

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2010

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный

научно-исследовательский

геологоразведочный институт

цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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, *Г.В.Ручкин* (зам. главного
редактора), *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*, *Т.Н.Корень*,
А.К.Корсаков, *В.С.Круподеров*, *Н.К.Курбанов*,
Н.В.Межеловский, *И.Ф.Мигачев*, *В.С.Сурков*,
Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

<i>Трутнев Ю.П.</i> О стратегии развития геологической отрасли России до 2030 года	3	<i>Полянин В.С., Полянина Т.А.</i> История геологического развития и минерагения офиолитов Северо-Западного Кавказа	61
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ		<i>Шилов Г.Я., Калита М.А.</i> Методика региональной корреляции геологических разрезов тектоно-седиментационных комплексов на шельфе.	64
<i>Колмаков Ю.В., Соколов С.В., Гусев Е.В.</i> Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: фактор их проявления в аномалиях магнитного поля.	8	ГИДРОГЕОЛОГИЯ	
<i>Большаков Н.М., Фролов А.И., Минеев С.Д., Газизов Р.Б., Безрукова Л.А., Округин В.М.</i> Геологическое строение золоторудного месторождения Бараньевское (Центральная Камчатка)	15	<i>Бондарева Г.Л., Попов В.Г.</i> Особенности структуры и формирования Пятигорского месторождения минеральных вод	69
<i>Валитов Н.Б.</i> О возможности открытия месторождений жидкой серы в Прикаспийской впадине	23	ГЕОЭКОЛОГИЯ	
<i>Закирова Ф.А.</i> Прогнозная оценка бороносности соляных куполов Северного Прикаспия на основе биогеохимических исследований (на примере купола Баскунчак)	26	<i>Рубан Д.А.</i> Уникальные центры георазнообразия — основа для создания национальных геопарков.	77
<i>Петров А.Н., Прейс В.К.</i> Выбор оптимальных методов опробования золоторудных месторождений на основе численных экспериментов	32	ДИСКУССИИ	
СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТОНИКА		<i>Запивалов Н.П.</i> Метасоматическая доломитизация и нефтегазоносность карбонатных пород (наноэффекты образования вторичных высокопродуктивных коллекторов).	81
<i>Фридовский В.Ю.</i> Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия).	39	<i>Островский В.Н.</i> К методике составления среднемасштабных гидрогеологических карт	86
<i>Кориневский В.Г.</i> Ордовикские конодонты на Урале и проблема возраста губерлинской свиты.	46	<i>Непомнящих И.А.</i> Геология, бойся метафизики!	92
<i>Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А.</i> Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс)	54	РЕЦЕНЗИИ	
		<i>Яркин И.Г.</i> Новая парадигма в геологии и астрономии	98
		60-летие Андрея Федоровича Морозова	100

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 08.07.2010. 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»



Ю.П.Трутнев — Министр природных ресурсов и экологии Российской Федерации

О стратегии развития геологической отрасли России до 2030 года

Доклад на Президиуме Правительства Российской Федерации
16 июня 2010 г.*

Уважаемый Владимир Владимирович!

Уважаемые коллеги!

Прежде всего, несколько слов о значении минерально-сырьевого комплекса Российской Федерации.

В недрах страны содержатся практически все виды полезных ископаемых. По запасам алмазов, газа, никеля, серебра Россия занимает первое место в мире. По углю, золоту — второе, по нефти — четвертое.

За счет разведки, добычи и переработки полезных ископаемых формируется 53% доходной части федерального бюджета. При этом на работы по воспроизводству запасов полезных ископаемых тратится менее 0,5% от общей суммы доходов бюджета.

Основным документом, регулирующим развитие минерально-сырьевого комплекса, является принятая Правительством Российской Федерации в 2005 г. Долгосрочная программа геологического изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы России до 2020 года.

В 2008 г. Программа была актуализирована. В ходе актуализации основное внимание было уделено воспроизводству полезных ископаемых, наиболее востребованных экономикой страны, а также приняты меры по ресурсному обеспечению крупных инфраструктурных проектов.

В результате реализации Программы за 5 лет открыто около 500 месторождений минерального сырья. Крупнейшие из них — месторождения нефти им.Савостьянова и Филановского с запасами свыше 150 млн.т, золоторудное Купол, Элегестское месторождение коксующихся углей.

Инвестиции в геологоразведку возросли более чем в 4 раза. Количество состоявшихся аукционов увеличилось в 7 раз. В 12 раз увеличились доходы государства от продажи участков недр. В 6 раз возросли поступления от налога на добычу полезных ископаемых.

Российская Федерация вышла на расширенное воспроизводство нефти, газа, угля, золота, платиноидов, серебра, никеля, цементного сырья. К началу 2010 г. запасы нефти стали равны запасам 1990 г. Таким образом, мы наверстали отставание в геологоразведке за предыдущие 15 лет.

За годы действия Долгосрочной программы средства, полученные только от реализации прав пользования недрами на аукционах, превысили объемы государственных вложений на геологоразведочные работы более

*Публикуется с сокращением иллюстраций.

чем в 3 раза. При этом необходимо отметить, что в процессе эксплуатации месторождений, бюджет получает в 20 раз больше.

Подводя итог, можно уверенно сказать, что за прошедшие 5 лет отрасль динамично развивалась, обеспечивая потребности экономики страны.

В то же время повышение степени изученности нашей страны, обострение мировой конкуренции в области энергоресурсов ставят перед геологической отраслью все более сложные задачи. Для их решения необходимо совершенствовать сам инструмент воспроизводства минерально-сырьевой базы России как совокупности информационных, научных и сервисных организаций, работающих в данной отрасли.

Именно этому посвящена представляемая сегодня вниманию Правительства Стратегия.

Сначала несколько слов о том, что собой представляет геологоразведка. Геологический цикл состоит из нескольких этапов. На первом этапе происходит оценка геологического строения территории. На втором осуществляются поиски перспективных площадей залегания полезных ископаемых. На третьем этапе проводится оценка конкретных месторождений, на четвертом — их разведка и освоение. Государство во всем мире берет на себя региональное изучение и начальные стадии поискового этапа. Бизнес отвечает непосредственно за поиск, оценку и разведку месторождений — наиболее капиталоемкие и рискованные стадии.

Таким образом, геологическое изучение недр выполняется двумя взаимозависимыми секторами — государственным и коммерческим (рис. 1).

Один сектор не может существовать без другого, и в совокупности они образуют геологическую отрасль. Государственный сектор разделен на три важных блока:

государственные учреждения, которые занимаются сбором, хранением и обработкой геологической информации (Росгеолфонд, территориальные фонды информации, Госкомиссия по запасам);

научные институты, обеспечивающие анализ и разработку программ геологического изучения по видам полезных ископаемых и провинциям, которые в свою очередь являются основой для принятия решения о приоритетах геологоразведочных работ;

производственные сервисные компании, непосредственно выполняющие геологоразведочные работы.



Рис. 1. Задачи стратегии и развития геологической отрасли

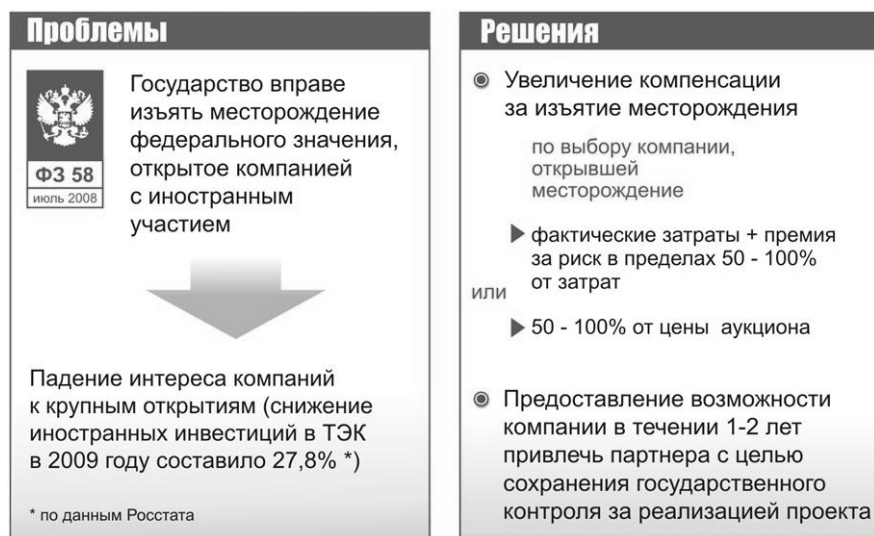


Рис. 2. Проблемы геологической отрасли и их решения

Предпринимательский сектор представляют 25 вертикально интегрированных компаний и 200 добывающих.

Очевидно, в каждом из этих секторов существуют свои проблемы и решения (рис. 2).

Сначала остановимся на мерах по развитию предпринимательского сектора геологической отрасли.

Основной задачей здесь является повышение инвестиционной привлекательности геологоразведки.

В этой сфере существует несколько деформаций, снижающих инвестиционный потенциал отрасли. Остановимся на них подробнее.

В соответствии с ФЗ №58, если инвестор откроет месторождение

федерального значения, то государство имеет право его изъять, компенсировав фактические затраты и добавив премию за риск. Премия варьируется в зависимости от региона, но в любом случае не превышает 50% от фактически понесенных расходов. Очевидно, что в условиях риска геологоразведочных работ, когда по различным регионам только одна скважина из 5—10 является успешной, такое положение существенно снижает инвестиционный интерес.

Мы предлагаем изменить механизм компенсации, дать инвестору возможность получить на выбор: или компенсацию фактических затрат плюс премию за риск от 50 до 100% от понесенных расходов, или выплату размером от 50 до 100% от окончательной цены аукциона по продаже прав пользования на открытое месторождение.

Мы также предлагаем предоставить возможность инвестору привлечь российского партнера для соблюдения требований федерального закона.

Следующая проблема. В процессе изучения и освоения месторождения недропользователь получает дополнительные данные, которые могут свидетельствовать о необходимости расширения лицензионного участка — как по глубине, так и по площади.

Логичным решением было бы изменить границы лицензионного участка так, чтобы включить в разработку все месторождение в его истинных границах. Однако действующим законодательством эта возможность не предусмотрена.

Мы предлагаем законодательно закрепить возможность корректировки границ лицензионных участков — как по глубине, так и площади освоения.

Это позволит только в Западной Сибири обеспечить прирост 7 млрд.т. запасов нефти и 25 трлн.м³ газа.

Особую сложность на сегодняшний день представляет работа по поискам и оценке полезных ископаемых в удаленных районах страны, где отсутствует инфраструктура. Вахтовый метод работы, необходимость прокладки сетей, строительство дорог удорожают проект, делают его экономически необоснованным. Как результат, в 2009—2010 гг. около 70% аукционов не состоялось по причине отсутствия заявок.

В этой связи Стратегией предлагается разработка комплекса мер, направленных на применение экономических стимулов и снижение административных барьеров при освоении труднодоступных месторождений.

Необходимо сказать, что эта работа уже ведется: облегчен оборот геологической информации; установлены нулевые ставки НДС в ряде удаленных районов; проведена работа по устранению административных барьеров в части подготовки проектной документации и уменьшения количества необходимых разрешений.

Теперь о государственном секторе геологической отрасли (рис. 3).

СТРУКТУРА ГОСУДАРСТВЕННОГО СЕКТОРА ОТРАСЛИ



Рис. 3. Меры по развитию государственного сектора геологической отрасли

конкурентным. Мы планируем акционирование сервисных компаний с их последующей (в течение 2—3-х лет) консолидацией в ОАО «Росгеология». Таким образом, на рынке геологических услуг будет создана крупная отечественная компания, способная конкурировать с зарубежными.

Кроме перечисленных существуют общесистемные задачи отрасли (рис. 4).

Задачи его реформирования различны по всем трем представленным в презентации блокам.

По информационному блоку — это совершенствование системы сбора, хранения и оборота геологической информации. В этой части нам необходимо обеспечить условия хранения первичных данных, осуществить перевод геологической информации в цифровой формат.

Основная задача по научному блоку — сохранить и развить имеющиеся в стране научные школы, оказать помощь в переходе на современные технологии разработки новых методов моделирования геологических процессов.

Производственный сегмент, на наш взгляд, должен быть



Рис. 4. Меры по решению общесистемных задач геологической отрасли

числения российских компаний на исследовательские работы. Стратегией предлагается разработка совместно с Минэкономразвития и Минпромторгом России системы мер, способствующих созданию и внедрению отечественных образцов современного оборудования, используемого геологической отраслью.

Следующей общесистемной задачей является повышение качества подготовки специалистов.

Пятнадцатилетний застой в геологоразведке привел к существенной деградации системы отраслевого образования. Несоответствие номенклатуры специальностей потребностям геологической отрасли привела к тому, что до 50% выпускников вузов работают не по своему профилю.

Стратегия предусматривает разработку и реализацию программы подготовки геологов в соответствии с потребностями отрасли.

По результатам реализации Стратегии планируется выйти на показатели, указанные на рис. 5.

К 2030 г. объемы финансирования геологоразведочных работ за счет внебюджетных источников увеличатся на 50%.

Доля геологоразведочных работ с использованием инноваций увеличится до 70%, возрастут затраты на НИОКР, более половины геологической информации в государственном фонде должно быть получено с использованием современных методов.

Существенные изменения должны произойти в качественном и возрастном составе работников отрасли.

План реализации Стратегии показан в таблице, из которой видно три основных направления:

		2012	2020	2030
инвестиции	Обеспечение роста объемов финансирования за счет внебюджетных источников (к уровню 2010 г.)	% 10	40	50
	Доля работ, выполняемых субъектами малого и среднего предпринимательства	% 20	25	30
наука, инновации	Увеличение доли ГРП, выполняемых инновационно-активными организациями	% 15	50	70
	Доля затрат на НИОКР в общем объеме ГРП	% 4	5	7,5
	Степень обновления активной части основных фондов организаций геологической отрасли	% 30	40	60
кадры	Обеспечение потребности отрасли специалистами высшего уровня квалификации	% 70	80	100
	Доля молодых специалистов, работающих в геологической отрасли	% 15	20	25
информация	Доля геологической информации, полученной современными методами	% 30	60	80

Рис. 5. Целевые показатели развития геологической отрасли

Первое. Как и другие направления экономической деятельности, геологоразведка постоянно модернизируется. Поскольку отечественные предприятия не предлагают современного высокотехнологического оборудования (по сейсморазведке, геохимии, гравиметрии, бурению), то в отрасли с каждым годом растет доля импортного оборудования.

Одной из причин этой ситуации являются крайне низкие от-

повышение инвестиционной привлекательности геологоразведочных работ;
совершенствование системы государственного управления геологическим изучением недр и воспроизводством МСБ;
информационное, кадровое и научно-техническое обеспечение.

Принятие Стратегии развития геологической отрасли до 2030 г. позволит создать эффективный инструмент управления минерально-сырьевым комплексом страны, обеспечить геополитические интересы Российской Федерации и сырьевую безопасность в условиях быстро меняющегося мира.

План реализации стратегии

Направления	Мероприятия	Ответственный	Сроки, годы
Повышение инвестиционной привлекательности геологического изучения недр для предпринимательского сектора	Разработка и внедрение мер экономического и налогового стимулирования геологоразведочных работ в районах традиционной разработки и новых районах	Минфин России Минэкономразвития России	2010—2012
	Снятие административных барьеров при геологоразведке	Минприроды России	2010—2012
	Установление возможности изменения границ лицензионных участков	Минприроды России	2010—2012
	Изменение порядка возмещения расходов недропользователей, открывших месторождения	Минфин России	2010—2012
	Развитие механизмов привлечения рискованного капитала в геологоразведочные работы	Минэкономразвития России	2010—2025
Совершенствование системы государственного управления геологическим изучением недр и воспроизводством минерально-сырьевой базы	Оптимизация структуры государственного сектора и создание ОАО «Росгеология»	Минприроды России	2011—2012
	Повышение качества планирования геологоразведочных работ	Минприроды России	2011—2012
	Корректировка и реализация Долгосрочной программы	Минприроды России	2011—2012
	Закрепление за государством роли координатора развития регионального изучения недр	Минприроды России	2020—2030
Информационное, кадровое и научно-техническое обеспечение геологической отрасли	Перевод геологической информации в цифровую форму, совершенствование порядка ее хранения и предоставления в пользование	Минприроды России Минэкономразвития России Минкомсвязи России	2011—2020
	Обеспечение передачи государству информации, полученной за счет средств недропользователей	Минприроды России Минэкономразвития России	2011—2012
	Разработка и внедрение системы подготовки кадров по геологическим специальностям с учетом потребности отрасли	Минприроды России Минобрнауки России	2011—2030
	Разработка и внедрение мер стимулирования модернизации производства и использования инновационных технологий	Минприроды России Минпромторг России	2011—2030
	Разработка и реализация программы содействия технико-технологическому обеспечению геологоразведочных работ	Минприроды России Минпромторг России	2011—2030

Геодинамические условия образования месторождений золота в Патомском нагорье, Восточная Сибирь: фактор их проявления в аномалиях магнитного поля

Ю.В.КОЛМАКОВ, С.В.СОКОЛОВ, Е.В.ГУСЕВ (Томский Политехнический Университет; 634050, г.Томск, пр.Ленина, д.2/5; e-mail: gusev@ibmail.com)

Рассмотрено магнитное поле золотого оруденения в пологозалегающих структурах. Природа аномалий обусловлена присутствием пирротина. Проявление пирротинизации в субгоризонтальных микропрожилках наряду с фактором размагничивания привело к горизонтальной намагниченности минерализованных зон и их отображению в дипольных аномалиях. Наличие пологих структур в регионе связано с особенностями протекания коллизионных событий, выразившимися в образовании анизотропной тангенциальной проницаемости осадочных толщ для продвижения и разгрузки флюидов.

Ключевые слова: золотое оруденение, пологозалегающие структуры, природа магнитных аномалий.

Gold Deposit Formation Geodynamic Processes in Patom Mountains, East Siberia: Factors of their Occurrence in Magnetic Field Anomalies

Y.V.KOLMAKOV, S.V.SOKOLOV, E.V.GUSEV

The paper presents a case-study investigation in the magnetic field of gold mineralization in shallow dipping structures. The nature of anomalies is determined by pyrrhotine itself. Occurrence of pyrrhotine mineralization in subhorizontal microveins including the demagnetization factor resulted in the horizontal magnetization of these mineralized zones and their manifestation in dipole anomalies. Shallow dipping structures in this region occurred due to the peculiarities of collision events, resulting in anisotropic tangential permeability of sedimentary thicknesses for fluid migration and expulsion.

Key words: gold mineralization, shallow dipping structures, nature of magnetic anomalies.

Магниторазведка с целью поиска золоторудных месторождений базируется на опыте большого числа исследователей, работами которых на примере объектов различной природы и возраста (месторождения Центральное, Саралинское в Кузнецком Алатау; Дарасун в Восточном Забайкалье; Олимпиада, Советское, Благодатное в Енисейском крае; Наталкинское в Яно-Колымской складчатой области и др.) была показана структура аномальных образований и установлено, что по отношению к ним золотая минерализация распределяется закономерно [2, 8, 9, 12, 16, 20, 24, 25, 27]. Накопление множества фактов, когда в однотипных породах золотое оруденение избирательно локализуется в их магнитных разновидностях, привело к тому, что в 80-х годах прошлого столетия в геофизической терминологии появилось новое понятие — магнитофильность золоторудных месторождений. Геологической обусловленностью аномального облика продуктивных участков выступает широко проявленный на них полистадийный метасоматизм как один из факторов рудогенеза. В названный процесс вовлекаются рудные и петрогенные элементы, в т.ч. железо [3, 18, 23]. Результатом этого является их перераспределение и связывание в новообразованных формах, среди которых нередки и фер-

ромагнитные минералы [23]. Зональность магнитного поля, как следствие распределения магнетита и пирротина, считается важным геофизическим признаком выявления золоторудной минерализации, окончательная регенерация которой происходит в заключительные стадии функционирования гидротермальной рудообразующей системы в пределах метасоматического ореола.

В этом аспекте особое внимание привлекают месторождения с парадоксальным проявлением в геофизических полях. К таким месторождениям относится Чертово Кoryто, на котором в аномалиях модуля вектора магнитной индукции T и его вертикального компонента Z проявляются не одни и те же, а разные структурные элементы, несмотря на то, что объект располагается в северных широтах, где Z -компонент составляет основную долю вектора T .

Невыразительное проявление пологозалегающих структур в Z -аномалиях привело к тому, что на многих территориях Патомского нагорья, где они широко развиты и являются главными рудовмещающими, магниторазведочные работы не возобновлялись с конца 70-х годов прошлого века. Примером может служить Кевактинский рудный узел, в состав которого входит месторождение Чертово Кoryто. Поэтому актуально рас-

смотреть особенности природы магнитных аномалий этого месторождения, а их интерпретация в свете современных представлений о геодинамическом развитии региона будет способствовать дальнейшему накоплению и развитию наших знаний о геофизических образах золотого оруденения.

Геологическое строение месторождения Чертово Кoryто и методика исследований. Месторождение находится на севере Патомского нагорья в пределах Тонодского выступа фундамента, являющегося частью древнего Аkitканского складчатого пояса. Оно размещается в раннепротерозойской толще углеродистых терригенных сланцев михайловской свиты, смятой в синклинальную складку широтного простирания с субгоризонтальным падением слоев на крыльях под углами 10—20 [14]. Рудная минерализация развита в интенсивно дислоцированной структуре, представляющей собой совокупность множества пологих разрывных зон, межслоевых швов и зон рассланцевания. Она оперяет крутопадающий взброс в его висячем блоке. Обе структуры имеют субмеридиональное простирание (350°) и падение на запад-юго-запад. Рудовмещающая структура погружается под углами до 20°, а сместитель взброса — около 60°. Золото связано с кварцевыми жилами и прожилками, а также сульфидной минерализацией. Среди сульфидов главные — моноклинный пирротин, пирит и арсенопирит, в виде примеси встречаются гексагональный пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит. Проявлены они в виде систем субпараллельных согласных слоистости микропрожилков и вкрапленников в метасоматитах [14]. Кроме субгоризонтальных, выделяют системы менее распространенных микропрожилков с углами падения 30—40° и азимутами падения 240—260° и 130—200°. Толщина всех микропрожилков 0,03—1,5 мм, редко до 4,5 мм (В.Г.Мартыненко, 2001). Следует отметить, что охарактеризованные морфологические черты рудной минерализации очень схожи с таковыми на месторождении Сухой Лог [21].

Измерение модуля вектора T проводилось по сети 100 × 10 м с протонным магнитометром ММП-203МС. Присутствие ферромагнетиков в породах и рудах определялось по их магнитной восприимчивости (χ) прибором ПИМВ. В силу того, что на месторождении магнетит не обнаружен, может выступать качественной мерой (больше—меньше) содержания моноклинного пирротина (в дальнейшем просто пирротина). Для изучения его распределения в минерализованной зоне были проведены измерения на керне разведочных скважин четырех буровых профилей по методике, изложенной в работе [9]. Общее число измерений 14 000. Остаточная намагниченность J_n измерялась по керну скважин на аstaticеском лабораторном магнитометре МАЛ-036 (32 образца). У кернa ориентирована только продольная

ось согласно вертикальному положению всех скважин на месторождении. Поэтому из угловых параметров J_n можно было определить только наклонение. Совместно с результатами этих работ было проанализировано поле приращений вертикального компонента вектора магнитной индукции Z , снятого по сети 100 × 20 (М.М.Баженов, 1980).

Фактический материал. Сложная структура поля Z на месторождении обусловлена суперпозицией множества отклонений от фона, которые по морфологии можно разделить на две группы (рис. 1, А). В первую наиболее многочисленную группу объединяются положительные линейные аномалии субмеридионального простирания. Наряду с ярко выраженным двухмерным обликом, другим объединяющим их признаком является пересечение изодинам с горизонталями рельефа под большими, близкими к 90° углами, что характерно для аномалий от крутопадающих тел. Продольные размеры аномалий этой группы изменяются от первых сотен метров до первых километров, поперечные размеры — от первых десятков до первых сотен метров. Самая большая из них протяженностью около 2 км создается взбросовой структурой на восточном фланге месторождения. Над участком взброса, к которому примыкает рудовмещающая структура, аномалия заметно раздувается и коленчато изгибается. Величины Z здесь достигают максимальных значений 850 нТл. По такой форме аномалии можно предположить, что совместно с взбросовой деформацией проявился правосторонний сдвиг, который привел к раскрытию структуры на участке искривления сместителя и сделал ее флюидопроводником. Остальные неоднородности первой группы распространены в пределах рудовмещающей минерализованной зоны.

Аномалии второй группы в совокупности создают дипольную композицию над рудовмещающей структурой и служат фоном для более контрастных изменений параметра Z первой группы. Углы погружения магнитных объектов определялись по изгибу осей аномалий на вершинах положительных форм рельефа: для рудовмещающей структуры в поле приращений модуля магнитной индукции T (см. рис. 1, Б), для локальных линейных тел, а также сместителя взбросо-сдвига — по аномалиям Z . Их величины соответственно равны 13°, 40—45° и 56°. Методика определения элементов залегания показана на рис. 1, В.

Пирротиновая и золотая минерализация в рудовмещающей структуре показана на рис. 2, А. В ее распределении наблюдается отчетливая вертикальная и горизонтальная зональность. В разрезе увеличение количества пирротина наблюдается в подрудной части, а в плане — в центре минерализованной зоны (см. рис. 2, Б). Золоторудные интервалы, локализуясь в пределах пирротинизированных образований, резко сокращаются до полного исчезновения, когда маг-

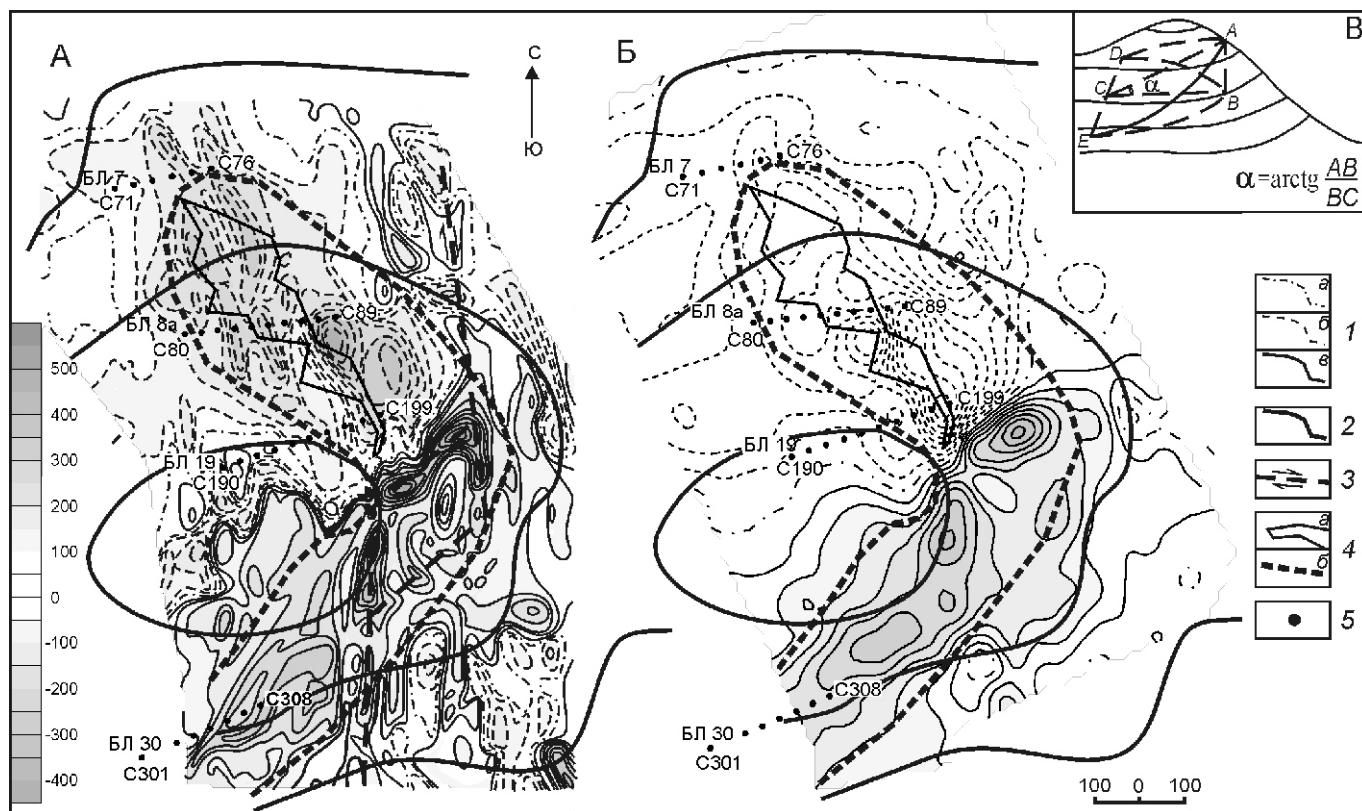


Рис. 1. Карты изодинам месторождения Чертово Кoryто (в нТл):

А — Z , Б — T , В — порядок определения элементов залегания аномальных объектов; 1 — изолинии: а — нулевые, б — отрицательные, в — положительные; 2 — горизонталы; 3 — предполагаемый взбросо-сдвиг и направления движений блоков по сместителю; 4 — границы: а — рудного тела, б — минерализованной зоны; 5 — скважины; БЛ — буровые линии; ДАЕ — ось аномалии

нитная восприимчивость руд начинает превышать $300 \cdot 10^5$ ед. СИ. Зональность в распределении пирротина и золота аналогична выявленной ранее зональности на месторождении Благодатное, размещающемся в метаморфизованных терригенных отложениях рифейского возраста в Енисейском крае (см. рис. 2, В). Близки и количественные характеристики

на этих месторождениях. В то же время характер отображения рудовмещающих минерализованных зон в магнитном поле сильно отличается. На месторождениях Благодатное — это линейная положительная аномалия, а Чертово Кoryто — дипольная аномалия квазиизометричной формы.

При сопоставлении результатов измерений магнитной восприимчивости пород и руд с полем Z на месторождении Чертово Кoryто можно сделать вывод о том, что вариации содержания пирротина в рудной зоне не всегда сопровождаются адекватными изменениями поля. В таких условиях задача, связанная с выделением магнитных фаций в общей минералогической зональности месторождения существенно усложняется, а задача изучения их внутренней неоднородности по Z -аномалиям становится нерешаемой.

В результате палеомагнитных исследований установлено, что остаточная намагниченность образцов изменяется от 0,1 до 6 А/м при среднем значении 1,5 и дисперсии 2,2 А/м. В общей намагниченности пород месторождения остаточная составляющая значительно превосходит индуцированную — фактор Кенигсбергера изменяется от 2 до 20 при среднем значении и дисперсии 9,04 и 6,25 соответственно. По наклону J_n все породы удалось разделить на две группы, неравнозначные по количеству образцов. В первой группе из 28 образцов оказались представители всех литотипов, распространенных на месторождении, и березиты. Здесь угол наклона намагниченности изменяется от 1 до 26 при среднем значении 12 и дисперсии 8. Из оставшихся образцов два имеют углы наклона 58 и 62°, и еще два — 45 и 41°. Первые два отобраны из скважин, пробуренных вблизи взбросовой структуры (скважины 198 и 199), последние — в скважинах 305 и 306. Между логарифмами J_n и наблюдается прямая зависимость с коэффициентом корреляции 0,64 (рис. 3). При мощности выборки 32 значения в соответствии с критерием Стьюдента, значимым можно считать коэффи-

ент корреляции не менее 0,5 с надежностью оценки 99% [7]. Прямая значимая корреляционная зависимость между логарифмами J_n при таких же и больших значениях фактора Кенигсбергера была установлена в пирротинизированных протерозой-

ских отложениях золоторудной провинции Танами в Австралии [28].

Минерализованная зона с позиции магниторазведки представляет собой полого погружающийся пласт, намагниченный почти горизонтально, и ограниченный

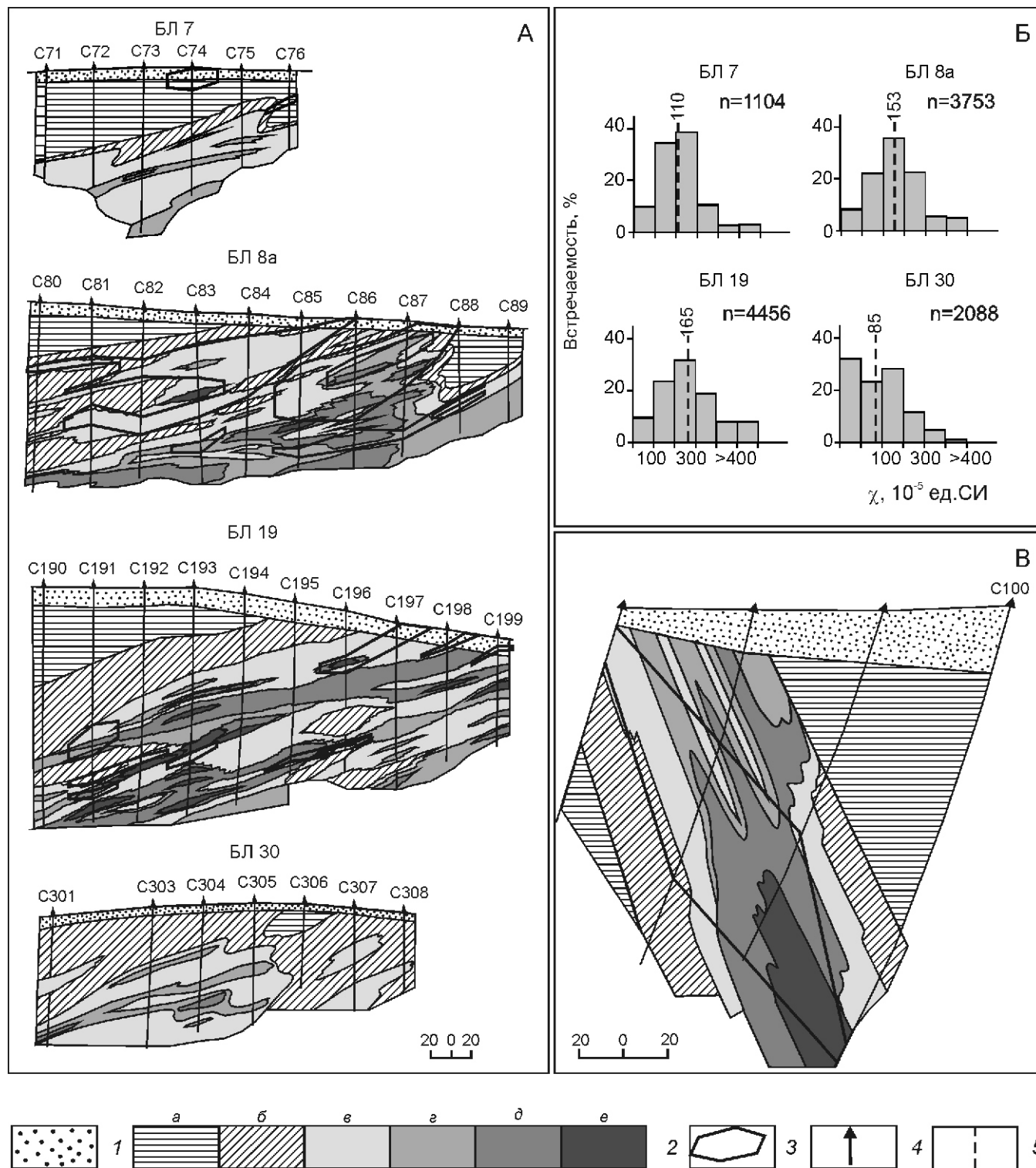


Рис. 2. Петромагнитные разрезы месторождений Чертово Кoryто (А), Благодатное (В) и распределение магнитной восприимчивости по разрезам буровых линий (Б):

1 — зона окисления; 2 — интервалы значений : а — 50, б — 50—100, в — 100—200, г — 200—300, д — 300—400, е — 400; 3 — рудное тело; 4 — скважины; 5 — среднее значение по выборке

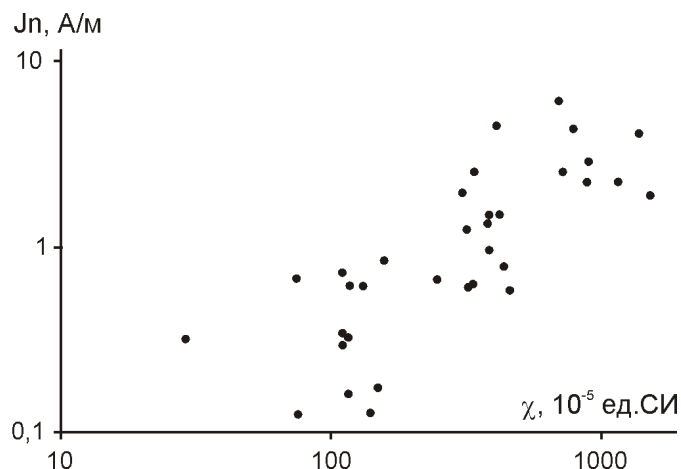


Рис. 3. Поле корреляции логарифмов J_n пород и руд месторождения Чертово Корыто

современными формами рельефа с северной, восточной и южной сторон. Недостающий угловой параметр остаточной намагниченности — азимут может быть ориентировочно установлен по направлению нормали к «нулевой» линии диполя. Он равняется 335 и близок к направлению простираения пласта.

Для подтверждения связей между выявленными особенностями намагничивания и аномальным проявлением минерализованной зоны проведено моделирование ее магнитного поля. Строгий статистический подход к обработке данных измерений модуля J_n по критерию Пирсона [7] показал, что закон распределения остаточной намагниченности образцов при уровне значимости 0,01 относится к логнормальному со средним логарифмическим значением 0,9 А/м. Однако малый объем выборки и главное ее неравномерность, по нашему мнению, позволяют использовать при теоретических расчетах входные параметры в рамках изменения измеренных величин (от—до) без строгой их статистической обработки.

Моделировалось поле Z наклонного пласта, выходящего на поверхность под углом 28°, составленного из элементарных диполей кубической формы с стороной 100 м и произвольным направлением намагничивания [19]. Амплитуда и форма расчетной аномалии оказались наиболее приемлемыми при следующих параметрах модели: намагниченность диполей с наклоном 1—2° и азимутом по направлению нормали к нулевой линии диполя, величина намагниченности увеличивается с глубиной погружения пласта от 3 до 5,5 А/м. В правой части модели двумя кубами, намагниченными под углом 70°, аппроксимирован фрагмент взбросо-сдвиговой структуры (рис. 4). Как видно из приведенных данных, параметры модели находятся в пределах изменения измерен-

ных величин и модельное поле Z в основных чертах совпадает с наблюдаемым полем T .

Обсуждение результатов. Расхождение теоретического и наблюдаемого поля Z , вероятно, обусловлено присутствием в пределах зоны локальных объектов с крутым наклоном J_n , которые не учитывались в модели. Параметр Z обладает большей чувствительностью к вертикально намагниченным телам. Эти тела при меньших размерах могут создавать соизмеримые и даже большие Z -аномалии, чем горизонтально намагниченные, и сильно усложняют наблюдаемое поле.

Иная картина просматривается в поле T -параметра. Его величина определяется по известной формуле [19]:

$$T = Z_a \sin j + H_a \cos j \cos A,$$

где Z_a и H_a — аномальные значения вертикального и горизонтального компонентов вектора магнитной индукции (для вертикальной намагниченности); j —

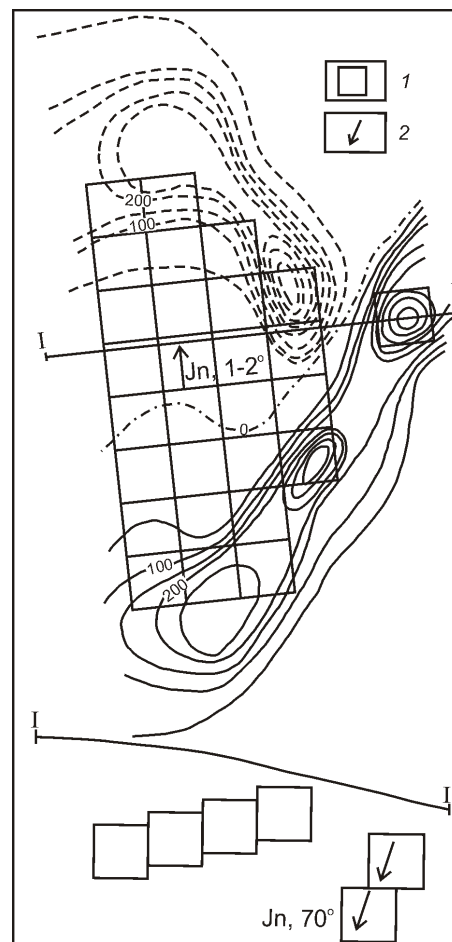


Рис. 4. Теоретическое поле Z (в нТл) от модели минерализованной зоны:

1 — составные элементы модели; 2 — вектор остаточной намагниченности и его наклонение; см. услов. обозн. к рис. 1

наклонение намагниченности; A — угол между направлениями H_a и H_0 (горизонтальной проекцией нормального вектора T).

