КНДР и Республику Корея» [15].

На этой же странице автор рецензии указал: «В главе 1 рассмотрено тектоническое районирование исследованной территории, схема которой приводится на рис. 1. Схема составлена с использованием устаревших представлений Л.П.Зоненшайна, Л.М.Парфенова и других ученых, не учитывавших государственные геологические карты и известные результаты линейного анализа территории, и в целом неверна. Неверно и название рисунка: «Схема тектонического районирования восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса», поскольку такого пояса на Дальнем Востоке нет [15]. Лишь на крайнем юго-западе рис. 1, в Китае, есть его окончание».

Во-первых, вызывает удивление и возмущение фраза об «устаревших» представлениях Льва Павловича Зоненшайна и Леонида Михайловича Парфенова. Их многочисленные работы, и использованные нами в т.ч., остаются востребованными до сих пор и будут востребованы еще многие годы. Количество ссылок на работы Л.П.Зоненшайна и Л.М.Парфенова только с 2006 г. по 1 ноября 2011 г. составило 529 и 60, соответственно [10].

Во-вторых, схема (рис. 1.1.1 в монографии) составлена с использованием данных не только Л.П.Зоненшайна с соавторами [6, 7] и Л.М.Парфенова с соавторами [9], но и с использованием данных работ [8, 13, 16]. Все использованные для составления схемы работы (за исключением работы Л.П.Зоненшайна и Л.А.Савостина, где они впервые выделили Амурскую плиту) опубликованы позднее указанной господином А.М.Жирновым работы в качестве «непоколебимой истины».

В качестве демонстрации того, что могут иметь место и другие, отличные от мнения господина А.М.Жирнова, взгляды на тектоническое строение и геологическую историю региона, приведем цитату из фундаментального труда академика В.Е.Хаина [14, с. 192]: «Урало-Охотский пояс занимает центральное место в структуре Северной Азии. Он является порождением Палеоазиатского океана, возникшего в позднем рифее в процессе распада Родинии и просуществовавшего в своих окончаниях до юры. Палеоазиатский океан отделил Восточную Европу—Балтику от Сибири, а Сибирь от Тарима и Синокорей. Он простирался от Баренцева моря, где смыкался с Япетусом, и Карского моря, где соединялся с Палеопацификом, до современных Охотского и Японского морей, где происходило его другое соединение с Палеопацификом. На своем выпуклом к юго-западу изгибе в районе Турана он отделялся лишь узким и, вероятно, прерывистым континентальным мостом от Палеотетиса и то же происходило, вероятно, между Таримом и Синокореей. Этот изгиб является, очевидно, вторичным, но в современной структуре он разделяет две части Урало-Охотского пояса — северо-западную, лежащую между Балтикой и Сибирью, Урало-Сибирскую, и юго-восточную, между Сибирью и Таримом—Синокореей, которая часто именуется Центрально-Азиатским поясом.

Опять же в современном структурном плане значительная часть образований Урало-Охотского пояса скрыта под слабодислоцированным и неметаморфизованным платформенным чехлом — Баренцево-Печорской и Западно-Сибирской мегасинеклиз, Туранской плиты и впадин меньшего размера в Восточной Монголии и Северо-Восточном Китае. Это обстоятельство, а также естественная латеральная неоднородность пояса приводит к выделению в его составе отдельных систем и областей. Таковы Уральская и Пайхойско-Новоземельская системы, Казахстано-Тяньшанская, Алтае-Саяно-Монгольская, Монголо-Охотская области».

По поводу Тихоокеанского пояса господин А.М.Жирнов пишет: «К Тихоокеанскому складчатому поясу авторы относят Сихотэ-Алинский орогенный пояс, что тоже неправомерно. Восточной границей Приамурья и континентальной части азиатской окраины является Восточно-Азиатский вулканогенный пояс мел-палеогенового возраста, поперечно ограничивающий, с востока, все складчатые структуры континента». Приведем также цитату из уже упоминавшейся работы [13], тем более, что в ней отражено наше понимание понятия Тихоокеанского пояса — отличное от понимания А.М.Жирнова: «Центрально-Азиатским (Урало-Монгольским, по М.В.Муратову, 1965) тектоническим поясом именуется протяженная полоса территории Азиатского континента с ярко выраженным мозаичным стилем тектоники, отделяющая расположенную к северу от нее Сибирскую платформу от Таримской и Северо-Китайской платформ. Согласно широко распространенному мнению, он (пояс) окаймляет Сибирскую платформу и с запада, где ему принадлежат складчатые структуры Урала и фундамента Западно-Сибирской плиты. По представлениям Л.П.Зоненшайна (1972), В.Е.Хаина (1979) и многих других исследователей, отраженным на рассматриваемой Тектонической карте, на востоке Центрально-Азиатский пояс срезается мезозойскими структурами Тихоокеанского подвижного (мега)пояса, оказавшего существенное влияние на формирование структурного плана пограничной с ним территории. Л.П.Зоненшайн (1972) высказал предположение, что крайняя восточная часть Центрально-Азиатского пояса представлена герцинидами Удско-Шантарской зоны, выделенными на карте в составе Монголо-Охотского орогенного пояса». Оспаривать границы Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов — значит ставить под сомнение работы многих тектонистов России, у которых таких различий об их границах не существует. Советуем господину А.М.Жирнову ознакомиться с работами [3, 4, 18].

И еще цитата из господина А.М.Жирнова: «...неправомерно экстраполировано положение «Луньцзян-Селемджинского» пояса герцинид, как и ограничивающих его разломов, на площадь Амуро-Зейской кайнозойской впадины. Эта впадина перекрыта с поверхности мощным чехлом (2—3 км) кайнозойско-мезозойских отложений [3—5, 12] и никаких герцинид там нет. Не соответствует действительности и так называемый Аргуно-Мамынский «микроконтинент». Фактически, в Верхнем Приамурье находится Верхне-Амурский синклиорин мезозойских пород, а на его восточном фланге — Мамынский выступ палеозоид и гранитов [3—5, 12]».