В силу явного превосходства остаточной намагниченности над индуцированной правомерно допущение о совпадении азимутов H_a и J_n . Если принять азимут J_n равным 335 и угол нормального склонения H_0 в данном районе 5 величина угла A будет 20°, а $\cos A = 0,94$. При таких условиях намагничивания, согласно приведенной формуле, поле T ведет себя так же, как Z , что подтверждается сходством полей — наблюдаемого T с теоретическим Z . В то же время очевидно, что в реальных условиях влияние локальных тел с крутым намагничиванием не так сильно сказывается на структуре поля T , поэтому она выглядит значительно проще структуры поля Z . Отсутствие осложняющих эффектов, в соответствии с высокой корреляцией между логарифмами модуля J_n и (см. рис. 3) позволяет рассматривать аномалии T и их амплитуды как оценочные характеристики зонального распределения ферромагнитной минерализации в рудовмещающей структуре.

В образовании горизонтальной намагниченности основную роль, по мнению авторов, сыграл фактор размагничивания, так как сульфиды и пирротин в их числе распределялись преимущественно в субгоризонтальных, согласных слоистости микропрожилках. Другими словами, речь идет о суммарном остаточном моменте тонких разрозненных пластинок, каждая из которых намагничивалась преимущественно не по направлению действующего поля, а по длинной оси. Такое предположение не противоречит большим наклонениям J_n в образцах из зоны влияния взбросовой структуры и ее проявлению в интенсивной положительной аномалии: здесь трещиноватость и прожилковая минерализация имеют крутые углы падения.

Вопрос о происхождении золоторудной минерализации в Патомском нагорье до последнего времени остается поводом для дискуссии. Наиболее активно обсуждаются вопросы об источнике металлов и процессах их концентрирования. При этом большинством исследователей признается полихронный характер рудогенеза, обусловленный рядом геологических и геодинамических событий, протекавших в южном обрамлении Сибирской платформы. Существует несколько мнений о природе месторождений данного региона. Наиболее широкое представление в публикуемой литературе получили следующие.

В работе [4] предполагается, что основным источником золота послужили породы офиолитового комплекса со сверхкларковым его содержанием, а их распространенность определила степень продуктивности различных террейнов. Например, максимальную продуктивность Бодайбинского турбидитового террейна (месторождения Сухой Лог, Высочайшее, Верный и др.) связывают с его залеганием на океанской

коре, а слабую золотоносность Тонодского кратонного террейна (Чертово Кoryто) — с отсутствием подстилающих офиолитов. О базит-ультрабазитовом источнике золота говорится и в работе [26], только здесь его положение определяется не непосредственно под турбидитами Бодайбинского синклинария, а под утоненной корой континентального типа, что связывается с развитием рифейской рифтовой зоны.

Рифейской рифтогенной структуре многими исследователями отводится контролирующая роль в размещении золотого оруденения в Патомском нагорье [5, 6, 11, 13, 22]. Авторы этих публикаций в своих генетических реконструкциях начало накопления золота относят к седиментационному этапу, когда происходило эксталяционное обогащение рудными компонентами осадков в перикратонном бассейне, возникшем в результате формирования внутриконтинентальной рифтовой системы.

Рассматривается и гетерогенный источник. В него включают архей-раннепротерозойские гранулиты существенно меланократового состава нижней части коры и залегающий на них рифейский рифтогенный комплекс, представленный горизонтами базальтов с отдельными телами гипербазитов плюс специализированными на золото осадочными породами, накапливающимися в условиях влияния консолидационных вулканогенных процессов [17].

В зону влияния рифтогенеза на образование золотого оруденения включают и Тонодское поднятие [10], попавшее в этап раннерифейской активизации в область активного растяжения [26].

Сторонники метаморфогенной природы месторождений главную стадию их развития считают синметаморфической с сопряженными деформациями пород [5, 6]. Исследователи, придерживающиеся концепции магматогенно-гидротермального образования месторождений, главный этап в их формировании связывают с проявлением магматизма и постмагматическими процессами, а метаморфогенно-скалчатому этапу придается важное рудоподготовительное значение [13, 15, 22].

Выделяемый всеми в развитии месторождений этап метаморфического и дислокационного преобразования рудоносных и рудовмещающих толщ интерпретируется как результат закрытия Палеоазиатского океана и коллизионной обстановки на краю Сибирской платформы в венде—начале палеозоя [13, 22].

Во времена коллизии господствовали силы тангенциального сжатия. Их реализация выразилась в развитии шарьяжей и локальных надвигов [1], линейных наклонных складок, образующихся в результате ламинарного течения материала по кливажным плоскостям скольжения, и нарушений взбросового и сдвигового характера [18], пологих разрывных зон, оперяющих взбросовые структуры.

Таким образом, особенности тектонического строения региона явились причиной анизотропии проницае-

мости осадочных толщ, при которой большое значение имели не только вертикальные, но и горизонтальные направления для продвижения флюидов и их разгрузки. Широко проявленная в субгоризонтальных микропрожилках сульфидная минерализация наряду с действующим фактором размагничивания обусловили преимущественно горизонтальное направление вектора J_n в породах пологозалегающих структур. При такой специфической намагниченности рудных зон их идентификация в поле Z сопряжена с большими трудностями. Поэтому повторение магниторазведочных работ с измерением приращений модуля вектора магнитной индукции T могли бы способствовать обнаружению новых золоторудных объектов, а еще более эффективным было бы внедрение компонентных измерений магнитного поля.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства и науки РФ (проект 2.1.1/208 АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы (2009—2010)»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. — Новосибирск: Наука, 1990.
2. Безер А.Р. Магнито-геологическая модель Центрального рудного поля и его перспективы на золотое оруденение (Кузнецкий Алатау) // Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. — Томск, 1993.
3. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Алтатов В.А. и др. Минералого-геохимические особенности и условия образования Неждановского месторождения золота (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 2. С. 137—156.
4. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230—240.
5. Буряк В.А. Формирование золотого оруденения в углеродсодержащих толщах // Известия АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 94—105.
6. Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315—341.
7. Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 1. — М.: Недра, 1990.
8. Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г., Орехов А.Н. О петрофизической основе геофизической разведки золоторудных месторождений // Материалы международной геофизической конференции «Геофизика XXI века — прогноз в будущее». — М.: ГЕРС, 2003. С. 203—208.
9. Колмаков Ю.В., Сазонов А.М., Пинсон А.Ю. и др. Петромагнитная и минералогическая неоднородности и золотосодержательность рудной зоны месторождения Благодатного // Изв. Томского политехнического университета. 2006. Т. 309. № 2. С. 46—53.
10. Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.Н. и др. Карта металлогении золота горных сооружений Юго-Восточной Сибири и Северной Монголии. (Масштаб 1:1500 000). — Иркутск: ИГУ. 1995.
11. Коробейников А.Ф., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Колтакова Н.А. Нетрадиционные золотоплатиновые месторождения Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 4. С. 432—444.
12. Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. Закономерности проявления золотого оруденения в геолого-геохимических и физических полях контактовых ореолов гранитоидных интрузий // Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. № 2. С. 58—70.
13. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И. и др. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 6. С. 793—797.
14. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхошин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корято // Изв. Томского политехнического университета. 2008. Т. 312. № 1. С. 11—20.
15. Лаверов Н.П., Лишневский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А. Модель рудно-магматической системы золотоплатинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 652—656.
16. Линд Э.Н., Бакиш Ф.Б. Петрофизические исследования в КНИИГиМС // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. — Красноярск, 1997. С. 319—420.
17. Лишневский Э.Н., Дистлер В.В. Глубинное строение земной коры района золотоплатинового месторождения Сухой Лог по геолого-геофизическим данным (Восточная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 88—104.
18. Лобанов М.П., Синцов А.В., Сизых В.И., Коваленко С.Н. О генезисе продуктивных «углистых» сланцев Ленского золотоносного района // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 360—363.
19. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. — Л.: Недра, 1979.
20. Мозголин Ю.А. Физические поля, природа аномалий и перспективы Саралинского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Томск, 1983.
21. Попов Н.П., Лисий В.А. Перспективный тип золоторудных месторождений Сибири // Разведка и охрана недр. 1974. № 7. С. 4—9.
22. Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 3—15.
23. Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С. и др. Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золотокварцевого месторождения Советское (Енисейский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 308—328.
24. Сметов А.А. О связи физических свойств горных пород с процессами окислительного изменения // Вопросы рудной геофизики в Казахстане. 1968. № 2. С. 194—199.
25. Солодов А.А., Миронова Г.Г. О повышении эффективности геофизических методов при поисках золотосульфидных месторождений в сложных геологических условиях // Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. — Чита, 1971. С. 30—37.
26. Страхова Т.М. К проблеме образования Байкальской складчатой области // Режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. — М., 2001. С. 307—329.
27. Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М., Михалицына Т.И. Петрофизическая зональность Наталкинского рудного поля // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 5. С. 89—103.
28. Duren N.G., Pfeiffer K.M., Schmidt Ph.W. Strong remanent magnetization in pirrotite: A structurally controlled example from the Paleoproterozoic Tanami orogenic gold province, northern Australia // Precambrian Research. 2008. Vol. 165. Pp. 96—106.

Н.М.БОЛЬШАКОВ (ООО «Золото Камчатки Эксплорейшн»; 683024 г.Петропавловск-Камчатский, ул.Зеркальная, д.49), А.И.ФРОЛОВ, С.Д.МИНЕЕВ (ОАО «Золото Камчатки»; 125047 г.Москва, Миусская площадь, д.2, этаж 4; *e-mail*: aleksandr_frolov@zolutokamchatky.ru), Р.Б.ГАЗИЗОВ, Л.А.БЕЗРУКОВА (ООО «Золото Камчатки Эксплорейшн»; 683024 г.Петропавловск-Камчатский, ул.Зеркальная, д.49), В.М.ОКРУГИН (ИВиС ДВО РАН; 683006 г.Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9; *e-mail*: okrugin@kscnet.ru)

Бараньевское эпитермальное золоторудное месторождение малосульфидного кварцево-жильного типа — часть Балхачского золоторудного узла. Месторождение расположено в юго-западной части Центрально-Камчатского вулканического пояса. Золоторудный узел приурочен к Балхачской вулканотектонической структуре диаметром 22 км. Золотоносные кварцевые рудные тела вмещаются андезитами и диоритовыми порфири-тами позднемиоцен-плиоценового возраста. Разведанные запасы золота Бараньевского месторождения на площади 3 км² составляют 34,6 т (C₁ C₂), со средним содержанием в основных кварцевых жилах Au 9,2 г/т.

Ключевые слова: вулканотектоническая структура, золоторудный узел, палеовулкан, месторождение, золото, рудная зона, минеральный комплекс.

N.M.BOLSHAKOV, A.I.FROLOV, S.D.MINEEV, R.B.GAZIZOV, L.A.BEZRUKOVA, V.M.OKRUGIN

Baranyevskoe is an epithermal low-sulfide quartz vein type gold deposit occurred as a part of the Balkhach gold-ore cluster. Baranyevskoe deposit is situated in the south-west part of the Central Kamchatka Volcanic Belt, approximately 400 km northwest of Petropavlovsk-Kamchatsky City. Gold-ore cluster confined to Balkhach volcano-tectonic structure (VTS) of 22 km diameter. Gold-bearing quartz orebodies are hosted by andesites and diorite porphyry of Late miocene-pliocene age. The proved Baranyevskoe's gold metal tonnage within an area smaller than 3,0 km² amounted to 34,6 t (C₁ C₂), with the average gold grade for the major gold quartz veins of 9,2 g/t.

Key words: volcano-tectonical structure, gold-ore cluster, paleovolcano, deposit, gold, ore zone, mineral complex.

Золоторудное месторождение Бараньевское находится на площади Бараньевского рудного поля в центральной части Балхачского золоторудного узла на левом склоне руч.Бараний, правого притока р.Балхач, впадающего в р.Бол.Кимитина. Расстояние до ближайшего населенного пункта, пос.Мильково, 60 км. Месторождение выявлено в 1972 г., разведано поверхностными горными выработками, штольной на горизонте 790 м, скважинами из подземных горных выработок и с поверхности на глубину до 300—350 м.

Структурно-тектоническая позиция Балхачского золоторудного узла, включающего рудное поле Бараньевское (с одноименным месторождением), рудное поле Золотое (с месторождениями Золотое, Кунгурцевское, Угловое) и несколько отдельных рудопроявлений, расположен в юго-восточной части Центрально-Камчатского (Оганчинско-Козыревского) рудного района в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса неоген-четвертичного [2], а, по некоторым данным, олигоцен-четвертичного [1] возраста. Пояс формирует современную горную систему Срединного Камчатского хребта, протягиваясь на 800 км от северного окончания Срединно-

Камчатского метаморфического выступа вдоль Главного Камчатского разлома северо-восточного простирания.

По отношению к региональным геологическим структурам рудный узел находится в непосредственной близости от стыка Центрально-Камчатского вулканического пояса с Срединно-Камчатским выступом метаморфических пород (рис. 1), в зоне пересечения крупных разломов северо-западного и северо-восточного (Главный Камчатский разлом) простирания [3, 4].

В разрезе формаций, слагающих район, выделяют-ся два структурных этажа, которые подразделяются на структурные ярусы. Нижний структурный этаж представлен отложениями складчатого фундамента Центрально-Камчатского вулканического пояса (ирунейская свита позднего мела), дислоцированны-ми туфами среднего и средне-основного состава, ба-зальтами, трахиандезитами, туфопесчаниками, туфо-алевролитами, верхний — образованиями миоцено-вого яруса (кимитинский вулканический комплекс), пирокластическими и эффузивными породами среднего состава; верхнемиоцен-плиоценового (ках-тунский вулканический комплекс — преиму-

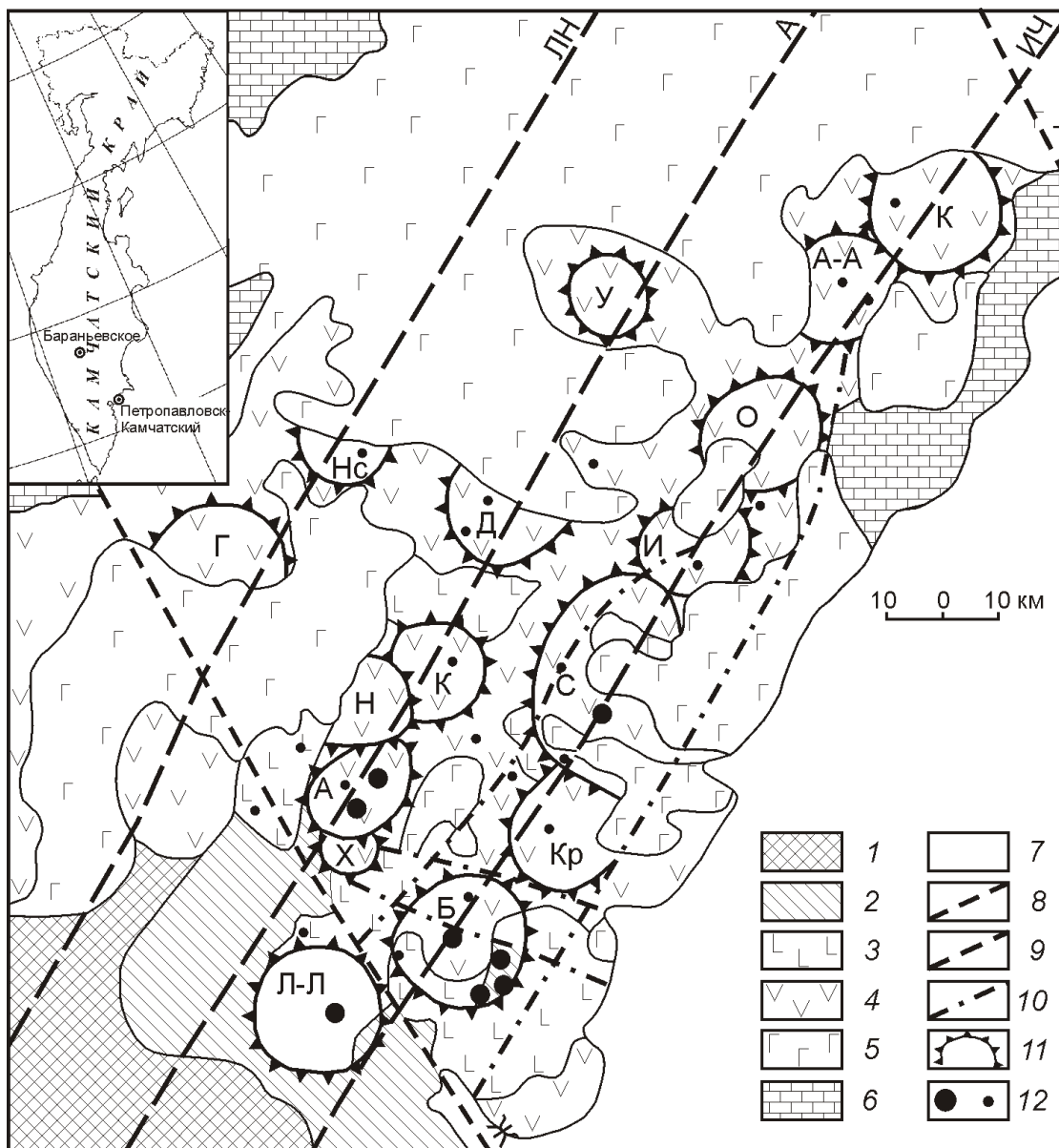


Рис. 1. Структурная схема Центрально-Камчатского (Оганчинско-Козыревского) рудного района. По И.Д.Петренко (1999) с дополнениями авторов:

1 — метаморфические комплексы Срединного хребта; 2 — мезозойские складчатые комплексы; вулканиты Центрально-Камчатского вулканического пояса, формации: 3 — андезитовая (P_3 N_1), 4 — базальт-андезит-риолитовая (N_1^3 N_2); 5 — комплекс четвертичных вулканогенных формаций; 6 — молассовые комплексы (P_3 N_2); 7 — рыхлые отложения современных депрессий; глубинные разломы: 8 — Камчатского (северо-восточного) направления (ИЧ — Ираканско-Чемпуринский, А — Агинский, ЛН — Лаучанско-Носичанский), 9 — Алеутского (северо-западного) направления (Ж — Жупановский, Т — Тигильский); 10 — прочие крупные разломы; 11 — миоцен-плиоценовые вулканотектонически структуры (К — Крерукская, А-А — Апапель-Агличская, О — Одьюкская, И — Ираканская, С — Сухариковская, Кр — Караковская, Б — Балхачская, Л-Л — Левинсон-Лессинга, У — Уксичанская, Д — Димшиканская, К — Кадарская, Н — гора Нодека, А — Агинская, Х — гора Хинара, Нс — Носичанская, Г — Галдавительская); 12 — месторождения и рудопоявления золотосеребряной формации

щественно туфы среднего состава, андезиты, их кластолавы, базальты и их туфы; крерукский вулканический комплекс — потоки андезитов, оливиновых базальтов, горизонты кластолав и туфов среднего и основного составов) и четвертичного структурных ярусов.

Рудный узел приурочен к Балхачской вулканотектонической структуре диаметром 22 км, выделенной в процессе геологоразведочных работ. Данная структура размещается в междуречье Большая Кимитина—Кирганик [4] в пределах тектонического блока размером 30 30 км, ограниченного региональными

разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Структура имеет изометричную форму и оконтуривается по данным дешифрирования космоснимков кольцевым разломом, южный и юго-восточный участок которого вмещает рудоносные зоны месторождений Кунгурцевское и Угловое. Северо-западная система разломов разделяет вулканотектоническую структуру на северную часть слабо про-

дуктивную с мелкими рудопроявлениями, и южную, где расположены все рудные поля и месторождения золота (рис. 2).

В 15 км северо-западнее Балхачской вулканотектонической структуры находится Агинская, вмещающая Абдрахимовское рудное поле с разрабатываемым в настоящее время золоторудным месторождением Агинское (см. рис. 1). Возраст обеих

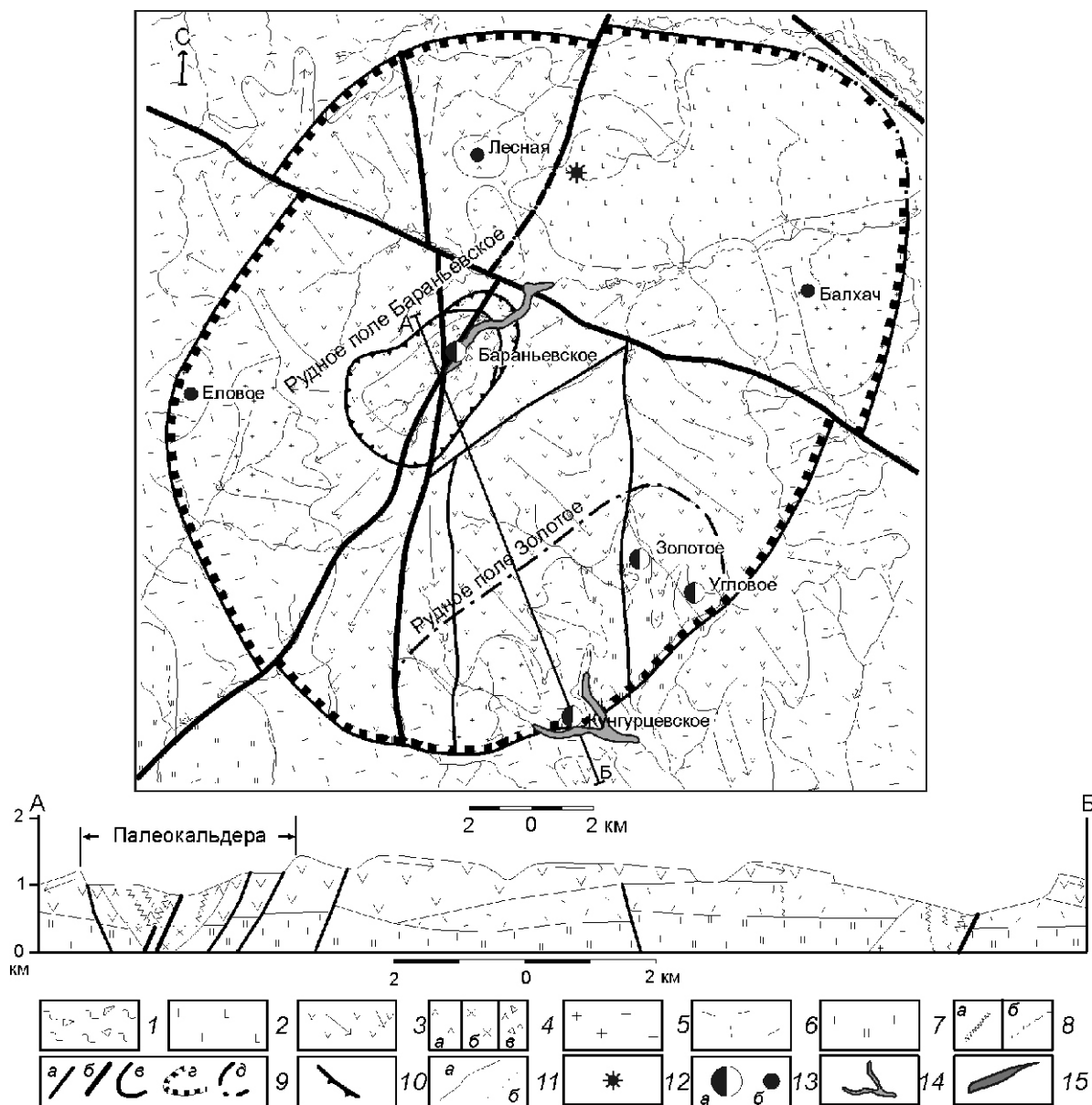


Рис. 2. Геолого-структурная схема Балхачской вулканотектонической структуры:

поздние неоплейстоцен-современные образования: 1 — сейсмо-гравитационные оползневые, 2 — ареальные базальты; позднелигоцен-плиоценовый Балхачский палеовулкан: 3 — андезибазальты, андезиты и их туфы, стрелки — направление потоков; 4 — субвулканические андезибазальты, андезиты, дациандезиты (а), диоритовые порфириты (б) и их автомагматические брекчии (в); 5 — миоценовые диориты, габбро-диориты; 6 — миоценовые андезиты и их туфы; 7 — верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования; 8 — золоторудные жилы и зоны прожилкования: а — рудные тела, б — слабо золотосодержащие интервалы; 9 — тектонические нарушения (а), в т.ч. главные (б), линейные и кольцевые, ограничивающие рудное поле (в) и узел (г), в т.ч. под перекрывающими образованиями (д); 10 — эрозионно-тектонические уступы; 11 — границы: а — геологические, б — фациальные; 12 — шлаковый конус; 13 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золота; 14 — россыпи золота; 15 — золотосодержащие прожилково-вкрапленные рудные тела

структур миоцен-позднеплиоценовый [6], расположены они на позднемеловом депрессионном основании, соответствующем по возрасту Главному Камчатскому разлому.

Промышленное оруденение Балхачского золоторудного узла локализовано в породах разного возраста: мелового и миоценового на месторождениях Золотое, Угловое, Кунгурцевское (рудное поле Золотое) и позднемиоцен-плиоценового на месторождении Бараньевское. Соответственно околорудные метасоматиты и оруденение имеют миоценовый (17,0—21,3 млн.лет [7]) и плиоценовый (2,4—3,9 млн.лет) возраст по данным определения абсолютного возраста К-Аг методом, выполненных в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

В развитии Балхачской вулканотектонической структуры просматривается определенная стадийность. В миоцене по ее периферии сформировалась серия рудоносных палеовулканов (вулканотектоническая структура центрального типа), которые к позднему миоцену были уже значительно эродированы. В местах их расположения на дневную поверхность были выведены интрузивные и субвулканические образования, являющиеся корневыми частями вулканических аппаратов [6] и характерные для нижних горизонтов эпитермальных золоторудных систем. В пределах этих краевых палеовулканов размещены рудное поле Золотое, рудопроявления золота Еловое, Балхач, Лесная.

В позднем миоцене в центральной части Балхачской вулканотектонической структуры заложился Балхачский палеовулкан. В процессе его развития произошло опустошение магматического очага и компенсационная просадка фундамента в центральной части. На площади рудного поля Бараньевское, он вскрывается скважинами на глубине 150—300 м от поверхности (горизонт 500—600 м). На юго-восточном фланге вулканотектонической структуры, на площади рудного поля Золотое, фундамент был поднят и вскрыт на абсолютных отметках 600—1100 м. Оруденение здесь более раннее, датируется миоценом, что подтверждается находками кварцевой гальки, глыб и фрагментов жил с содержаниями Au до 185,8 г/т (так называемая жильная зона 22 месторождения Кунгурцевское), захороненных в слабо литифицированных туфоконгломератах позднемиоцен-раннеплиоценового возраста в основании Балхачского палеовулкана.

Таким образом, в середине плиоцена Балхачский палеовулкан завершил развитие одноименной вулканотектонической структуры и придал ей бифокальный облик, определив тем самым размещение «слепого» и слабо вскрытого плиоценового оруденения в центре данной структуры (месторождение Бараньевское), а значительно более эродированного миоценового оруденения — в периферийных ее частях (месторождение Кунгурцевское).

По геологическому строению Балхачский палеовулкан представляет собой крупную, изометричную в плане, эффузивно-пирокластическую постройку диаметром до 20 км и относительной высотой до 1100 м, занимающую большую часть площади Балхачской вулканотектонической структуры с радиально расходящимися от центра платообразными ступенчатыми хребтами и периклинальным (5—20°) залеганием слагающих ее пород среднего и основного составов (см. рис. 2). Фундамент палеовулкана сложен миоценовыми эффузивными и интрузивными образованиями кимитинского комплекса и вулканогенно-кремнистыми отложениями ирунейской свиты верхнего мела. Собственно вулканогенные образования палеовулкана характеризуются значительной фациальной изменчивостью как по простиранию, так и по мощности. По латерали от центра постройки наблюдается закономерная смена агломератовых туфов потоками лав. На флангах вулканотектонической структуры эти лавовые потоки палеовулкана перекрывают рудоносные структуры миоценового возраста (рудное поле Золотое), однако в настоящее время значительная часть рудных тел на этих участках вскрыта в эрозионных «окнах», а лавовые покровы сохранились лишь на водораздельных плато.

В центральной части вулканической постройки расположено рудное поле Бараньевское, ограниченное площадью развития эрозионно-тектонической кальдеры размером 6 2,5—3 км, глубиной до 900 м, и имеющей общую северо-восточную ориентировку (см. рис. 2) [5]. Кальдера представляет собой систему концентрических крутопадающих к центру, выполаживающихся с глубиной разломов и ступенчатых, сходящихся к ее центру, хребтов. Границей кальдеры является внешний дугообразный разлом, который ограничивает распространение гидротермально измененных пород золотого оруденения и в целом Бараньевское рудное поле сопровождается скальными уступами высотой до 200 м.

В днище и бортах кальдеры обнажена питающая система палеовулкана [6], представленная сложно построенной, сформировавшейся в гомодромной последовательности в 3 фазы, субвулканической интрузией кахтунского комплекса площадью 10 км². Первая фаза включает штоки, диатремы андезибазальтов, андезитов и их туффизитов. Ко второй фазе относятся штоки, лакколиты андезитов, диоритовых порфиритов и их автомагматических брекчий. Третья фаза представлена лакколитами, экструзиями, диатремами дациандезитов, их туффизитов и автомагматических брекчий. По данным бурения с глубиной породы постепенно становятся интрузивными. При контактовые изменения вмещающих пород проявлены слабо.

Юго-западная, менее изученная часть интрузии, в большей степени представлена порфиrowыми разностями, в верхней части измененными до аргилли-

зитов (надрудная фация), с тремя слабо вскрытыми эрозией золотоносными зонами. Северо-восточная, вмещающая собственно месторождение Бараньевское, сложена в различной степени пропилитизированными автомагматическими брекчиевыми разностями, от оскольчатых брекчий до туффизитов. Избирательное размещение золоторудных жил и зон в северо-восточной части субвулканической интрузии, по-видимому, связано с унаследованным развитием рудовмещающих трещин в слагающих ее линейных телах автомагматических брекчиевых фациальных разностей.

Таким образом, Бараньевское рудное поле сложено в основном субвулканической интрузией андезитов, андезито-дацитов, диоритовых порфиринов, прорывающей неогеновые покровы андезитов того же хахтунского комплекса. Интрузия, как и все рудное поле, осложнена системой северо-восточного разлома и подверглась интенсивной гидротермально-метасоматической проработке — пропилитизации, аргиллизации, окварцеванию.

Строение месторождения Бараньевское. Месторождение представлено системой жильно-прожилковых и линейных штокверковидных (прожилково-вкрапленных) рудоносных структур в зоне глубинного северо-восточного разлома.

Основная тектоническая структура месторождения Бараньевское — зона глубинного разлома, с левосторонним сбросо-сдвигом северо-восточного (30°) простирания и северо-западного (40—80°) падения. Этим разломом контролируется ориентировка кальдеры, субвулканической интрузии и размещение золотого оруденения (рис. 3). Осевая часть разлома вмещает основную рудовмещающую и рудораспределяющую структуру месторождения — зона Ржавая, которую с висячего бока оперяют рудные зоны встречного падения, отходящие под углами 3—25° в юго-западном направлении: Центральная, Южная и более десятка менее значимых апофиз (Северная, Северянка, зона 7, апофизы 1, 2, 3, 4 зоны Ржавая и др.).

Зону основного разлома в центральной части палеокальдеры под острым углом пересекает субмеридиональный левосторонний сбросо-сдвиг Амто. К востоку от него рудоносные структуры месторождения представлены преимущественно зонами прожилкования, к западу — жилами выполнения. На его пересечении с зоной Ржавая установлено рудное тело прожилково-вкрапленного типа, так называемый «штокверк Балхач», общей мощностью 100—120 м, с параметрами отдельных его частей: 100—400 на 20—40 м и вертикальным размахом 100—150 м. Бедное сопровождающее штокверкоподобное оруденение прослеживается также на всем протяжении жильной зоны Ржавая, пространственно оно приурочено к клиновидным блокам на сопряжении этой зоны с оперяющими жильно-прожилковыми рудоносными структурами (рис. 4).

В пределах изученной 3-километровой части рудоносной структуры (собственно месторождение Бараньевское) установлено четко выраженное пологое (5°), согласное с палеорельефом днища кальдеры, склонение оруденения в юго-западном направлении. Проведенные реконструкции палеорельефа на период формирования оруденения по сохранившимся фрагментам днища палеокальдеры (платообразные поверхности) показывают, что верхняя граница промышленного оруденения находилась на глубине 200 м от поверхности. Верхний безрудный интервал приходится на горизонт максимального развития сейсмогравитационной трещиноватости, сопряженный с системой полого падающих срывов (сбросов), связанных с кальдерообразованием. В его пределах рудоносные структуры представлены слабо золотоносными (0,1—1 г/т) жилами и зонами прожилкования существенно карбонатного и цеолит-карбонатного составов. Этот горизонт из-за аномальной проницаемости служил экраном для продуктивного оруденения. В пострудное время в пределах этого горизонта продолжались сейсмогравитационные и оползневые процессы, в результате чего бескорневые пластины коренных пород в аллохтонном залегании претерпели различные амплитуды наклонных перемещений, иногда до 1 км.

Околорудные изменения вмещающих пород. Все образования палеокальдеры вплоть до ограничивающих ее дуговых разломов метаморфизованы до стадии пропилитов. В то же время в пределах рудоносных структур (рудных зон) месторождения отмечаются проявления метасоматоза различного состава и разной степени.

На наиболее эродированном северо-восточном фланге месторождения в интервале 1 км рудные зоны вскрыты на нижнерудном уровне, вмещаются опаловидными низкотемпературными вторичными кварцитами и монокварцитами мощностью 1—10 м. Размах промышленного оруденения колеблется от 30 до 120 м, сменяясь по падению бедными (до 1,8 г/т) рудами подрудных горизонтов рудных зон.

В центральной части месторождения в интервале 2 км рудоносные зоны вскрыты эрозией на верхнерудном и надрудном уровнях. Здесь максимально проявлены гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород, как по мощности и вертикальному размаху слагаемых ими зон, так и по степени проработки. Развиты метасоматиты пирит-гематит-магнетит-серицит(алунит)-кварцевого и пирит-серицит-иллит-кварцевого составов. Мощность их 10—100 м. Подчиняясь общему склонению фаций гидротермальных образований, метасоматиты погружаются в юго-западном направлении, а вблизи поверхности сменяются аргиллизитами. Размах промышленного оруденения максимальный и составляет 200—300 м. В рудоносной структуре также в юго-западном направлении наблюдается увеличение доли

жильно-прожилкового оруденения, наложенного на прожилково-вкрапленное, и как результат, повышение качества руды. Здесь к юго-западу от сопряжения рудной зоны Центральная с зоной Ржавая находится основная часть запасов месторождения.

На слабо изученном юго-западном фланге месторождения, в пределах обширных полей надрудных аргиллизитов рудоносные структуры прослеживаются или в слепом залегании и проявлены геохимическими и геофизическими аномалиями, или перекрыты

мощным чехлом рыхлых отложений и трассируются развалами жильного кварца с видимым золотом.

Кварцевые золоторудные жилы сопровождаются также околорудными метасоматитами щелочного характера замещения и связаны с поздней стадией рудоотложения. Они наложены на ранние зональные метасоматиты. Мощность их 1—20 м. Наиболее интенсивно изменения проявлены в висячем боку кварцевых жил и зон. Минеральный состав новообразований следующий (в %): кварц 20—50, адуляр 10—30,

гидрослюда 15—30, карбонат 9—15, глинистые минералы до 10, пирит до 3. Наблюдается прямая зависимость золотоносности метасоматитов от степени проработки пород.

Рудные тела (зоны) месторождения Бараньевское обычно совпадают с геологическими границами стержневых жил и жильно-прожилковых зон кварцевого, адуляр-кварцевого, карбонат-кварцевого составов мощностью первые метры, или с границами сопровождающих их зон прожилкового окварцевания, гидротермально-метасоматических изменений и сульфидизации (пиритизации) мощностью до 20 м (см. рис. 4). Как и для большинства других близповерхностных месторождений Камчатки, для рудных тел месторождения характерна лентообразная форма, протяженность рудных лент 50—1500 м. Рудные тела имеют сложную морфологию и внутреннее строение, с частыми раздувами и пережигами. Многие из них находятся в «слепом» залегании. Важ-

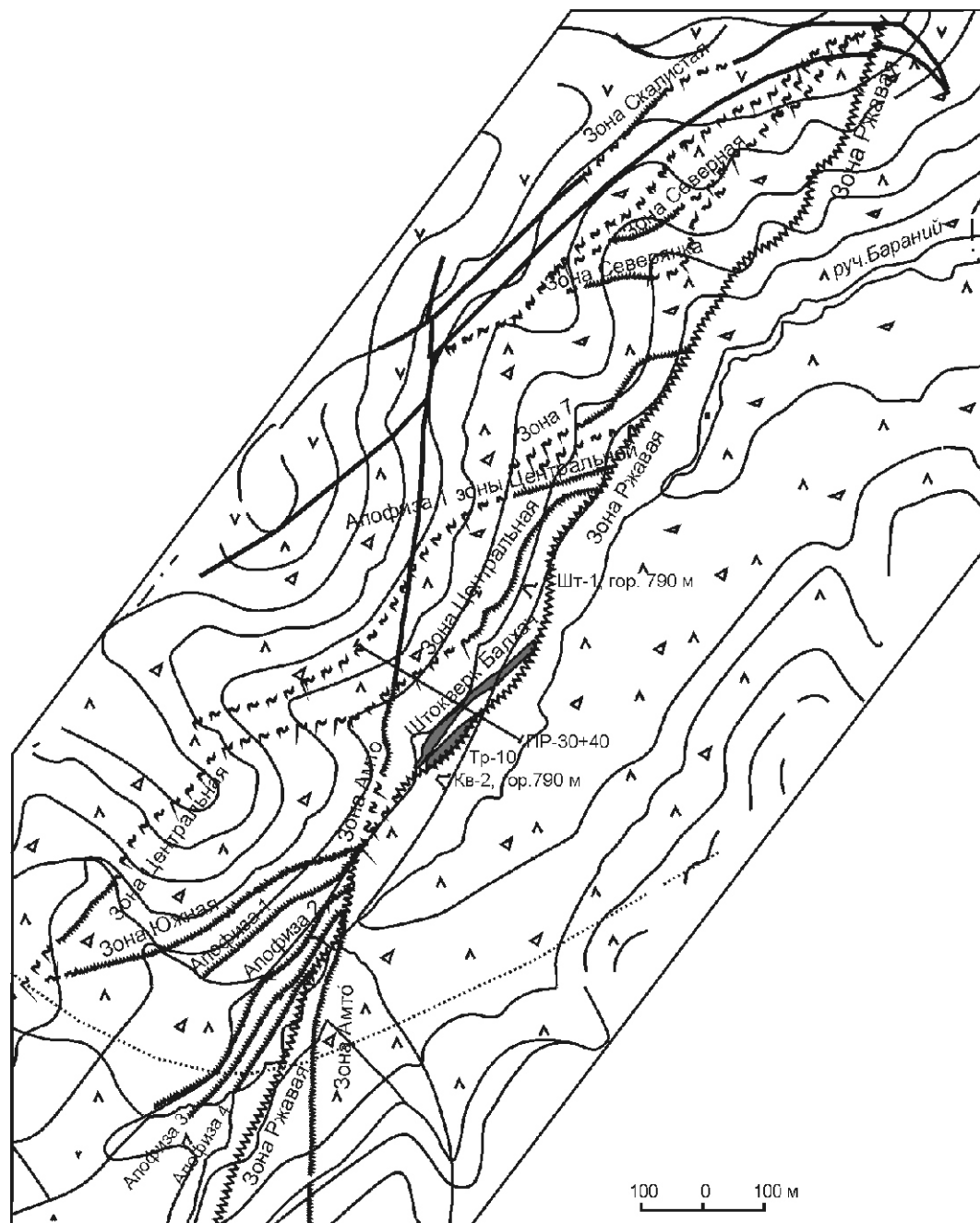


Рис. 3. Схема геологического строения северо-восточной и центральной частей месторождения Бараньевское:

см. услов. обозн. к рис. 2

нейшая особенность пространственного размещения оруденения — крайне неравномерный характер его распределения.

Вертикальный размах промышленного оруденения 100—300 м по падению ограничен линиями сопряжения оперяющих структур с зоной Ржавая, нижней границей распространения эксплозивных и туффизитовых разностей в составе субвулканической интрузии и верхней границей верхнемелового фундамента. Верхняя граница промышленного оруденения контролируется подошвой горизонта развития сейсмогравитационной трещиноватости.

В первичных **геохимических ореолах** месторождения в соответствии с минеральным типом оруденения и величиной концентраций элементов-индикаторов выделяются следующие минералого-геохимические ассоциации:

1) золотомышьяковистая характеризуется высоким содержанием As (среднее 0,53%), других элементов (Cu, Pb, Zn, Sb, Mo, Mn) — 0,02%; 2) золотомедная — высокое содержание Cu (среднее 0,61%), других элементов 0,028%; 3) собственно золотая — ореолы практически не проявлены, содержание всех контролируемых элементов не превышает тысячных долей процента; 4) золотосульфосольная выделяется по появлению Sb (среднее до 0,006%), концентрация Cu, As в ореолах — сотые доли процента, другие элементы — тысячные доли процента; 5) золотоубогосульфидная, для которой характерно повышенное содержание Mn (среднее 0,15%) и Pb (до 0,062%), других элементов 0,015%.

В юго-западной части месторождения выделяется медная геохимическая ассоциация, которая соответствует вкрапленному пиритовому ореолу с примесью халькопирита и реже энаргита.

Вещественный состав руд.

Месторождение относится к близповерхностной золото-серебряной формации, к выделяемому внутри нее золотому минеральному типу [3].

Рудные тела сложены кварцем с примесью альбита, карбоната и с незначительным количеством (1—3%) рудной минерализации, основная доля которой приходится на пирит. Другие рудные компоненты представлены золотом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом, блёклой рудой. При исследованиях на микрозонде в ИВиС ДВО РАН установлены редкие включения самородного висмута, молибденита, антимонита, арсенопирита, гёссита, энаргита, калаверита, сильванита, петцита, алтаита.

В последовательности эпitherмального рудоотложения выделяются ранние золото-пирит-кварцевый и золотосульфосольно-кварцевый минеральные комплексы и поздний — золотоубогосульфидно-кварцевый комплекс.

Золото-пирит-кварцевый комплекс наиболее широко распространен в центральной части месторождения, где прожилки золото-пирит-кварцевого состава накладываются на зональные метасоматиты. В незначи-

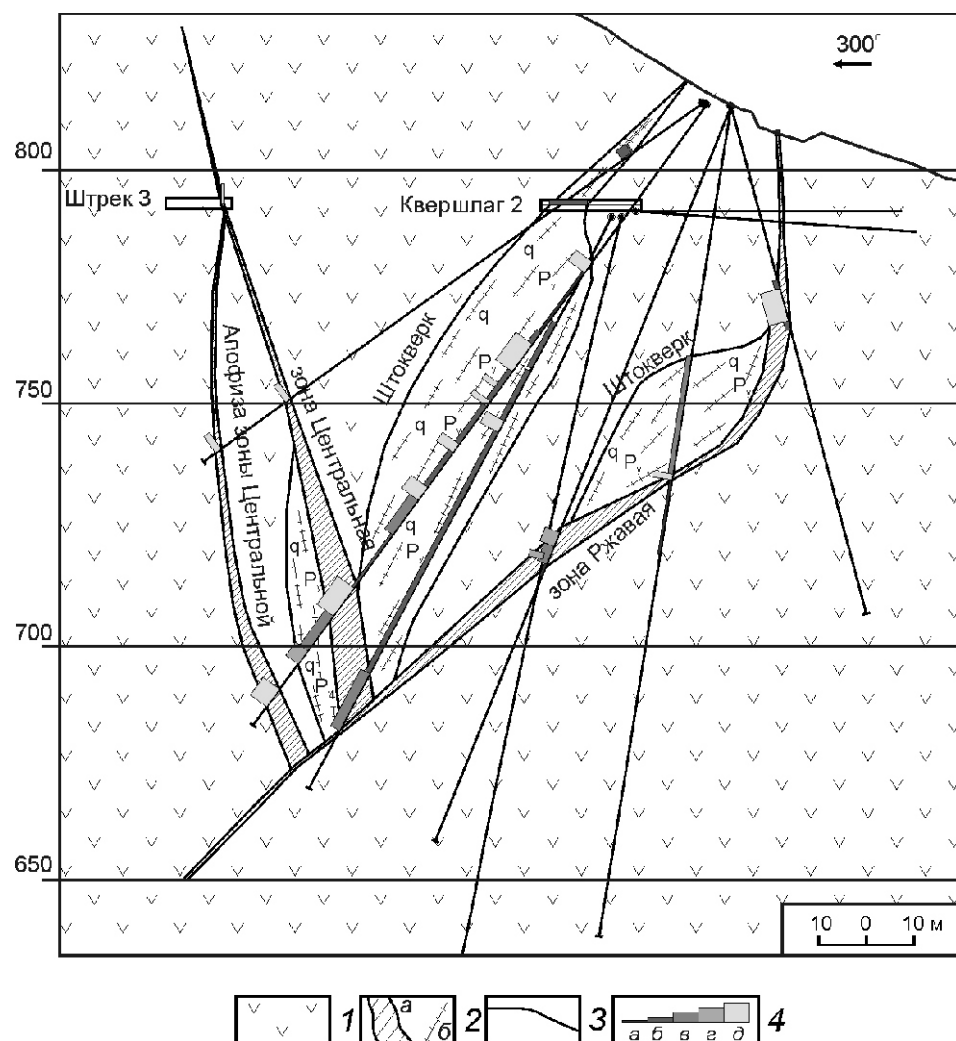


Рис. 4. Геологическое строение рудоносных структур месторождения Барановское в поперечном сечении (профиль №30 40 м):

1 — позднемиоцен-плиоценовые субвулканические андезиты и их автомагматические брекчии; 2 — кварцевые жилы (а) и прожилки (б); 3 — геологические границы; 4 — содержания золота (в г/т): а — 0,5—1, б — 1—3, в — 3—6, г — 6—20, д — 20; q — окварцевание и Ру — пиритизация пород

тельных количествах присутствуют арсенопирит, борнит, энаргит, гематит.

Золотосульфосольно-кварцевый минеральный комплекс надстраивает по вертикали золото-пирит-кварцевый комплекс в северо-восточном направлении. Наиболее типичны сульфосоли блёклых руд из ряда теннантит—тетраэдрит—фрейбергит, а также местами халькопирит. Продуктивность комплекса не превышает первых десятков грамм на тонну.

Золотоубогосульфидно-кварцевый минеральный комплекс формируется в жилах выполнения в завершающую стадию эпитегрмального процесса. Наиболее распространен в рудных зонах центральной части месторождения. Рудные минералы в составе комплекса (не более 1%) представлены пиритом, халькопиритом, реже галенитом и сфалеритом. Кварцевые жилы характеризуются многообразием структур (брекчиевидная, крустификационная, кокардовая, фестончатая). Для верхнерудных горизонтов характерно присутствие карбонатов и цеолитов, для среднерудных — типично появление адуляра и гёссита.

На участках пространственного совмещения раннего и позднего продуктивных комплексов (центральная часть зоны Ржавая) общее количество сульфидов возрастает до 1,5—3%. Содержание золота в отдельных пересечениях достигает сотен граммов на тонну, в единичных случаях до 1036,5 г/т. Золото в рудах свободное, тонкое и мелкое, преобладающие размеры золотин от 0,03 до 0,2 мм, реже встречается крупное (1—10 мм), богато разнообразием форм: от причудливо-проволочковидных до кристаллических с четкими гранями октаэдрических кристаллов, а также пластинчатой, дендритовидной формы, пробаность его 650—940 единиц.

Технология обогащения. Изучение технологических свойств руд месторождения проводилось в ОАО «Иргиредмет» (г.Иркутск) в рамках разработки рекомендаций к технологическому регламенту.

По вещественному составу руды убогосульфидные, полуокисленные, существенно кварцевые, и относятся к золотокварцевому технологическому типу. Основной полезный компонент — золото, попутный — серебро, Au/Ag 2—3 к 1. Вредные примеси отсутствуют. Руды легкообогатимые с мелким, реже крупным свободным золотом. При гравитационном обогащении извлечение золота составляет до 85%, в т.ч. в «золотую головку» 50%. Доизвлечение золота из хвостов гравитации эффективно как при цианировании их, так и при флотации. При применении гравитационно-флотационной схемы с цианированием концентратов флотации и гравитации может быть достигнуто сквозное извлечение Au 92—93%.

Запасы и геометризованные прогнозные ресурсы месторождения Бараньевское категорий C₁, C₂, P₁ заключены в 18 рудных телах и 50 подсчетных блоках. Государственным балансом Российской Федерации учтены следующие балансовые запасы: Au 34,6 т со

средним содержанием 9,2 г/т, Ag 20,6 т со средним содержанием 5,4 г/т. Кроме того, учтены забалансовые запасы штокверковых руд в количестве 4,8 т Au со средним содержанием 2,3 г/т. Прогнозируется при дальнейшем доизучении значительное увеличение запасов как жильно-прожилковых, так и прожилково-вкрапленных (штокверковых) руд до 70—80 т Au.

Бараньевское месторождение в отличие от других золоторудных месторождений Камчатки характеризуется хорошей сохранностью надрудных элементов структуры рудного поля. Исходя из этого, оно может являться эталоном как для традиционных Камчатских убогосульфидных жильных месторождений, таких как Агинское, Асачинское, Оганчинское, Родниковое, Сухариковское, так и для изучаемых в последнее время высокосульфидных объектов с прожилково-вкрапленным типом оруденения таких как Озерновское, Тымлатское [1].

В целом прогнозно-поисковая модель месторождения может быть представлена как система жильно-прожилковых и штокверковых рудоносных структур, локализованная в пределах эрозионно-тектонической кальдеры в верхней части питающей системы палеовулкана и состоящая из осевой рудной жильно-прожилковой зоны (Ржавая) в лежащем боку северо-восточного глубинного разлома и серии аналогичных структур, опережающих ее с висячего бока.

Данная модель особенно актуальна в пределах вулканических поясов Камчатки для малоизученных районов с полями слабо золотоносных гидротермальных измененных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаков Н.М., Газизов Р.Б., Вартанян С.С.* Геолого-структурная позиция и минералого-геохимические особенности золотосеребряного оруденения Тымлатского рудного узла Камчатки // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 37—42.
2. *Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа масштаба 1:1 500 000 / Под ред. А.Ф.Литвинова, Б.А.Марковского, В.П.Зайцева. —С-Пб, ВСЕГЕИ, 2005.*
3. *Золотоносность Субъектов Российской Федерации, состояние минерально-сырьевой базы и перспективы ее развития / Под. ред. А.И.Кривцова, Б.И.Беневольского, С.С.Вартаняна, Н.М.Риндзюнской. —М., 2004.*
4. *Петренко И.Д.* Золотосеребряная формация Камчатки. —С-Пб, ВСЕГЕИ, 1999.
5. *Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С. и др.* Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. —М., 1989. С. 50—51.
6. *Шеймович В.С., Патока М.Г.* Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. —М.: ГЕОС, 2000. С. 35—40.
7. *Okrugin V.M., Okrugina A.M., Andreeva E.D., (Inst. Volc-Seism, FED RAS), R.Takahashi, H.Matsueda and S.Ono (Hokkaido Univ.).* Epithermal Mineralization of the Zolotoye Ore Field in Central Kamchatka, Russia. Resource geology. Tokyo. Japan. July 2007. Pp. 80.

О возможности открытия месторождений жидкой серы в Прикаспийской впадине

Н.Б.ВАЛИТОВ (ФГУП ЦНИИгеолнеруд; 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4; e-mail: root@geolnerud.net)

Показана возможность открытия месторождений жидкой серы в Прикаспийской впадине на глубинах 8000—10 000 м. Приведены геолого-геохимические данные, подтверждающие эту возможность на основании анализа материалов по мировым месторождениям серосодержащего сырья.

Ключевые слова: сера, жидкая, месторождение, Прикаспий.

Possibility of the discovery of liquid sulfur fields in Pricaspian depression

N.B.VALITOV

The possibility of the liquid sulfur occurrence in Pricaspian depression at the depth 8000—10000 m is established, the geological-geochemicfl data confirming this fact are based on the analisiover the world sulfur content raw material fields.

Key words: sulfur, Pricaspian depression, field, liquid.

Согласно представлениям многих геологов [3, 4 и др.], все современные месторождения самородной серы образовались преимущественно в неоген-четвертичное время. Это объясняется спецификой самородной серы, которая длительное время (по геологическим масштабам) не может сохраняться в элементарном виде. В окислительных условиях она преобразуется в более устойчивую сульфатную форму (гипс, ангидрит), в восстановительных — в сульфидную (пирит и другие сульфиды металлов).

Глубины залегания сероносных толщ обычно не превышают 500—600 м, лишь в редких случаях достигая 800—1000 м (Предкарпатский краевой прогиб). Однако в последнее время появляется все больше данных о находках самородной серы на глубинах 2000—4000 м и более. Практически все они связаны с сульфатно-карбонатными комплексами, к которым обычно приурочены залежи углеводородных газов с высокими концентрациями сероводорода.

Элементарная сера в небольших концентрациях (0,1—0,25%) была установлена в составе сероводородсодержащих газов Оренбургского и Астраханского месторождений [2]. На Астраханском месторождении (площадь Долгожданная) на глубине 4529—4530 м в скв.2 была встречена рассеянная серная минерализация в известняках в виде небольших кристалликов самородной серы [1].

Наибольший интерес в этом отношении представляет факт обнаружения залежи жидкой серы на глубине 9589 м во впадине Анадарко (США). Серная залежь приурочена к ангидритизированным доломитам свиты арбокл ордовикского возраста. Пластовая температура составляет 199 °C (390 °F). При вскрытии серной залежи расплавленная сера заполнила ствол скважины, образовав пробку.

Достаточно многочисленна группа газоконденсатных месторождений с высокими концентрациями се-

роводорода, газовая фаза которых содержит растворенную элементарную серу в количествах до 150 г на 1 м³ газа. Элементарная сера в газах была установлена на месторождениях Западной Канады (Харматтан Ледюк, Ватертон, Харматтан Элктон, Кроссфилд, Пиндер Ривер, Окотокс) и Германии (Баренбург, Бухгорст, Дусте) [5, 6, 7]. Весьма характерно, что на некоторых разрабатываемых месторождениях сероводородсодержащих газов Альберты в керне скважин из продуктивных горизонтов были обнаружены орторомбические кристаллы самородной серы. При эксплуатации западногерманских месторождений сероводородсодержащих газов с пластовыми температурами 140—160 °C наблюдались притоки жидкой серы в трубы из продуктивных (газоносных) пластов [5], что свидетельствует о том, что коллекторы сероводородсодержащих газов в какой-то степени насыщены элементарной (самородной) серой, не перешедших в газовый раствор.

Как отмечено в работе [5], специфической особенностью углеводородных газов, содержащих растворенную элементарную серу, являются низкий конденсатный фактор (2,088 Ls/mmcf) и высокое содержание сероводорода в газе (обычно 15%, а практически всегда выше 35%). Источником элементарной серы в газах предполагается рассеянная в породе самородная сера, которая хорошо растворяется в конденсатах, жидких углеводородах и сероводороде. Соответственно предполагается, что в газовый раствор самородная сера из коллекторов переходит в процессе движения газа. Высокая температура и пластовое давление способствуют повышенной растворимости серы в газах в пластовых условиях, и сера начинает осаждаться в трубах, иногда полностью закупоривая их и, возможно, в резервуаре (в призабойной зоне скважин) вследствие падения давления и снижения температуры. Это одна из серьезных проблем, возни-

кающих при эксплуатации залежей сероводородсодержащих газов с растворенной элементарной серой. Приведенные сведения позволяют сделать следующие выводы:

1. Наличие самородной серы в коллекторах сероводородсодержащих газов и присутствие растворенной элементарной серы в газовой фазе представляют собой не случайное явление, а свидетельствуют о генетической связи ее с сероводородсодержащими газами.

2. Наличие самородной серы на больших глубинах показывает, что процессы серообразования протекали не только в неоген-четвертичное время, но и в более древние эпохи.

3. Сохранность древних серных залежей во многом зависит от того накладывались на них последующие зоны нефтегазоаккумуляции или нет. В случае, если древняя серная залежь была полностью герметизирована и не подвергалась последующему воздействию углеводородов, то она сохранялась, о чем свидетельствует выброс жидкой серы из скважины с глубины 9 км во впадине Анадарко. В случае же, если зоны древнего серного оруденения оказались в области последующих этапов нефтегазоаккумуляции, то в условиях повышенных температур и давлений протекали процессы взаимодействия самородной серы и углеводородов с образованием сероводорода. При дефиците углеводородов, которые могли бы вступить в реакцию с самородной серой, последняя сохранялась в коллекторах в первичном виде или же переходила в газовый раствор.

4. Практически все месторождения сероводородсодержащих углеводородных газов с растворенной элементарной серой и серопоявлениями в продуктивных (газоносных) горизонтах размещаются в пределах солянокупольной впадины Галф-Коста (Мексиканский залив) и Западно-Германского цехштейнового соленосного бассейна.

Исходя из выводов, автором было проанализировано строение Прикаспийской впадины с целью определения возможностей открытия в ее пределах залежей жидкой серы на больших глубинах, пока недоступных для бурения как по экономическим, так и техническим причинам.

Прикаспийская впадина представляет собой структуру солянокупольного типа. В ее строении участвуют подсолевой (девонско-верхнекаменноугольный), солевой (кунгурский ярус) и надсолевой (пермо-триасовые и мезозойско-кайнозойские отложения) комплексы. С подсолевым комплексом, в строении которого в верхней его части превалирующую роль играют карбонатные, в меньшей степени сульфатно-карбонатные отложения, связаны практически все нефтегазовые месторождения. Характерная особенность — наличие в газовой фазе сероводорода в промышленных концентрациях.

В пределах этой впадины выявлено Астраханское месторождение сероводородсодержащих газов, уни-

кальное по запасам газовой (элементарной) серы: 924 млн.т категорий А В С₁ и 447 млн.т кат. С₂. Месторождение в структурном плане контролируется конседиментационным поднятием размером 150 80 км субширотного простирания. Продуктивными являются органогенные известняки с прослоями доломитов и сульфатно-карбонатных пород башкирского яруса среднего карбона, в кровле переходящие в органогенно-обломочные известняки светло-серые, высокопористые (пористость 15,7%, газопроницаемость $42 \cdot 10^{-3}$ мкм), залегающие на глубинах 3900—4100 м. Покрышкой служат депрессионные глинисто-кремнисто-карбонатные образования нижней перми (сакмарский и артинский ярусы) мощностью 50—170 м и сульфатно-галогеенные осадки кунгурского яруса. Газоконденсатная залежь пластового типа. Этаж газоконденсатности составляет 140—170 м. Характерная особенность залежи месторождения Астраханское — отсутствие нефтяной оторочки. Пластовое давление в середине газоносного пласта 63 МПа, пластовая температура 110 °С. Газ характеризуется высокой конденсатонасыщенностью, выход стабильного конденсата в газе составляет $240 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Состав газа (в %): CH₄ 54,4—58,6; C₂H₆ высшие 2,67—20,74; N₂ 0,81—4,05; CO₂ 9,28—13,8; H₂S 15,0—26,5.

Другим объектом, интересным в отношении рассматриваемой проблемы, является Оренбургское месторождение сероводородсодержащих газов. Оно контролируется одноименным валом широтного простирания размером 102 18—22 км, расположенным в северной части Соль-Илецкого поднятия, которое находится на стыке Волго-Уральской антиклизы, Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба. Известняки артинско-среднекаменноугольного возраста продуктивны. Покрышкой служит мощная толща (до 1200 м) соленосных пород кунгурского яруса. Глубина залегания газоносных горизонтов изменяется в пределах 1300—1800 м. Мощность этажа газоносности в центральной части вала 530 м. Залежь массивного типа, пластовое давление в залежи 21 МПа, температура 31 °С. Залежь подстилается нефтяной оторочкой, мощность которой изменяется 6—21 м. Газонефтяной контакт наклонен к востоку и устанавливается, соответственно, на абсолютных отметках 1740- 1750 м и 1760- 1780 м. Кроме того, газоносная часть разреза неравномерно насыщена нефтью, но промышленных притоков нефти не получено. Содержание сероводорода в газе изменяется от 1,3 до 6,0%. Наименьшие концентрации (1,3—1,7%) установлены в центральной части залежи. В западной части количество сероводорода в газе возрастает до 2,3%, а максимальное его содержание зафиксировано на восточной периклинали структуры.

Как видно из особенностей строения месторождений сероводородсодержащих газов в Прикаспийской впадине и пограничных с ней территориях, пласто-

вые температуры во вскрытых газоносных горизонтах не превышают 110 С. Температура же перехода элементной (самородной) серы в жидкое состояние изменяется в пределах 112,8—119,3 С в зависимости от ее структуры. Иначе говоря, пластовые температуры в выявленных залежах недостаточны, чтобы самородная сера даже в рассеянном виде могла переходить в жидкое состояние при перепаде давлений и температур в случае вскрытия газоносных пластов с серной минерализацией.

Факты по зарубежным месторождениям (Западная Канада, Германия), приведенные выше, показывают, что притоки жидкой серы при эксплуатации месторождений сероводородсодержащих газов наблюдались лишь в том случае, когда пластовые температуры в газоносных горизонтах составляли 140—160 С.

Несомненно и то, что самородная сера в пластовых условиях, когда температуры превышают температуру ее перехода в жидкое состояние, все-таки находится в твердой фазе, так как пластовые давления высоки. При вскрытии пластов с серной минерализацией или серным оруденением резко падает пластовое давление при сохранении высокой пластовой температуры, что соответственно вызывает переход серы в жидкое состояние и ее текучесть. Именно этим можно объяснить как выброс жидкой серы во впадине Анадарко с глубины более 9 км, так и притоки жидкой серы из газоносных пластов на месторождениях сероводородсодержащих газов в Западной Канаде и Германии, где пластовые температуры 140—160 С.

В отношении перспектив нефтегазоносности Прикаспийской впадины следует отметить, что глубокие горизонты на ее территории оцениваются высоко. Соответственно, когда достижимыми станут глубокие горизонты с пластовыми температурами выше 130 С на перспективных на газ площадях, не исключена возможность выбросов жидкой серы, подобно тому как это случилось во впадине Анадарко, или небольших ее притоков в случае выявления месторождений сероводородсодержащих газов с низким конденсатным фактором.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анисимов Л.А.* Новые данные о проявлениях сероводорода в палеозойских отложениях Прикаспийской впадины // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227. № 2. С. 455—457.
2. *Логинова В.Е., Навроцкий О.К.* Содержание элементной серы в подсолевых карбонатных отложениях Астраханского свода // Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Поволжья. 1978. № 3. С. 50—51.
3. *Отрешко А.И.* Сероносные провинции Европейской части СССР. —Казань, 1971.
4. *Юшкин Н.П.* Возраст экзогенных месторождений самородной серы // Литология и полезные ископаемые. № 1. 1966. С. 78—87.
5. *Buchholz O., Peter S.* New sulphur plugging prevention developed for sour gas wells. —Oilweek. 1968. Vol. 19. № 28. Pp. 21—28.
6. *Hyne I.B.* Canadian sulphur pools vary widely in content. —Oilweek. 1967. Vol. 18. № 43. Pp. 30—31.
7. *Skau E.W.* Compaction accumulated sour gas in Western Canada. —Oilweek. 1967. Vol. 18. № 43. Pp. 21—23.

Прогнозная оценка бороносности соляных куполов Северного Прикаспия на основе биогеохимических исследований (на примере купола Баскунчак)

Ф.А.ЗАКИРОВА (ФГУП «ЦНИИГеолнеруд»; 420097, Казань, ул.Зинина, д.4; e-mail: root@geolnerud.net)

Биогеохимический метод при поисках элювиальных боратов индерского типа — один из эффективных методов, апробированный на боропроявлении Баскунчак. Выявлены биогеохимические аномалии растения анабазиса безлистного, свидетельствующие о наличии залежей элювиальных боратов в отложениях гипсовой шляпы на незначительной глубине.

Ключевые слова: элювиальные бораты, анабазис, биогеохимический метод, аномалия, карст.

Forecast estimate of bore bearing capable of salt domes of North Pricaspiy Area on the base of biogeochemical research (on the example of the salt dome Baskunchak)

F.A.ZAKIROVA

The biogeochemical method is the most effective for the search of eluvium borates of Inder type. This method was approbated on structure of Baskunchak dome. Biogeochemical anomalys of anabasis were revealed they may be interpreted as evidence of the eluvium borates in gypsum rocks presence.

Key words: eluvium borates, anabasis, biogeochemical method, anomaly, karst.

Месторождений галогенных боратов в России, подобных имеющимся в центральной части Прикаспийской впадины, на территории Казахстана (Индер, Сатимолла, Челкар), не выявлено, но для их поисков имеются все предпосылки. Среди солянокупольных структур особое внимание следует обратить на купола открытого типа, к которым относится Баскунчак — аналог Индерского соляного поднятия, вмещающего одноименное месторождение бора галогенного типа. Реальные перспективы обнаружения месторождений бора в юго-западной части Северного Прикаспия отмечены и в исследованиях последних лет [6].

При поисках галогенных боратов один из эффективных методов — биогеохимический [7], апробированный на боропроявлении Баскунчак [3]. Суть метода заключается в том, что над рудными телами содержание химических элементов в растениях повышается в десятки и сотни раз по сравнению с фоновым. Корневая система растений (особенно в степных условиях), проникая на значительные глубины, способствует тому, что их химический состав может точнее отражать наличие скрытого оруденения [4]. Такие растения А.Л.Ковалевский называет «живыми скважинами».

В ходе проведенных в 2006 г. биогеохимических исследований были выявлены повышенные концентрации бора в представителях растительного сообщества анабазис безлистный* (*Anabasis aphylla*). В пределах Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак, ореол биогеохимических концентраций бора распространен на значительной (600 м²) площади, что в плане

может соответствовать размерам залежей элювиальных боратов в гипсовой шляпе. Анабазис обладает значительной глубиной проникновения корневой системы (до 20 м), а это один из определяющих факторов при биогеохимических поисках [5]. Исследованиями [7], проведенными ранее, выявлено, что распространение данного растительного сообщества на значительной площади, может служить косвенным поисковым признаком на наличие залежей элювиальных боратов. Биогеохимические аномалии на площади распространения анабазиса, могут быть связаны с элювиальными боратами, залегающими в гипсовой шляпе на глубинах 15—50 м.

Для проведения биогеохимических исследований, начатых в 2006 г., на площади Северного гипсового поля, где широко развиты карстовые формы рельефа, были выбраны участки массового произрастания представителей семейства анабазис. Район исследований (Северное гипсовое поле) выбран по аналогии с Индерским месторождением, где почти все промышленные залежи элювиальных боратов сконцентрированы в северной и северо-восточной части солянокупольной структуры, поверхность которой также подвержена процессам карстообразования. Здесь распространены воронки различной формы, поноры, колодцы и другие карстовые образования, наиболее четко отраженные в рельефе. Часто карстовые формы рельефа линейно ориентированы.

На площади Северного гипсового поля проявления Баскунчак борная минерализация представлена колеманитом, гидроборцитом, улеситом, ашаритом. Эти бораты в разное время были обнаружены С.С.Коробовым, Л.А.Дычаковской, В.К.Беляевым в отложениях гипсовой шляпы, вскрытых скважинами

*Уточненное название анабазис безлистный *Anabasis (Aphylla)*. В работе [3] он был назван хвойник (*Ephedra*).

на глубинах 5,5—60 м. Подобная ассоциация борных минералов широко распространена и на Индерском месторождении элювиальных боратов.

Детальные биогеохимические исследования проводились на одной из площадей Северного гипсового поля на участках массового распространения анабазиса, а также в зонах развития карста. Опробование исследуемого растения и определение в нем бора, выполнялось по методике, приведенной в статье [3].

Опробование территории массового распространения анабазиса безлистного было проведено на участке биогеохимического опробования 1, площадь около 800 м², по четырем профилям, ориентированным с севера на юг (рис. 1). Площадь распространения анабазиса характеризуется округлой, вытянутой по длинной оси формой (рис. 1, Б). При обследовании на местности оказалось, что это большая одиночная карстовая воронка с очень незначительным понижением в центральной части. Воронки подобного типа обычно развиваются в местах пологого залегания слоев гипсов при их незначительной трещиноватости или полном ее отсутствии. Длина биогеохимических профилей 150 м, расстояние между ними 20 м, между точками опробования анабазиса 10 м. Всего на участке биогеохимического опробования отобрано 60 проб, представленных зеленой массой анабазиса. Как видно из результатов эмиссионного спектрального анализа* (см. таблицу), содержание В₂О₃ в биогеохимических пробах изменяется от 0,05 до 0,19% (фоновое содержание В₂О₃ в растениях, произрастающих на почвах с кларковым содержанием бора, составляет 0,026%). В растениях преобладает борный ангидрид, содержание которого превышает 0,10% (см. таблицу).

В центральной и северной частях исследуемого участка, отмечается поле развития анабазиса с относительно невысокими (0,05—0,09%) содержаниями В₂О₃ (рис. 2, см. таблицу). При проведении биогеохимического опробования на участке была выявлена интересная особенность в распространении исследуемого растения: в местах произрастания анабазиса в виде угнетенных чахлах форм, окрашенных в бледно-зеленоватые тона, растениям свойственно невысокое содержание бора по сравнению с его индивидуумами, отличающимися листвой ярко-зеленого цвета и хорошо развитыми формами. Высокие содержания В₂О₃ в пробах анабазиса на участке опробования, дают основание говорить о выявленной биогеохимической аномалии, которая, возможно, повторяет контуры скоплений элювиальных боратов, залегающих на незначительной глубине (15—20 м). В пределах биогеохимической аномалии отмечается поле с чуть пониженными (0,05—0,09%) значениями борного

ангидрида в растениях, которые также могут свидетельствовать о более разубоженных участках в залежи элювиальных боратов (см. рис. 2). Именно в этом контуре с пониженными значениями бора в анабазисе на поверхности произрастают бледно-зеленоватые, слаборазвитые и низкорослые формы этого растения. Полученные результаты могут свидетельствовать о правильности выбранного биообъекта для опробования, безбарьерного по отношению к бору, представленного анабазисом безлистным (*Anabasis aphylla*).

Выявленная биогеохимическая аномалия находится в 600 м южнее участка опробования анабазиса, проведенного в ходе полевых исследований 2006 г. на площади Северное гипсовое поле (см. рис. 1, А). От северного берега оз. Баскунчак биогеохимическая аномалия удалена на расстояние около 1,0—1,2 км. Следует отметить, что содержания В₂О₃ в растениях анабазиса, образующих массовые скопления на участке биогеохимического опробования 1, намного выше определенных ранее в исследуемом растении [4].

Опробование анабазиса проводилось на участке его массового распространения (участок 2), расположенном западнее большого карстового долиноподобного понижения глубиной 6 м (см. рис. 1, Б), заключенного между серией карстовых расположенных по цепочке воронок субширотного простирания и характеризуется довольно ровной поверхностью, без каких-либо видимых следов развития карста. Пробы анабазиса отбирались по пяти профилям, ориентированным с севера на юг. Биогеохимический профиль V (последний) расположен в 20 м от западной бровки склона карстового долиноподобного понижения. Длина профилей 200 м, расстояние между ними 20 м, между точками отбора проб анабазиса 10 м. Всего на участке биогеохимического опробования 2 отобрано 105 проб. Первые три профиля начинаются с карстовых воронок, на двух последних профилях воронки отсутствуют. Полоса развития карстовых воронок прослеживается западнее, за пределы участка биогеохимического опробования 2, а также восточнее долиноподобного понижения, где они сохраняют субширотное направление (см. рис. 1, Б). Эти карстовые воронки имеют округлую форму и отличаются небольшими (2—3 м в диаметре) размерами. На дне и склонах неглубоких (до 1 м) воронок анабазис не растет, он отмечается только по кромке воронок. Местами на склонах карстовых воронок видны выходы светлых гипсовых пород, относящихся к горизонту верхних белых гипсов элювиального кепрока, которые при опробовании дают отрицательную реакцию на хинализарин. На Индерском месторождении гипсы верхнего горизонта кепрока также практически бесперспективны в отношении бороносности.

Анабазис на участке биогеохимического опробования отличается достаточно интенсивной зеленой окраской, пышной кроной и крупными размерами

*Эмиссионный спектральный анализ на 32 элемента с количественным определением бора выполнен в АТСИЦ ФГУП «ЦНИИГеолнатур» ведущим инженером Н.А.Фроловой.

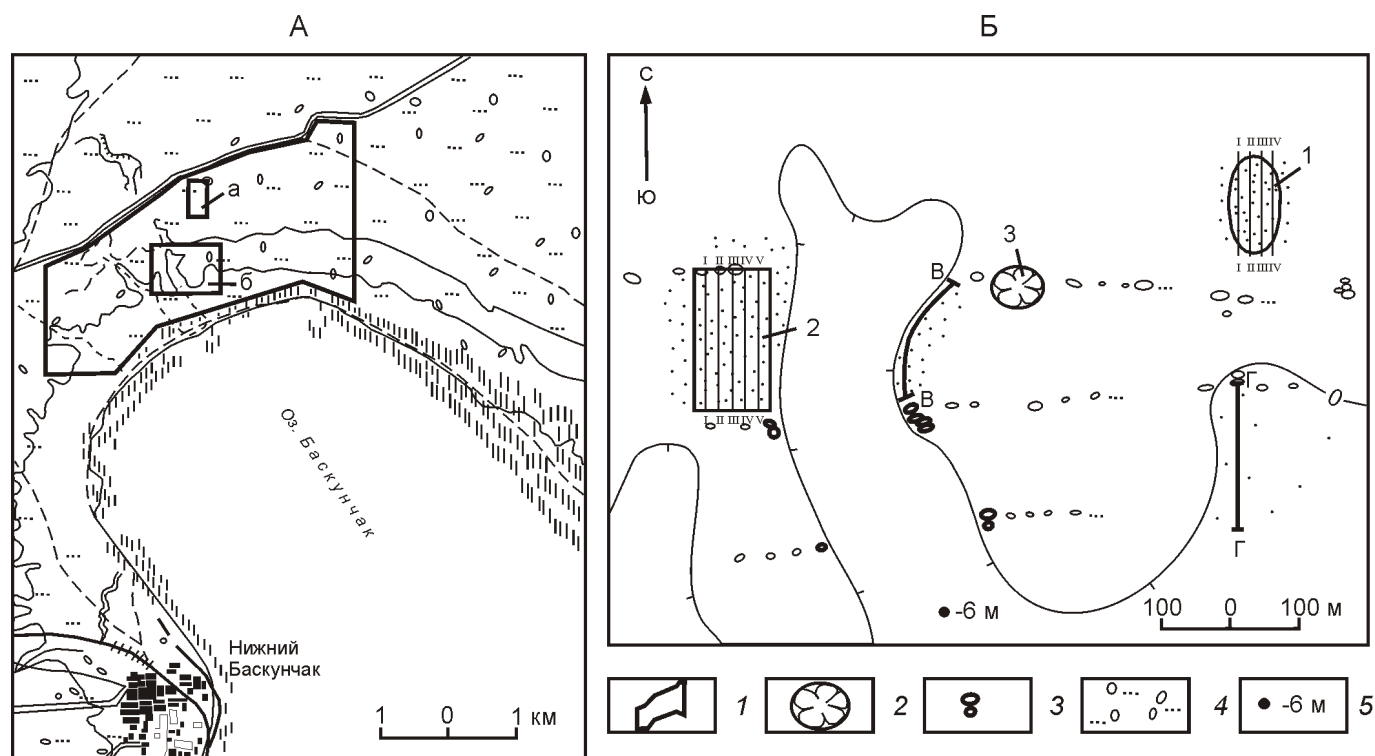


Рис. 1. Участки проведения работ на боропроявлении Баскунчак (Северное гипсовое поле):

площадь, участки: А: 1 — полевых работ в пределах Северного гипсового поля, биогеохимического опробования: а — 2006 г., б — 2007 г.; Б: — детальных биогеохимических исследований 2007 г.: 1, 2 — массового распространения анабазиса, римские цифры — профили биогеохимического опробования на участках, 2 — карстовой котловины (3), 3 — карстовых воронок, осложняющих склоны долиноподобного понижения, одиночных профилей: В-В — массового и Г-Г — спорадического распространения анабазиса; 4 — карст; 5 — глубина долиноподобного понижения от горизонтали 0

представителей исследуемого растительного сообщества. Результаты опробования анабазиса показали, что содержания B_2O_3 в растениях превышают в 5—7 раз фоновые значения (см. таблицу).

По данным опробования в контуре биогеохимической аномалии, в ее северной, южной и восточной частях, можно наблюдать небольшие поля с чуть пониженными значениями B_2O_3 (0,06—0,09%), на которых распространены слаборазвитые и низкорослые растения анабазиса. Лишь в двух биогеохимических пробах на профилях I-I и IV-IV отмечаются значения B_2O_3 , близкие фоновым (см. рис. 2, таблицу).

Восточнее участка биогеохимического опробования 2 на противоположном склоне долиноподобного понижения (по его левой восточной бровке) в полосе массового распространения анабазиса пройден одиночный биогеохимический профиль В-В длиной 200 м, ориентированный с севера на юг, находящийся на гипсометрическом уровне участка биогеохимического опробования 2 (см. рис. 1, Б). Всего на этом профиле через 10 м отобрано 20 биогеохимических проб. Результаты анализа показали, что содержания B_2O_3 в пробах достаточно высокие и изменяются в пределах 0,10—0,19%. Среди них преобладают значения, нахо-

дящиеся в интервале 0,13—0,15%. Лишь в четырех пробах в начале профиля содержания борного ангидрида в анабазисе чуть ниже и составляют 0,05—0,09%.

Помимо рассмотренных двух участков, было проведено опробование растений анабазиса на площади их спорадического распространения, где массовых скоплений они не образуют. Биогеохимические исследования проводились в 200 м южнее участка биогеохимического опробования 1. Здесь анабазис встречается в виде одиночных или совместно произрастающих 2—5-ти слаборазвитых низкорослых форм, разбросанных на значительном расстоянии друг от друга на площади около 500 м². С этой целью пройден одиночный биогеохимический профиль Г-Г, ориентированный в направлении север—юг, длиной 200 м (см. рис. 1, Б). Отбор проб растений на профиле проводился с шагом 15 м. Всего отобрано 14 биогеохимических проб. Результаты анализов показали, что содержания B_2O_3 в пробах растений характеризуются достаточно низкими значениями, изменяющимися в пределах 0,03—0,10%. В большинстве проб отмечаются значения, близкие фоновым, и лишь в единичных представителях анабазиса содержание B_2O_3 достигает 0,10%.