По нашему мнению, господин А.М.Жирнов не владеет методикой и принципами тектонического районирования, отсюда все его ошибочные утверждения. Амуро-Зейская впадина и Верхнеамурский прогибы относятся именно к наложенным структурам.

Можно было бы и далее разбирать тектоническую часть «рецензии» А.М.Жирнова по пунктам, но мы полагаем, что делать это нецелесообразно. Вероятно, неприятие господином А.М.Жирновым нашей, и как мы показали не

только нашей, точки зрения на геологическую историю и, соответственно, на тектоническое строение проанализированного в монографии [5] региона основано на его активном неприятии тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики — тектоники плюмов. Это личное дело А.М.Жирнова, но когда для доказательства своей точки зрения он использует или неверные данные, или явно устаревшие (из работ, процитированных господином А.М.Жирновым, только несколько опубликованы за последние 10 лет, а в нашей монографии таких работ более 40%) аргументы типа «Амурская литосферная плита — это придуманное образование, не имеющее ни геологического, ни геофизического, ни сейсмического содержания и, тем более, обоснования», вести нормальную дискуссию трудно. Посоветуем господину А.М.Жирнову ознакомиться с работами [1, 12, 17], в которых проведен анализ современных сейсмических и геодезических данных, и объективно отрицать эти данные невозможно. Авторы этих работ убедительно показали существование Амурской плиты и правоту Л.П.Зоненшайна и Л.А.Савостина, высказавших предположение [15] о ее существовании более 30-ти лет назад.

Более половины критических замечаний господина А.М.Жирнова относится к геофизическим построениям, специалистом в которых он не является. Попробуем продемонстрировать это на некоторых примерах.

Вот, например, фраза господина А.М.Жирнова: «Единичный замер теплотока необходимо заверять и проводить детализацию на профиле по 20—30 замерам теплотока с шагом 5—10 км. Поскольку единичный повышенный теплоток может быть обусловлен узким проводящим каналом (0,1—10 км) в зоне какого-либо глубинного разлома, активного в поздне-четвертичное время [11]». Знаком ли вообще господин А.М.Жирнов с методикой проведения измерений теплового потока?

Для измерения теплового потока на суше необходимо иметь «выстоявшую» скважину глубиной не менее 200 м. К тому же имеются локальные проявления теплового потока, обусловленные нерегулярностью форм рельефа, контрастной теплопроводностью нижних слоев осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, наличием дополнительных источников тепла гидротермального или вулканогенного происхождения. Измерять тепловой поток с шагом 5—10 км нереально.

На рис. 1.5.1 [5] показаны все пункты измерения теплового потока, по данным которых было рассчитано региональное (на большее мы не претендуем) распределение теплового потока. Вопросы и замечания А.М.Жирнова к этому разделу носят или риторический характер, или говорят о незнании им предмета обсуждения.

Критически в отзыве оценены результаты геоэлектрического моделирования литосферы. Подчеркнем, что именно литосферы, так как имеющиеся по региону данные не позволяют строить более крупномасштабные модели, как того хочется господину А.М.Жирнову: «На всех разрезах земная кора почти не дифференцирована по степени электрического сопротивления. Вызывают большое сомнение монотонный характер электропроводности в слое земной коры и высокие значения сопротивления пород (1—7 тыс. Ом м), почти на всех профилях. Необъяснимо удивительно низкое сопротивление пород в земной коре впадины Сунляо (3—40 Ом м). Совершенно очевидно, что нужно построить разрез отдельно для слоя земной коры, и в крупном масштабе. Как это сделано в работе [13, рис. 2], где геоэлектрическим методом расчленили все типы пород».

Сказанное можно разъяснить следующим образом. Различие удельного электрического сопротивления земной коры зависит как от ее состава, так и от теплового режима недр. Поэтому в бассейне Сунляо, где тепловой поток дос-

тигает 80—85 мВт/м² земная кора имеет пониженные значения электрического сопротивления в отличие от других районов, где тепловой поток составляет 40—50 мВт/м². Это классика магнитотеллурических исследований, которая постулируется понятием «тип геоэлектрического разреза» [2]. В зависимости от величины теплового потока разрезы делятся на холодный, горячий и промежуточный.

До конца нам не понятна фраза господина А.М.Жирнова со ссылкой на частную работу тридцатилетней давности: «Процедура построения геоэлектрических моделей сложна и требует значительного объема математических вычислений и применения элементов подбора. Методика не апробирована на примере небольших экспериментальных участков. Среднеквадратическая ошибка подбора для продольных кривых зондирований составляла у авторов от 8 до 20%. Об искажающих помехах не сказано. А они нередки: «интерпретация полевого материала дает огромный разброс глубин до проводящего слоя — от 10—15 км до 180—200 км в близлежащих точках ... естественно предположить, что кривые МТЗ ... в значительной мере искажены приповерхностными неоднородностями». Если речь идет о качестве именно наших магнитотеллурических исследований, то надо обратиться к первоисточникам, где описаны методика получения и качество первичных данных, из которых видно, что интерпретация данных магнитотеллурических зондирований проводилась только после тщательного анализа всех искажающих факторов, а не только приповерхностных неоднородностей. Подобные принципы интерпретации данных МТЗ являются общепринятыми как в России, так и за рубежом, с которыми, к сожалению, как видно из рецензии господина А.М.Жирнов не знаком.

Не являясь специалистом в области гравиметрии и не разобравшись в плотностных моделях, А.М.Жирнов делает категорический вывод: «Следовательно, двухмерные и трехмерные плотностные модели резко противоречат. Они недостоверны. Вывод — либо вычисления плотности пород неверны, либо принятая методика послойного плотностного моделирования не совершенна». Методика послойного определения плотности апробирована в ряде работ (указаны в списке литературы монографии) и защищена в диссертационной работе [11] одним из авторов монографии.

Подобный разбор «критических замечаний» господина А.М.Жирнова можно было бы продолжать и далее, но мы считаем, что ни одно из принципиальных замечаний не имеет четкого аргументированного обоснования, результаты вырваны из общего содержания монографии и извращены. В связи с этим, они не могут быть приняты авторами монографии. А.М.Жирнов критикует не только содержание монографии, но и привлекает к замечаниям источники и вопросы, отсутствующие в этой работе, что не корректно. Судя по заголовку публикации, понятна его цель — опорочить крупную работу коллектива сотрудников Института. Это в практике господина А.М.Жирнова не первый случай. Нам приходилось сталкиваться с его клеветой на своих коллег, направленной в редколлегии нескольких журналов одновременно.