Содержание V_2O_5 в пробах анабазиса безлистного на участках биогеохимического опробования 1 и 2

Пробы	Содержание V_2O_5 по профилям, %				
	I	II	III	IV	V
<i>Участок 1</i>					
1	0,10	0,16	0,11	0,12	—
2	0,13	0,08	0,13	0,15	—
3	0,12	0,06	0,19	0,14	—
4	0,10	0,16	0,12	0,18	—
5	0,14	0,16	0,13	0,15	—
6	0,06	0,14	0,05	0,14	—
7	0,07	0,07	0,15	0,16	—
8	0,19	0,08	0,12	0,16	—
9	0,12	0,09	0,05	0,15	—
10	0,13	0,10	0,16	0,15	—
11	0,10	0,10	0,16	0,15	—
12	0,12	0,13	0,13	0,13	—
13	0,14	0,12	0,12	0,10	—
14	0,12	0,14	0,14	0,11	—
15	0,13	0,13	0,12	0,10	—
<i>Участок 2</i>					
1	0,11	0,12	0,10	0,15	0,12
2	0,14	0,14	0,15	0,12	0,11
3	0,15	0,12	0,11	0,13	0,12
4	0,08	0,14	0,07	0,15	0,15
5	0,04	0,13	0,07	0,13	0,09
6	0,18	0,09	0,15	0,14	0,12
7	0,14	0,12	0,15	0,16	0,10
8	0,14	0,12	0,15	0,11	0,09
9	0,10	0,13	0,10	0,11	0,12
10	0,14	0,15	0,13	0,15	0,09
11	0,14	0,10	0,14	0,04	0,10
12	0,16	0,13	0,16	0,16	0,16
13	0,12	0,16	0,17	0,16	0,16
14	0,10	0,12	0,18	0,14	0,15
15	0,11	0,13	0,11	0,13	0,13
16	0,10	0,11	0,10	0,15	0,15
17	0,13	0,18	0,11	0,14	0,13
18	0,11	0,16	0,14	0,15	0,13
19	0,14	0,06	0,15	0,18	0,14
20	0,13	0,06	0,12	0,10	0,10
21	0,13	0,12	0,12	0,08	0,08

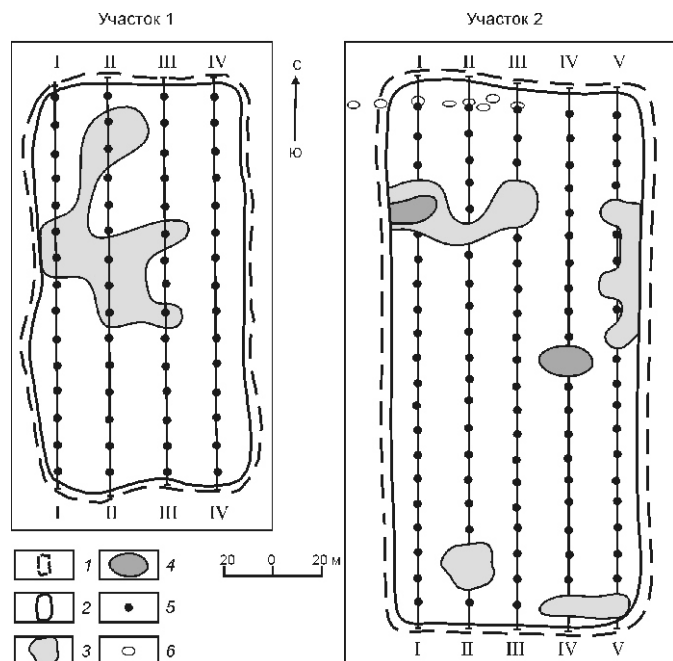


Рис. 2. Результаты биогеохимического опробования участков 1 и 2 массового распространения анабазиса на площади Северного гипсового поля боропроявления Баскупчак:

контур распространения: 1 — сообщества анабазиса, 2 — предполагаемой залежи элювиальных боратов на глубине, 3 — анабазиса с содержанием B_2O_3 0,10% (0,05—0,09%), 4 — анабазиса с близфоновым (0,04%) содержанием B_2O_3 ; 5 — точка отбора биообъекта; 6 — карстовая воронка

Линия профиля Г-Г длиной 200 м характеризует пространство между зонами развития карстовых процессов, которые на самой исследуемой площади не распространены. Севернее за линией профиля отмечаются цепочкообразные группы воронок, ориентированные в субширотном направлении (см. рис. 1, Б). Они состоят из серии карстовых воронок различных размеров и форм, группирующихся в 2—3 ряда. Последняя биогеохимическая проба на профиле отобрана из этой карстовой зоны с кромки небольшой воронки диаметром 1—1,5 м. Содержание B_2O_3 в анабазисе 0,12%. Следует отметить, что и здесь анабазис встречается только по кромке карстовых воронок. Севернее карстовой воронки, с которой отобрана биогеохимическая проба, являющаяся последней на профиле, отмечается вторая воронка, вытянутая в субширотном направлении. Диаметр этой воронки превышает в 3 раза ее глубину (1 м). По кромке карстовой воронки в направлении юг—север, через 0,5 м отобрано 6 проб анабазиса. Результаты опробования показали, что содержания B_2O_3 в биогеохимических пробах выше выявленных на площади спорадического распространения анабазиса, не затронутых карстовыми процессами, и составляют 0,10—0,13%.

Анабазис, как выявлено в ходе исследований, достаточно широко распространен в зонах карстообразования. Участок биогеохимического опробования 3 находится в полосе развития карстовых воронок субширотного простирания и расположен в 50 м восточнее начала профиля биогеохимического опробования В-В (см. рис. 1, Б). Исследуемый участок представляет собой карстовую котловину, объединяющую группу из пяти воронок со сливающимися краями. Перегородки между воронками нацело не разрушены и процесс сливания их в общую котловину пока не закончен. Диаметр карстовой котловины 65—80 м. С кромки карстовой котловины через 0,5 м отобрано 18 проб анабазиса. Результаты опробования показали, что самые низкие значения B_2O_3 (0,03—0,07%) характеризуют западную часть котловины. Более высокие концентрации борного ангидрида (0,14—0,19%) отмечаются в растениях анабазиса, опробованных по кромке восточной части котловины. Они отличаются ярко-зеленой окраской и хорошо развитой формой.

Полоса карстовых зон четко трассируется и по обоим склонам долиноподобного понижения, осложняя их воронками разных форм и размеров. По бровке обоих склонов были опробованы все карстовые воронки. Бровка восточного склона долиноподобного понижения наиболее осложнена формами карстового рельефа (см. рис. 1, Б). По бровке восточного склона долиноподобного понижения по кромкам 6 карстовых воронок отобрано 60 проб анабазиса, по бровке западного склона — всего 20 биогеохимических проб. Как показали результаты опробования, самые высокие значения B_2O_3 (0,27%) в пределах Северного гипсового поля отмечаются в анабазисе, который растет по кромкам карстовых воронок, осложняющих склоны долиноподобного понижения. Самые высокие концентрации B_2O_3 (0,26—0,27%), отличающиеся и частой встречаемостью в пробах, отмечены в анабазисе, растущем по кромке самой крупной воронки (диаметр 20 м) из первой полосы карстовой зоны, осложняющей восточный склон долиноподобного понижения. Отметим, что такие высокие концентрации B_2O_3 , в 10 раз превышающие фоновые значения, характерны лишь для растений, произрастающих на карстовых воронках, осложняющих восточный склон долиноподобного понижения. На западном склоне содержания B_2O_3 в анабазисе ниже и изменяются от 0,10 до 0,17%, достигая лишь в единичном случае 0,19%.

Следует подчеркнуть, что высокие значения борного ангидрида в анабазисе характерны не для всех исследованных в ходе полевых работ воронок, а принадлежащих к какой-то определенной серии цепочкообразных воронок субширотного простирания, по-видимому, фиксирующая и определенную тектонически ослабленную зону. Именно здесь наблюдаются скопления представителей анабазиса, которые особо выделяются ярко-зеленой кроной и хорошо

развитыми высокими индивидами. Закарстованные участки в виде серий цепочкообразных воронок субширотного простираения на площади Северного гипсового поля повторяются через 40, 100 м и более, т.е. характеризуются определенным интервалом. Вполне возможно, что они вызваны наличием тектонически ослабленных зон различного происхождения.

Имеются сведения [1 и др.] о связи некоторых боратовых залежей Индерского месторождения с формами древнего карста. В условиях Индерского купола, наиболее четко в рельефе отражены закарстованные участки, во многих случаях соответствующие наиболее погруженным «корневым» частям залежей элювиальных боратов. Повышенная закарстованность гипсовых отложений наблюдается там, где соляное «зеркало» срезает горизонты борсодержащих пород. Отдельные цепочкообразные группы воронок ориентированы вдоль крупных подземных карстовых каналов, а конфигурация цепочек свидетельствует о направлении дренажа карстовых вод. Чаще всего воронки расположены звездобразными группами и связаны с мелкой трещиноватостью. Подобные карстовые формы рельефа наблюдаются и на северном побережье оз. Баскунчак на площади Северного гипсового поля. Исследования процессов карстообразования северо-восточной части Индерского месторождения позволяют говорить о том, что сильно закарстованные участки приурочены к местам наиболее крупных тектонических нарушений: линейных, концентрических и радиальных. Такие участки представляют наибольший интерес при поисках элювиальных боратов, о чем свидетельствует факт, что на закарстованных площадях Индерского поднятия, сконцентрирована основная часть промышленных боратовых залежей.

Как известно, в Северном Прикаспии в пределах Астраханской, Волгоградской, Оренбургской областей, солянокупольные структуры с проявлениями борной минерализации характеризуются наличием достаточно мощных (до 100 м и более) отложений гипсовой шляпы. К ним относятся соляные купола Баскунчак, Азгир, Эльтон, Нежинский и др. Наличие мощного кепрока куполов, а следовательно, и скоплений элювиальных боратов, локализующихся в них, подтверждает их приуроченность к зонам тектонических нарушений, способствовавшим интенсивному росту соляных структур [1, 3 и др.].

Результаты проведенных биогеохимических исследований на площади Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак, позволили сделать следующие выводы:

1. Выявлен биообъект, концентрирующий бор, которым является анабазис безлистный (*Anabasis aphylla*) — представитель степной растительности, характеризующийся значительной (до 20 м) глубиной проникновения корневой системы.

2. Биогеохимические аномалии анабазиса в пределах Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак могут свидетельствовать о наличии скоплений элювиальных боратов «индерского» типа на незначительной глубине (от 10 до 50 м).

3. Самые высокие концентрации бора выявлены в представителях анабазиса, распространенных в зоне развития карстовых процессов. При поисках месторождений элювиальных боратов, особый практический интерес, исходя из аналогии с Индерским месторождением, заслуживают участки карстообразования.

4. Внедрение биогеохимического метода в практику поисковых работ как опережающего на соляных куполах открытого типа дает возможность с незначительными финансовыми затратами подготовить поисковые площади для выявления боратовых руд галогенного типа. На площади Северного гипсового поля в районе выявленных биогеохимических аномалий рекомендуется бурение 3—4 заверочных скважин глубиной 10—50 м. Здесь имеются все перспективы для поисков залежей элювиальных боратов «индерского» типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Диаров М.Д. Геология, условия формирования и поисковые критерии калийно-борных солей центральной части Прикаспия: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. —Алма-Ата, 1971.
2. Закирова Ф.А. О роли эндогенных факторов в формировании борных и серных руд в соляной толще Прикаспийской впадины // Литолого-фациальные и геохимические проблемы соленакопления. —М.: Наука, 1985. С. 78—81.
3. Закирова Ф.А. Перспективы выявления галогенных месторождений бора в западном и юго-западном обрамлении Прикаспийской синеклизы // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 19—25.
4. Ковалевский А.Л. Биогеохимия растений. —Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1991.
5. Озол А.А., Закирова Ф.А., Тихвинский И.Н. и др. Горнохимическое сырье Северного Прикаспия и основные направления поисковых работ. —М., 1984.
6. Свидзинский С.А. Перспективы освоения высококачественных минеральных солей Нижнего Поволжья // Сырьевая база неметаллических полезных ископаемых и современное состояние научных исследований в России: Материалы I Всероссийской конференции. —М.: ГЕОС, 2003. С. 38—40.
7. Швыряева А.М. О возможности применения биогеохимического метода при поисках борного сырья. —М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 305—312.

Выбор оптимальных методов опробования золоторудных месторождений на основе численных экспериментов

А.Н.ПЕТРОВ (Северо-Восточный Комплексный НИИ ДВО РАН; 685000 г.Магадан, ул.Портовая,16; e-mail: regtecton@neisri.ru), В.К.ПРЕЙС (Северо-Восточный Государственный Университет; 685000, г.Магадан, ул.Портовая,13)

Рассмотрена вероятностная модель распределения золота в рудных месторождениях. Оценена вероятность попадания частиц в пробы разного объема. Сделаны выводы о необходимости предварительного гравитационного обогащения результатов измельчения 1 и 0,075 мм.

Ключевые слова: золото, проба, численный эксперимент, вероятность.

Choice of effective sampling methods of gold ore deposits based on computation experiments

A.N.PETROV, V.K.PREIS

Have been considered the probable model of gold distribution at ore deposits. Have been evaluated the probabilities of particles getting into samples of different volume. Have been concluded (about) necessity of preliminary gravitation recovery (enrichment) of drilling results 1 and 0,075 mm

Key words: gold, sample, computation experiments, probability.

Поиски и разведка любых рудных месторождений требуют весьма значительных затрат. При этом золоторудные месторождения относятся к наиболее сложным по методике и наиболее затратным по финансовым вложениям. Однако высокие затраты могут не окупиться при эксплуатации, а необоснованная экономия средств привести или к неоправданно завышенным прогнозам, или к отрицательной оценке объекта исследований. Любая оценка запасов основана на опробовании разведочных сечений, и достоверность его устанавливает надежность геологического прогноза и подсчета запасов.

Способы опробования на разных стадиях геолого-разведочных работ регламентированы инструкциями, базирующимися на эмпирической основе, и слабо обоснованы теоретически.

Независимо от геолого-промышленного и генетического типов золоторудного месторождения, и соответственно, от крупности золота в рудах при проходке горных выработок опробование выполняется бороздой сечением 3–10 или 5–10 см (редко 5–15). При колонковом бурении в пробу отбирается половина, реже весь керн, метровыми секциями (диаметр 25–58 мм, редко 76 мм) с потенциально рудного интервала. Как правило, на всем месторождении схема опробования и обработки проб единая. При этом известно [6], что даже на одном месторождении в богатых рудных телах и особенно в рудных столбах крупность золота существенно выше, чем в золотоносных околорудных метасоматитах и даже в рядовых рудах. Для первых это обычно видимое золото (по Н.В.Петровской 0,01 мм, в основном — 0,1 мм) [6], для вторых — очень мелкое и дисперсное 0,1 мм (место-

рождения золото кварцевой формации средних и больших глубин формирования жильного и дайкового типов). Среди месторождений и участков с «видимым золотом» можно выделить объекты с существенным распространением золота крупных и средних фракций (0,9 мм), объекты с мелким золотом (0,1–0,9 мм) и очень мелким до пылевидного (0,05–0,1 мм). В большеобъемных месторождениях с прожилковым и прожилково-вкрапленным типами руд золото представлено в массе мелкими и очень мелкими фракциями 0,05–0,15 мм. Часть его сконцентрирована в сульфидах вмещающих метасоматически измененных пород и в самих вмещающих породах в виде дисперсных выделений. Однако при любом объеме опробования после получения конечной массы пробы (обычно это 200 г) из нее отбирается навеска в 25–50 г для пробирного или 2 г — для атомно-абсорбционного анализа.

Применение для выбора оптимального метода опробования математических методов должно в значительной степени повысить качество геологоразведочных работ и одновременно снизить затраты на их проведение. Методы анализа геологических данных, описанные в литературе [3, 8], базируются на математической статистике, основной задачей которой является получение научно обоснованных выводов о массовых явлениях и процессах по данным экспериментов или наблюдений, представляя эти выводы в виде утверждений об общих вероятностных характеристиках. На практике применение статистического анализа сводится к обработке и сравнительному анализу результатов опробования, полученных при поисках, разведке и эксплуатации месторождений, т.е. в

процессе и после проведения геологоразведочных работ. Способы отбора и анализа проб, оправдавшие себя на изученных объектах, переносятся на новые объекты со сходным геологическим строением. Между тем одинаковых месторождений в природе не существует, поэтому выводы, полученные на основе статистической обработки эмпирического материала, могут не в полной мере подходить для сходного, но не идентичного объекта. Иными словами, указанные методы предполагают выполнение достаточно трудоемких и затратных работ, но не всегда гарантируют успех.

Появление персональных ЭВМ, общедоступных и в то же время обладающих высокими вычислительными ресурсами, открывает новое направление исследований — численный эксперимент, позволяющий создавать и анализировать математические модели различных типов месторождений и на их основе судить об оптимальных способах опробования еще до начала работ. В частности, при планировании и ведении поисковых и геологоразведочных работ, особенно на месторождениях, где крупные частицы золота составляют значительную часть общего запаса, важное значение имеет оценка вероятности получения (или не получения) достоверных данных при разных содержаниях, фракциях крупности, способах отбора и анализа проб и т.д.

Месторождение представляется как совокупность рудных тел. Рудное тело целесообразно рассматривать как часть геологического пространства, ограниченную замкнутой поверхностью, занимающую объем V_r . Рудное тело содержит частицы полезного компонента различной формы и крупности d . Запас металла в золоторудном теле представляет собой общую массу M_z содержащихся в нем частиц золота. Месторождение является промышленным в том случае, если при данных экономических и горно-геологических условиях общая масса золота, извлеченного из всех рудных тел, не ниже заданной величины M_k , а относительное содержание в каждом рудном теле не меньше заданной величины (кондиции) C_k .

Предполагается, что распределение частиц золота происходит случайно, причем обнаружение одной частицы не влияет на вероятность обнаружения другой, т.е. является независимым событием. Крупность золотины рассматривается как ее наибольший размер d . Коэффициент формы золотины крупностью d представляет собой отношение ее объема v_z к кубу со стороной d . Частицы золота по крупности можно разделить на фракции — интервалы d_i / d_{i+1} . При достаточно малом значении d_i можно принять, что общее количество частиц i -й фракции K_i представляет собой сумму частиц размером d_i . Частицы каждой фракции различаются и коэффициентами формы, поэтому массы частиц из одной фракции могут существенно различаться. Строго говоря, для учета вклада частиц определенной крупности в общий запас рудного тела

необходимо по каждой фракции учитывать и классы коэффициентов формы. Однако модель, учитывающая одновременно всевозможные варианты распределения частиц золота разной крупности, коэффициентов формы и содержаний была бы чересчур громоздкой, сложной для вычислений и трудна для наглядной геологической интерпретации. Для начала ограничимся анализом упрощенной модели, описывающей случайное распределение частиц одной крупности d , с постоянным коэффициентом формы

В рамках данной модели рудное тело представляется в виде совокупности ячеек равного объема d^3 . При этом общее число ячеек равно N , из которых n содержат частицы золота крупностью d и коэффициентом формы . Вероятность p того, что произвольная ячейка содержит частицу металла, определяется соотношением:

$$p = n/N. \quad (1)$$

Объем рудного тела V будет равен:

$$V = Nd^3. \quad (2)$$

Общий объем v содержащегося в нем золота с учетом коэффициента формы , будет:

$$v = n d^3. \quad (3)$$

Масса каждой частицы (в г) m_d определяется выражением:

$$m_d = 10^{-3} \gamma_z d^3, \quad (4)$$

где γ_z — плотность золота (16,5 г/см³); d крупность, мм; — коэффициент формы. Формула массы M_d всего золота в рудном теле (в г) следующая:

$$M_d = n m_d = n 10^{-3} \gamma_z d^3. \quad (5)$$

Масса M_r всего тела (в т) при средней плотности вмещающих пород γ_r (2,6 г/см³) практически равна:

$$M_r = 10^9 N \gamma_r d^3. \quad (6)$$

Тогда среднее содержание C (в г/т) в рудном теле будет определяться через вероятность:

$$C = p 10^6 \gamma_r / \gamma_z. \quad (7)$$

Вероятность p через содержание C с учетом коэффициента формы легко установить из соотношения:

$$p = \gamma_z C / 10^6 \gamma_r. \quad (8)$$

Иными словами, содержание C можно представить как вероятность p обнаружить ячейку, содержащую частицу золота. Тогда вероятность обнаружения ячейки, не содержащей металла, будет:

$$q = 1 - p = 1 - \gamma_z C / 10^6 \gamma_r. \quad (9)$$

Произвольный объем породы V_p , взятый в пределах рудного тела, представляется как совокупность k ячеек:

$$V_p = k d^3. \quad (10)$$

Целесообразно с нашей моделью произвести серию численных экспериментов, основанных на формуле Бернулли, т.е. для ответа на поставленный вопрос воспользоваться биномиальным законом распределения. По сути это главная модель поведения случайных величин, лежащая в основе практически всех законов, рассматриваемых в теории вероятности [1]. Суть его применительно к нашему случаю можно объяснить следующим образом.

Задав среднее содержание в рудном теле, крупность и коэффициент формы частиц золота, мы можем вычислить по формуле (8) вероятность p , того, что произвольная ячейка содержит частицу данной крупности. В таком случае вероятность P_k обнаружить среди N ячеек одновременно k частиц определяется по формуле Бернулли:

$$P_k = C_N^k p^k q^{N-k}, \quad (11)$$

где $C_N^k = \frac{N!}{k!(N-k)!}$, $q = 1 - p$.

Прямые вычисления по данной формуле, практически невозможны. Поэтому при решении задач, базирующихся на биномиальном законе, рекомендуется прибегать к асимптотическим аппроксимациям, в частности к нормальному закону с математическим ожиданием $Mx = pN$ и дисперсией $Dx = Np(1-p)$ [7]. Однако в ряде случаев такая аппроксимация приводит к абсурдным результатам. Между тем, известны достаточно простые формулы [9], позволяющие свести вычисления к последовательности итераций. Учитывая высокую скорость вычислений современных ЭВМ, для обозримых величин соответствующие вероятности устанавливаются практически в режиме реального времени, что позволяет производить численные эксперименты на базе непосредственно биномиального закона. Исходя из этого закона, вероятность P_m обнаружения среди N ячеек не более m частиц определяется суммой:

$$P_m = \sum_{i=0}^m C_N^i p^i q^{N-i}. \quad (12)$$

Формулу (12) можно использовать для определения минимально и максимально возможного числа частиц, которые с заданной вероятностью или уровнем значимости можно обнаружить в пробе заданного объема при заданном среднем содержании, крупности и коэффициенте формы. При высоком уровне вероятности, например 99% (уровень значимости .01), число m определяет число частиц в пробе, по которому можно с уверенностью 99% утверждать, что при данной крупности и коэффициенте формы содержание в пробе выше, чем предполагаемое среднее содержание в рудном теле. Если для вероятности задан низкий уровень, например 1%, то число m определяет число частиц в пробе, по которому можно с уверенностью 99% утверждать, что при данной крупности и коэффициенте формы содержание в пробе ниже предполагаемого. По сути, предлагаемый

способ есть не что иное, как проверка гипотезы о среднем. Представляется, что такой подход наиболее надежный и особенно в случае с крупным золотом, когда случайное распределение нельзя считать непрерывным.

При любой крупности вероятность p , того, что произвольная ячейка включает частицу золота крайне низка (при $1\text{г/т } p = 9,3240/10^6\%$). Соответственно, вероятность q того, что в произвольной ячейке золото отсутствует, близка к 100%. Однако вероятность обнаружения в рудном теле одновременно k ячеек, не содержащих золото q_k , в соответствии с правилом умножения вероятностей равно:

$$q_k = q^k.$$

Рассматривая пробу V_p как совокупность K ячеек, где $K = V_p/d^3$, мы можем оценить вероятность того, что проба данного объема пустая. Следовательно, если в объекте присутствует золото, то вероятность его обнаружить, быстро возрастает с увеличением объема пробы. Минимальное содержание в пробе будет определяться отношением массы одной частицы к массе пробы.

На этой основе произведены численные эксперименты, моделирующие месторождения жильного типа с крупным золотом [5]. В работе показано, что вероятность получения значимой пробы колонковым бурением при средней крупности 1 мм не превышает первых десятков процента и резко падает при увеличении крупности металла, снижаясь до долей процента при крупности 2 мм. При этом значимые пробы неизбежно являются ураганными. Такая же тенденция проявляется и для бороздовых проб стандартных параметров. Результаты указанных экспериментов приводят к выводу о том, что оценка содержаний в рудном теле не может осуществляться по единичным пробам, которые неизбежно будут или пустыми, или ураганными. Авторы отмечают также, что крупное золото после дробления до 1 мм не пройдет через сито и будет задержано в надрешетной фракции. Этот материал необходимо подвергнуть гравитационному обогащению, причем для получения значимых результатов необходимо анализировать или большеобъемные пробы, или серии стандартных проб. В этом случае крупные частицы металла не будут потеряны. Подсчитав число частиц, определив их общую массу, легко определить среднюю крупность при допустимом коэффициенте формы (0,5—0,25). Такого рода методика подготовки проб к анализу разработана ЦНИГРИ [4]. Применение предварительного гравитационного концентрирования свободного золота на ряде месторождений, в частности Наталка и Дегдекан, позволило повысить достоверность определения содержаний для всех фракций золота [10].

Возникает естественный вопрос, какие объемы проб необходимы и достаточны для объективной оценки содержаний при разных параметрах рудного

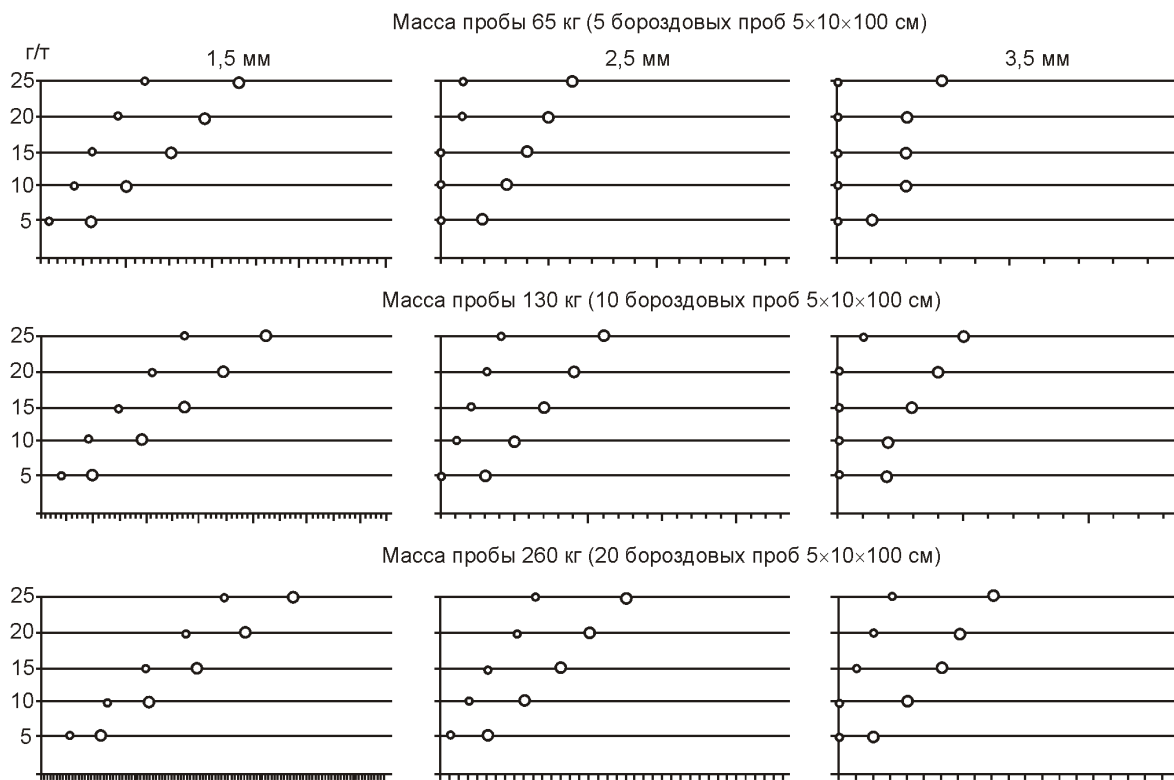


Рис. 1. Оценка содержаний в рудном теле по сериям бороздовых проб:

точки — минимально и максимально возможное число частиц в пробе при содержании в рудном теле 5—25 г/т

тела (среднее содержание и крупность) и пробы (объем или масса). Для этого проведена другая серия экспериментов.

На основе формул (11) и (12) авторы разработали алгоритм, реализованный в виде функции языка C, с помощью которого с вероятностью $p_{\min}$ и $p_{\max}$ 1 $p_{\min}$ определяются числа m_0 и m_1 — минимальное и максимальное число частиц, которое может быть обнаружено в пробе объемом V_p , при среднем содержании C (г/т) при крупности частиц d (мм), с коэффициентом формы K_f .

Результаты таких вычислений для вероятности 90% в пробах разного объема для частиц, крупности 1,5; 2,5 и 3,5 мм при предполагаемых содержаниях от 5 до 25 г/т (коэффициент крупности принят 25) приведены на рис. 1. Из рис. 1 видно, что в пробах массой 65 кг объективная оценка содержания может быть осуществлена только при крупности не более 1,5 мм. В пробах массой 130 кг оценка содержаний возможна и для фракций 2,5 и 3,5 мм, только при высоких (от 10 г/т) содержаниях. При массе проб 260 кг оценка невозможна только для фракции 3,5 мм при содержаниях ниже 15 г/т. Ясна общая тенденция: чем выше крупность и ниже содержание, тем больший объем проб необходим для объективной оценки. При низких содержаниях, большой крупности и малом объеме наиболее высокой будет вероятность не обнаружить в пробе ни одной частицы. В таких случаях ни-

жний предел оценить невозможно. Важно найти минимальный объем проб, по которому эта оценка возможна, т.е. такой объем, при котором при заданном уровне значимости минимальное число частиц не меньше 1.

По классической схеме [3], рядовые геологические пробы подвергаются сначала дроблению до 1 мм, затем сокращению и истиранию до 0,74 (0,15) мм. В результате неоднократных сокращений остается аналитическая проба истертого материала массой 0,2—0,75 кг. Из аналитической пробы отбирается навеска для пробирного или атомно-абсорбционного анализа 50 или 2 г соответственно.

Таким образом, в итоге эффективность опробования будет зависеть от величины навески. Величину навески рекомендуется определять по формуле Ричардса-Чечетта [2]:

$$Q = KD^2, \quad (13)$$

где Q — масса навески для анализа, кг; D — диаметр частиц золота, мм; K — коэффициент, зависящий от неоднородности, принимается от 0,2 до 1,0 ($K = 1$ при крайне неравномерном распределении золота в рудном теле).

На практике величина навески устанавливается методикой пробирного анализа и емкостью тигля для плавления, составляя, как правило, 25—50 г. Из общих соображений ясно, что вероятность того, что в

навеску попадет металл, зависит от содержания в рудном теле. В связи с этим целесообразно сравнить вероятности попадания частиц металла в стандар-

Вероятности обнаружения не менее одной частицы крупностью d мм при содержании C 1—5 г/т в пробе, определенной по формуле Ричардса-Чечетта ($P1$) и стандартной навеске 50 г ($P2$), в %

D , мм	$P1$, %	$P2$, %	C , г/т
0,01	97	100	1
	99,9	100	2
	99,9	100	3
	100	100	4
	100	100	5
0,05	51	99,9	1
	76,1	100	2
	88,3	100	3
	94,3	100	4
	97,2	100	5
0,1	30,1	83,3	1
	51,2	97,2	2
	65,9	99,5	3
	76,1	99,9	4
	83,3	99,9	5
0,15	21,3	41,2	1
	38,0	65,4	2
	51,2	79,7	3
	61,6	88,0	4
	69,7	93,0	5
0,25	13,3	10,8	1
	24,9	20,5	2
	35,0	29,1	3
	43,7	36,8	4
	51,2	43,7	5
0,3	11,3	6,4	1
	21,3	12,4	2
	30,1	18,1	3
	38,0	23,3	4
	45,0	28,3	5
0,4	8,6	2,8	1
	16,4	5,5	2
	23,6	8,0	3

тную навеску и навеску по формуле Ричардса-Чечетта при $K = 1$. Результаты вычислений приведены в таблице, из которой следует, что при крупности до 0,1 мм включительно вероятность попадания частиц металла в стандартную навеску близка к 100% при содержании от 1 до 10 г/т, в то время как проба, взятая по формуле (13), обеспечивает вероятность только от 30 до 83%.

По мере увеличения крупности вероятность обнаружения металла в навесках как по Ричардсу-Чечетту, так и в стандартной навеске 50 г падает, и становится неприемлемо низкой, особенно при невысоких (1—2 г/т) содержаниях. Например, при крупности 0,5 мм навеска 250 г, взятая по формуле (13), при содержании 2 г/т обеспечивает вероятность обнаружения золота всего 13,4%. Другими словами при заведомо значимом содержании в руде, только в 13 из 100 проб будут определены весовые содержания. Остальные пробы по теории вероятности будут пустыми. При этом в значимых пробах обнаруженные частицы металла могут дать как заниженные, так и завышенные содержания.

Выводы, полученные авторами на основе численных экспериментов, согласуются со специально проведенными исследованиями сотрудниками ИРГИРЕДМЕТ [11], которые пришли к заключению о несовершенстве пробоподготовки, основанной на формуле Ричардса-Чечетта.

Как уже было отмечено, при определении объема пробы с учетом средней крупности золота необходимо обеспечить надежную оценку среднего содержания в руде. С помощью упомянутого алгоритма, основанного на формуле (12), авторы оценили минимально и максимально возможные содержания при уровне вероятности 90% при разной крупности золота в пробах различного объема и при содержаниях 1—5 г/т.

Для дисперсного золота 0,05 мм (по Н.В.Петровской) [6], содержащегося как в сульфидах, так и во вмещающих породах, навеска в 50 г дает вполне объективную информацию. Увеличение навески до 250 г уменьшает дисперсию, но качественно не влияет на точность анализов (рис. 2).

Таким образом, при разведке месторождений, значительная часть запасов которых составляет именно дисперсное и очень мелкое золото, классическая схема пробирного анализа вполне оправдана. Анализы отдельных проб могут интерпретироваться как точные значения функции от пространственной переменной, являющейся предметом изучения геостатистики [7].

Иная ситуация складывается при оценке объемов проб, содержащих золото крупностью $d = 0,074$ мм. Как и в случае с крупным золотом, частицы металла этих фракций при истирании будут расплющены и не попадут в аналитическую пробу. Согласно инструкции НСАМ (В.П.Кувшинов и др., 1992) материал,

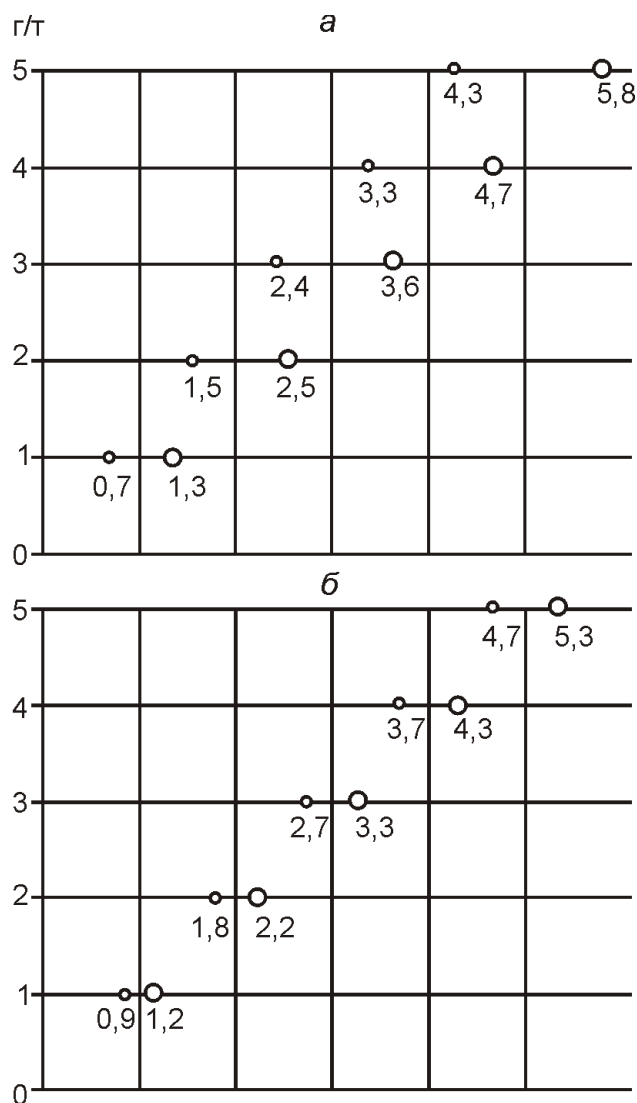


Рис. 2. Минимально и максимально возможные содержания при крупности золота 0,05 мм:

в навеске: *a* — 50 г, *б* — 250 г; уровень вероятности 90%; коэффициент формы принят 0,25

прошедший дробление на валковой дробилке и контрольное просеивание, должен быть сокращен с сохранением дубликата. Чтобы избежать потери металла этих фракций, которая может составлять ощутимую часть запаса месторождения, целесообразно указанный материал подвергнуть гравитационному обогащению. При этом встает тот же вопрос: какой объем проб обеспечивает надежную оценку среднего содержания.

Снова воспользуемся алгоритмом для проверки гипотезы о среднем. Численные эксперименты для крупности 0,3 мм показывают следующую картину. В пробах 1 кг можно произвести оценку, при том весьма грубую и неоднозначную, только при содержаниях в руде 4 г/т. Оценки в штучных и керновых пробах массой 1,5; 2,5 и 5 кг приведены на рис. 3.

Примеры вычислений, данные в статье, осуществлялись с помощью программ, написанных на языке С. Указанные программы могут быть использованы для генерации справочных таблиц и номограмм, помогающих геологам выбирать оптимальные объемы проб при разных параметрах месторождений. Еще проще использовать сами программы напрямую, задавая известные или предполагаемые параметры и получая ответы в текстовом или графическом виде. Заинтересованные лица могут обращаться к авторам.

Таким образом, на основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Численный эксперимент, основанный на биномиальном законе, может использоваться как средство

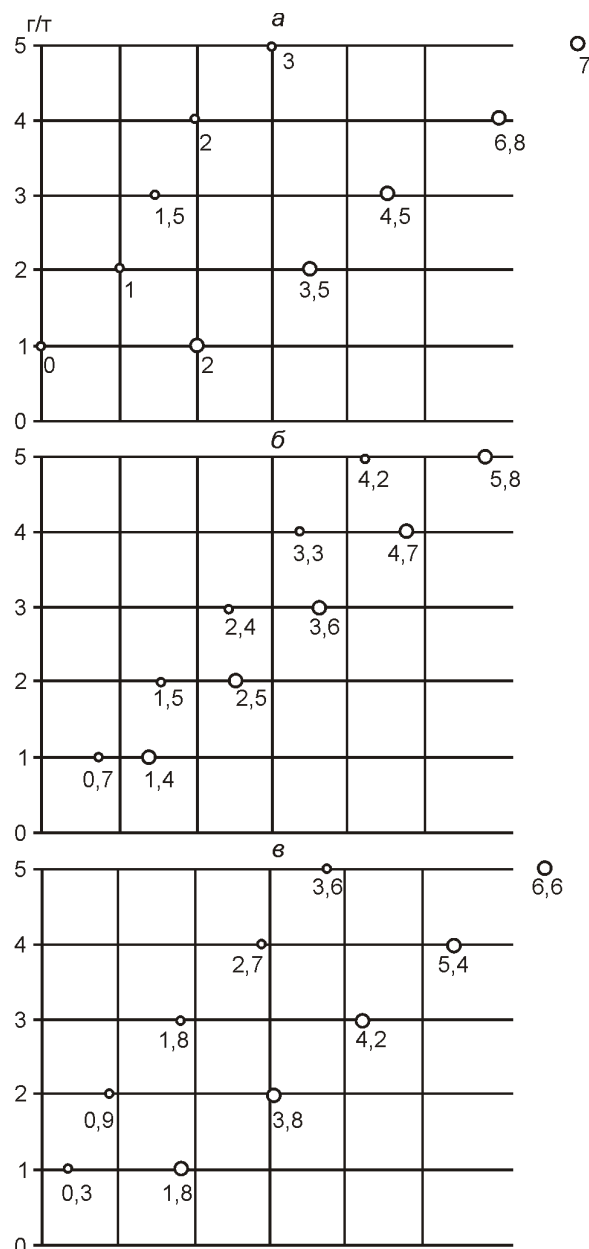


Рис. 3. Оценка возможных содержаний при крупности частиц 0,3 мм в пробах массой 1,5 кг (*a*), 2,5 кг (*б*) и 5 кг (*в*) при уровне вероятности 90%

выбора оптимальных методов опробования и обработки проб.

2. По предварительным результатам численного моделирования можно утверждать, что: 1) для оценки содержания тонкодисперсного золота применима классическая схема опробования и обработки проб; 2) для оценки содержания золота фракции 0,075—1,0 мм необходимо подвергать гравитационному обогащению пробы, взятые из материала, прошедшего дробление на валковой дробилке и контрольное просеивание. При этом объективная информация о содержании металла этих фракций будет получена только в том случае, если масса проб, в зависимости от средней крупности металла, будет измеряться сотнями граммов—несколькими килограммами; 3) для оценки содержания золота фракций крупнее 1 мм необходимо подвергать гравитационному обогащению надрешетную фракцию после валковой дробилки. Объективная информация о содержании крупного золота может быть получена в том случае, если суммарный объем материала в зависимости от крупности составляет десятки—первые сотни килограмм. Иными словами, необходимо анализировать не отдельные пробы стандартных параметров, а серии проб по рудному телу или валовые пробы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Босс В. Лекции по математике. Т. 4: Вероятность, информация, статистика. —М.: КомКнига, 2005.
2. Коньшев В.О. Пути повышения достоверности опробования руд с крупным золотом // Руды и металлы. 2007. № 2. С. 40—54.
3. Кувшинов В.П., Бакулин Ю.А., Иванов В.Н. и др. Опробование руд коренных месторождений золота. —М., 1992.
4. Методика гравитационного концентрирования свободного золота при подготовке к анализу руд проб драгоценных металлов. —М., 2005.
5. Петров А.Н., Прейс В.К. Численный эксперимент при опробовании золоторудных месторождений с крупным золотом // Золото северного обрамления Пацифика. Международный горно-геологический форум. Тезисы докладов Всеколымской конференции, посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю.А.Билибина. —Магадан, 2008. С. 256—258.
6. Петровская Н.В. Самородное золото. —М.: Наука, 1973.
7. Родионов Д.А., Коган Р.И., Голубева В.А. Справочник по математическим методам в геологии. —М.: Недра, 1987.
8. Рыжов П.А., Гудков М.В. Применение математической статистики при разведке недр. —М.: Недра, 1966.
9. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. —М.: Наука, 1969.
10. Токарев В.Н., Никитенко Е.М., Лукиных В.Е., Новикова Т.М. Применение гравитационного метода пробоподготовки при оценке и разведке золоторудных объектов, локализованных в черносланцевых отложениях Северо-Востока России // Золото северного обрамления Пацифика. Международный горно-геологический форум. Тезисы докладов Всеколымской конференции, посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю.А.Билибина. —Магадан, 2008. С. 135—136.
11. Филонюк В.А., Павлюк А.М., Мильшин Е.А. и др. Причины систематического неподтверждения оценок качества руды по данным эксплоопробования на Зун-Холбинском руднике и обоснование методики достоверного определения среднего содержания золота в руде при планировании добычи // Золотодобыча. 2008. № 120. С. 19—23.

Анализ деформационных структур Эльгинского рудного узла (Восточная Якутия)

В.Ю.ФРИДОВСКИЙ (Якутский государственный университет; 677000, г.Якутск, ул.Белинского, 58;
e-mail: fridovsky@ysu.ru)

Изложены результаты структурного анализа рудоконтролирующих тектонических элементов Эльгинского рудного узла. Для рудоконтролирующих разломов характерно чередование участков с залеганием конформным слоистости пород, и относительно коротких участков, пересекающих слоистость. Наложенные деформации представлены сдвигами.

Ключевые слова: структура, деформации, анализ, золото, месторождение.

Deformation structure analysis of Elginski ore cluster (Eastern Yakutia)

V.Y.FRIDOVSKY

The results of structural analysis of ore control tectonic diastrophic elements of Elginski ore cluster are presented. Interdigitation of allotments with occurrence, orthomorph contraction joint and short allotments, crossing stratification are characteristic for ore control snap. Superimposed deformations are presented by strike-slip faults.

Key words: structure, deformations, analysis, gold, deposit.

Изучение геологического строения и полезных ископаемых Эльгинского рудного узла было начато в конце 1940-х и продолжалось до 1990-х годов. Работы этого периода были направлены на оценку россыпей и золотоносности жильных тел. В связи с поисками крупнотоннажных месторождений, нетрадиционных для региона жильно-прожилкового и прожилково-вкрапленного типов золотого оруденения в минерализованных зонах дробления, изучение рудного узла продолжилось в 2004—2008 гг. под руководством В.В.Ефимова, В.В.Лупенко. Оруденение таких типов известно на Мало-Тарынском рудном поле и осваиваемом недропользователями Наталкинском месторождении, расположенных в сходной геологотектонической обстановке [1, 3, 4].

Тектоническое строение, тип деформаций, литолого-фациальные особенности и уровень метаморфических преобразований пород, металлогеническая специализация Эльгинского рудного узла связаны с положением в юго-западном крыле Адыча-Тарынского разлома, осевая часть которого в районе работ трассируется долиной р.Эльга (рис. 1). Тектонические деформации разлома изучались ранее [2, 5, 6]. Показано, что разлом — важнейшая тектоническая и металлогеническая структура, разделяющая Кулар-Нерский сланцевый пояс и Адыча-Эльгинскую складчатую зону, с различными стилями тектонических деформаций. Позже [7] в Адыча-Индибирском междуречье установлены сегментации разлома и уточнена эволюция тектонических деформаций.

Исследование деформационных структур, закономерностей их строения и формирования, взаимо-

отношений с оруденением — важные условия повышения эффективности геологоразведочных работ. В статье изложены результаты структурного анализа тектонических, в т.ч. рудоносных, элементов Эльгинского рудного узла, выполненного с использованием современных методик исследования дислокационных элементов. Замеры линейных и плоскостных деформационных элементов обработаны на верхней полусфере сетки Вульфа. Рудный узел расположен на правом берегу р.Эльга между ручьями Угловой и Кокарин, сложен терригенными морскими флишевыми отложениями верхнего триаса быйттахской и черняйской свит (см. рис. 1). Исследования проведены на рудопоявлениях Талалахского рудного поля и Базовском месторождении Эльгинского рудного узла.

Структурный анализ рудных зон Талалахского рудного поля. Талалахское рудное поле выделяется на юго-востоке Эльгинского рудного узла (междуречье Кокарин—Мшистый, правые притоки р.Эльга) (см. рис. 1). Рудные зоны размещаются на крыльях и в замке антиклинали Безымьянная, в полосе шириной до 5—6 км (центральная часть поля), сокращающейся к северо-западу (руч.Мшистый) и юго-востоку (руч.Кокарин). Преобладает пологое падение пород на северо-восток и юго-запад под углами 20—40°, осложненное флексурами. В зонах разрывных нарушений залегание пород изменяется и становится крутым, нередко опрокинутым, развиваются сжатые и изоклинальные складки. Мощности пород в замках и на крыльях складок выдержаны, что характерно для структур концентрического типа, формирующихся с

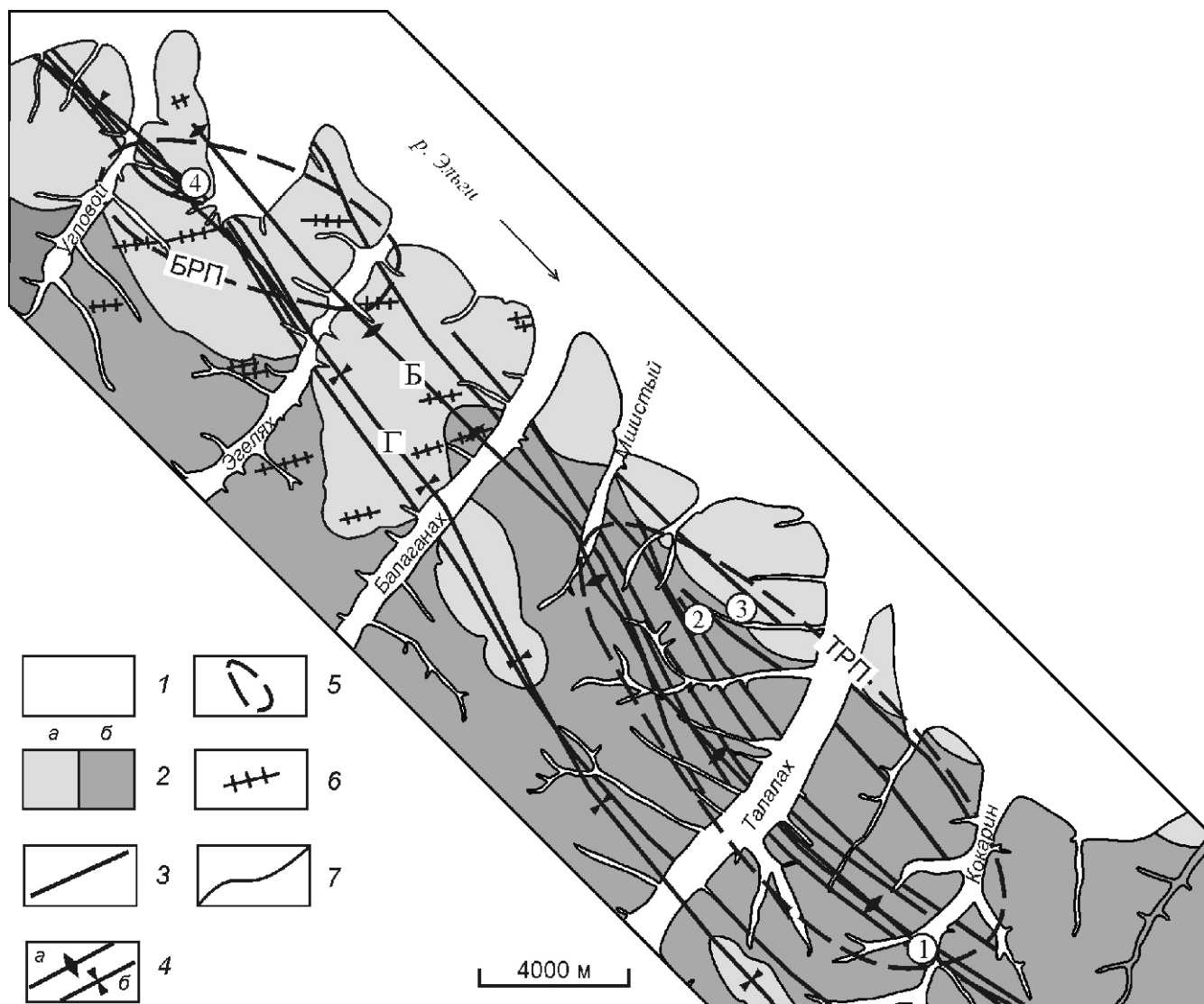


Рис. 1. Схема геологического строения Эльгинского рудного узла. Использованы данные В.В.Лупенко, 2007:

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — верхнетриасовые отложения (Т₃), свиты: а — черняйская (cr), б — быйттахская (bt); 3 — разрывные нарушения; 4 — оси складок: а — Безымянная антиклиналь (Б), б — Голубичная синклиналь (Г); 5 — рудные поля (БРП — Базовское, ТРП — Талалахское); 6 — позднеюрские дайки долеритов (J₃); 7 — стратиграфические границы; золоторудные месторождения и проявления (цифры в кружках): 1 — Кокарин—Встречный, 2 — Марсианка; 3 — Крайнее, 4 — Базовское

участием значительных межпластовых движений. Закономерное увеличение напряженности складчатости отмечается с юго-запада на северо-восток в направлении приближения к Адыча-Тарынскому разлому. В этом направлении открытые складки сменяются сжатыми, а затем изоклиналими с юго-западной вергентностью, согласующейся с направлением транспорта пород при позднеюрских—ранненеокомовых коллизивно-аккреционных событиях. По этой причине складки асимметричны. Строение антиклинали Безымянная существенно отличается в левом и правом бортах руч.Талалах. В междуречье ручьев Мшистый—Талалах складка линейная сжатая до изоклиальной, а на площади, ограниченной средним течением ручьев Кокарин и Талалах, характери-

зуется брахиформным строением. Непроницающий кливаж, параллельный осевым поверхностям складок, проявлен вблизи зон разрывных нарушений.

Главные разрывные нарушения простираются к северо-западу в соответствии с Адыча-Тарынским разломом и тесно связаны с его развитием. С юго-запада на северо-восток выделяются разломы Развалистый, Веткинский, Безымянный, Центральный, Марсианка и Крайний, на отдельных интервалах контролирующее размещение оруденения. Они сложены брекчированными породами, милонитами, проявлена пиритизация и линзовидно-прожилковое окварцевание мощностью до первых метров.

Участок Кокарин—Встречный (верхнее течение руч.Кокарин, рис. 2) приурочен к своду антиклинали

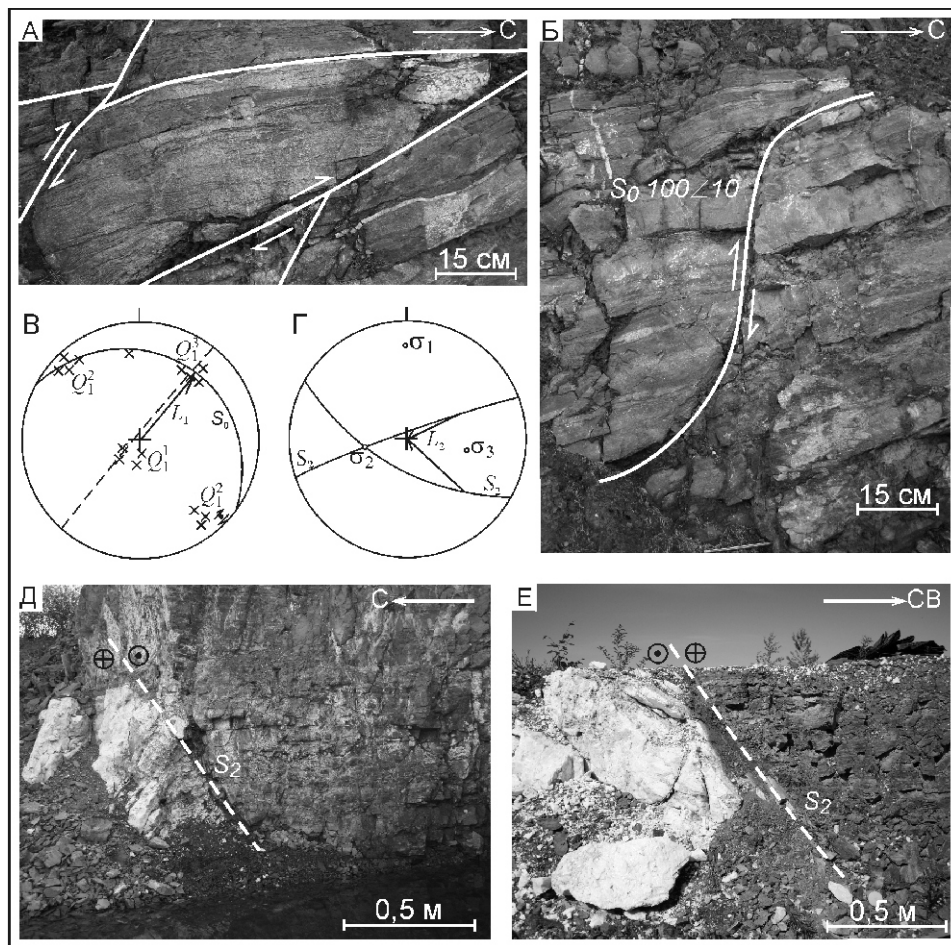


Рис. 2. Деформационные структуры участка Кокарин—Восточный:

А, Б — надвиги; стереограммы: В — полюсов кварцевых жил (крестики), пункт — пояс полюсов кварцевых жил, сплошная линия — слоистость S_0 , стрелка — направление смещения пород L_1 ; Г — реконструкции ориентировки палеотектонических полей напряжений второго этапа деформаций (оси: σ_3 — сжатия, σ_2 — промежуточная, σ_1 — растяжения); Д-Е — сбросо-сдвиги S_2 второго этапа деформаций

Безымянная, с близгоризонтальным залеганием или пологим ($10\text{--}15^\circ$), к югу, юго-западу и западу наблюдается падение пород. В левом борту руч.Кокарин проявлена серия послойных срывов и надвигов на значительном протяжении субпараллельных слоистости (см. рис. 2, А). На коротких участках сместители пересекают слои, формируя мелкие фронтальные ramпы с видимой амплитудой смещения до первых десятков сантиметров (см. рис. 2, Б). Эпизодически проявлен непроникающий грубый трещинный кливаж крутого (80°) падения к юг-юго-западу и толщиной литонов до $5\text{--}10$ см, зависящей от состава пород. На кливажных поверхностях отмечаются субгоризонтальные борозды скольжения, что указывает на унаследованность северо-западных направлений наложенными сдвигами. Выполненные массовые замеры элементов залегания кварцевых жил и прожилков позволили выделить несколько систем (см. рис. 2, В). Жилы первой системы Q_1^1 залегают согласно с вмещающими породами. Они представляют собой известные, частично отработанные, межпластовые кварцевые жилы 1, 4, 5 с золотом, скородитом, блёклой рудой. Жилы двух других систем Q_1^2 и Q_1^3 ответвляются от Q_1^1 , ортогональны к ним и слоистости, параллельны соответственно латеральным и фронтальным ramпам надвиговых чешуй. Мощности секущих жил незначительные — первые сантиметры. На сорванных контактах жил северо-восточного про-

стирания отмечаются близгоризонтальные борозды скольжения.

Поздние деформации представлены сопряженными левыми и правыми сдвигами со сбросовой составляющей смещения, соответственно северо-западного и северо-восточного простирания (см. рис. 2, Д и Е). Они смещают жилу 4, вскрытую в траншее и приустьевом обнажении штольни по правому борту руч.Кокарин. Жила сложена слабоминерализованным белым кварцем массивной, реже полосчатой и друзовидной текстур и нарушена близвертикальными трещинами северо-западного простирания. Во вмещающих породах проявлена обильная пиритизация, вероятно, диагенетического типа. Разломы небольшой мощности (первые сантиметры) выполнены брекчией вмещающих пород. Близко к положению разломов ориентируются поздние кварцевые прожилки небольшой мощности (первые миллиметры). Рассчитанное положение палеотектонических осей напряжений с учетом ориентировки сдвигов, образующих динамопару, следующее: σ_3 — $280\text{--}36^\circ$; σ_2 — $80\text{--}50^\circ$; σ_1 — $18\text{--}12^\circ$ (см. рис. 2, Г).

На участке Марсианка (верховья ручьев Правый Возвратный и Нижний, рис. 3) вскрываются структуры одноименного разлома северо-западного простирания, представленные серией тектонических швов, субсогласных смятым в сжатые и изоклинальные складки вмещающим породам крутого ($75\text{--}90^\circ$) па-

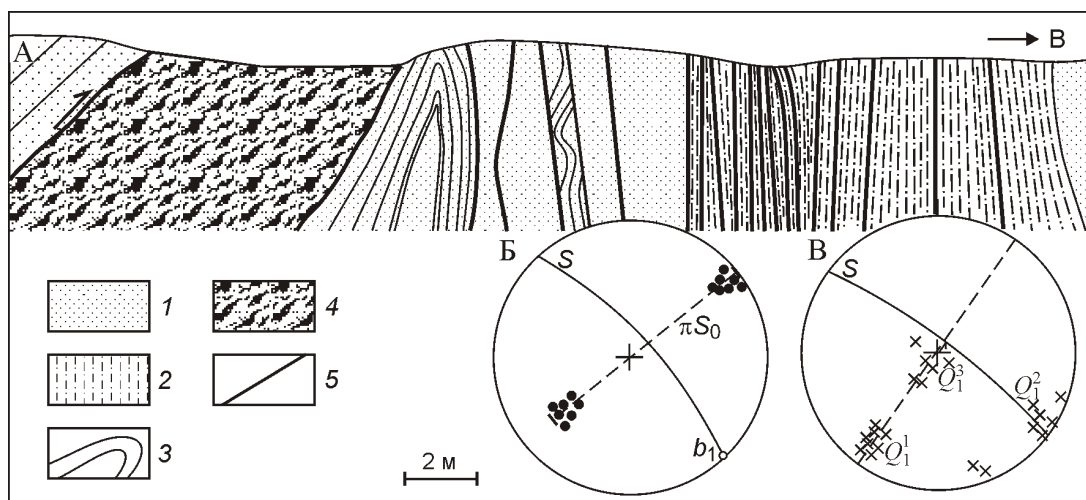


Рис. 3. Геологический разрез (А), полюсы слоистости (Б) и кварцевых жил (В) участка Марсианка:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — слоистость; 4 — милониты; 5 — разломы

дения к юго-западу (см. рис. 3). Полюса слоистости, замеренные на крыльях складок, на стереографической проекции группируются вдоль дуги большого круга, характерной для цилиндрических складок (см. рис. 3, Б). Видимая мощность зоны повышенных деформаций не менее 30 м. Наиболее значительные деформации — межслоевые. В глинистых отложениях развит интенсивный межслоевой кливаж S_1 , облегчающий разлинзование и будинирование пластов песчаников. Проявлены открытые внутрислоевые складки волочения с размахом крыльев до нескольких метров с шарнирами b_1 , погружающимися к северо-западу под углами от 0 до 25°. Их осевые поверхности полого (5—10°) падают к северо-востоку. На поверхностях слоистости отмечены вертикальные борозды скольжения, ортогональные шарнирам складок F_1 . В одном структурном парагенезисе с ранними складками находятся вертикальные разломы северо-восточного простирания с близгоризонтальными бороздами скольжения, представляющие на первом этапе деформаций латеральные рампы с незначительной амплитудой смещения. На поверхностях слоистости наблюдаются также горизонтальные борозды скольжения. Они ассоциируют с поздними сдвигами, наследующими ориентировку ранних нарушений северо-западного простирания.

Оруденение участка приурочено к минерализованной зоне смятия и дробления. Это наиболее масштабный тип рудных зон с преобладанием сульфидизированных метасоматически измененных, окварцованных и дислоцированных пород. Подчиненное значение имеют жильно-прожилковый и жильный типы. Жильно-прожилковый тип характеризуется развитием маломощных кварцевых жил и оперяющих их разнонаправленных прожилков среди участков окварцевания и брекчирования. Жильный представ-

лен кварцевыми жилами мощностью до 1 м и протяженностью по простиранию до первых десятков метров. Обычно они сопровождаются тонкими кварцевыми прожилками. На участке структурно-морфологические типы рудных зон проявляются в различных сочетаниях и объемах.

Выделяются три системы кварцевых жил и прожилков (см. рис. 3, В). Кварцевые жилы первой системы Q_1^1 согласны слоистости S_0 и тектоническим нарушениям. Для жил характерны максимальные параметры и полосчатые текстуры, развивающиеся на контактах с вмещающими породами. Кварцевые прожилки второй Q_1^2 и третьей Q_1^3 систем ортогональны слоистости S_0 . Первые имеют крутое, преимущественно юго-восточное падение, для вторых характерны пологие (12—32°) падения к юго-западу. В этап формирования кварцевых жил устанавливаются взбросо-надвиговые деформации с ориентировкой осей локального палеотектонического поля напряжений (σ_1 — 210° 10°; σ_2 — 310° 0°; σ_3 — 30° 80°).

На участке Крайний (верховья руч. Крайний, рис. 4) ранние дислокации представлены взбросо-надвигом юго-западной вергентности зоны Крайняя. Осевая часть зоны сложена милонитами с кварцевыми жилами полосчатой текстуры. В ее висячем крыле расположена асимметричная антиклинальная складка видимой шириной до 10 м (см. рис. 4, А). Статистический анализ полюсов слоистости показал, что складка цилиндрического типа с близгоризонтальным шарниром северо-западной ориентировки (см. рис. 4, Б). Осевая поверхность складки параллельна зоне Крайняя. При выполаживании сместителя зоны можно предполагать развитие опрокинутых отложений юго-западных крыльев.

Эпизодически проявлен трещинный кливаж непрогибающего типа, для которого характерно северо-за-

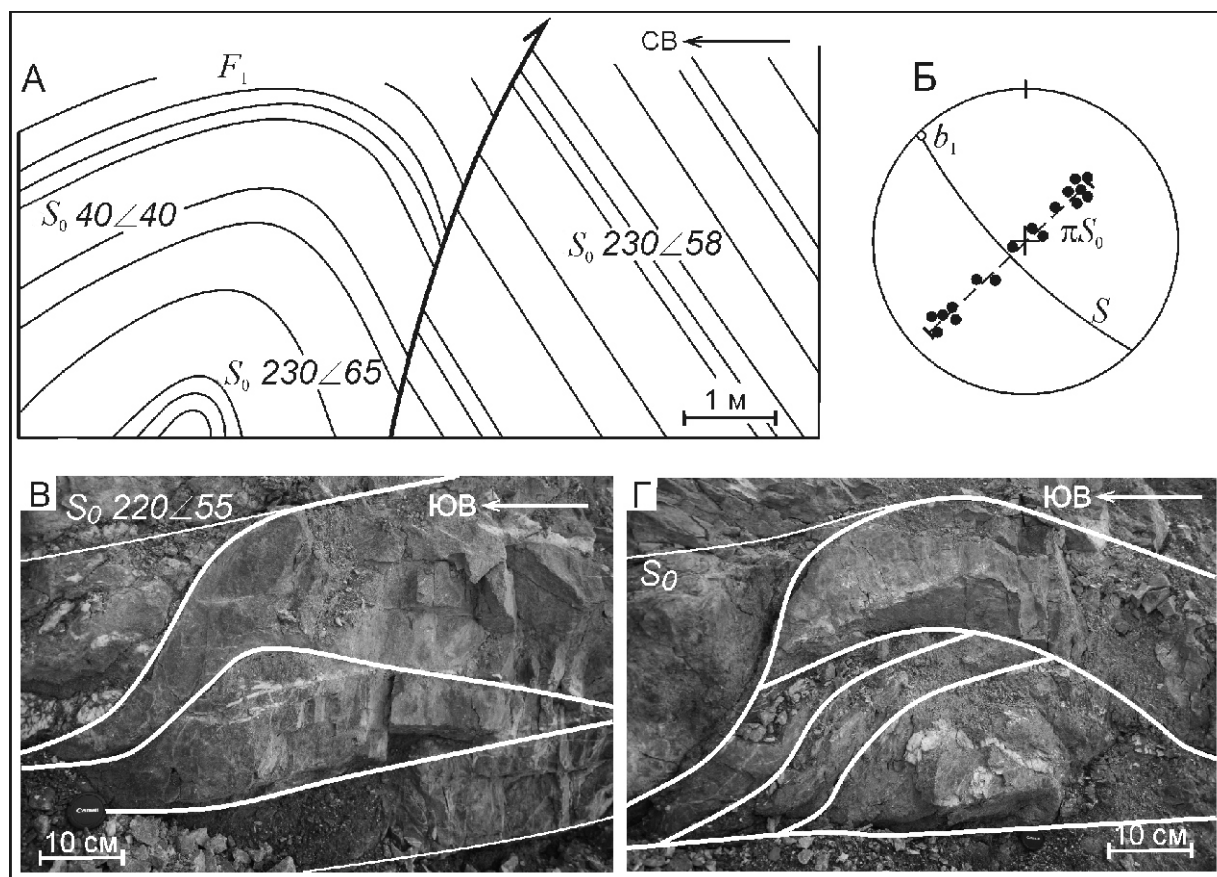


Рис. 4. Складчатые дислокации первой генерации (А) и присдвиговые дуплексы (В, Г) третьего этапа деформаций участка Крайний:

S_0 — полюса слоистости; $F_1(b_1)$ — рассчитанный шарнир складок; S — осевая плоскость

падное простирание. Толщина литонов изменяется в зависимости от компетентности пород — в алевролитах она составляет 0,5—1 см. Линейность S_0 1 пересечения кливажа и слоистости параллельна шарнирам складок F_1 . Так же как и на других участках, около зон дискретно развиты поперечные нарушения с преимущественно сдвиговыми смещениями (латеральные ramпы), находящиеся в парагенезисе с надвиговыми деформациями.

В лежащем крыле разлома светлые среднезернистые песчаники падают на юго-запад (азимут падения 220—240 55—70). Здесь же проявлен жильно-прожилковый структурно-морфологический тип рудных тел, сопровождающий жильные образования, частично отработанные. Выделяются две системы кварцевых прожилков и жил, ориентировка которых тесно связана с положением зоны Крайняя. Обе системы простираются близпараллельно зоне: Q_1^1 — согласна зоне, Q_1^2 — ортогональна ей. Отражением наложенных деформаций являются малоамплитудные присдвиговые дуплексы (см. рис. 4, В и Г). Они ограничены межпластовыми зонами, между которыми кулисообразно располагаются сдвиги, образующие в плане ромбовидные блоки.

Структурный анализ рудных зон месторождения Базовское, расположенного на северо-западе Эльгинского рудо-россыпного узла в осевой части Голубичной синклинали, осложненной разломом Диагональный (см. рис. 1). Разлом имеет северо-западное простирание, крутое падение на северо-восток и трассируется в юго-восточном направлении до Талалахского рудного поля. В районе месторождения Базовское северо-западное простирание разлома меняется на субширотное и от него ответвляются известные рудные зоны (Восточная, Центральная, Средняя, Западная). Исследования проведены в центральной части месторождения (междуречье ручьев Угловой—Промежуточный), сложенного песчаниками, алевролитами и алевропесчаниками. Магматические образования представлены редкими дайками позднеюрских диоритовых порфиров близширотного простирания.

На месторождении широко развиты межслоевые деформации [8, 9]. По руч.Базовский (правый приток руч.Угловой) они обычно приурочены к контактам пород различного состава (песчаники и алевролиты) и падают к северо-востоку под углами 30—60 . В правом борту нижнего течения ручья на протяжении около 20 м в подошве пласта песчаников вскрывается

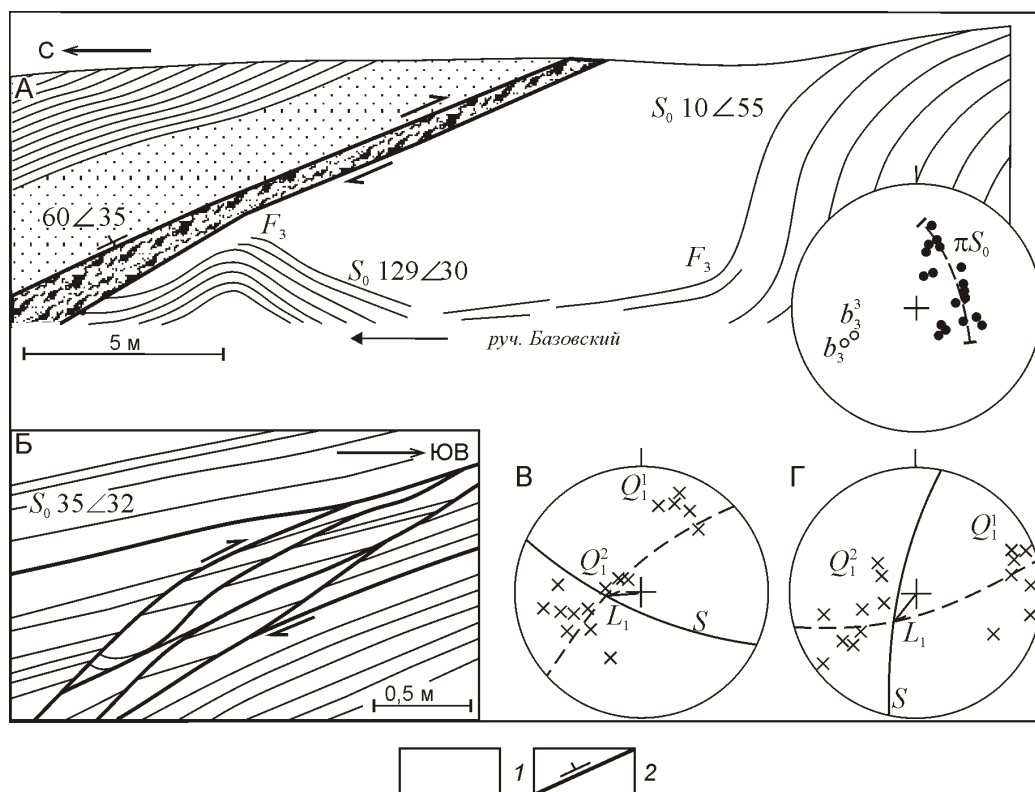


Рис. 5. Тектонические деформации месторождения Базовское:

А — межслоевые надвиги и складки F_3 ; стереограмма — полюса слоистости S_0 , рассчитанный b_3 и замеренный b_3^3 шарниры складок F_3 ; Б — надвиговые деформации; В и Г — стереограммы полюсов кварцевых жил (крестики): пунктир — пояс полюсов кварцевых жил, сплошная линия — разломы S , стрелка — направление смещения пород L_1 , канавы: В — 611, Г — 601; 1 — песчанники; 2 — алевропесчанники; 3 — слоистость; 4 — милониты; 5 — надвиги и элементы их залегания

межпластовая зона дробления и милонитизации мощностью до 1 м (рис. 5, А). При перемещении надвигов с одного горизонта скольжения на другой развиваются фронтальные ramпы, ориентированные под углом к напластованию пород, а системы межслоевых и секущих надвигов образуют дуплексы с тыловым падением чешуй (см. рис. 5, Б).

С надвиговыми деформациями связано формирование линейных складок F_1 концентрического типа с преобладающими северо-западным простиранием и юго-западной вергентностью, изображенных на разномасштабных геологических картах района. Преобладают открытые, реже сжатые складки. В зонах влияния разрывных нарушений картируются опрокинутые складки. Так, в левом борту руч. Базовский вскрывается асимметричная сжатая синклинали складка с опрокинутым юго-западным крылом. Складка северо-западного простирания с близгоризонтальным шарниром, ортогонально к которому ориентируются борозды скольжения L_1 на поверхностях слоистости. Проявлен будинаж пластов песчанников.

На месторождении развито несколько систем кварцевых жил и прожилков, ориентировка которых опре-

деляется положением рудоконтролирующих зон. Так, в интервале, ограниченном канавами 606—517, рудная зона Восточная характеризуется запад-северо-западным простиранием (азимут падения 20—30 70—80) (см. рис. 5, В). Развита несколько систем разноориентированных кварцевых жил и прожилков. Жилы первой системы Q_1^1 согласны залеганию вмещающих пород и межпластовых зон дробления, имеют выдержанные параметры. Кварцевые жилы системы Q_1^2 падают к западу и юго-западу под разными углами. Они характеризуются невыдержанной мощностью, развитием друз горного хрусталя, быстро выклиниваются в направлении удаления от жил Q_1^1 и представляют эшелоны трещин отрыва, выполненных жильным материалом. Полюса кварцевых жил и прожилков на стереографической проекции группируются вдоль пояса, линия пересечения которого с проекцией плоскости разрывного нарушения S определяет положение вектора смещения L_1 в рудный этап формирования структуры. Устанавливается взбросо-надвиговый характер перемещения пород. В интервале канав 517—515 в соответствии с изменением положения рудной зоны Восточная изменяется простирание кварцевых жил и про-

На месторождении Базовское установлено широкое развитие наложенных сдвиговых деформаций. Разломы этого этапа в основном наследуют положение ранних нарушений. Происходит трансформация надвигов и взбросов в нарушения с комбинированной транспрессионной и транстензионной кинематикой. Во вмещающих разломы породах развиты поздние концентрические складки F_3 с пологими шарнирами b_3 (25—30 °), погружающимися к северо-востоку и востоку (см. рис. 5, А). Складки обычно симметричные, реже асимметричные, шириной и амплитудой до нескольких метров конического и цилиндрического типов. Кливаж в связи со складчатыми деформациями не развивается. Структурный рисунок складок, их вергентность указывают на правосдвиговую кинематику. Со сдвиговыми деформациями ассоциирует бугорчатость L_3 , погружающаяся в соответствии с падением пород.

Золотокварцевое оруденение Эльгинского рудного узла ассоциирует с надвиговыми деформациями. В качестве ведущего структурно-тектонического фактора размещения оруденения установлены пересечения рампов: фронтальных и косых, фронтальных и латеральных. Структурно-морфологические типы рудных зон (жильно-прожилковый, жильный, минерализованные зоны смятия и дробления) развиты в различных сочетаниях и объемах. Для Талалахского рудного поля характерны жилы согласные с залеганием пород, вероятны минерализованные зоны дробления с жильно-прожилковым оруденением, известные на Базовском месторождении.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов № 558, 2568 Аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы».

1. Гончаров В.И., Воронин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. — Магадан, 2002.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. — М.: Наука, 1979.
3. Задорожный Д.Н., Узюнкоян А.А., Ималетдинов Б.Н. Золотокварцевые месторождения Тарынского рудно-россыпного узла и перспективы новых открытий // Золото северного обрамления Пацифика. — Магадан, 2008. С. 65—66.
4. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
5. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разлома // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90—102.
6. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова, М.И.Кузьмина. — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
7. Третьяков Ф.Ф. Региональный структурный анализ тектонических деформаций и сегменты Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2002. № 5. С. 54—59.
8. Третьяков Ф.Ф. Структурные исследования в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 91—96.
9. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. Деформационные структуры Верхне-Индигирского района в связи с процессами высокопродуктивной рудогенерации // Рудогенез и металлогения Востока Азии. Материалы конференции. — Якутск, 2006. С. 202—204.
10. Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Соловьев Е.Э. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны (северо-восточная Якутия) // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16—21.

Ордовикские конодонты на Урале и проблема возраста губерлинской свиты

В.Г.КОРИНЕВСКИЙ (Институт минералогии УрО РАН; 456317, Челябинская обл., г.Миасс;
e-mail: kor@ilmeny.ac.ru)

Доказывается средне-позднеордовикский возраст туфогенно-осадочных и вулканогенных пород губерлинской свиты Южного Урала. Критически рассматриваются представления о переотложенном характере конодонтовых комплексов в яшмовидных туффитах губерлинской свиты, на основании которых делался ошибочный вывод о среднедевонском возрасте свиты. Отмечается необходимость разграничения литологически подобных губерлинской и косистекской свитам Урала. Возраст косистекской свиты раннесилурийский.

Ключевые слова: Южный Урал, средний ордовик, губерлинская свита, конодонты.

Ordovician conodonts on Urals and problem of age of guberlinskaya suite

V.G.KORINEVSKY

Representation about transprecipitous nature of conodonts complexes in tuffites of guberlinskaya suite are critical considered. Erroneous conclusion about Middle Devonian age of a suite was based on these representations. Guberlinskaya and kosistekskaya suites are similar to lithological composition but kosistekskaya suite has Early Silurian age.

Key words: Southern Urals, Middle Ordovician, guberlinskaya suite, conodonts.

Широкое привлечение конодонтовых комплексов к стратиграфическим исследованиям привело к определению или уточнению возраста многих вулканогенно-осадочных палеозойских толщ складчатых областей. Удалось показать быстротечность накопления (1—2 конодонтовые зоны) мощных вулканогенных рудоносных свит Урала [15], провести их надежную корреляцию в разных структурно-формационных зонах. Конодонты местами сохраняются даже в метаморфизованных (фашия зеленых сланцев) интенсивно дислоцированных осадках, что дало возможность впервые установить их возраст (в керне Уральской сверхглубокой скважины и в метаморфитах Эбетинского антиклинория южной части поднятия Уралтау). Благодаря находкам конодонтов удалось доказать присутствие в складчатом поясе Урала кремнистых конденсированных разрезов, а также наличие разновозрастных тектонических пластин и клиньев в разрезах толщ, считавшихся однородными и имевших вполне определенную возрастную датировку [7, 15]. Последнее обстоятельство играет очень большую роль при установлении стратиграфической последовательности толщ в складчатых областях, на Южном Урале в частности [4, 5, 7, 15, 18].