Мы далеки от мысли, что наша монография идеальна и не содержит огрехов, они есть, но сам подход к обсуждению, который демонстрирует господин А.М.Жирнов, напоминают методы дискуссии академика Лысенко. Этот,

казалось бы, забытый вирус наука должна преодолевать снова и снова, чтобы остаться просто здоровой. Научная терпимость к противоположным взглядам — это, несомненно, один из заветов Ю.А.Косыгина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аишурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 2. С. 299—311.
2. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. —М.: Наука, 1983.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под. ред. А.И.Ханчука. —Владивосток: Дальнаука, 2006.
4. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б:1:2 500 000. Объяснительная записка / Под. ред. Л.И.Красного и др. —С-П—Благовещенск—Харбин: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
5. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Под ред. А.Н.Диденко, Ю.Ф.Малышева, Б.Г.Саксина. —Владивосток: Дальнаука, 2010.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. —М.: Недра, 1990.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. —М.: Недра, 1979.
8. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—32.
9. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22 (6). С. 1—41.
10. По данным Web of Science (http://apps.webofknowledge.com/WOS_GeneralSearch_input.do?product)
11. Подгорный В.Я. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга российского Дальнего Востока и Северо-Востока Китая) // Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Хабаровск, 1999.
12. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И. и др. Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // ДАН. 2003. Т. 392. № 6. С. 792—795.
13. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральнo-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000 / Под ред. Л.П.Карсакова, Ч.Чжао, Ю.Ф.Малышева, М.В.Горошко. —Владивосток—Хабаровск, 2005.
14. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. —М.: Научный мир, 2001.
15. Энциклопедический словарь. 2009
16. Li Jianghai, Kroner Alfred, Qian Xianglin and Brien P.O. Tectonic Evolution of an Early Precambrian High-Pressure Granulite Belt in the North China Craton // Acta Geologica Sinica. 2000. Vol. 74. № 2. Pp. 246—258.
17. Shuanggen Jin, Pil-Ho Park, Wenyao Zhu Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 257. Pp. 486—496.
18. Tectonic map of Central Asia and adjacent areas. Scale 1:2 500 000 / Eds. O.Petrov, Yu.Leonov, Li Tingdong et al. CCGM/CGMW, 2008.

От старых к новым идеям образования золота в осадочных формациях*

А.В.КОКИН (Южно-Российский институт-филиал Российской академии народного хозяйства и государственной службы; 344000 г.Ростов-на-Дону, ул.Пушкинская, д.70)

Кокин Александр Васильевич, alex@avkokin.ru

Подавляющее большинство добытых и разведанных мировых запасов золота сосредоточено в осадочных породах земной коры различного возраста и различного уровня их преобразований, хотя источники самого золота в золотых месторождениях (россыпные и рудные) могут быть не только разными, но и подвергаются эволюции.

Автор монографии эмпирически исследует этот феномен и приходит к новым оригинальным идеям, которые могут быть положены в основу пересмотра оценки перспективности золотоносности площадей в известных золотоносных районах и открытию новых месторождений на других территориях, где имелись лишь признаки наличия россыпного и коренного золота. Это оказывается особенно важно в условиях интенсивного развития технологий извлечения низких концентраций золота из рудных тел и россыпей и непрерывного возрастания его мировой цены. Поэтому в монографии прежде всего рассмотрены проблемы, связанные с локализацией золотых месторождений в осадочных породах.

Образование золота в той или иной среде включает весьма широкий спектр факторов, который не может представляться для исследователя суперпозицией, т.е. их простым сложением, влияющим в той или иной степени на состояние рассеяния или концентрации благородного металла, поскольку каждый из них интегрирован в свойства самой среды как системы, и, как известно, богаче алгебраической суммы факторов, определяющей состояние развивающейся открытой неравновесной системы россыпе- или рудообразования. К ним относятся: физические, химические, физико-химические, ландшафтно-геохимические свойства; свойства самих металлов и различных форм их вхождения в минеральные агрегаты в природе; наличие или отсутствие в среде органического вещества, способного концентрировать золото; сама геологическая обстановка формирования и эволюции геологической структуры; динамика ее состояния на различных стадиях миграции, рассеяния или концентрации металлов; эволюция самих источников металлов в истории эндогенных и гипергенных процессов в земной коре.

Поэтому свое эмпирическое обобщение М.М.Константинов начинает с описания рудообразующих систем (глава 1), которым придает новое качество — *интеграции*, связывающей многоуровневый процесс золотого рудообразования с включением в него гравие-, хемо- и биогенного литогенеза, гидротермальной конвекции, ультраметаморфизма и магмообразования, а также пластического течения и латеральной миграции элементов.

В рамках гравитационного концентрирования золота автор монографии, вслед за Ю.А.Билибиным, В.А.Обручевым, И.Б.Флеровым, обращает большое внимание на формирование россыпей из различных источников, включая золото из эродированных рудных тел и рассеянное золото во вмещающих осадочных породах, концентрированное в массе рассеянных сульфидов.

Сводка данных по биогенному концентрированию золота позволяет автору обосновать известный вывод о длительном участии живого вещества в истории земной коры в процессе перераспределения (рассеяние и концентрация) золота в различных средах на протяжении практически всей истории от зарождения жизни и до настоящего времени. Исследование цикличности накопления золота в истории осадочных пород земной коры дает основание автору монографии придавать важнейшее значение крупнейшим циклам биогенеза Северо-Востока России на рубеже C_3 — P_1 , а также в позднем мезозое J_3 — K_2 , включающим в механизм последующей концентрации огромные массы рассеянного золота в терригенных толщах под влиянием цикличной вулканоплутонической деятельности.