Конодонтологи [3] установили явление переотложения древних конодонтов в более молодых осадках, поэтому следует осторожно относиться к их единичным находкам без указания характера вмещающих отложений, их геологической позиции (прослои или тектонические клинья и пластины), цвету и особенностям морфологии самих конодонтов, их видовому разнообразию, присутствию разновозрастных форм и др. Такие случаи детально описаны для Южного Тянь-Шаня [3]. На присутствие переотложенных

комплексов дораннедевонского времени в отложениях нижнего и среднего девона Урала обратили внимание К.С.Иванов и В.Н.Пучков [8], подтвердили это и исследования Д.В. Борисенка, А.В.Рязанцева, В.А.Аристов, С.В.Дубининой [4, 5, 18, 19, 20]. Отмечено [8] весьма широкое распространение явления переотложения конодонтов в каменноугольных и пермских отложениях Урала, изученного В.Г.Халымбаджей, В.В.Черных и В.Н.Пазухиным.

Далее в статье описан кажущийся случай переотложения ордовикских конодонтов в среднедевонской кремнистой толще на юге Сакмарской зоны Урала, который повлек кардинальный пересмотр возраста [8, 15] давно существующей в стратиграфической схеме Урала губерлинской свиты [6, 21].

Губерлинская свита — реально существующее геологическое тело. В обиход уральских стратиграфов губерлинская свита была введена Е.Э.Разумовской [6]. Этим названием она предложила именовать толщу чередующихся пластов пестроцветных, преимущественно зелено-серых кремнистых туффитов, аргиллитов, туфопесчаников и вулканитов основного и кислого составов, согласно залегающей на толще переслаивающихся зелено-серых и вишневых туфогенных аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников, ранее выделенных в кураганскую свиту нижнего-среднего ордовика [14]. Возраст кураганской свиты обосновывался редкими находками фауны в ряде пунктов. Как оказалось позже [2, 12], эти породы с остатками фауны не принадлежат к разрезу кураганской свиты. Однако в дальнейшем, благодаря многочисленным находкам конодонтов в туфогенных аргиллитах и алевролитах, в пропластках кремнистых пород основной объем кураганской свиты все же был

датирован средним ордовиком, а в ряде пунктов — верхним [8, 9, 12, 15, 18, 20]. Е.Э.Разумовская считала губерлинскую свиту вулканогенной фацией кураганской. Свита широко распространена в пределах Сакмарской зоны Южного Урала, оренбургской и казахстанской частях. Значительные площади ее распространения закартированы по обрамлению гор Шайтантау, левобережью р.Сакмара у дер.Чураево, в Утягуловской структуре, в бассейне р.Письменка восточнее дер.Кидрясово, в верховьях р.Киндерли, вдоль рек Кураган, Блява, Хмелевка, Большая и Малая Каяла, Губерля, Дергаиш, на правобережье Медес, Терекла и др.

Исследования [22, 23] подтвердили для всей территории Сакмарской зоны согласную смену вверх по разрезу пестроцветных туффогенных сланцев и аргиллитов кураганской свиты толщей массивных бирюзово-зеленых туфов, кремнистых туффов со значительным объемом субвулканических тел липаритов, пачками базальтов и кремнистых пород. Эту толщу Н.П.Херасков и Е.Е.Милановский назвали терекским типом разреза кураганской свиты. По набору пород и положению в разрезе данный тип отвечал губерлинской свите в понимании Е.Э.Разумовской [6]. С этим мнением согласился и А.В.Клочихин, проводивший геологическую съемку в Сакмарской зоне [24]. Ученые ГИН РАН [22] также выделяют губерлинскую свиту, датируя ее средним ордовиком — самыми низами силура. Они относят ее к кремнисто-туфовому комплексу терригенно-кремнисто-туфовой формации, куда включают и более молодые отложения косистекской свиты.

Самый мощный разрез губерлинской свиты (около 1200 м) был описан [24] в бассейне рек Каяла и Губерля. Авторы описания выделили в нем три толщи. По данным автора в низовьях рек Большая и Малая Каяла ниже развалин пос.Молоканский (рис. 1) разрез губерлинской свиты несколько иной, чем он описан в работе [24]. В его основании тектонически ниже залегает толща пород тремадокского яруса нижнего ордовика, имеющая здесь двучленное строение разреза. Его нижняя часть представлена серыми алевросланцами с неоднократно наблюдаемыми прослоями мелкозернистых слюдистых полимиктовых песчаников, в которых содержатся остатки створок брахиопод и панцирей трилобитов [13]. Нередко встречаются тонкие пропластки темно-серых кремнистых пород, иногда — линзы бомбовых туфов базальтового состава. Тектонически выше расположена толща серых листоватых аргиллитов с многочисленными алевролито-кремнистыми уплотненными овальными стяжениями, местами содержащими обильные остатки трилобитов, брахиопод, иногда конодонтов и ветвистых граптолитов верхнего тремадока. По литологическому составу и комплексу органических остатков описанные породы — полный аналог выделяемой автором южнее алимбетской свиты тремадо-

ка [12]. По резкой тектонической границе листоватые аргиллиты алимбетской свиты выше сменяются породами губерлинской свиты. Низы ее разреза представлены толщей чередующихся пластов плотных тонкозернистых буровато-серых туффов с пропластками вишневых туфоаргиллитов. Мощность толщи 160 м. Совершенно согласно выше она сменяется толщей светло-бурых тонкозернистых туффов, в подошве начинающаяся протяженным пластом вишневых аргиллитов мощностью 15 м, а в кровле венчающаяся еще более мощной (35 м) пачкой подобных аргиллитов. В средней части разреза этой толщи в пачке вишневых аргиллитов мощностью около 15 м на левом берегу р.Малая Каяла [5, 20, точка 102] собраны конодонты среднего ордовика, датирующие губерлинскую свиту в ее стратотипе. Мощность толщи туффов и вишневых аргиллитов 90 м. Ее согласно перекрывает толща светло-бурых тонкозернистых туффов кислого состава, содержащая прослои туфопесчаников, линзы туфогравелитов. Заметного количества вишневых аргиллитов в ней не отмечено. Мощность толщи около 500 м. В ее средней части на правобережье р.Большая Каяла обнажается пачка хлоритизированных миндалекаменных базальтов мощностью 30 м. Южнее выходы пород губерлинской свиты тектонически граничат с серпентинизированными породами Хабаровинского массива. Мощность губерлинской свиты в описанном разрезе 750 м.

Более мощный разрез пород губерлинской свиты описан [22] в верховьях р.Киндерли, сложенный чередованием зеленых разнообломочных липаритовых пемзовых туфов, кремнистых туффов и тефрогенных липаритовых песчаников, иногда линз яшм. К этим породам приурочены субвулканические тела кварцевых кератофиров. Суммарная мощность разреза около 900 м.

Недавние работы [20] показали, что губерлинская свита имеет изменчивый состав. Авторы данной работы полагают, что на юге зоны (правобережье р.Губерля) это преимущественно базальты с подчиненным объемом риолитов с пропластками красных туфогенных аргиллитов. В тонком (10 см) прослое красных туффов среди базальтов здесь обнаружены [20, с. 99, точка 87] лландейльские конодонты *Ansella nevadensis* (Ethington et Schumacher), *Periodon aculeatus* Hadding, *Dapsilodus similis* (Rhodes), *Walliserodus* sp. По мнению автора, отнесение таких пород к губерлинской свите вряд ли целесообразно, поскольку примерно в 40 км юг-юго-восточнее в стратотипе сугралинской свиты на реках Суграла и Калымта пропластки яшмовидных алевролитов в сходных подушечных базальтах содержат близкий по возрасту комплекс конодонтов [11]. По-видимому, упомянутая базальтовая толща на р. Губерля также принадлежит к сугралинской свите. В остальных же районах развития губерлинской свиты ее облик

определяют зелено-серые и бирюзово-зеленые чередующиеся пласты тонкозернистых туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, часто ритмично-слоистые [22]. Нередки пачки массивных кремнистых туффитов, которые местами достигают большой

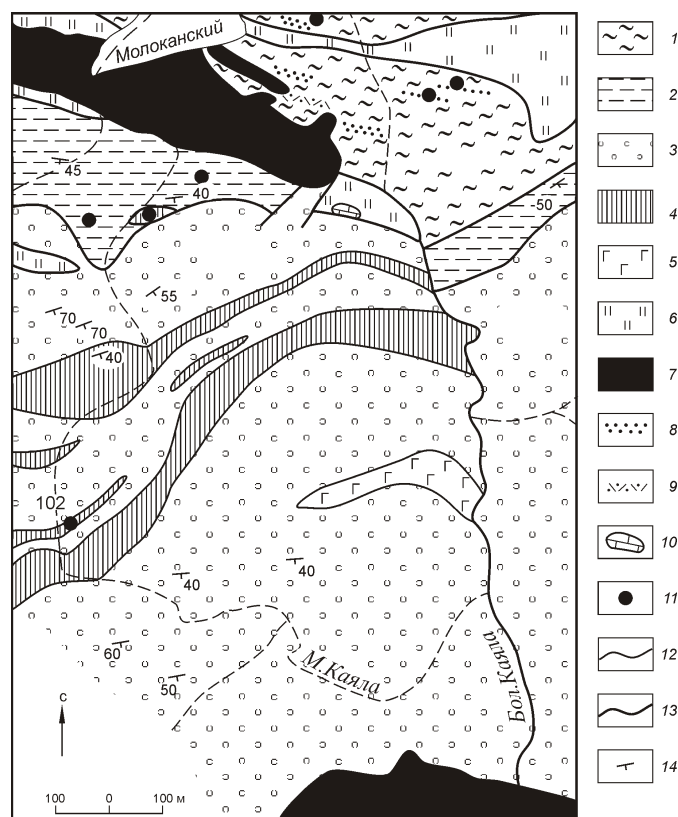


Рис. 1. Геологическая схема междуречья Малой и Большой Каялы южнее развалин пос. Молоканский. Составитель В.Г.Кориневский (1977) с дополнениями из работы [20]. Топографическая основа — аэрофотоснимки масштаба 1:10 000:

алимбетская свита нижнего ордовика, O_1-2al : 1 — алевросланцы с прослоями песчаников, пропластками кремнистых пород, редко бомбовых туфов базальтов, 2 — листоватые аргиллиты с алевролит-кремнистыми стяжениями; губерлинская свита среднего-верхнего ордовика, O_2-3gb : 3 — толща чередующихся пластов пепловых туффитов, туфоаргиллитов, туфопесчаников с прослоями кремнистых туффитов, 4 — протяженные прослои вишневых туфогенных аргиллитов, 5 — пачки афировых базальтов; 6 — массивные кремнистые породы, кремнистые брекчии сакмарской свиты силуро-девона, S-Dsk; 7 — серпентинитовый офиолитокластовый меланж; 8 — прослои слюдистых полимиктовых песчаников; 9 — прослои бомбовых туфов базальтового состава; 10 — изолированные выходы ниже-среднедевонских известняков; 11 — места находок ископаемой фауны и конодонтов ордовика [20, точка 102]; границы пород: 12 — стратиграфические; 13 — тектонические; 14 — элементы залегания пород

мощности (бассейн р.Письменка восточнее дер.Кидрясово) [11]. Изменчивость разрезов губерлинской свиты определяется лишь соотношениями объемов тех или иных основных разновидностей пород. Так, в Утягуловской структуре заметную роль играют туфы, туффиты и базальты [20]. В окрестностях дер.Чураево среди пластов туфогенных аргиллитов, алевролитов и песчаников появляются линзы конгломератов, а по обрамлению гор Шайтантау в пластах туфогенных пород отчетливо проявлена ритмичность и др.

Как оказалось, из-за слабой геологической изученности территории Сакмарской зоны в период работ составителей первых стратиграфических схем ордовика этой территории [14, 6], к губерлинской свите в отдельных участках были отнесены разновозрастные комплексы пород. Этот факт впервые обнаружили в 1959 г. А.Д.Петровский и А.В.Хабаков [24]. В бассейнах рек Каяла и Губерля они выявили выходы известняков с макрофауной девона. Подчеркивался сборный характер губерлинской свиты [16]. Позже в этом же районе в пачке плитчатых кремней были найдены конодонты среднего девона [17]. Несмотря на то, что еще в 1960 г. был показан чужеродный по отношению к губерлинской свите характер девонских известняков на реках Каяла и Губерля [24], появилось мнение об отнесении губерлинской свиты к среднему девону [8, 17]. Более того, предложено изъять губерлинскую свиту из стратиграфической схемы ордовика Урала, так как под этим термином объединены гетерогенные разновозрастные образования от нижнего силура до среднего девона включительно [15].

Ситуацию прояснили работы геологов ГИН РАН и МГУ [5, 18—20], которые установили, что в этих участках девонские породы слагают или тектонические пластины, или входят в виде кластолитов в микститовые отложения, также залегающие в виде пластин в поле развития губерлинской свиты. Самый главный вывод этих исследователей заключается в том, что губерлинская свита как литолого-стратиграфическая единица ордовикского возраста в Сакмарской зоне существует. С этим выводом нельзя не согласиться.

Находки фауны в губерлинской свите. С момента выделения губерлинская свита около 45 лет оставалась немой: остатки фауны обнаружить в ней не удавалось. Первая находка была сделана автором публикации в 1983 г. [9]. В казахстанской части Сакмарской зоны Урала в обрыве правого берега р.Терекла (приток р.Урал) напротив фермы Кенсайран в основании склона в виде элювиальной щебенки обнажаются коричневатые-серые туфогенные аргиллиты с прослоями их вишневых разновидностей и плотных бурых тонкозернистых туффитов. Предыдущие исследователи [22, 23] эти породы относили к кураганской свите. Их видимая мощность здесь около 50 м. С видимым согласием аргиллиты кураганской свиты

выше по склону сменяются каменистыми выходами толщи зелено-серых кремнистых пород и туффитов с прослоями мелкозернистых кварцевых алевролитов с бугристыми поверхностями наслонения и знаками ряби, которые считаются принадлежащими губерлинской свите [22]. Отложения достаточно круто с изгибами по падению падают к югу. Они прослеживаются вверх по склону на расстояние свыше 50 м (рис. 2). По литологическому составу и положению в разрезе эта толща аналогична губерлинской свите. В 12—15 м выше ее основания скалистой грядкой мощностью 1—1,5 м среди зелено-серых кремнистых пород обнажается пласт сургучно-красных с обилием радиолярий яшм. На поверхностях плиток в коренном обнажении яшм обнаружены конодонты (точка Г-382): *Periodon grandis* (Ethington) (*falodiform* el., *cordylodiform* el.), *Belodella* sp., *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Subcordylodus* (?) sp. По заключению С.В.Дубининой, эти конодонты характеризуют интервал возраста как карадок-ашгиллский. Позже из этого же пласта [8] были собраны «*Acodus*» sp., «*Drepanodus* cf. *suberectus* Branson et Mehl», «*Oistodus* cf. *basiovalis* S.», «*Oistodus* sp.», «*Scolopodus* sp.» (определения В.А.Наседкиной). Эти же авторы в самой верхней части холма в коричневато-зеленоватых алевролитистых равноплитчатых яшмовидных породах обнаружили конодонты верхнего ордовика (возможно, низов ашгилла): «*Periodon grandis* (Ethington)», «*Drepanodus* sp.». Указанные исследователи предполагают, что яшмово-кремнистая толща здесь образует крупную запрокинутую складку и находится в перевернутом залегании. Первые сборы конодонтов были произведены из развалов плиток яшм. В одной из плиток В.Н.Пучков тогда определил *Polygnatus* ? cf. *costatus* Klapper.

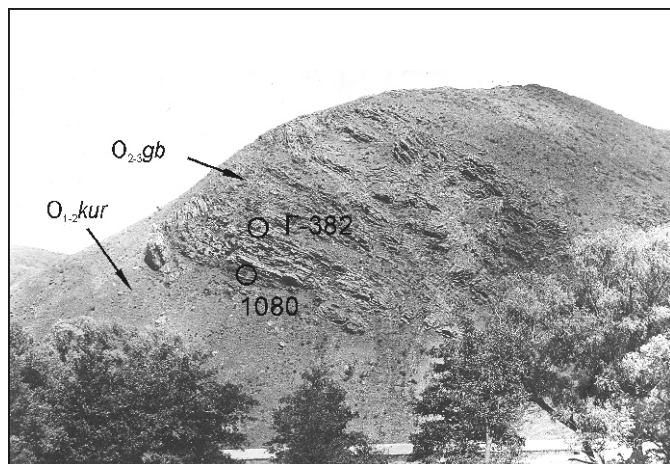


Рис. 2. Выходы пород губерлинской свиты в правобережном обрыве р.Терекла напротив фермы Кенсайран. Фото В.Г.Кориневского:

место сборов конодонтов: Г-382 — среднего ордовика [9, 11], 1080 — примерное среднего девона [8]

Автор данной статьи полагает, что это была плитка, случайно попавшая при разрушении залегавших поблизости девонских отложений, обнаруженных [8] здесь же примерно в 10—12 м ниже по склону от выхода яшм с конодонтами ордовика. Возраст конодонтов раннедевонский (точка 1080, определения К.С.Иванова, В.Н.Пучкова, В.В.Черных): *Belodella corniformis* Khod. et Tschern., *Belodella* sp., «*Spathognathodus*» *miae* Bult., «*S*». cf. *repetitor* Carls et Gandl., «*S*». ex gr. *steinhornensis* Zieg., «*Spathognathodus* sp.», «*Hindeodella* sp.», «*Ozarcodina*» *typica denckmanni* Zieg., «*Neoprioniodus*» *bicurvatus* (Branson et Mehl). Как видим, находки конодонтов ордовика и девона происходят из разных пластов, разделенных интервалом мощностью около 10 м, тем не менее, К.С.Иванов и В.Н.Пучков [8] посчитали возможным утверждать, что здесь имело место перетолжение ордовикских конодонтов в девонских породах. Отсюда следовал принципиальный вывод о девонском возрасте губерлинской свиты.

Вдоль русла р.Письменка вверх по течению восточнее окраины дер.Кидрясово (рис. 3) на протяжении 1 км обнажается толща серых плитчатых кремнистых пород, образующих высокую гряду меридионального простирания. Литологически породы сходны с сакмарской свитой силура—девона. По резкой прямолинейной (вероятнее всего, тектонической) границе эта толща кремней восточнее сменяется толщей плитчатых, часто с костыльчатой отдельностью, вишневого цвета туфогенных аргиллитов, иногда алевролитов с прослоями полимиктовых мелкозернистых туфопесчаников, пластов кремнистых пород, смятых в мелкие складки. Плоскости расланцевания аргиллитов круто (80°) падают к юго-востоку. Вдоль русла реки выходы толщи протягиваются на 1,4 км. Именно эти породы были отнесены [14] к кураганской свите. В 1986 г. здесь на поверхности наслонения аргиллитов в двух точках (см. рис. 3, точки Г-460 и Г-461) автор обнаружил конодонты, позволившие датировать кураганскую свиту в этом районе в интервале арениг—лланвирн, т.е. отнести ее к нижнему—среднему ордовика [9, 11]. Затем появились публикации [8, 15] о более многочисленных находках конодонтов в кураганской свите по р.Письменка, уточнивших ее возраст как лланвирн—лландейло (средний ордовик).

С видимым согласием кураганская свита восточнее по берегам р.Письменка сменяется толщей круто поставленных (75—80°) пластов светлых зеленоватосерых кремнистых пород (кремнистых туффитов) мощностью около 0,5 м каждый (рис. 4). Замечания [8], что описываемые отложения не принадлежат к губерлинской свите некорректны, поскольку таковыми их считала автор свиты Е.Э.Разумовская [6] и продолжают считать геологи, картировавшие территорию Сакмарской зоны (А.В.Клочихин, Б.И.Хворов и др.). На аэрофотоснимках и на местности отчетливо видна складчатая структура губерлинской свиты в



Рис. 3. Геологическая схема бассейна р.Письменка восточнее дер.Кидрясово. Составитель В.Г.Кориневский, 1986 [11]:

1 — толща кремнистых туффигов губерлинской свиты среднего—верхнего ордовика, $O_{2-3}gb$; 2 — туфогенные аргиллиты кураганской свиты нижнего—среднего ордовика, $O_{1-2}kur$; 3 — места находок конодонтов и их номера; см. услов. обозн. к рис. 1

бассейне р.Письменка (см. рис. 3). Среди зелено-серых кремнистых туффигов свиты имеются несколько тонкозернистых параллельнослоистых вишневого прослоев. На поверхности одного из них обнаружены конодонты (см. рисунки 3 и 4, точка Г-459, определения С.В.Дубининой) *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Drepanoistodus* sp., датирующих туффиты карадоксом—ашгиллом (средний—верхний ордовик).

Таким образом, к 1986 г. губерлинская свита в двух пунктах ее развития (берега рек Терекла и Письменка) была впервые датирована средним—верхним ордовиком, что соответствует ее положению в стратиграфической схеме ордовика Урала [21].

Наиболее значимой для установления возраста губерлинской свиты следует считать находку Д.В.Борисенка с коллегами [4, 5, 19, 20] конодонтов в туфогенных аргиллитах из ее стратотипа. По их данным [5, с. 139], в горизонте красных алевролитов мощностью 10—20 м на левом берегу р.Малая Каяла (см. рис. 1, точка 102) в 100 м севернее отметки 255,5 собран комплекс лландейльских конодонтов (определе-

ния С.В.Дубининой): *Pygodus serra* (Hadding), *Periodon aculeatus* Hadding, *Eoplacognathus* cf. *robustus* Bergstrom, *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus varicostatus* (Sweet et Bergstrom), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp., *Ansella* sp., *Phragmodus* sp. Находка сделана в пределах второй снизу толщи описанного выше разреза губерлинской свиты на междуречье Большой и Малой Каялы (см. рис. 1).

Конодонты выявлены [20, определения С.В.Дубининой] в составе пород губерлинской свиты еще в трех участках Сакмарской зоны. В Утягуловской структуре (левобережье р.Сакмара) на водоразделе оврагов Альмаш и Кызыл Яр у их слияния в пачке алевролитов и туфогенных аргиллитов, залегающей между пачкой афировых базальтов и пестроцветными туфами и туффитами кислого состава, содержатся многочисленные отпечатки остракод, беззамковых брахиопод и конодонты нижнего лланвирна [20, с. 99]: *Baltoniodus medius* (Dzik), *Strachanognathus parvus* Rhodes, *Periodon aculeatus* Hadding, *Drepanodus arcuatus* Pander, *Protopanderodus* sp.

На восточной окраине дер. Чураево в красно-коричневых туфогенных аргиллитах в прослоях с тефрой среди толщи серо-желтых и зеленоватых туфогенных песчаников, туффитов, алевролитов, линз конгломератов найдены [20, с. 99, точка Е-26] крупные конодонты *Spinodus spinatus* (Hadding), *Walliserodus ethingtoni* (Fahraeus), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Drepanodus robustus* Hadding, характерные для верхнего лланвирна—нижнего карадока. Ранее в этом же районе в 600 м к юго-востоку от дер.Малое Чураево в пласте туфогенных аргиллитов среди пепловых плагиолипаритовых туффитов [10] были обнаружены граптолиты лланвирнского яруса (точка В-812, определения Д.Т.Цая): *Pseudobryograptus incertus* (H. et Th.), *Glyptograptus* aff. *dentatus* (Brogn.).

Выходы губерлинской свиты узкой полосой окаймляют горы Шайтантау. Юг-юго-восточнее гор в тонком пропластке серых кремней в одном из пластов ритмично-слоистых пестроокрашенных туффитов обнаружены [20, с. 100—101, точка 3—15] конодонты *Spinodus spinatus* (Hadding), *Ansella* sp., *Protopanderodus cooperi* (Sweet et Bergstrom), *Drepanodus* cf. *Robustus* Hadding, *panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Drepanoistodus* (Branson et Mehl), отвечающие интервалу O_{2-3} (низы карадока).

Следовательно, все известные в настоящее время в губерлинской свите органические остатки датируют ее в основном средним ордовиком, а в отдельных разрезах — верхним.

Было ли переотложение конодонтов ордовика? Одним из самых весомых аргументов против ордовикского возраста губерлинской свиты явилось утверждение [8] о переотложенном характере ордовикских конодонтов в девонских кремнях в пункте, где губерлинская свита была впервые датирована

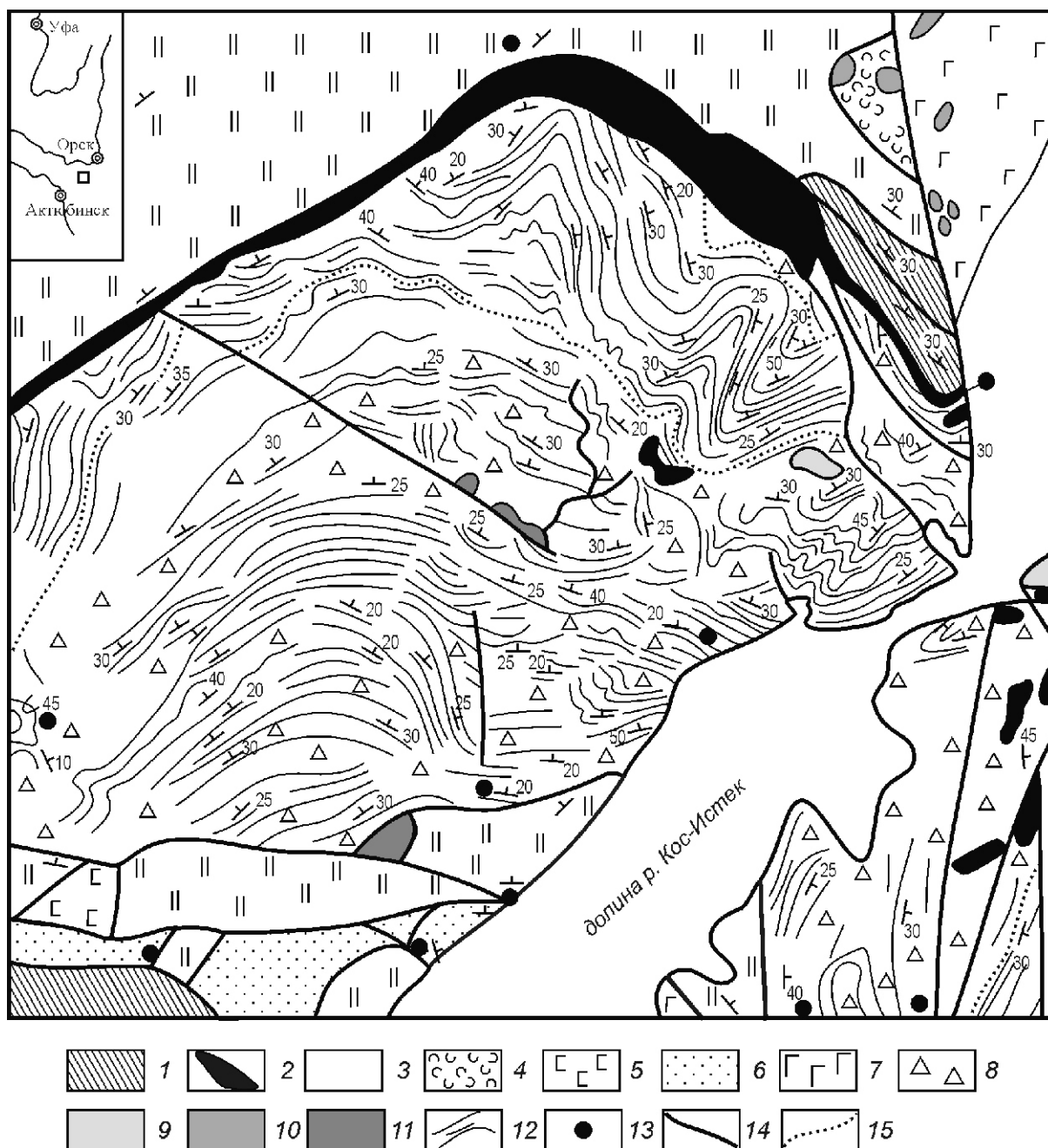


Рис. 4. Геологическая схема низовий р.Кос-Иstek у впадения ее в Каргалинское водохранилище. Составители В.Г.Кориневский, Е.В.Кориневский [10]:

1 — среднедевонская толща кремнистых пород и песчаников, D_2 ; 2 — яшмовая пачка эйфельского яруса; нижний силур: 3 — косистекская свита туффов, туфопесчаников, туфогенных аргиллитов и конгломерато-брекчий, S_1ks ; 4 — байтерекская свита (преимущественно туфы смешанного состава), S_1bt ; 5 — сугралинская свита афировых базальтов, O_1sg ; нижний ордовик: 6 — акбулакская свита алевролитов и песчаников, O_1ak ; 7 — куагашская свита базальтов с прослоями песчаников, линзами известняков, O_1ku ; 8 — толщи с преобладанием вулканомиктовых брекчий; 9 — туфы риолитов и дацитов; 10 — субвулканические тела кислого состава; 11 — габброиды; 12 — горизонты пепловых туффов; 13 — места находок ископаемой фауны; 14 — линии разрывных нарушений; 15 — границы толщ в пределах свиты; см. услов. обозн. к рис. 1

ордовиком [10, 11] — обнажение по р.Терекла у фермы Кенсайран.

Сам факт наличия переотложенных комплексов ордовикских конодонтов в девонских кремнях опи-

сан [5] на левом берегу р.Малая Каяла. В этом случае ордовикские конодонты часто дезинтегрированы, их цвет (углисто-черный) отличается от цвета девонских (белые), т.е. здесь наблюдается тот комплекс

признаков переотложения конодонтов, который сформулирован в работе [3].

Автор уже отмечал, что находки ордовикских конодонтов на р.Терекла (см. рис. 2, точка Г-382) и девонских (см. рис. 2, точка 1080) [8] сделаны из разных пластов, отстоящих по мощности примерно на 10—12 м. Для оценки возможного переотложенного характера ордовикских конодонтов из точки Г-382 автор попросил просмотреть собранную им коллекцию одного авторитетного исследователя по вопросам переотложения конодонтов В.А.Аристов (ГИН РАН). Он любезно согласился это сделать и изучил наши сборы, находившиеся у определявшей их С.В.Дубининой. Как следует из его заключения, в них кроме ордовикских конодонтов никаких других форм нет и нет никаких оснований считать их переотложенными.

Собранные конодонты в точке Г-382 происходят из коренных выходов протяженного пласта яшмовидных пород. Они не несут признаков механического износа и находятся в кремнистой матрице, содержащей много остатков радиолярий. Из образцов яшм, содержащих конодонты, были сделаны шлифы и затем направлены для определения известному уральскому специалисту по радиоляриям Б.М.Садрисламову. В присланных им списках присутствуют виды (in litt.): *Inanigutta* aff. *cava*, *I. gubperlensis*, *Inanihella* aff. *obdita*, *Inanihellida* aff. *micropora*, *Thecoina* aff. *pocularis* и др. Этот комплекс радиолярий Б.М.Садрисламов датирует средним-верхним ордовиком, заявляя, что он типичен для губерлинской свиты. Наблюдается совпадение возраста вмещающих пород по разным фаунистическим группам. Заметим, что роды *Inanigutta* и *Inanihella* являются характерными для ордовика Урала [1].

В нашем случае радиолярии имеют стержневидные иглы поперечником 10—15 мкм, достигающие длины 400—715 мкм и то, что они не обломаны, опровергает возможность переотложения радиолярий.

Таким образом, следует признать, что предположение [8] о переотложенном характере ордовикских конодонтов губерлинской свиты на р.Терекла в раннедевонское время не подтвердилось. Теперь нет никаких сомнений в ордовикском возрасте губерлинской свиты Урала. Как и предлагал ряд исследователей [4, 20], губерлинская свита должна занять свое место в стратиграфической схеме ордовика Урала.

Обсуждение результатов. Как показано в работах [7, 22], губерлинская свита по типу отложений мало отличается от косистекской свиты, развитой на отдельных участках казахстанской части Сакмарской зоны в низовьях р.Кос-Иstek и в бассейне рек Медес и Кос-Агаш. По этой причине породы губерлинской и косистекской свит были объединены в единый кремнисто-туфовый комплекс терригенно-кремнисто-туфовой формации. Литологическое отличие этих свит заключается в отсутствии среди губерлинской мощных пачек вулканомиктовых брекчий, глыб

и прослоев черных фтанитов мощностью 10—185 см, в которых неоднократно встречались граптолиты нижнего силура [10, 22]. Кроме того, в косистекской свите не закартированы сколько-нибудь значительные объемы эффузивов основного состава, часто присутствующие в губерлинской свите.

Сходство состава губерлинской и косистекской свит, обнаружение [7] в яшмах последней конодонтов среднего девона (эйфеля) послужило еще одним из доказательств среднедевонского возраста губерлинской свиты [7, 8]. Детальное картирование стратопической местности косистекской свиты на правобережье р.Кос-Иstek [10] позволило убедительно показать, что яшмы с конодонтами среднего девона не слагают пачку в верхах разреза косистекской свиты, а образуют тектоническую пластину, несогласно перекрывающую породы косистекской свиты. На всех площадях развития породы косистекской свиты имеют тектонические взаимоотношения с окружающими толщами. В ряде мест среди пород свиты встречаются протяженные горизонты характерных черных фтанитов с раковистым изломом и белесыми фосфатными обособлениями, содержащих остатки радиолярий и граптолитов ландовери. Такие прослои обнаружены [10, 22] в стратотипе косистекской свиты на правобережье р.Кос-Иstek, а также на его левобережье, правобережье р.Жаксы-Каргала западнее зимовья Акай, по берегам р.Кос-Агаш.

После установления средне-позднеордовикского возраста губерлинской свиты следует признать, что кислый вулканизм, проявившийся в среднем—позднем ордовике на вулканическом архипелаге в пределах глубоководного Сакмарского окраинного палеобассейна [22], продолжался на отдельных участках и в раннем силуре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амон Э.О. Радиолярии Урала и их стратиграфическое значение: Автореф. дисс....д-ра геол.-минер. наук. —Екатеринбург, 1998.
2. Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. И верхнем кембрии и нижнем ордовике Орского Урала // Докл АН СССР. 1970. Т. 193. № 1. С. 155—158.
3. Аристов В.А., Чернышук В.П. Переотложение конодонтов и его значение для решения вопросов геологии // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1988. Вып. 6. С. 40—55.
4. Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. —М.: Наука, 2005. С. 36—55.
5. Борисенко Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. —М.: Наука, 2005. С. 135—153.
6. Войнова Е.В., Кириченко Г.И., Разумовская Е.Э. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. —М.: Госгеолиздат, 1941.
7. Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны (новые данные). —Свердловск, 1984.

8. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Еще раз о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник-1987 ИГ и Г УрО АН СССР. —Свердловск, 1988. С. 10—14.
9. *Кориневский В.Г.* К вопросу о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник-1986 ИГ и Г УрО АН СССР. —Свердловск, 1987. С. 7—8.
10. *Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.* Возраст косистекской свиты Урала // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1987. № 6. С. 39—49.
11. *Кориневский В.Г.* Находки ордовикских конодонтов на Южном Урале // Советская геология. 1988. № 2. С. 66—71.
12. *Кориневский В.Г.* Опорные разрезы нижнего ордовика Южного Урала (терригенные фации). —Свердловск, 1989.
13. *Кориневский В.Г.* Хмелевский горизонт верхнего кембрия на Урале — стратиграфическая ошибка // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1992. С. 131—135.
14. *Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К.* О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер.Кидрясово на Южном Урале) // Зап. РМО. 1933. Т. 62. № 1. С. 185—217.
15. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. —Уфа, 1993.
16. *Петровский А.Д.* Ордовикские отложения Сакмарской структурно-фациальной зоны Южного Урала и Северных Мугоджар // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 127. Материалы по литологии, стратиграфии и палеогеографии. —Л.: ВСЕГЕИ, 1970. С. 64—75.
17. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* О возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник-1984 ИГ и ГУНЦ АН СССР. —Свердловск, 1985. С. 20—21.
18. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенко Д.В.* Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Вып. 2. —М.: ГЕОС, 2000. С. 5—24.
19. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В.* Вулканогенные комплексы с колчеданными месторождениями в структуре Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. —М.: ГЕОС, 2003. С. 165—168.
20. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В.* и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. —М.: Наука, 2005. С. 84—134.
21. *Стратиграфический словарь СССР.* Кембрий, ордовик, силур, девон. —Л.: Недра, 1975.
22. *Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П.* и др. Формации Сакмарского аллохтона. —М.: Наука, 1978.
23. *Херасков Н.П., Милановский Е.Е.* Кембрий и нижний ордовик Орского Урала // Памяти профессора А.А.Мазаровича. —М.: МОИП. 1953. С. 106—127.
24. *Шарфман В.С., Цетлин В.П.* О возрасте губерлинской свиты на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1968. Т. XLIII. Вып. 2. С. 53—56.

Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс)

А.Н.БУЛГАТОВ, В.С.КЛИМУК (Геологический институт СО РАН; 670047, г.Улан-Удэ, ул.Сахьяновой, 6-а; e-mail: klimuk@gin.bsnet.ru), Е.А.ШИВОХИН (ГУГП «Читагеолсьемка»; 672000, г.Чита, ул.Амурская, 91/15)

Охарактеризованы строение и состав кулиндинской свиты в междуречье Онона и Большой Кулинды (правый приток р.Онон). Приведены результаты U-Pb изотопных исследований. Породы кулиндинской свиты образовались в фациальной обстановке, переходной от гемипелагической к пелагической. Метабазальты в ее составе относятся к деплетированному NMORB и обогащенному EMORB-типам. Возраст отложений кулиндинской свиты 476 Ма (нижний ордовик).

Ключевые слова: метабазальты, стратотип кулиндинской свиты, фациальные условия, Восточное Забайкалье.

The Kulinda suite in stratotype (East Transbaikalia, Mongol-Okhotsk fold belt)

A.N.BULGATOV, V.S.KLIMUK, E.A.SHIVOKHIN

In the given article the structure and composition of the Kulinda suite in the interfluvium of the Onon and Bolshya Kulinda (the right inflow of the Onon) are characterized, the results of U-Pb isotopic investigations are given. The rocks of the Kulinda suite were formed in facies setting transitional from hemipelagic to pelagic setting. Metabasalts in its composition are related to the depleted NMORB-type and enriched EMORB-type. The deposition age of the Kulinda is 476 Ma (lower ordovic).

Key words: metabasalts, stratotype of the Kulinda suite, facies conditions, East Transbaikalia.

В Агинской зоне Восточного Забайкалья базальт-терригенные толщи, относимые к кулиндинской и ононской свитам распространены фрагментарно [4]. Эти фрагменты названы блоками (рис. 1). В стратотипе образования кулиндинской свиты распространены на юге Кулиндинского блока, в междуречье Онона и Большая Кулинда — правый приток р.Онон (рис. 2). Кулиндинская свита была выделена Ю.М.Шейнманом [24]. К ней он отнес преимущественно зеленые

хлоритовые, хлорит-эпидотовые, актинолитовые и другие сланцы, которые согласно перекрыты толщей кварц-сланцев, слюдяных сланцев и кварцитов с прослоями зеленых сланцев и известняков. Такая толща также была выделена им впервые и отнесена к ононской свите. Впоследствии этот район изучался как стратотипическая местность кулиндинской и ононской свит [1, 22 и др.].

По вопросу о возрасте пород кулиндинской и ононской свит, которые, по мнению большинства исследователей, являются самыми древними в восточно-забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса, существуют разные мнения. Между тем, установление их истинного возраста имеет важное значение для расшифровки истории формирования складчатого пояса. Было отмечено, что возраст кулиндинской и ононской свит кембро-силурийский или докембрийский [24]. В.А.Амантов считал, что ононская свита имеет постепенный переход к перекрывающей чиндантской и усть-борзинской свитам, охарактеризованной фауной нижнего и среднего девона и поэтому нет оснований приписывать породам ононской и кулиндинской свит нижнепалеозойский или докембрийский возраст, и они не древнее силура [1, 2]. Затем возраст пород обеих свит принимался за рифейский на основании находок микрофитоцитов и спор в известняках и сланцах ононской свиты [3, 14, 16]. На геологической карте Читинской области [4, 5] эти свиты отнесены условно к среднему рифею.

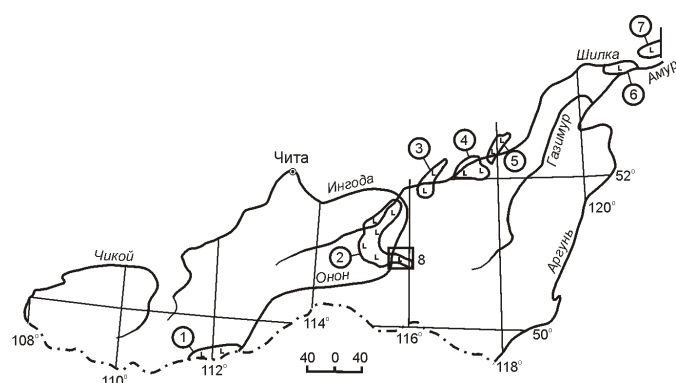


Рис. 1. Схема распространения пород кулиндинской и ононской свит в Восточном Забайкалье:

блоки (цифры в кружках): 1 — Кыранский, 2 — Кулиндинский, 3 — Холбонский, 4 — Куренгский, 5 — Молодовский, 6 — Нижнешилкинский, 7 — Нижнеамазарский; 8 — стратотип кулиндинской свиты

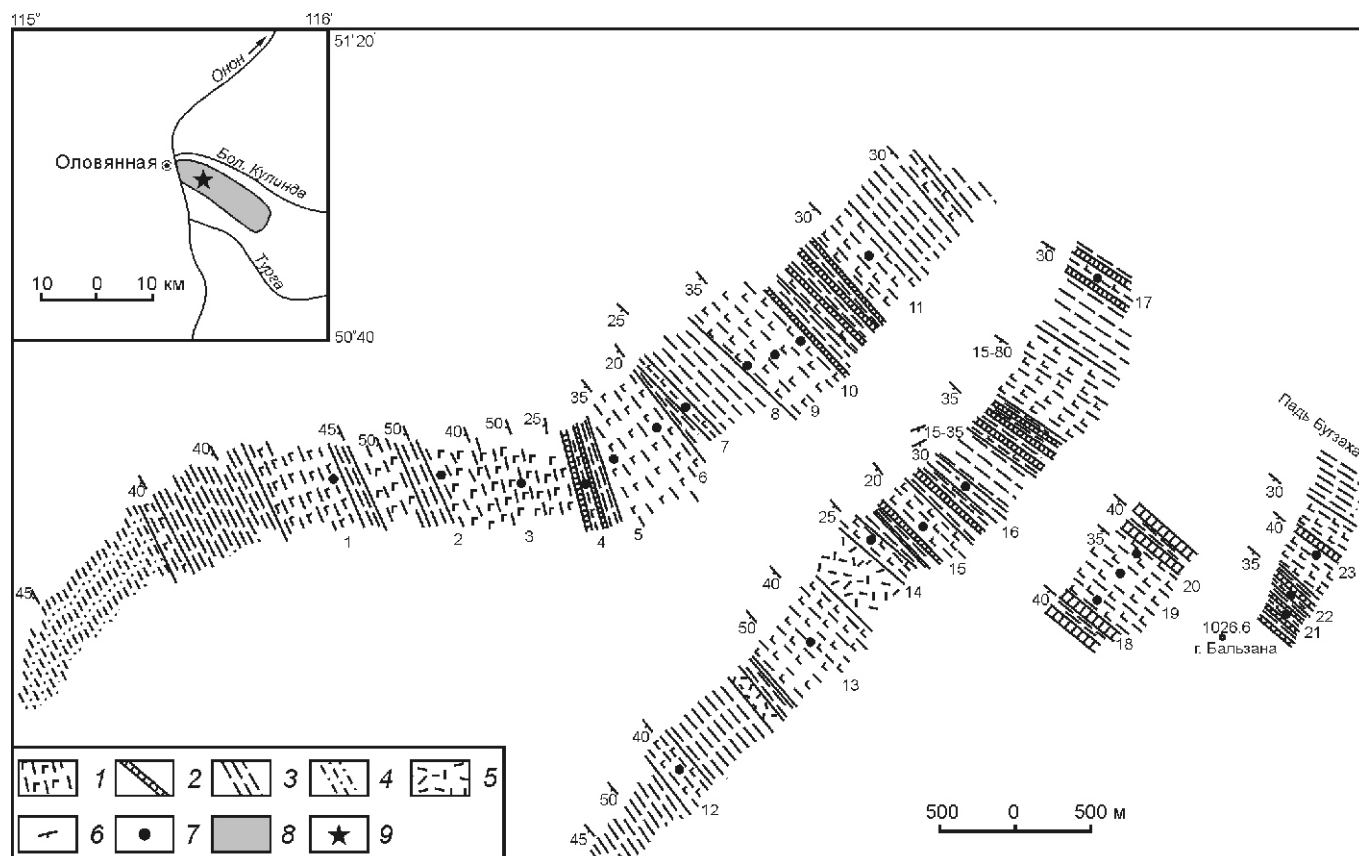


Рис. 2. Геологические планы строения кулиндинской и ононской свит в междуречье Онона и Большая Кулинда:

породы кулиндинской свиты: 1 — эпидот-актинолит-хлоритовые ортосланцы и метабазальты, 2 — бордовые и сиреневые силлициты и кремнистые сланцы, зеленовато-серые хлорит-кремнистые сланцы, 3 — серые, зеленовато-серые и темно-серые серицит- и хлорит-кремнистые, серицит-углеродисто-кремнистые сланцы; 4 — породы ононской свиты (серые, темно-серые и зеленовато-серые серицит-кварцевые, серицит-углеродисто-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы); 5 — дайки риолитов; 6 — слоистость и сланцеватость; 7 — места отбора проб на химические анализы; на врезке: 8 — площадь распространения пород кулиндинской и ононской свит в стратотипе (южная часть Кулиндинского блока); для этой площади составлены геологические планы; 9 — место отбора пробы 5 для определения абсолютного возраста

По результатам изотопно-геохронологических исследований Nd модельный возраст базальтов кулиндинской свиты в стратотипе примерно 900 Ma [15], Молодовского блока 583 Ma [13]. Методом U-Pb SHRIMP изучены габбро Молодовского блока, формировавшиеся в интервале 415—378 Ma [21]. Эти данные позволили авторам отнести офиолитовый комплекс этого блока к силуру и девону.

Изучение метаморфизма пород кулиндинской и ононской свит в стратотипе и перекрывающих их чиндатской и усть-борзинской свит показало [9, 10, 12, 20]: 1) породы кулиндинской и ононской свит метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев; температура метаморфизма оценивается в интервале 380—420 C [12]; в основных ортосланцах, наряду с актинолитом, хлоритом, эпидотом, стильпномеланом, присутствует кроссит — индикатор метаморфизма повышенных давлений [10, 12]; 2) породы чиндатской и усть-борзинской свит девона не

подверглись процессам регионального метаморфизма; их метаморфизм отвечает в основном стадии глубокого эпигенеза и редко достигает низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев [9, 20].

Изложенное показывает, что между породами кулиндинской и ононской, чиндатской и усть-борзинской свит существует четкое различие в метаморфизме. Кроме того, с формированием складчатых структур среднего и верхнего палеозоя не связано метаморфическое минералообразование в условиях повышенных давлений [9, 20]. Таким образом, можно сделать вывод о метаморфическом несогласии между породами кулиндинской и ононской свит и перекрывающими их породами чиндатской и усть-борзинской свит. Следовательно, об отсутствии между ними постепенного перехода.

Базальт-терригенная толща кулиндинской свиты была отнесена к офиолитовому комплексу [11, 18]. Однако следует отметить, что только в Молодовском

блоке она ассоциирует с гипербазитами и габбро. В остальных блоках кулиндинской свиты ультраосновные и основные интрузивные породы не установлены.

Геохимический состав базальтов — индикатор геодинамических обстановок образования — имеет значение для восстановления геодинамической природы бассейна. В настоящее время базальты Молодовского блока отнесены к NMORB и EMORB-типам [11, 13, 21], междуречья Онона и Аги (северная часть Кулиндинского блока) — EMORB-типу [7], Кыранского блока — NMORB и EMORB-типам [17], Холбонского блока — EMORB-типу [11].

В результате проведенных исследований в стратотипе кулиндинской свиты составлен геологический план масштаба 1:25 000 и приведено детальное описание строения и состава кулиндинской свиты. На большом фактическом материале дана геохимическая характеристика метабазальтов, восстановлены фациальные условия образования отложений кулиндинской свиты и получен первый в регионе абсолютный возраст метабазальтов.

Отложения кулиндинской свиты и фациальные условия образования. Породы кулиндинской и ононской свит слагают тектоническую пластину в Восточно-Забайкальской покровно-складчатой дуге [6]. В ее строении участвуют кроме толщ кулиндинской и ононской свит, тектонические пластины, сложенные породами чиндатовской и усть-борзинской свит нижнего и среднего девона, уртуйской свиты нижнего карбона. Все они залегают со структурным согласием и падают к юго-западу. Геологические планы строения кулиндинской свиты масштаба 1:25 000 (см. рис. 2) были составлены вдоль водоразделов, возвышающихся относительно распадков до 250 м. Вдоль водоразделов коренные выходы пород довольно часты. На склонах водоразделов и на дне распадков, которые почти сплошь покрыты глыбовыми россыпями, выходы коренных пород практически отсутствуют. В свите установлено чередование покровов базальтов, превращенных в метабазальты и ортосланцы, горизонтов пестроокрашенных (бордовые, сиреневые и зеленовато-серые) криптокристаллических массивных и ленточных кремнистых пород (силициты), кремнистых и хлорит-кремнистых сланцев, горизонтов зеленовато-серых и темно-серых хлорит- и серицит-кремнистых, углеродисто-серицит-кремнистых сланцев. Мощность покровов базальтов изменяется от первых метров до 500 м, горизонтов пестроокрашенных кремнистых пород — от первых сантиметров до 50 м, горизонтов серых кремнистых сланцев — от десятков сантиметров до 350 м. Базальты составляют около 60% объема пород, пестроокрашенные кремнистые породы — 10%. Базальты по текстуре подразделяются на массивные, слабоборассланцованные и ортосланцевые разновидности. Массивные характерны для центральных частей

мощных покровов, ортосланцевые — для маломощных покровов. В массивных базальтах установлены реликты диабазовой структуры с выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и ксеноморфизмом авгита, а также порфировой структуры с фенокристаллами авгита и плагиоклаза, частично замещенные актинолитом, хлоритом и эпидотом. В слабоборассланцованных базальтах различимы развальцованные вкрапленники плагиоклаза. Иногда они содержат пойкилитовые включения порообразующих минералов с плохо сохранившимися очертаниями. В отдельных таблицах наблюдаются двойники. В ортосланцах реликты исходных пород практически не видны. В них редко отмечаются порфиры эпидота и карбоната размером до 0,5 мм, которые облекаются чешуйками хлорита. Можно предположить, что эти порфиры были сложены плагиоклазом. Ортосланцы по составу эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-актинолит-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, эпидот-актинолитовые.

В ортосланцах часто наблюдается тонкая полосчатая и линзовидно-полосчатая текстура, которая создается чередованием и линзованием ярко-зеленых и бледно-зеленых полос. Полосчатая сложена агрегатами актинолита, хлорита, эпидота, иногда с примесью лейкоксена, гематита и магнетита, линзовидно-полосчатая — кварцем, альбитом, кальцитом с примесью эпидота и хлорита. Полосчатость возникла в процессе метаморфической и метасоматической дифференциации вещества, выноса сильных оснований из лейкослоев и обогащением ими меланослоев [9, 20].

Горизонты кремнистых пород (силициты) преимущественно массивные, сливные и монотонные по составу и окрашены в бордовые и сиреневые цвета, имеющие в основном пятнистое распределение. В этих горизонтах редко наблюдаются кремнистые породы ленточного типа с чередованием параллельных полос бордового, сиреневого и зеленого цветов, тонкие и линзовидные прослои коричневых и бордовых глинисто-серицит-кремнистых пород, более часто — прослои и линзы зеленовато-серых хлорит-кремнистых сланцев.

Структура кремнистых пород криптокристаллическая, микромозаичная и микростилолитовая. Содержание кварца 96—98%. С ним ассоциируют серицит, хлорит, эпидот, иногда гематит, магнетит. Тонкополосчатые микрокварциты содержат кроме кварца, серицит, хлорит, стильпномелан, гематит, иногда пьезонтит и гранат. Содержание минералов в гранате (в %): спессартин — 69,5;grossуляр — 16,9; андрадит — 6,2; пироп — 4,1; альмандин — 3,3 [9]. Хлорит-кремнистые сланцы тонкополосчатые и состоят из полос, сложенных тонкозернистым (0,01—0,02 мм) кварцем с примесью хлорита и полос, состоящих из хлорита с примесью эпидота и серицита. В серицит-кремнистых и угле-

род-серицит-кремнистых сланцах также тонко чередуются полосы тонкозернистого кварца и серицита, а также углеродистого вещества. Результаты химического анализа кремнистых пород показали, что бордовые кремнистые породы характеризуются, по сравнению с хлорит-кремнистыми сланцами, повышенными содержаниями Si 90%, Fe 2,30%, Mn 0,70%, пониженными — Al, Na и K. Иногда бордовые кремнистые породы, с более высокой концентрацией Mn до 2,3% [9, 20]. Тонкозернистые тонкополосчатые кремнистые породы по представлению указанных исследователей и авторов данной публикации, возникли при метаморфизме силицитов и глинисто-силицитовых пород.

Обобщая характеристику осадочных пород кулиндинской свиты, можно отметить, что они относятся к кремнистым и глинисто-кремнистым слоистым отложениям. Обломочный терригенный материал в их составе отсутствует. Эти признаки указывают на то, что такие осадки образовались на большом удалении, куда не доходил терригенный материал, сносимый из континентальных блоков. Пестроцветная окраска кремнистых и глинисто-кремнистых пород характеризует условия переходные от гемипелагических до пелагических, так как бурая и серая окраска отражают соответственно окислительную (пелагическую) и восстановленную (гемипелагическую) среду диагенеза, возникающую после захоронения осадков [19].

Химический состав базальтов. Рассматриваемые породы подверглись метаморфическим преобразованиям в условиях фации зеленых сланцев, о чем свидетельствуют петрографические характеристики. Поэтому при установлении их геохимической специфики использовались малоподвижные и неподвижные элементы, не зависящие от степени преобразования пород: Ti, P, Zr, Nb, Y, REE.

Геохимический состав метабазальтов охарактеризован 35 анализами, из которых 12 заимствованы из работы А.Н.Неелова и Р.Н.Милькевича [20]. Содержание высокозарядных элементов (Y, Zr, Nb) определены в 14 пробах, РЗЭ — 7 пробах. Концентрация петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов изменяется в значительных пределах: (в %) SiO_2 41,26—53,83; TiO_2 1,04—3,87; Al_2O_3 9,58—19,39; FeO^* 7,50—16,46; MgO 2,54—9,92; P_2O_5 0,07—0,50; (в г/т): Cr 120—820; V 126—550; Ni 10—90; Co 28—59; Zr 67—244; Nb 2—54. Метабазальты недосыщенные кремнеземом (SiO_2 41,26—44,05%) составляют 33% (12 анализов из 35), но по концентрации MgO они не отличаются от других метабазальтов. В составе метабазальтов можно выделить разновидности с высоким, умеренным и низким содержанием Al, Fe и Mg. Они не коррелируются между собой и с другими компонентами, например, MgO с Cr, Ni, Co. По концентрации Ti базальты классифицированы на умеренно титанистые (TiO_2 1,04—1,61% в 10 анализах из 35) и высокотитанистые (TiO_2 1,75—3,87%). С титаном положительно коррелируются P_2O_5 , Zr, Nb. В первом типе: P_2O_5 0,07—0,29%;

Zr 67—99 г/т; Nb 2—31 г/т; во втором — P_2O_5 0,10—0,50%; Zr 110—244 г/т; Nb 54 г/т.

Спектры распределения РЗЭ (рис. 3) умеренно титанистых базальтов образуют неширокую субгоризонтальную полосу при 10—30 кратном превышении по сравнению с обыкновенным хондритом. Нормированные значения La/Yb составляют 1,14—3,37. Высокотитанистые базальты по содержанию тяжелых РЗЭ не отличаются от умеренно титанистых, а концентрация легких РЗЭ во много раз превышает содержание в обыкновенном хондрите, в связи с чем тренд высокотитанистых базальтов резко дифференцирован, нормированное La/Yb — 6,93 (табл. 1).

Определить геодинамические обстановки по геохимическому составу с применением известных диаграмм, по мнению многих исследователей, практически не удается. Исследователей также не удовлетворяют спайдер-диаграммы, на которых магматические породы разных геодинамических обстановок перекрываются, а также использование в качестве эталонов средних содержаний РЗЭ в разных геохимических типах базальтов [8]. Представляется, что ближе к истине, когда типы базальтов будут охарактеризованы вариациями их составов.

При геохимической типизации базальтов кулиндинской свиты мы использовали данные Н.М.Сущевской с соавторами [23] по Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (3 ю.ш.— 15 с.ш.). Сравнение дано по концентрации высокозарядных элементов (Zr, Nb) и величине $(\text{La/Yb})_N$, которая является

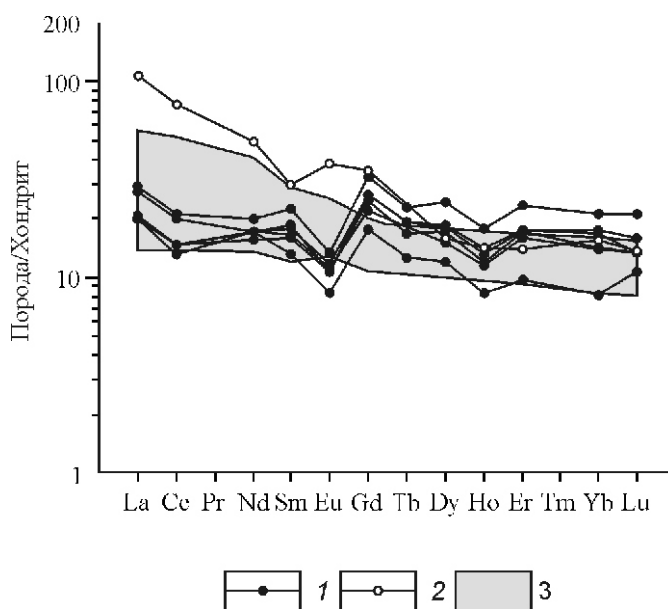


Рис. 3. Распределение РЗЭ в метабазальтах кулиндинской свиты нормализованных к обыкновенному хондриту:

1 — умеренно титанистые; 2 — высокотитанистые; 3 — редкоземельный состав обогащенных базальтов Срединно-Атлантического хребта по работе [23]

1. Содержание редкоземельных элементов в базальтах кулиндинской свиты (в г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
La	7,2	39	10	10,6	7,3	7,2	7,5
Ce	12,5	72	19	20	14	14	14
Nd	12	35	12	14	12	11	12
Sm	3,8	6,8	3,0	5,1	4,2	3,6	4,1
Eu	0,96	2,2	0,72	1,15	0,92	0,92	1,0
Gd	6,7	10,7	5,3	9,9	8,1	7,5	8,0
Tb	—	—	0,72	1,3	1,1	0,96	1,1
Dy	57	6,0	4,5	9,1	6,9	6,4	7,0
Ho	0,96	1,2	0,70	1,5	1,1	1,0	1,2
Er	3,9	3,4	2,4	5,7	4,3	4,2	4,3
Yb	3,4	3,8	2,0	5,15	4,3	3,5	4,15
Lu	0,50	0,51	0,40	0,80	0,6	0,50	0,50
(La/Yb) _N	1,43	6,93	3,37	1,32	1,14	1,39	1,22

индикатором деплетированности и обогащенности мантийного источника (табл. 2). Сравнение показывает, что базальты кулиндинской свиты должны относиться к обогащенному E-MORB-типу, что подтверждается спектрами распределения РЗЭ (см. рис. 3). Г.С.Гусев, А.И.Песков [11] в Кулиндинском блоке также установили умеренно титанистые базальты (3 анализа) с (La/Yb)_N 0,72 и высокотитанистые (8 анализов) с (La/Yb)_N 1,03—7,43. Умеренно титанистые соответствуют составу базальтов NMORB-типа, высокотитанистые — EMORB-типа.

Результаты U-Pb изотопных исследований. Для U-Pb исследований использовалась проба метабазальтов кулиндинской свиты 5, отобранная на водоразделе рек Онон и Большая Кулинда с координатами: 50 54 51,4 с.ш., 115 42 55,5 в.д. Возраст цирконов измерялся на ионном микрозонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург). Аналитические U-Pb данные по цирконам метабазальтов приведены в табл. 3; возраста цирконов на рис. 4. Самое древнее

конкордантное значение возраста может быть принято в качестве времени кристаллизации базальтов, а более молодые цифры абсолютного возраста отражают наложенные процессы.

В заключение следует отметить, что глинисто-кремнистая базальтовая толща кулиндинской свиты в стратотипической местности образовалась в фациальной обстановке, переходной от гемипелагической к пелагической. Метабазальты в ее составе относятся к деплетированному NMORB- и обогащенному EMORB-типам. Возраст отложений кулиндинской свиты 476 Ма (нижний ордовик). Исходя из приведенных возрастных данных, можно считать, что отложения кулиндинской и ононской свит и отложения чиндантской, усть-борзинской и уртуйской свит, охарактеризованные фауной девона и нижнего карбона, относятся к разным структурным ярусам, а современное их положение — результат тектонического совмещения. Эти толщи, относящиеся к нижне-среднепалеозойскому структурным ярусам, испытали разные преобразования. Метаморфизм по-

2. Содержание некоторых высокочarged элементов и (La/Yb)_N в базальтах кулиндинской свиты и Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта [23]

Компоненты	Провинция Срединно-Атлантического хребта		Кулиндинская свита	
	TOP-2 (NMORB)	TOP-1 (EMORB)	Умеренно титанистые	Высокотитанистые
Zr	34,8—119	73,5—145,4	67—190	244
Nb	1,1—5,36	4,98—12,43	2—31	54
(La/Yb) _N	0,39—0,88	1,03—5,35	1,14—3,37	6,93

3. Аналитические данные по цирконам метабазальтов

Точки	Концентрации					Возраст, млн. лет		D, %	Изотопные отношения					
	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	^{206}Pb , ppm	$\frac{(I) ^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{(I) ^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{(I) ^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	%	$\frac{(I) ^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	%	$\frac{(I) ^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	%
5-1.1	0,68	170	112	0,68	5,82	251,9 3,6	524 92	108	0,0578	4,2	0,318	4,5	0,03985	1,5
5-2.1	1,54	82	41	0,52	2,86	272 12	1794 450	561	0,11	24	0,65	25	0,043	4,6
5-3.1	1,26	1144	64	0,06	43,1	273,1 1,8	296 100	8	0,0522	4,4	0,312	4,5	0,04327	0,67
5-4.1	0,24	532	312	0,61	18,4	254,6 2,2	285 58	12	0,052	2,5	0,2888	2,7	0,04029	0,86
5-5.1	0,21	1521	203	0,14	56	269,6 2,5	254 40	6	0,0513	1,7	0,3012	2,0	0,04271	0,93
5-6.1	0,29	1060	442	0,43	70	475,8 2,7	448 37	6	0,05588	1,7	0,59	1,8	0,07659	0,59
5-7.1	0,24	488	434	0,92	30,1	446 3,3	480 42	8	0,0567	1,9	0,56	2,0	0,07163	0,76
5-8.1	0,63	445	187	0,43	15,5	254,1 2,4	221 95	13	0,0506	4,1	0,28	4,2	0,04021	0,97
5-9.1	0,28	475	404	0,88	16,5	254,4 2,3	311 62	22	0,0526	2,7	0,2929	2,9	0,04025	0,93

Примечание. Ошибки приведены для интервала 1 ; Pb_c и Pb^* — обыкновенная и радиогенная составляющая соответственно; ошибка калибровки стандарта не превышает 0,44%; (I) — поправка на обыкновенный свинец приведена по измеренному ^{204}Pb ; D — коэффициент дискордантности.

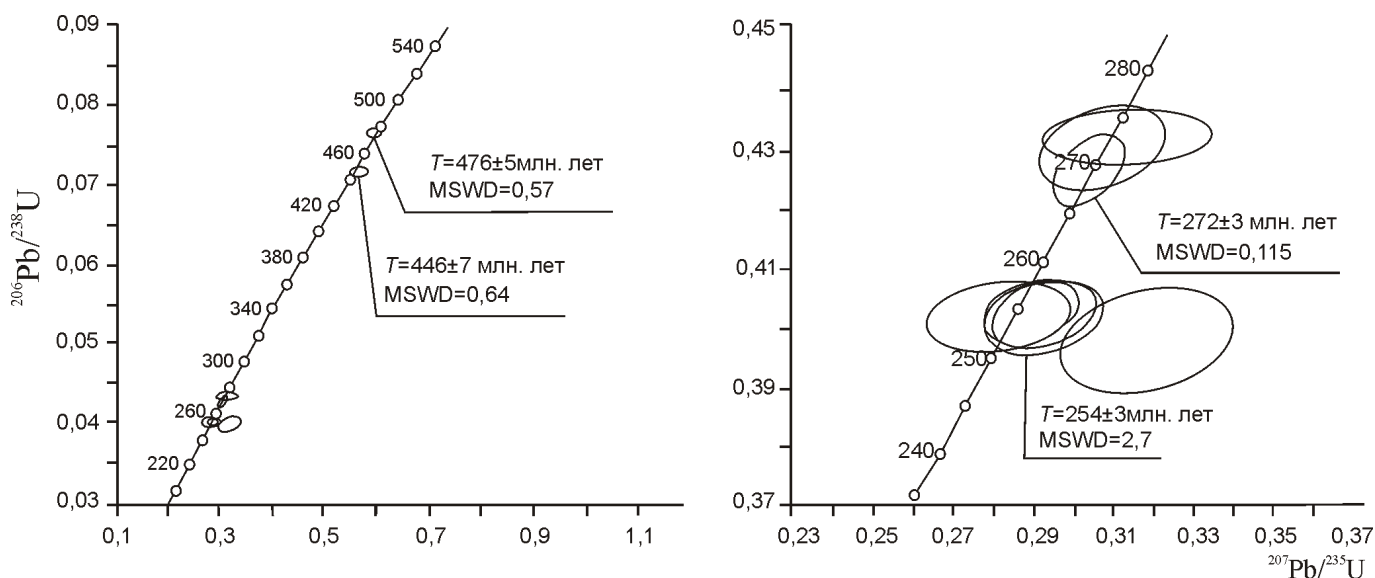


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для базальтов кулиндинской свиты (проба 5, метабазиты)

род кулиндинской свиты соответствует, как отмечалось выше, фации зеленых сланцев. Преобразования пород с фауной девона и нижнего карбона, которые контактируют с породами кулиндинской свиты в стратотипической местности, отвечают в основном стадии глубокого эпигенеза и редко достигают низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации. Установление в базальтах кулиндинской свиты метаморфического минералообразования в условиях повышенных давлений с формированием кроссита достаточно существенно.

С учетом абсолютного возраста габбро (415—378 Ма) Молодовской офиолитовой зоны [21] можно допустить, что в Агинской зоне Монголо-Охотского складчатого пояса было два цикла образования океанического комплекса: в нижнем ордовике и раннем-среднем девоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья. Материалы по

- геологии Дальнего Востока и Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 81. 1963. С. 3—14.
2. Амантов В.А. Проблемные вопросы стратиграфии допалеозоя и палеозоя западной части Монголо-Охотской области в свете новых данных // Изв. Заб. фил. Географ. об-ва СССР. 1966. Т. II. Вып. 4. С. 3—21.
 3. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. —Л.: Недра, 1975.
 4. Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1:500 000. —М., 1992.
 5. Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500 000. —Чита, 1997.
 6. Булгатов А.Н., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Восточно-Забайкальская покровно-складчатая дуга // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 6. С. 61—68.
 7. Булгатов А.Н., Климук В.С. Условия образования и состав базальтов рифейских кулиндинской и ононской свит междуречья Онона и Аги (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 2. С. 9—17.
 8. Великославинский С.Д. Проблема распознавания геодинамических обстановок по геохимическим характеристикам магматических пород: субдукционные и внутриплитные обстановки // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 6. Т. 1 // Матлы. совещания. —Иркутск, 2008. С. 59—61.
 9. Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Савельева Т.Е. Эволюция метаморфических процессов в Забайкальской части Монголо-Охотской складчатой области / Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма. —Л.: Наука, 1977. С. 82—130.
 10. Глебовицкий В.А., Милькевич Р.И., Савельева Т.Е. Эволюция метаморфических процессов в Забайкальской части Монголо-Охотской складчатой области / Цикличность и направленность метаморфических процессов. —Л.: Наука, 1978. С. 120—128.
 11. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723—737.
 12. Добрецов Н.Л., Скляр Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Северного Китая / Эколиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. —Новосибирск: Наука, 1989. С. 132—158.
 13. Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sr систематика и редкоземельная характеристика пород палеоаккреционных комплексов Восточно-Забайкальской части Монголо-Охотского пояса // Докл. РАН. 2003. Т.389. № 3. С. 369—373.
 14. Ефимов А.Н., Тетяева Т.М. Докембрийские отложения центральной части Агинского поля // Геология и геофизика. 1968. № 10. С. 52—57.
 15. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21—41.
 16. Красинец С.С., Тимофеев Б.В. О находке спор в ононской свите в окрестностях ст.Оловянная // Бюлл. НТГО ЧГУ. № 4. —Чита, 1958. С. 5—8.
 17. Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А. и др. Метавулканиты Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2007. № 1. С. 138—146.
 18. Мисник Ю.Ф., Шевчук В.В. Восточно-Забайкальская древняя глыба и ее роль в формировании региональной структуры // Геотектоника. 1980. № 5. С. 25—37.
 19. Мурдмаа И.О. Фации океанов. —М.: Наука, 1987.
 20. Неелов А.Н., Милькевич Р.И. Петрохимия метаморфических комплексов юга Восточной Сибири. —Л.: Наука, 1979.
 21. Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39—58.
 22. Сосницкий О.В., Шишов А.И. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000. Лист М-50-VIII. Объяснительная записка. —М.: Недра, 1966.
 23. Суцеская Н.М., Бонати Э., Пейве А.А. и др. Гетерогенность рифтового магматизма Приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15 с.ш.—3 ю.ш.) // Геохимия. 2002. № 1. С. 30—55.
 24. Шейнманн Ю.М. Геологический очерк района нижнего течения рек Онон, Ингода и верховьев р.Шилка (Восточное Забайкалье) // Тр. Восточно-Сибирского геологич. треста. Вып. 7. —М.—Л.: Научно-техническое изд-во НКТП, 1935.

История геологического развития и минерогения офиолитов Северо-Западного Кавказа

В.С.ПОЛЯНИН, Т.А.ПОЛЯНИНА (ФГУП ЦНИИгеолнеруд; 420097, г.Казань, ул.Зинина, 4;
e-mail: root@geolnerud.net)

Дана историко-минерогеническая характеристика офиолитов Северо-Западного Кавказа. Определены геодинамические обстановки и время формирования месторождений и проявлений неметаллов, локализованных в офиолитах. Выделены перспективные месторождения и проявления неметаллов.

Ключевые слова: офиолиты, Кавказ, геодинамический, обстановка, перспективный, объект.

The history of geological development and minerageny of the ophiolites of North-West Caucasus

V.S.POLYANIN, T.A.POLYANINA

The article defines the minerageny of the ophiolites of North-West Caucasus. Geodynamic environments and the formation of localized in ophiolites deposits and occurrences of non-metals are detected. The promising deposits and occurrences of non-metals are picked out.

Key words: ophiolites, Caucasus, geodynamic, environment, promising, object.

Северо-Западный Кавказ относится к Кавказской складчатой области. Это один из сегментов Средиземноморского подвижного пояса. Большая часть выходов на дневную поверхность офиолитов в пределах Северо-Западного Кавказа находится в пределах Лабинско-Малкинской зоны, или ступени, активизированной в позднем кайнозое южной частью эпигерцинской Скифской платформы и ограниченной с юга Пшекиш-Тырныаузским разломом. Офиолиты входят в состав складчатого герцинского фундамента названной структуры, перекрытого плитным чехлом, сложенным полого моноклинально падающими на север карбонатно-терригенными отложениями средней юры—палеогена (см. рисунок). По данным В.В.Плошко, в фундаменте Скифской плиты офиолиты обычно приурочены к блокам, наиболее поднятым в новейшее время (офиолитовый пояс Передового хребта), а севернее наблюдаются в мощных эрозионных врезках рек (Малкинский и Беденский массивы ультрамафитов).

Офиолиты Передового хребта объединены в пояс, представляющий собой в геолого-структурном отношении по данным Е.В.Хаина, серию тектонических пластин — фрагментов тектонических покровов, сформированных в период проявления позднепалеозойской коллизии южной (в современных координатах) пассивной окраины Восточно-Европейской платформы и палеомикроконтинента Центрального Кавказа (современный горст-антиклинарий Главного хребта).

С ультрамафитами дунит-гарцбургитовой формации Северо-Западного Кавказа пространственно и генетически связан ряд месторождений и проявлений цветных камней (жадеит, цветной халцедон, подерочные листвениты), мелкие непромышленные месторождения гипергенных железных руд и хризо-

тил-асбеста, проявления талька и пелитоморфного магнезита (см. рисунок).

Современный минерогенический облик офиолитов Северо-Западного Кавказа создан в результате проявления разновременных процессов различной геодинамической природы: рифтогенно-спрединговый, субдукционный (энсиматические островные дуги), коллизионный, платформенный и эпиплатформенный орогенный.

Рифтогенно-спрединговый геодинамический режим. Время проявления процессов формирования офиолитов Северо-Западного Кавказа по данным В.Е.Хаина, Е.В.Хаина и В.В.Плошко, датируется в интервале от позднего протерозоя до раннекаменноугольной эпохи. Если верхний возрастной уровень проявления процессов офиолитогенеза особых возражений не вызывает, то нижний — дискуссионен. Можно предполагать, что среди наблюдаемых в пределах Северо-Западного Кавказа офиолитов есть и позднепротерозойские, однако, очевидно, преобладают ранне-среднепалеозойские образования. Различать достоверно эти разновозрастные офиолиты в пределах Кавказа вследствие их высокой деформированности в настоящее время не представляется возможным.

С проявлением описываемого геодинамического режима связано формирование в ультрамафитах мелких месторождений апоультрамафитового хризотил-асбеста (Лабинское и др.), принадлежащих одному геолого-промышленному типу.

Геодинамический режим энсиматических (океанических) островных дуг (средний-поздний девон) сопровождался формированием в океаническом бассейне, располагавшемся в этот период между Восточно-Европейской платформой и палеомикроконтинентом

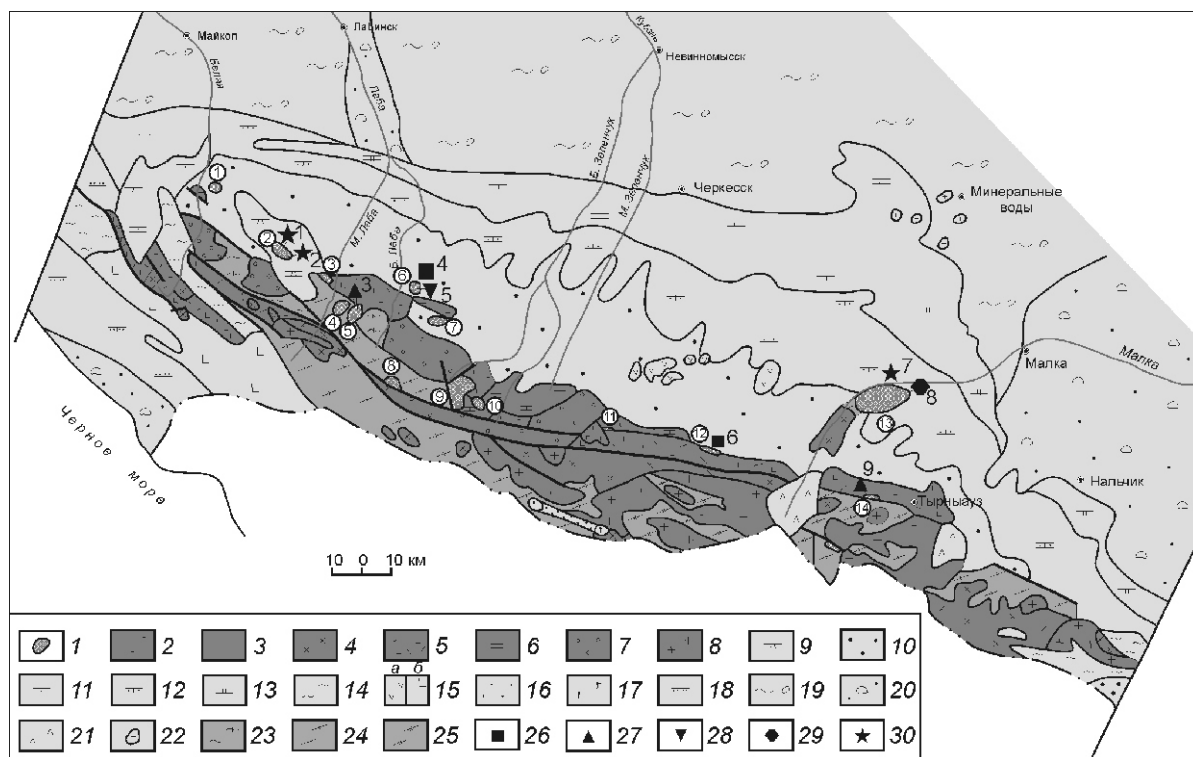


Схема размещения апоофиолитовых полезных ископаемых Северо-Западного Кавказа (на палеогеодинамической основе):

геодинамические системы герцинские (входящие в их состав геологические формации): **рифтогенно-спрединговая** (1 — дунит-гарцбургитовая, PZ_2 , 2 — габбровая, PZ_2 , 3 — глинистая (аспидная), PZ_2 ; **субдукционные** (4 — габбро-плагитогранитовая, PZ_2 , 5 — риолит-базальтовая, D_2-C_1), 6 — карбонатная, D_3-C_1); **коллизийная** (7 — молассовые песчаники и сероцветная континентально-морские, C_2-P_1 , 8 — гранитовая, PZ_3); **геодинамические системы альпийские**: **платформенная Северного склона** (9 — карбонатная, P_2-T , 10 — терригенная, J_1 , 11 — карбонатная рифовая, J_3 , 12 — карбонатно-терригенная, K_1 , 13 — карбонатно-терригенная, K_2-Pg_2); **субдукционные Южного склона** (14 — глинистая, J_1 , 15 — базальт-андезит-дацитовая (а) и базальт-риолитовая (б), J_1 , 16 — терригенная (J_1-J_2), 17 — габбро-диорит-гранитовая, J_2 , 18 — терригенно-карбонатная и терригенная флишевая, J_3-Pg_2); **неотектоническая эпиплатформенная орогенная** (19 — молассовая морская, Pg_3-N_1 , 20 — молассовая континентальная, N_2-Q , 21 — андезит-дацит-риолитовая, N_1-J_2 , 22 — гранодиорит-гранитовая, N_2); **протерозойские геологические комплексы кристаллического фундамента палеомикроконтинентов раннего—среднего палеозоя**: 23 — зеленые парасланцы, PR , 24 — кристаллические сланцы и амфиболиты, PR , 25 — те же комплексы мигматизированные, PR ; **месторождения и проявления неметаллов**: 26 — хризотил-асбест, 27 — тальк и тальковый камень, 28 — магнезит-серпентиновые породы, 29 — гипергенные железные руды, 30 — ювелирно-поделочные камни (жадеит, листвениты, цветные халцедоны); **месторождения и проявления полезных ископаемых**: 1 — Уривок, Бугунджинское; 2 — Ачешбокское, Тхачское; 3 — Лабинская группа (Маркопидж и др.); 4 — Лабинское; 5 — Беденское; 6 — Карачаевское (Шаман-Беклегенское); 7 — Лахран и Тазакол; 8 — Малкинское; 9 — Тырныаузская группа (Ташорун и др.); массивы ультрамафитов (цифры в кружках): 1 — Белореченский, 2 — Тхачский, 3 — Малолабинский, 4 — Маркопиджский, 5 — Блыбский, 6 — Беденский, 7 — Урупский, 8 — Верхнеурупский, 9 — Кяфар-Агурский, 10 — Малокафарский, 11 — Нижнетебердинский, 12 — Шаман-Беклегенский, 13 — Малкинский, 14 — Тырныаузская группа

Центрального Кавказа, геодинамического ансамбля, включавшего зону (возможно, несколько зон) субдукции (области погружения океанической плиты под океаническую же), аккреционную призму, вулканоплутонический пояс и, вероятно, задуговый (тылово-дужный) бассейн на океанской коре.