Для обоснования причин избирательности концентрирования золота в осадочных породах в определенной геологической обстановке, автор акцентирует внимание на необходимости новой рудноформационной систематики (главы 2—5), останавливаясь на характеристике и особенностях молласовой формации, формации зоны шельфа, континентального склона с фациями турбидитов, флишоидов, аспидов. Автор полагает, что в рудоподготовительном этапе во всех выделенных рудных формациях (на месторождениях Витватерсранд, Мурунтау, типа Карлин, Аллах-Юньской золотоносной полосы, Адыча-Тарынской зоне Якутии, в Сухом Логе и др.) большое значение имеют огромные

*Константинов М.М. Золото в осадочных формациях. —М.: МЭЙЛЕР, 2009.

массы вмещающих пород, вовлеченных в рудообразование, с надкларковыми или даже с околоскларковыми концентрациями золота, но зачастую содержащими рассеянную минерализацию, и, прежде всего, сульфидов железа, мышьяка с высокими концентрациями в них золота, достигающими десятков и сотен граммов на тонну при незначительном коэффициенте его вариации в минералах. В процессе вовлечения вмещающих пород в рудный процесс золото этих пород, а также золото рассеянных сульфидов участвует в перераспределении концентраций под влиянием метаморфизма, метасоматизма, гидротермальной деятельности и других процессов и может отлагаться в рудных телах с большими изменениями содержания золота как в рудах, так и перекристаллизованных разностях жильных минералов. При этом пропорционально повышению свободного золота в рудных телах уменьшаются концентрации его в перекристаллизованных пиритах и арсенопиритах кварцево-жильных тел (Нежданское месторождение, месторождения в стратифицированных жилах Юра, Дуэта, Бриндакита, Оночалаха, Кэннэ-Бурхалинского рудного поля и других в Аллах-Юньской полосе золотоносных турбидитов протяженностью свыше 100 км в восточной Якутии), как это установлено исследованиями М.К.Силичева, Н.В.Белозерцевой, автором рецензии и другими исследователями. И этот очень важный фактор прогнозирования в настоящее время используется не только при оценке перспективности золоторудных объектов, но и *утверждает новое направление в исследовании эволюции самих источников металлов и золота в эндогенном рудообразовании* по примерной схеме, намечаемой М.М.Константиновым: биогенное и хемогенное обогащение сред металлами при отмирании организмов с участием органических кислот и органического вещества; перераспределение золота в восстановительных условиях и концентрация его в рассеянных сульфидах вмещающих пород; перекристаллизация сульфидов под влиянием эндогенных процессов (метаморфизм, метасоматизм, гидротермальная и магматическая деятельность) с перераспределением золота в жильных телах малосульфидной золотокварцевой и сульфидной формаций.

Прекрасные иллюстрации и описательная часть монографии, которые лежат в основе выводов автора в главах 2—5, ориентируют читателя на необходимости более тщательного исследования вмещающих пород рудных провинций, районов, узлов, полей и месторождений с целью выработки оптимальных критериев прогноза концентраций золота в той или иной геолого-структурной обстановке.

В главе 6 автор рассматривает остро дискуссионную проблему парагенов лито- и рудообразования, в которой предлагает новые, хотя и не бесспорные, генетические модели. Достоинством их является выявление стратиграфических уровней локализации месторождений золота в терригенных толщах на примере Верхоянской и Колымо-Чукотской металлогени-

ческих провинций. При этом морфология рудных тел может быть какой угодно: пластовой или секущей напластование пород. Главная особенность заключается в том, что рудные тела не выходят за пределы этих стратоевровней. И это — весьма эффективный фактор глубинного прогноза золотого оруденения при надежном установлении такого стратиграфического контроля. Уместно только конкретизировать, что локализация оруденения охватывает весь стратоевровень по простиранию, а проявляется только на локальных участках с участием эндогенного рудообразования (наличие рудоконтролирующей, рудораспределяющей и рудовмещающей структуры, влияние метаморфизма, магматизма, метасоматизма и гидротермальной деятельности и др.).

Правда, необходимо отметить, что при определении стратоевровней в Верхоянской провинции автор стратиграфически разделяет терригенные толщи на свиты, утратившие свое значение на новейших геологических картах, особенно для позднего карбона и ранней перми, но автор выделяет здесь золотой стратоевровень.

Заключительные подразделы главы 6 посвящены еще более дискуссионным вопросам трансформации изотопного состава углерода, кислорода и серы. Хотя изотопы и играют весьма важную роль в генезисе золоторудных месторождений, но, тем не менее, рецензент солидарен с корифеями изотопной геохимии Э.М.Галимовым, А.А.Мигдисовым Я.Э.Юдовичем, что на фракционирование углерода и серы влияют различные процессы абсорбции, растворения, плавления, кристаллизации, химических, в т.ч. биохимических, реакций и делать категорические выводы на основе только изотопных данных, но без анализа геологической истории месторождения, было бы не совсем корректно. Также на исследование изотопного состава серы и углерода сильно влияет методика отбора образца. Как показывают современные исследования минералов под сильным увеличением на уровне наноразмерности обнаруживаются минеральные примеси иного состава, которые могут войти в состав исследуемого образца и исказить картину изотопных отношений.

В целом монография представляет собой хорошо систематизированный эмпирический материал, который заинтересует многих специалистов в области изучения золоторудных месторождений, а мысль автора «...о полной деградации и бесполезности магматогенной концепции...», в частности, рекламируемое американскими геологами понятие «intrusion-relation» в области решения генетических проблем золота, послужит вызовом многим исследователям для оттачивания своих концепций в решении актуальных проблем золоторудообразования, особенно в части перспективной оценки малоизученных площадей.

Книга также будет полезна студентам, аспирантам, преподавателям геологических специальностей как наглядное пособие эмпирических исследований проблем рудообразования.

О трехтомном издании «Историческая минерагения»*

В.И.ВАГАНОВ, Ю.К.ГОЛУБЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Ваганов Валерий Иванович

Голубев Юрий Конкордьевич, diamond@tsnigri.ru

В 2005—2008 гг. издательство Воронежского государственного университета опубликовало очень крупную по объему (1500 с.) работу, посвященную хронологическим аспектам формирования рудных и нерудных месторождений на континентах Земли. Научным редактором этого труда стал известный специалист в области металлогении докембрия член-корреспондент РАН Н.М.Чернышов.

Нужно согласиться с авторами, что синхронизация геологических событий в истории Земли (трансгрессивные, регрессивные эпизоды, эпохи растяжения, сжатия, гранитоидный магматизм, рифтогенез, повышенная тектоническая активность, мощное корообразование, а значит, и связанный с ними эндогенный и экзогенный рудогенез) — одна из труднейших задач современной геологии. Прийти к ответу на вопрос, находятся ли эпохи рифтогенеза (и связанного с ними комплекса полезных ископаемых) в противофазе с эпохами усиления интенсивности и деформаций сжатия (так допускал Е.Е.Милановский) или же они одновременны (В.Е.Хаин, А.Н.Балуховский) можно, если опереться в межконтинентальных корреляциях на стратиграфические и радиогеологические данные, датирующие события на уровне слоя (этапа VII порядка, по С.В.Тихомирову, привязка событий с точностью первые сотни тысяч лет).

Рассмотрение эндогенного и экзогенного рудообразования на континентах Земли в докембрии и фанерозое продолжило традиции отечественной металлогении, у истоков которой стояли В.А.Обручев, С.С.Смирнов, В.И.Смирнов. Восемь основных этапов, по которым авторы рецензируемой работы рассмотрели историю становления «аккумуляций полезного для человека минерального вещества», имеют, пусть в упрощенном виде, но аналоги среди металлогенических эпох, например, по Г.А.Твалчредидзе (О главнейших металлогенических эпохах Земли // Геология рудных месторождений. 1970. Т. 12. № 1). Однако впервые приходится видеть исследование, в котором качественное содержание таких временных интервалов пытаются охарактеризовать на столь обширном (около 3000 показательных месторождений) фактическом материале. Такой подход справедлив, потому что убедительными для геолога всегда будут выглядеть данные, добытые классическим историко-геологическим методом, использование которого, например, для докембрия, привело к получению основных опорных фактов. Прежде всего, это обнаружение в 1969 г. М.Ј.Јiljoen, R.Р.Јiljoen коматиитов, распространенных на всех континентах. Полное ис-

чезновение подобных пород на всей Земле в рифее (и связанных с ними рудных аккумуляций) как нельзя лучше иллюстрирует постепенное охлаждение недр планеты в палеогее. Другой важнейший комплекс фактов — присутствие на многих континентах Земли (Алданский щит в России, Индостан, юг Африки) в разрезах архейских толщ продуктов, как полагают, латеритного, даже глиноземного выветривания — пород корундово-силлиманитового состава. Именно так интерпретировал подобные находки Д.П.Сюрдиченко, с ним согласился известный исследователь бокситов Г.И.Бушинский. Это базовые данные, свидетельствующие о сравнительном единообразии содержательной стороны геологического процесса на всей или большей части Земли. Они подсказывают, что и в раннем докембрии, как затем в неогее, эпохи повышенной магматической активности на всей Земле чередовались с планетарными эпохами мощного корообразования.

«Историческая минерагения» напомнила о частном, подчеркивающим неповторимость обстановок прошлого. Например, в раннем архее в связи с коматиитами Барбертона возникло неповторимое по минеральному составу никелевое месторождение Бон Аккорд (Ni до 36%).

Ранний палеозой — амагматичный временной интервал на всех древних платформах, в т.ч. Африканской. По этой или иным причинам, но именно его геологические условия оказались благоприятными для появления неповторимых рудных скоплений — месторождений германия Намибии и Заира (Цумеб, Кипуши и др.).

Сложное сочетание различных факторов, присущих конкретному геологическому времени, привело к образованию уникальных верхнемеловых месторождений бадделита ZrO_2 на плато Посус ди Калдас Бразилия, гигантских скоплений бериллия в берtrandитах $Be_4[(OH)_2SiO_4SiO_3]$ плиоценовых риолитов Спер-Маунтин (штат Юта) и др.

Историко-минерагенический взгляд в прошлое, по мнению авторов, обнажил неполноту наших знаний о роли летучих в переносе рудного вещества, что сдерживает практические шаги в исследовании, например, залежей ультра-тонкого золота в осадочных толщах Восточно-Европейской платформы. В частности, это касается ртути, ее природной способности «прилипать» к золоту, но находиться с ним продолжительное время лишь при условиях или высокой закрытости рудных систем, или продолжающейся подпитке из недр. Вследствие высочайшей склонности ртути к миграции на Луне и в настоящее время дуют ртутные ветры, блестяще описанные Дж.У.Фрондел (Фрондел Дж.У., Минералогия Луны. — М.: Мир, 1978.), а на Земле нет достоверно известных, тем более, значительных, месторождений этого элемента древнее пермских Среднеазиатского пояса. Одним из древнейших, но только киммерийским, оказывается и Никитовский ртутный гигант в Донбассе.

*Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. «Историческая минерагения». «Введение в историческую минерагению». — Воронеж: Изд-во ВГУ, Т. 1. 2005. С. 590; «Историческая минерагения древних платформ». Т. 2. С. 570. «Историческая минерагения подвижных суперпоясов». Т. 3. 2008. С. 622.)

Можно лишь посотевать на то, что выход третьего тома «Исторической минерации» несколько «разминулся» с книгой по металлогении Арктики (Д.А.Додин. Минерация Арктики. —С-Пб: Наука, 2008). Знакомство с ней существенно бы пополнило их базу данных. В частности, книга способствовала бы детализации намечающейся центрально-концентрической зональности в распределении потенциально алмазоносных магматитов в пределах Лаврентийского щита (наиболее древние тела находятся по периферии, более молодые — в центральных областях). Так, небольшая среднепротерозойская диатрема лампроитов обнаружена в гренландском районе *Якобсхавн*, где присутствуют в дайковых роях и ультрамафические лампрофиры (Д.А.Додин, 2005. С. 47, 48). На западе Гренландии прослежены также три пояса кимберлитов, из которых два вендские: 1) *Хольстейнборг-Сарфартон* расположен на северной окраине архейского кратона, содержат микроалмазы, возраст 0,6 млрд.лет; 2) *Суккертоппен*, центральная часть архейского кратона, возраст 0,6 млрд.лет; на алмазы не исследованы; 3) *Пирамидфельд-Мидтернас-Нигердликарик* находится на южной окраине архейского кратона, возраст 0,2 млрд.лет; выделено несколько микроалмазов.

Образование лампроитов, как и более поздних кембрийских кимберлитов, здесь нельзя не связать с развитием среднерифейского Гардарского палеорифта, приуроченного к району сочленения архейских метаморфитов (донагсуктопид) на севере и раннепротерозойских кетилид и пержил, как минимум, три эпизода растяжения и магматизма (Е.Е.Милановский, 1983. С. 111, 112).

Авторские наблюдения, обобщенные в томах «Исторической минерации», обрисовали как общие планетарного ранга особенности минерогенеза для каждой из восьми минерогенетических эпох (этапов развития), так и их эксклюзивные черты, делающие каждую платформу или подвижную область неповторимой минерогенетической суперпровинцией. Например, если полосчатые железистые формации распространены в докембрии *всех* платформ, то в Южной Америке они представлены «китабиритами» (кварцитами с магнетитом и гематитом при *низком содержании* мусковита и других силикатов), в Северной Америке — таконитами (первичные железистые породы гранулярной слоистой текстуры, *богатые* силикатами), в Криворожском бассейне и Курской магнитной аномалии — классическими джеспилитами. И только на Южных платформах в палеогее и рифее, частично в раннем палеозое формировались гигантские месторождения марганца, практически не известные для этих интервалов разреза платформ Севера.

Рудные и нерудные скопления минерального вещества, пригодные для промышленного использования в нынешнем виде, как демонстрируется в томах «Исторической минерации», возникли, кроме простых и обычно не крупных, не в единственный минерогенетический этап. Их площади пережили сложную и многоэтапную подготовку, представления о чем в отечественной литературе разработаны Д.В.Рундквистом (1965—2004 гг.). Требовались сочетания многих благоприятных обстоятельств, в отсутствии любого из которых не произошло бы формирование минерогенетического объекта или он был бы существенно иным. *Герцинские* по возрасту природные скопления тантала оказываются в *каледонских* подвижных поясах, используют сформировавшиеся в каледонский диастрофизм каналы и зоны для выноса рудного вещества из *протерозойского* складчатого основания (Иберийский полуостров,

северные районы Балтийского щита близ каледонид Норвегии, сохранившиеся участки *герцинской* активизации *каледонид* перед фронтом яньшаньских *мезозойских* гранитоидов Китая).

В *герцинскую* мобилизацию восходящими флюидами вовлечено рудное вещество редкометалльных месторождений *докембрийского* фундамента в складчатых поясах Калбы и Алтая. В рудном районе трех штатов (Миссури—Канзас—Оклахома) с уникальным цинково-свинцовым стратиформным оруденением в породах *карбона* (известняках Хиндсвилл, песчаниках Бейтсвилл, сланцах Фейетвилл, Миссисипи, частично — в перекрывающих сланцах Чероки, Пенсильвания), изотопные данные для рудного свинца говорят о его *рифейском* возрасте (около 1 млрд.лет). Исследование изотопии по зонам роста монокристаллов там же указали на длительность кристаллизации — более 100 млн.лет (не менее двух периодов фанерозоя), т.е., в данном случае рудогенез длился со среднего карбона до середины мела (Рудные месторождения США. Т. I. М.: Мир, 1972.)

А вот упомянутый авторами впечатляющий пример золоторудного поля Iskut, провинция Британская Колумбия, Канада. По W.L.MacMillon (MacMillon W.L. British Columbia's Golden Triangle: report on Iskut field conference // Geoscience Canad. 1990. Vol. 17. № 1. Pp. 25—81), в Золотом Треугольнике с его Долиной Десяти Тысяч Дымов золотое, серебряное, медное оруденение формируется *с палеозоя до настоящего времени*, сопровождаясь постоянным поступлением руды, мышьяка, сурьмы. Таким образом, в каждом минерогенетическом этапе можно обнаружить месторождения: 1) с завершенным рудогенезом; 2) вступившие в стадию предрудной подготовки; 3) находящиеся в стадии активного формирования; 4) находящиеся в стадии перераспределения рудного вещества в результате тектонотермального воздействия. Подобные стадии проходят и каждый генетический тип эндогенных и экзогенных месторождений. Пример первых — медно-никелевое с платиноидами оруденение в расчлененных интрузиях базит-гипербазитов, вторых — полосчатые железистые формации.

В целом, опубликованная авторским коллективом научная работа производит самое благоприятное впечатление своим масштабом, добросовестностью и даже, если хотите, несколько приподнятым стилем изложения (чего только стоят цитаты из Библии, взятые в качестве эпиграфов к каждому тому). С ней будет полезно ознакомиться ученым и геологам практикам не только России, но и другим стран мира. Рецензируемый трехтомник очень нужный, не имеющий аналогов справочник по важнейшим месторождениям главного минерального сырья на всех континентах мира с указанием их запасов, принадлежности к определенным историко-минерогенетическим эпохам и обстановкам формирования, литолого-стратиграфическим, петрологическим, минералого-геохимическим и другим характеристикам. Все три тома хорошо изданы с большим количеством таблиц и иллюстраций, в т.ч. и цветных. Приведенные в трехтомнике многочисленные данные и их авторский анализ могут быть использованы для решения большого количества теоретических и прикладных проблем в геологии. Подготовка и издание трехтомника «Историческая минерация» — знаковое событие в геологической науке, вносит крупный вклад в минерогению. При этом следует отметить, что само определение «*историческая минерация*» впервые сформулировано и широко применено авторами рецензируемого трехтомника.

90-летие Александра Ивановича Жамойды

5 декабря 2011 г. исполнилось 90 лет Александру Ивановичу Жамойде — выдающемуся российскому ученому в области стратиграфии, палеонтологии, региональной геологии, геологической картографии и истории науки, доктору геолого-минералогических наук, профессору, члену-корреспонденту РАН.

А.И.Жамойда родился в Петрограде в 1921 г. Закончив школу в 1939 г., поступил в Ленинградский государственный университет, но в октябре того же года был призван в Красную армию. С первого до последнего дня Великой Отечественной войны сержант А.И.Жамойда в составе отдельного зенитно-артиллерийского дивизиона прошел фронтный путь от Бессарабии до Каспия и на запад до Германии. Медаль «За боевые заслуги», орден Отечественной войны II степени, «Почетный знак Советского комитета ветеранов войны» — достойные свидетельства ратных дел юбиляра.

В 1946 г. А.И.Жамойда поступил на геологоразведочный факультет Ленинградского горного института (в настоящее время Санкт-Петербургский государственный горный университет), который окончил в 1952 г. Еще студентом, начал работать во Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им.А.П.Карпинского (ВСЕГЕИ) в составе творческих коллективов под руководством Н.А.Беляевского и С.А.Музылева, участвовал в геологической съемке на Востоке страны.

В 1955 г. защитил кандидатскую диссертацию «Радиолярии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Ольга-Тетюхинского района и их стратиграфическое значение», где предложил новую методику изучения радиолярий в шлифах и обосновал биостратиграфическое и палеобиогеографическое значение радиолярий при картировании кремнистых и офиолитовых формаций. А.И.Жамойду вместе с А.В.Хабаковым и Р.Х.Липман справедливо считают основателями отечественной научной школы изучения радиолярий. Как заведующий лабораторией микрофауны ВСЕГЕИ (1956—1962) Александр Иванович был инициатором и руководителем всесоюзных семинаров по радиоляриям.

В 1962 г. А.И.Жамойда возглавил один из крупнейших отделов института — отдел стратиграфии и палеонтологии — головной по этим специальностям в системе Мингео СССР. В 1969 г. защитил докторскую диссертацию «Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР». В 1976 г. его утверждают в ученом звании профессора, а в 1987 г. избирают членом-корреспондентом АН СССР.

Организовав в 1965 г. в составе Международного стратиграфического комитета (МСК) Комиссию по стратиграфической классификации терминологии и номенклатуре, А.И.Жамойда разрабатывал ряд проблем теоретической и практической стратиграфии с



широким обсуждением этих вопросов. По его инициативе, при непосредственном участии и руководстве был издан во ВСЕГЕИ первый отечественный «Стратиграфический кодекс» (1977), сыгравший определяющую роль в обеспечении единообразия и стабильности в применении стратиграфического метода при производстве разного вида геологических работ. Два последующих издания Кодекса (1992, 2006) вышли также под его редакцией. В 1996 г. вместе с О.П.Ковалевским и А.И.Моисеевой была опубликована обобщающая монография «Стратиграфические кодексы. Теория и практическое использование».

В 1960—1962 гг. Александр Иванович Жамойда в коллективе сотрудников института работал в Демократической Республике Вьетнам, участвовал в составлении первой геологической карты Северного Вьетнама масштаба 1: 500 000, сопровождаемой книгой «Геология Северного Вьетнама» (1965), а также им была организована стратиграфическая служба этой страны.

В 1969 г. он был назначен заместителем директора института по научной работе, а с 1970 по 1987 годы занимал пост директора ВСЕГЕИ, организовывал крупные комплексные исследования, способствующие укреплению сырьевой базы страны и развитию геологической науки. Мероприятия по присвоению институту имени академика А.П.Карпинского и Всесоюзной конференции, посвященной 100-летию Гео-

логического комитета — ВСЕГЕИ, были проведены дирекцией ВСЕГЕИ под руководством Мингео СССР и лично министра Е.А.Козловского.

Добрые отношения директора ВСЕГЕИ с директором Эрмитажа академиком Б.Б.Пиотровским, а также содействие Мингео СССР позволили в 1987 г. передать на постоянное хранение в ЦНИГРмузей из Государственного Эрмитажа Карту СССР из цветных камней, созданную в 1937 г. для Всемирной выставки в Париже, — уникальное творение российских камнерезов.

С 1966 г. А.И.Жамойда — вице-президент Палеонтологического общества; руководит его повседневной работой и организует ежегодные сессии, Почетный член Общества с 1982 г., в 2000 г. избран иностранным членом Палеонтологического общества Национальной академии наук (НАН) Украины.

С 1976 г. А.И.Жамойда — заместитель председателя МСК, с 1988 г. — председатель комитета. Его активность способствовала широкому развертыванию стратиграфических исследований, нацеленных на создание и совершенствование стратиграфической основы для геологических работ, прежде всего при составлении государственных геологических карт.

Международная деятельность А.И.Жамойды началась с участия в организации Международной программы геологической корреляции в 1969 г., в комитетах которой он проработал до 1978 г.

С 1972 по 1996 годы он был вице-президентом Комиссии по геологической карте Мира, регулярно представляя доклады о достижениях отечественной геологической картографии и обсуждая важнейшие ее проблемы. А.И.Жамойда — участник пяти сессий Международного геологического конгресса. На сессиях конгрессов по поручению Национального комитета геологов СССР (член комитета с 1971 г.) Александр Иванович организовывал выставки карт и выступал с докладами на Международной комиссии по стратиграфии. С 1972 г. — член Международной подкомиссии по стратиграфической классификации; принимал участие в подготовке Международного руководства по стратиграфии (издания 1976 и 1994 годов).

А.И.Жамойда участвовал в создании крупных стратиграфо-палеонтологических и региональных геологических изданий. Он был редактором тома «Стратиграфия», обобщающей монографии «Геологическое строение СССР», заместителем главного редактора Геологической карты СССР масштаба 1:2 500 000» (4-е издание), многотомных трудов «Стратиграфия СССР», «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных иско-

паемых», девятитомного издания «Практическое руководство по микрофауне СССР», журнала «Советская геология» (1970—1988), членом редколлегий Геологического словаря, Геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия), редактором-консультантом Горной энциклопедии по стратиграфии и региональной геологии.

В настоящее время А.И.Жамойда — заместитель главных редакторов журнала «Региональная геология и металлогения» и член редколлегий журналов «Стратиграфия. Геологическая корреляция» и «Отечественная геология». А.И.Жамойда — автор более 350 опубликованных научных работ, в т.ч. 12 монографий, большинство из которых коллективные работы.

Следует отметить, что за последнее десятилетие Александр Иванович опубликовал (не считая полутора десятков биографических очерков и информационных заметок) около 40 работ. Из них две монографии и три брошюры, автором которых он является, 3-е издание «Стратиграфического кодекса», под редакцией и при его участии — восемь выпусков «Постановлений МСК» и, наконец, при участии и под редакцией О.В.Петрова и А.И.Жамойды вышла солидная монография, посвященная 120-летию Геолкома — ВСЕГЕИ.

Научная, научно-организационная и общественная деятельность Александра Ивановича Жамойды отмечены орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почета», многими медалями и орденом Труда 2-й степени Социалистической Республики Вьетнам. В 1982 г. ему присвоено звание «Заслуженный деятель науки РСФСР», в 2002 г. он награжден орденом Почета, в 2007 г. — орденом «За заслуги перед отечеством» IV степени. В 2011 г. он стал лауреатом Золотой медали им.А.П.Карпинского, присуждаемой Российской академией наук.

В день своего рождения А.И.Жамойда выступил на торжественном заседании Ученого совета ВСЕГЕИ с докладом «Стратиграфия классическая, специальная и геосферная» по своей книге «Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии», которая была опубликована ВСЕГЕИ к его юбилею.

Сердечно поздравляем Александра Ивановича с замечательным юбилеем и искренне желаем здоровья и многих лет плодотворной деятельности и новых творческих успехов!

*Ученый совет ВСЕГЕИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Геохимические барьеры и охрана окружающей среды

Н.Г.МАКСИМОВИЧ, Е.А.ХАЙРУЛИНА

Естественно-научный институт Пермского государственного национального исследовательского университета выпустил в свет учебное пособие Н.Г.Максимовича и Е.А.Хайрулиной «Геохимические барьеры и охрана окружающей среды», где обобщены исследования, выполненные в 1984—2011 гг.

Книга посвящена повышению эффективности защиты окружающей среды от загрязнения. В последние десятилетия для этих целей наметилась тенденция использования геохимических барьеров, применение которых в ряде случаев позволяет отказаться от строительства сложных очистных сооружений и проведения других дорогостоящих природоохранных мероприятий. Широкое использование геохимических барьеров сдерживается отсутствием теоретических основ их практического применения.

В работе сформулированы научно-методические основы создания геохимических барьеров для решения экологических проблем. Показаны пути использования методов защиты окружающей среды от загрязнения, основанные на ускорении естественной трансформации загрязняющих веществ в неопасные формы или их целенаправленной концентрации на определенных, ограниченных в пространстве, участках литосферы, т.е. создании искусственных геохимических барьеров.

Рассмотрены общетеоретические вопросы стадий развития геохимических барьеров, их качественные и количественные характеристики и др. Предложена классификация барьеров по конфигурации их в про-

странстве. Проведено обобщение всего разнообразия техногенных геохимических барьеров. Выделены барьеры, в которых стихийно или целенаправленно используются естественные барьерные свойства природной среды и искусственные, создаваемые по специальным технологиям.

Значительное место в работе занимает описание практического опыта авторов по созданию геохимических барьеров для улучшения экологической обстановки при различных видах деятельности: добыче угля, нефти, разработке россыпных месторождений, металлургии, строительстве и др.

Рецензентами данной работы выступили доктор геол.-минер. наук, проф. Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова В.И.Сергеев и доктор геол.-минер. наук, проф. Санкт-Петербургского государственного университета А.Ю.Опекунов.

Издание предназначено для широкого круга специалистов и студентов в области геологии, географии, экологии и будет полезно работникам органов государственного управления, проектных и изыскательских организаций связанных с охраной окружающей среды.

Книга содержит 71 рисунок, список литературы — более 200 названий, имеется предметный указатель и расширенное резюме на английском языке (35 страниц).

По вопросам приобретения книги обращаться по электронной почте olgam.psu@gmail.com Мещеряковой Ольге Юрьевне.

Решением Президиума Исполкома РосГео от 10.10.2011 утверждена медаль «Геолог Игорь Грамберг» в честь выдающегося российского ученого, геолога и первого Президента Российского геологического общества Игоря Сергеевича Грамберга (1922—2002 гг.), которая является высшей наградой общественной организации «Российское геологическое общество».



Положение о медали Российского геологического общества «Геолог Игорь Грамберг»

1. Медаль Российского геологического общества «Геолог Игорь Грамберг» (далее Медаль) учреждена в честь выдающегося российского ученого, геолога и организатора геологоразведочного производства, первого Президента Российского геологического общества академика Игоря Сергеевича Грамберга (1922—2002 гг.)
2. Медаль является высшей наградой общественной организации «Российское геологическое общество»
3. Медаль присваивается гражданам России — высокопрофессиональным работникам и ветеранам предприятий и организаций геологического и сопутствующего профиля независимо от форм собственности и организационного содержания за личные заслуги:
 - в развитии геологоразведочного производства;
 - в укреплении минерально-сырьевой базы России и научно-техническом обосновании направлений геологоразведочных работ;
 - в изучении геологического строения России и ее континентального шельфа, поиске, открытии и разведке месторождений полезных ископаемых;
 - в подготовке кадров для геологической отрасли;
 - в общественной работе, способствующей повышению престижа геологической профессии, повышению социальной защищенности работников геологической сферы.
4. Медалью могут быть награждены и иностранные граждане, внесшие значительный вклад в развитие мировой геологической науки и практики, способствующие сплочению международной геологической общности.
5. Решение о награждении Медалью принимает Президиум Исполкома РосГео по представлению региональных отделений РосГео, органов исполнительной власти различного уровня, предприятий, общественных организаций и движений. Награждение Медалью может быть проведено Президиумом Исполкома РосГео в инициативном порядке.
6. Вручение Медали приурочивается к памятным и юбилейным датам, дня профессиональных праздников и производится в торжественной обстановке. Вместе с Медалью вручается удостоверение установленного образца.
7. Награждение Медалью производится только один раз.

Утверждено Постановлением Президиума Исполкома РосГео от 10.10.2011 № 3-11