Фрагментами блоков-пластин офиолитов, погруженных в зону субдукции, и, позднее эксгумированных и вошедших в состав аккреционных призм, явля-

ются ультрамафитовые массивы, в эндоконтактах которых наблюдаются тела высокотемпературных апомафитовых геологических комплексов (жадеититы, эклогиты и др.). Одним из них — Тхачский ультрамафитовый массив, вмещающий Ачешбокское проявление поделочного жадеита.

Коллизийный геодинамический режим в пределах Северо-Западного Кавказа господствовал в позднем палеозое. С этим периодом связано форми-

рование на месте океанического бассейна, существовавшего в позднем рифее (?)—среднем палеозое в области, примыкавшей с юга к Восточно-Европейской платформе, покровно-складчатого сооружения. Коллизия сопровождалась крупноамплитудными шарьяжно-надвиговыми перемещениями тектонических блоков-пластин, сложенных офиолитами, как на пассивную окраину Восточно-Европейской платформы, так и в южном направлении — на палеомикроконтинент Центрального Кавказа. В процессе синколлизии шарьирования ультрамафитовых пластин многие из сформированных ранее залежей месторождений хризотил-асбеста подверглись тектоническим деформациям (рассланцевание и будинирование) разной интенсивности. Так, образовалось Карачаевское (Шаман-Беклегеновское) месторождение продольноволокнистого хризотил-асбеста.

С этим же периодом связано также внедрение интрузий гранитоидов. В зонах, где гранитоиды прорывали тела ультрамафитов, формировались залежи лиственитов и талькового камня (Тхачское проявление, Тырнаузская группа проявлений).

С триас-раннеюрским отрезком *периода платформенного развития* Северо-Западного Кавказа связано формирование на ультрамафитах кор выветривания химического типа мощностью до 100 м, вмещающих месторождения и проявления гипергенных железных руд, цветных халцедонов и пелитоморфного магнезита. Наиболее полный разрез коры выветривания зонального строения сохранился в пределах Малкинского массива ультрамафитов, где она образует тело пластообразное, полого падающее на север, согласно перекрывающееся карбонатными отложениями (с базальными конгломератами) платформенного типа келловейского яруса средней юры.

В кровле этого массива развита мощная апоультрамафитовая силикатная кора выветривания химического типа, характеризующаяся зональным строением (зоны сверху вниз):

охристо-железистая (гидрогётит, гидрогематит, гематит, гётит, кварц, опал, халцедон, хлорит, магнетит), мощность 1—10 м;

кремнистая (кварц, опал, халцедон, в заметных количествах — гидрогётит, гидрогематит, реже карбонат), мощность 2—20 м;

карбонатная (серпентиниты, рассеченные мелкими трещинами, мощностью до 5 мм, выполненными карбонатами — кальцитом, доломитом, сидеритом, магнезитом, гипсом), мощность 1—20 м;

выветрелых серпентинитов (серпентиниты апогарцбургитовые лизардитовые фисташково-зеленого цвета, трещиноватые, интенсивно выветрелые — «шелушащиеся»), мощность 8—40 м.

В основании коры выветривания залегают апогарцбургитовые (редко аподунитовые) лизардитовые мелкопетельчатые серпентиниты.

В ранней юре—эоцене Северный склон Северо-Западного Кавказа развивался в *субплатформенном геодинамическом режиме*, представляя собой в этот период пассивную континентальную окраину расположенного южнее океанического бассейна (см. рисунок). Данные о вещественных преобразованиях офиолитов в этот период отсутствуют.

Геодинамический режим эпиплатформенного орогенеза, инициированный, вероятно, коллизийными событиями, связанными с процессами столкновения Дзирульского, Армянского (Иранского) и ряда других более мелких континентальных блоков, датируется в пределах расположенного в периколлизийной области Северо-Западного Кавказа олигоценом—квартером. Именно с этим отрезком геологического времени связано формирование высокогорного сооружения Большого Кавказа, сопровождавшееся крупноамплитудными (до 4—6 км) блоковыми (взбросо-надвиговыми) перемещениями, проявлением денудационных (областями аккумуляции в это время являются Предкавказские предгорные и Закавказские межгорные прогибы) процессов и, как следствие, обнажением на дневной поверхности складчатого фундамента (включающего и офиолиты) южной части Скифской эпигерцинской платформы. Минерагеническая роль орогенических движений новейшего времени определяется формированием в склоновых и русловых отложениях ряда речных долин россыпных месторождений и проявлений поделочного жадеита (Уривок, Ачешбокское), поделочного лиственита (Бугунджинское) и др.

Среди полезных ископаемых, локализованных в офиолитах Северо-Западного Кавказа, наиболее важными в перспективе являются следующие месторождения и проявления неметаллов, изучение и последующее освоение которых может принести ощутимый социально-экономический эффект:

Лабинская группа проявлений в Краснодарском крае и Ташорунское проявление талька в Республике Кабардино-Балкария (сырье для производства кровельных материалов);

Беденская группа проявлений магнезит-серпентинитовых пород в Краснодарском крае (потенциальное сырье для производства огнеупоров);

Малкинский месторождение гипергенных железных руд в Республике Кабардино-Балкария (сырье для производства минеральных пигментов);

месторождения и проявления поделочных жадеита (Уривок в Краснодарском крае) и лиственитов (Бугунджинское и Тхачское в Краснодарском крае), проявления коллекционных цветных халцедонов (Тазакол и Лахран в Республике Кабардино-Балкария).

Авторы выражают благодарность специалистам-сырьевикам ФГУП ЦНИИгеолнеруд В.С.Тохтасьеву, Т.А.Щербаковой, А.И.Шевелеву и Е.А.Беляеву за полезную информацию и консультации.

Методика региональной корреляции геологических разрезов тектоно-седиментационных комплексов на шельфе

Г.Я.ШИЛОВ, М.А.КАЛИТА (ООО «Газпром—ВНИИГАЗ»; 142717, Московская обл. Ленинский р-н, пос.Пазвилка; e-mail: marinakalita@yahoo.com)

Рассмотрен метод корреляции, реализующий принцип прослеживания хроностратиграфических интервалов разреза, с использованием подхода, основанного на комплексировании метода корреляции по реперам, циклитам и характерным интервалам кривых изменения градиентов поровых давлений с глубиной. Предварительно по графикам тектонического прогибания структур уточняется схема цикличности тектоно-седиментационных комплексов на территории изучаемого шельфа Карского моря.

Ключевые слова: корреляция, геологические разрезы, циклиты, графики тектонического прогибания, сейсмические данные.

Methodology for regional correlation of geological sections of tectonic-sedimentation sequences within shelf areas

G.Y.SHILOV, M.A.KALITA

The methodology for correlation discussed in the paper is based on the technique of chronostratigraphic correlation of geological sections (or intervals of geological sections), realizing the principles of integration of the methods of correlation by plugs, by sedimentation sequences , by character features and by pore pressure curves as well. In advance the number of principle tectonic-sedimentation cycles is determined by tectonic setting curves (Kara Sea shelf case study).

Key words: correlation, geological section, sedimentation sequences, tectonic setting curves, seismic data.

Как известно, геологоразведочные работы на шельфе характеризуются меньшим числом поисковых и разведочных скважин по сравнению с таковыми на суше вследствие их дороговизны и повышенной степени капитальных затрат. На шельфе в связи с этим большая роль принадлежит сейсморазведке. Для повышения эффективности результатов сейсморазведочных работ часто приходится проводить корреляцию геологических разрезов, приуроченных к различным структурам. Поэтому методическое обеспечение региональной корреляции геологических разрезов — одна из важных задач интерпретации данных сейсморазведки и геоинформационных систем (ГИС).

Корреляцию геологических разрезов на региональном уровне рассмотрим на примере шельфовых областей Ямало-Карского региона. Отметим, что корреляцией геологических разрезов занимались многие исследователи, но преимущественно применялся литологический метод корреляции по геофизическим реперам, основанный на прослеживании вещественного состава пород [4]. Если говорить о корреляции разрезов с помощью каротажных диаграмм, то в этом отношении различными авторами установлены как преимущества, так и ограничения литологического метода [1, 2 и др.]. Так, В.А.Долицкий [1] считает, что сходство конфигураций сопоставляемых участков каротажных диаграмм — наиболее важный и убедительный признак тождества пласта, прослеживаемого в разрезах ряда скважин. По мнению

С.С.Итенберга [2], корреляцию разрезов близлежащих скважин лучше всего начинать с отождествления во всех исследуемых разрезах одного из опорных пластов, отчетливо прослеживающегося как по образцам пород, так и по материалам ГИС. Затем приступают к детальной межскважинной корреляции.

Р.Корделл (1967) отметил, что при использовании литологического метода часто забывают, что в данном случае основой корреляции служит более или менее случайное геометрическое сходство кривых, отражающих свойства пород в радиусе до 1 м от стенки скважины. В связи с этим имеются многочисленные примеры, когда то, что считалось непрерывным маркирующим горизонтом, в действительности оказывалось отдельными локальными образованиями сходной литологии, совершенно не выдержанной по площади.

Указанные ограничения метода корреляции с использованием геофизических реперов приводят к выводу, что сопоставление геологических разрезов, особенно в региональном масштабе, лучше всего производить по интервалам разреза, отложившихся в одни и те же промежутки времени, путем выделения в них хроностратиграфических поверхностей.

Одним из методов корреляции, реализующим данный принцип, может служить способ корреляции Г.Я.Шилова [6], базирующийся на комплексировании трех следующих различных методов корреляции геологических разрезов: 1) корреляции по каротажным диаграммам, отличающегося, от стандартного выбо-

ром реперов с целью проведения хроностратиграфической корреляции (тонкие пласты различного литологического состава — глины, ангидриты, вулканические пеплы и др.); 2) основанного на циклическом анализе осадконакопления, когда по данным ГИС или сейсмике, руководствуясь тенденцией изменения песчаности в терригенном разрезе, глинистости — в карбонатной толще или естественной радиоактивности — в эффузивном массиве, выделяют элементарные циклиты и темциклиты, которые затем объединяются в циклиты более высокого ранга (региоциклиты). Выделенные региоциклиты коррелируются как по исследуемым разрезам скважин, так и в региональном масштабе; 3) сопоставления разрезов по характерным точкам и интервалам кривой изменения градиентов порового давления с глубиной с последующей увязкой границ выделенных геологических объектов [7]. Кроме того, привлекаются данные сейсмостратиграфии и фациального анализа.

Если на изучаемой территории мало скважин, то главная роль при корреляции разрезов принадлежит методу корреляции региональных циклитов по временным сейсмическим разрезам. Границами региональных циклитов являются, как правило, опорные отражающие сейсмические горизонты. При этом необходимо учитывать, что точность определения мощностей циклических толщ определяется точностью структурных построений, а также надежностью стратиграфической привязки отражающих горизонтов, что обеспечивается при выполнении сейсмического моделирования.

Данные ГИС и градиентов давлений по отдельным скважинам здесь служат для нормировки выделения циклитов по сейсмическим данным. При корреляции интервалов разреза с установленными одинаковыми типами фаций (по ГИС, керну или данным сейсморазведки), коррелируемые фации должны принадлежать к одним и тем же циклитам.

При региональной корреляции разрезов вначале важно установить схему цикличности седиментационных комплексов на рассматриваемой территории. В некоторых случаях в качестве таковой можно использовать одну из общепринятых региональных схем цикличности, если есть уверенность, что история тектонического развития рассматриваемого района не отличается от палеотектоники тех районов, для которых была составлена общепринятая региональная схема цикличности.

Однако практика показывает [5], что более надежные результаты получаются, когда циклиты устанавливаются с помощью графиков тектонического прогибания структур, приуроченных именно к изучаемой территории.

Таким образом, для выделения региоциклитов в разрезе площадей Ямало-Карского региона по данным анализа мощностей горизонтов, определенных по ГИС (месторождения Северо-Каменномысское,

Бованенковское, Харасавэйское, Ленинградское, Русановское) или по данным сейсморазведки (структуры Татариновская, Западно-Шараповская, Няремская) были построены графики тектонического прогибания для отложений мела и установлены соответствующие региоциклиты (рис. 1). Основанием этому служит установленное явление, что крупные циклы отражают ритмическое развитие глубинных физико-химических процессов и являются тектоническими циклами.

На рис. 2 сопоставлены схемы региональной цикличности для меловых отложений, общие — для Западной Сибири [3] и региональные, полученные по результатам анализа графиков тектонического прогибания (см. рис. 1), построенных для площадей Ямало-Карского региона.

Как видно из рис. 2, в сравниваемых схемах цикличности имеется отличие как по числу циклитов, так и по их строению (характеру). Если в общей схеме цикличности в разрезе мела выделяются 5 региоциклитов, то для Ямало-Карского региона установлены 6 региоциклитов и другой направленности. Например, для Ямало-Карского региона по результатам литологической интерпретации данных каротажа определен берриас-готеривский проциклит, тогда как в общей схеме этот интервал представлен рециклитом.

Следует отметить, что выделенные региоциклиты мелового возраста соответствуют зонам аномально высокого парового давления (АВПоД), определенные по ГИС в разрезе скв.1 Русановская. Так, турон-кампанский рециклит отмечается зоной АВПоД, а сеноманский проциклит — интервалом, характеризующимся нормальным гидростатическим давлением. Нижелегающий альбский рециклит выделяется зоной АВПоД, что свидетельствует о хорошей крышке для залежей углеводородов в таноппинской свите.

При выделении региоциклитов по сейсмическим данным могут возникать проблемы, связанные с особенностями формирования волнового поля, которые рассмотрены ниже. Так, в схеме циклического строения Ямало-Карского региона выделяется альбский рециклит (см. таблицу). Отражающий горизонт G_2 в кровле альба характеризуется региональной прослеживаемостью, т.е. он коррелируется как на площадях Западно-Ямальского шельфа, так и в Восточном Приновоземелье. Однако в связи с тем, что альбский рециклит сменяется сеноманским проциклитом, динамическая выразительность горизонта невысокая в связи с пониженной контрастностью акустической жесткости, что объясняется геологическим строением рассматриваемых циклитов. Альбский рециклит в подошвенной части состоит в основном из глинистых пород, отложившихся в фазы 1- и 2-ой трансгрессий, тогда как кровельная часть этого рециклита представлена более грубозернистыми песчаными разностями, сформировавшимися в фазы диф-

ференциации и регрессии. Сеноманский проциклит в подошвенной части выражен в основном песчаными породами (регрессивная фаза) и так как он непосредственно залегает над альбским рециклитом, то акустический контакт между ними не может быть слиш-

ком резким, из-за близости упругих свойств терригенных пород кровли альбского рециклита и подошвенной части сеноманского проциклита.

Стратиграфическая привязка отражающего горизонта Б для Западно-Ямального шельфа осуше-

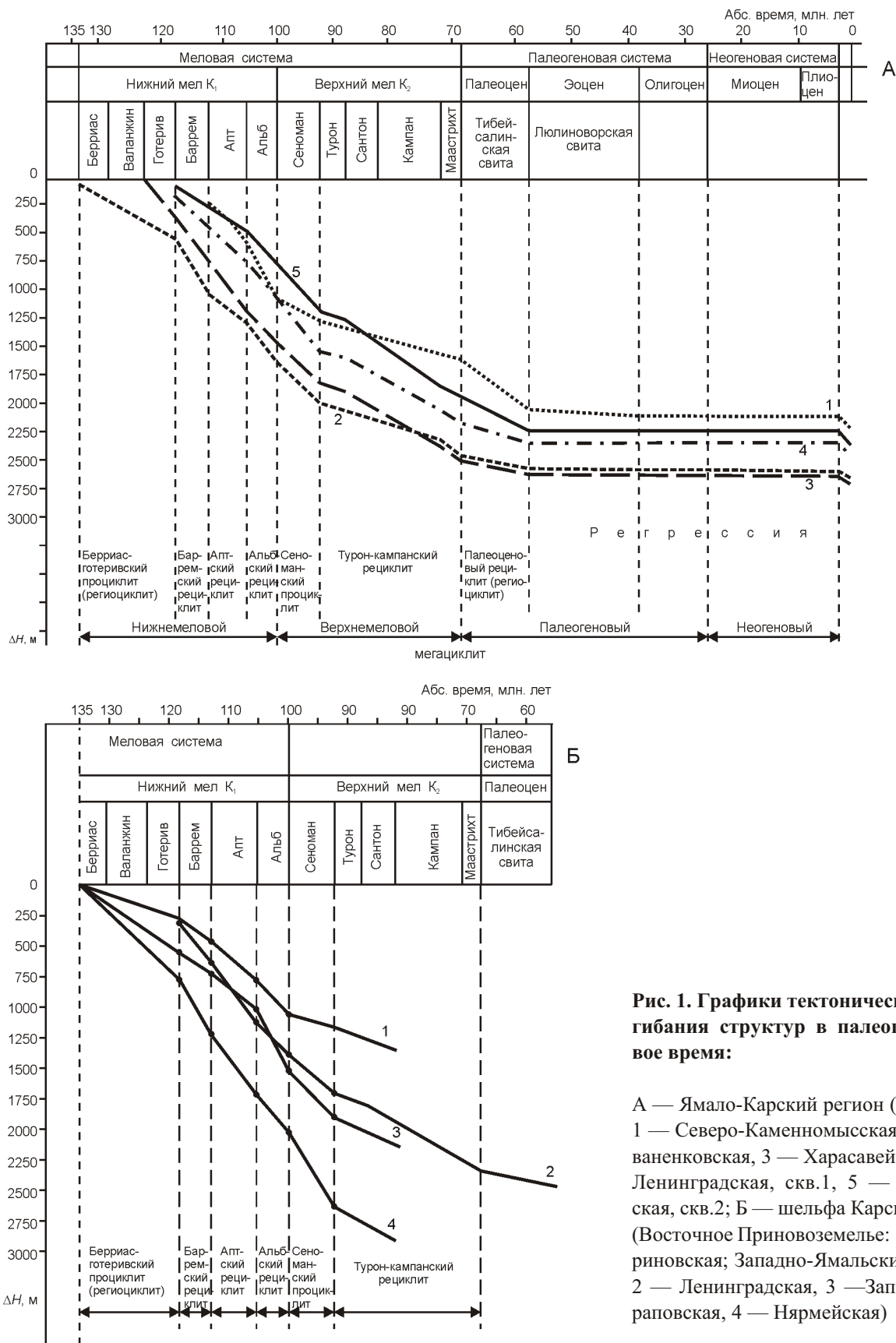


Рис. 1. Графики тектонического прогибания структур в палеоген-меловое время:

А — Ямало-Карский регион (площади: 1 — Северо-Каменномысская, 2 — Бованенковская, 3 — Харасавейская, 4 — Ленинградская, скв.1, 5 — Русановская, скв.2; Б — шельфа Карского моря (Восточное Приновоземелье: 1 — Татариновская; Западно-Ямальский шельф: 2 — Ленинградская, 3 — Западно-Шарповская, 4 — Няремейская)

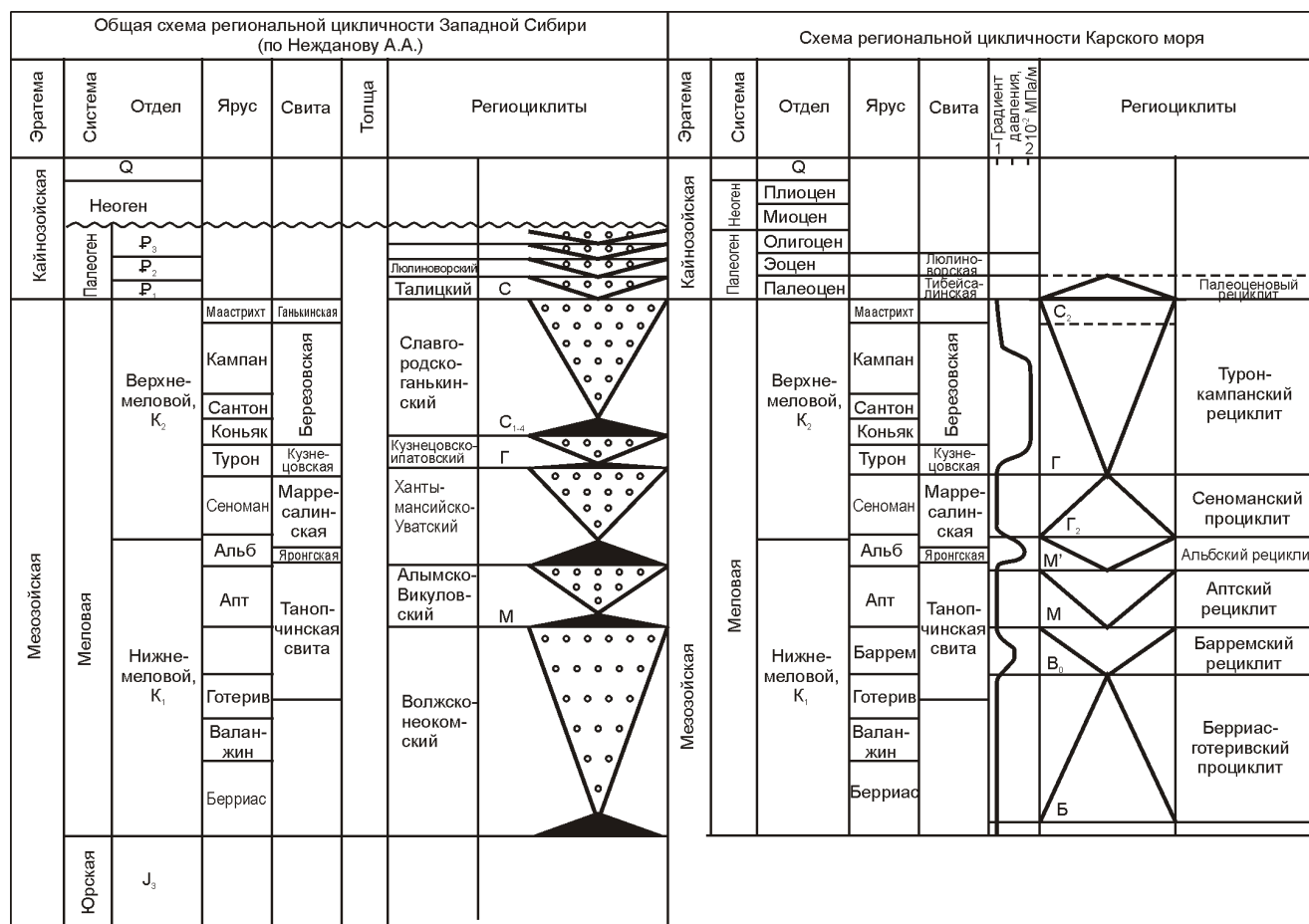


Рис. 2. Сопоставление схем цикличности меловых и палеогеновых отложений — общая для Западной Сибири и региональная для структур Карского моря:

Б, B₀, M, M, G₂, G, C₁₋₄, C₂, C — отражающие сейсмические горизонты

ствлена с помощью синтетического моделирования по глубоким скважинам на Ленинградской и Русановской площадях. Здесь по результатам привязки горизонт Б идентифицируется как кровля баженовской свиты и соответствует кровле баженовского проциклита. В зоне Восточного Приновоземелья (Западно-Карская терраса) принята стратиграфическая привязка отражающего горизонта Б к подошве глинистых отложений баженовской свиты в связи с тем, что подошва клиноформных отложений неокма и кровля баженовской свиты образуют интерференционный волновой пакет. Неоднозначность идентификации горизонта Б отражена в таблице.

Горизонт С (см. таблицу) прослеживается регионально как кровля глинистой толщи верхнемеловых отложений, но его идентификация по результатам сейсмического моделирования многими исследователями не проведена. По литологическим особенностям маастрихтский ярус небольшой мощности, поэтому его часто трудно отличить от покрывающих палеогеновых отложений, и, следовательно, верхний мел на сейсмических разрезах часто приурочивают к кампанскому ярусу.

Таким образом, полученные схемы региональной цикличности в мелу и юре для Ямало-Карского региона могут служить основой при циклическом анализе рассматриваемой территории, а также могут использоваться при корреляции геологических разрезов по данным сейсморазведки и ГИС.

Следующий шаг при выполнении региональных корреляционных работ — литологическое наполнение выделяемых циклитов. С этой целью используются данные ГИС и керны некоторых базовых скважин, по которым определяются литологический состав циклитов и фациальная принадлежность установленных литотипов. Затем производят привязку данных сейсморазведки (проинтерпретированные временные разрезы) и результатов АВА-инверсии к скважинным данным базовых скважин и устанавливают:

морфологические типы сейсмических фаций, соответствующие выделенным по каротажу и керну фациям (литотипам) в разрезе базовой скважины (качественный подход);

корреляция сейсмических атрибутов (акустическим импедансом, коэффициентом Пуассона и др.) с

Региональные циклиты мелового и юрского возраста Ямало-Карского региона

Система	Отдел	Ярус	Свита	Опорный отражающий сейсмический горизонт	Регоциклиты
Мел	Верхний мел	Маастрихт	Ганькинская	С	Турон-кампанский рециклит
		Кампан	Березовская		
		Сантон			
		Коньяк			
		Турон	Кузнецовская		
		Сеноман	Марресалинская	Г	Сеноманский проциклит
	Нижний мел	Альб	Танопчинская	Г ₂	Альбский рециклит
		Апт		М	Аптский рециклит
		Баррем		М	Барремский рециклит
		Готерив		В ₀ (К _{1nc})	Берриас-готеривский проциклит
		Валанжин			
		Берриас			
Юра	Верхняя юра	Титон	Баженовская	Б	Баженовский проциклит
		Киммеридж	Георгиевская		Малышевско-Георгиевский проциклит
		Оксфорд	Васюганская		
	Средняя юра	Келловей	Малышевская	Т ₁	Вымско-Леонтьевский проциклит
		Бат	Леонтьевская		
		Байосс			
		Аален	Вымская	Т ₄	
	Нижняя юра	Тоар	Лайдинская		Нижнеюрский проциклит
		Плинсбах	Джангодская		
		Синемюр	Левинская		
		Гетанг	Зимняя		

пористостью и нефтенасыщенностью пород, установленных по данным ГИС и керн для отдельных типов фаций (количественный подход).

После решения этих задач проводят корреляцию геологических разрезов по данным сейсморазведки на территориях, где еще не пробурены скважины, что дает явные преимущества при изучении геологического строения и оценке перспектив нефтегазоносности новых площадей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долицкий В.А. Геологическая интерпретация материалов геофизических исследований скважин. —М.: Недра, 1966.
2. Итенберг С.С. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. —М.: Недра, 1972.
3. Нежданов А.А. Геологическая интерпретация сейсморазведочных данных: Курс лекций. —Тюмень: ТюмГНГУ, 2000.
4. Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). —Л.: Недра, 1979.
5. Шилов Г.Я. Некоторые результаты фациально-циклического анализа отложений продуктивной толщи Нижнекуринской впадины // Азербайджанское нефтяное хозяйство. 1996. № 9. С. 4—8.
6. Шилов Г.Я., Джафаров И.С. Генетические модели осадочных и вулканогенных пород и технология их фациальной интерпретации по геолого-геофизическим данным. —М., 2001.
7. Шилов Г.Я., Надточий Е.А., Ибрагимов С.М., Гусейнова Д.А. Особенности связи поровых давлений с литофацией и нефтегазонасыщенностью разреза / Прогнозирование зон АВПД и нефтегазоносности больших глубин по геофизическим данным. —Баку, 1990. С. 34—40.

Особенности структуры и формирования Пятигорского месторождения минеральных вод

Г.Л.БОНДАРЕВА (ОАО «Кавминкурортресурсы»; 357600, Ставропольский край, г.Ессентуки, ул.Пятигорская, 133; *e-mail*: bondarevaGalina@mail.ru), В.Г.ПОПОВ (Южно-Российский государственный технический университет; 346428, Ростовская обл., г.Новочеркасск, ул.Просвещения, 132; *e-mail*: popovvg@novoch.ru)

Обсуждены вопросы, касающиеся геотектонической структуры и геотермического режима, гидрогеологической стратификации мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Пятигорского месторождения, уникального по запасам и разнообразию типов минеральных вод. Уделено особое внимание формированию ионно-солевого, газового и изотопного составов углекислых, сероводородно-углекислых, азотно-углекислых и радоновых вод.

Ключевые слова: Пятигорское месторождение, минеральные воды, гидрогеохимия, формирование.

Features of pattern and forming of the Pyatigorsk deposit of mineral waters

G.L.BONDAREVA, V.G.POPOV

The questions concerning geotectonic pattern and a geothermal regime, hydro-geological lamination of a mezozoj-kajnozoj's sedimentary jacket of the Pyatigorsk deposit, unique on reserves and a variety of the types of the mineral waters are discussed. The special attention is given forming of is ionic-salt, gas and isotope composition carbonic, hydrosulfide-carbonic, azote-carbonic and radon waters.

Key words: Pyatigorsk deposit, mineral waters, hydrogeochemistry, forming.

Пятигорское месторождение — уникальное по богатству типов минеральных лечебных вод. Оно относится к группе месторождений, на базе которых функционируют известные в России и во всем мире курорты Кавказских Минеральных Вод. За более чем 200-летний период накоплен большой фактический материал по геологическому строению, тектонике, гидрогеологическим условиям и опыту разработки Пятигорского месторождения минеральных вод. Однако, несмотря на значительный объем проведенных исследований, до настоящего времени отсутствует общепринятая концепция формирования минеральных вод, их ресурсов, ионно-солевого, изотопного и газового составов, что связано с весьма сложными геолого-тектоническим строением, гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими условиями [1]. Наряду с этой фундаментальной проблемой, важным и, вместе с тем, недостаточно изученным является вопрос, касающийся характера изменения количественных и качественных параметров минеральных вод в процессе разработки месторождения. В настоящее время на Пятигорском месторождении отбор минеральных вод производится из 13 скважин и источников; гидрогеологический мониторинг ведется на 11 из них на протяжении более 60 лет.

Геолого-структурные условия. В тектоническом отношении Пятигорское месторождение минераль-

ных вод связано с Кавминводским интрузивно-купольным поднятием, расположенным в области сопряжения Транскавказского поперечного поднятия с Предкавказской зоной краевых прогибов и складчатым сооружением Большого Кавказа. Кавминводское интрузивно-купольное поднятие характеризуется повышенной тектодинамической и сейсмической активностью, специфическими для Северного Кавказа магматизмом и минерагенией [3, 4].

Это поднятие ограничивается с севера Нагутским разломом, представляющим собой надвиг, выраженный на поверхности Нагутской флексурой с амплитудой 900 м, а с юга — Подкумским разломом. Разломы погружаются навстречу друг другу: Нагутский — на юг, а Подкумский — на север. По геофизическим данным оба разлома у поверхности Мохо сближаются, образуя опрокинутый конус.

Мощность земной коры в районе Кавминводского поднятия составляет около 40 км. На глубине 40—50 км, на уровне переходной зоны от земной коры к верхней мантии расположен глубинный энергогенерирующий очаг, представленный предположительно магматической камерой субщелочных базальтов. По мнению И.И.Грекова [3, 4], магматизм данного поднятия связан с промежуточным очагом, который размещается на глубине около 15—20 км, что совпадает с представлениями известного

исследователя минеральных вод Кавказа М.И.Врублевского [2] о том, что высокая температура подземных вод района в этом регионе обусловлена относительно неглубоким положением магматического очага.

Локальный уровень Пятигорского месторождения расположен на восточном фланге Минераловодского выступа. В геологическом отношении он сложен мезозойско-кайнозойскими терригенными и карбонатными отложениями чехла, залегающими на размытой поверхности сильно дислоцированных палеозойских метаморфических и магматических образований фундамента. На стыке Минераловодского выступа со Ставропольским поднятием, Терским и Кубанским прогибами в неоген-четвертичное время произошло внедрение магмы в осадочную мезозойско-кайнозойскую толщу и формирование гранит-порфировых и кварцевых сиенит-порфировых интрузивов (лакколиты Пятигорья). К одному из них (гора Машук) и приурочено исследуемое месторождение.

При образовании горы Машук магма куполообразно приподняла на 1300 м всю осадочную толщу мезо-кайнозоя. В строении складки, образованной таким образом, принимают участие верхнеюрские, меловые и палеогеновые отложения, представленные известняками, мергелями, песчаниками и аргиллитами, перекрытыми на северном, восточном и южном склонах гидрогенными осадками минеральных источников — четвертичными травертинами. Внедрение интрузии сопровождалось разрывными дислокациями, в результате которых образовались два крупных полукольцевых сброса с амплитудами 300 и 70 м. В пределах месторождения также прослеживаются две тектонические зоны северо-восточного простирания, генетически связанные с возникновением поперечного антиклинального поднятия Северо-Кавказской моноклинали. С этими тектонически активными зонами связано поступление из фундамента CO_2 , разгрузка и смещение вод глубоких водоносных горизонтов бассейна. Кроме того, на горе Машук имеется серия более мелких, не выдержанных по простиранию нарушений. Все эти трещинные зоны тектонического происхождения, пересекаясь между собой, образуют сложную сеть, по которой движутся трещинно-жильные и трещинно-пластовые подземные воды [7].

Геотермический режим. Главная роль в формировании геотермического режима недр принадлежит глубинному эндогенному (радиогенному) тепловому потоку. Литологические, геолого-структурные и гидрогеологические условия — факторы второго порядка, определяющие характер пространственного распределения естественного теплового поля, образование на региональном тепловом поле неоднородностей — положительных и отрицательных геотермических аномалий. При этом литологический фак-

тор контролирует условия кондуктивного теплопереноса, а тектонический и гидрогеодинамический — конвективную составляющую переноса тепла, определяя пути движения и энергетику разгрузки термальных вод.

В зонах глубоко проникающих в кристаллический фундамент полукольцевых разломов горы Машук, являющихся очагами восходящей разгрузки потоков газовой-жидких флюидов, геотермический режим всех гидростратиграфических подразделений независимо от глубин их залегания характеризуется наличием положительных тепловых аномалий. Линейные положительные гидрогеотермические аномалии приурочены к системам субмеридиональных разломов. Важно подчеркнуть, что даже на фоне положительных аномалий еще более высокие температуры типичны для зоны пересечения полукольцевых и радиальных разломов на горе Машук, обладающие повышенной флюидопроницаемостью.

Температура пород отдельных стратиграфических горизонтов изменяется в довольно широких пределах. Так, на кровле верхнего мела температура 15—45 °С, верхнего альба — 30—60 °С, валанжина — 53—67 °С, а на поверхности кристаллического фундамента — 62—72 °С. Температура пород горы Горячая уже на глубине 10—20 м достигает 30—40 °С.

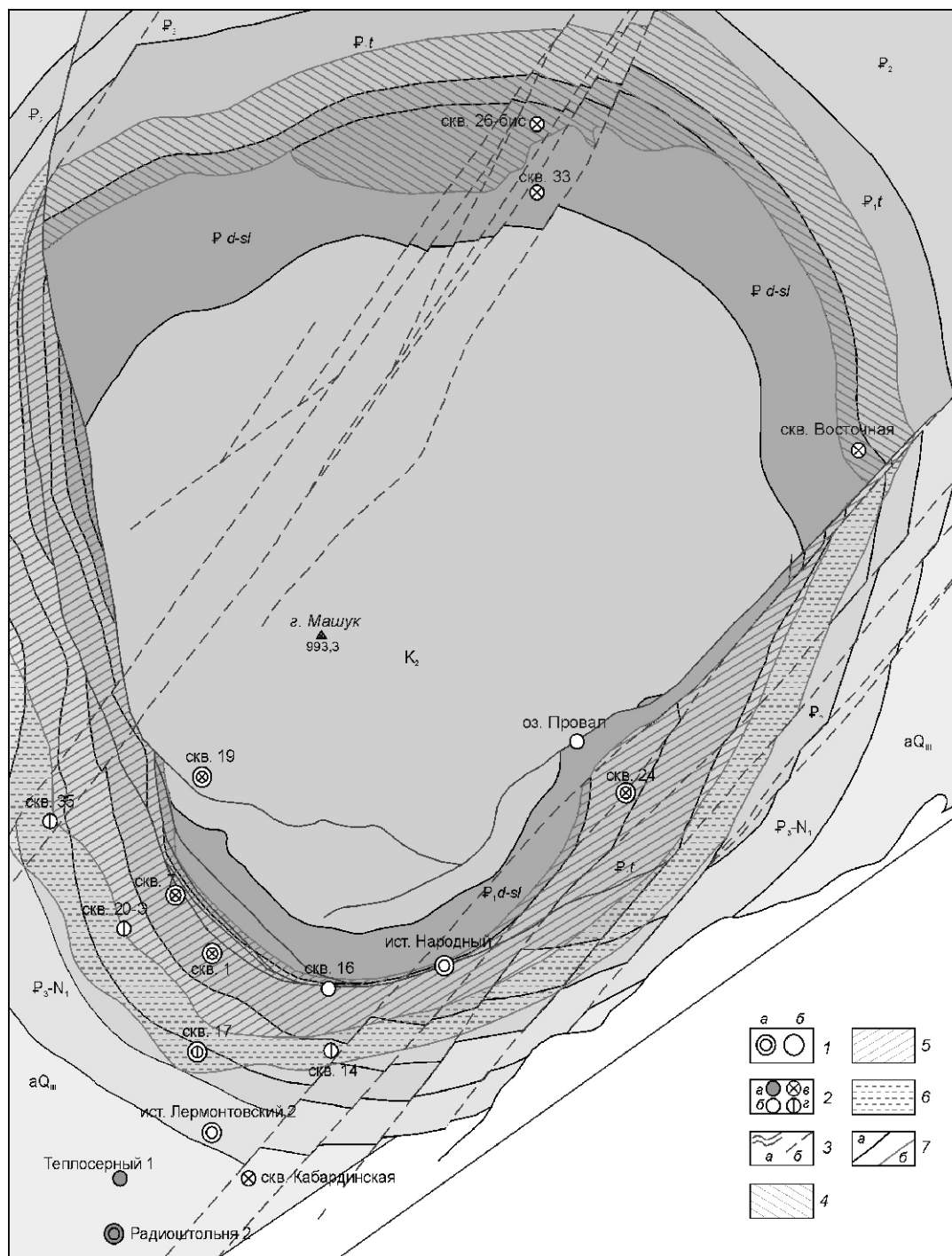
Результаты геотермических исследований в глубоких скважинах Пятигорского месторождения свидетельствуют о том, что величина геотермической ступени G составляет 24,3—27,5 м/°С, а геотермического градиента Γ — 3,5—4,1 °С/100 м. Наиболее низкими значениями G характеризуются водоупорные породы: майкопские глины, аргиллиты палеоцена и верхнего альба, а также граниты палеозоя. Величина G для названных пород изменяется от 9 до 18 м/°С, а Γ соответственно — от 7,6 до 11,0 °С/100 м. Для водоносных горизонтов величина G колеблется от 22,1 до 48,9 м/°С (Γ 2,1—4,5 °С/100 м). Величина геотермического градиента имеет тенденцию к увеличению от молодых отложений к более древним. Среднее значение его для Пятигорского месторождения оценивается в 6,5 °С/100 м, что несколько выше, чем для молодых эпигерцинских плит (3—5 °С/100 м). Судя по всему, напряженный геотермический режим связан с наличием магматического очага непосредственно под месторождением.

Повышенный температурный фон в целом активизирует углекислотное выщелачивание водовмещающих пород, ионообменные и другие явления в системе вода—порода и, тем самым, интенсифицирует процессы формирования химического состава минеральных вод.

Гидрогеологические условия. Пятигорское месторождение находится в пределах Минераловодского бассейна пластово-трещинных и трещинно-жильных вод, являющегося краевой частью Предкавказ-

ского артезианского бассейна, в котором гидрогеодинамически взаимодействуют горизонты пресных и минеральных вод (см. рисунок и табл. 1). Месторождение имеет две области питания — региональную в районе Кабардинского и Джинальского хребтов, и

местную на горе Машук. Характерная черта бассейна — гидрогеодинамическое взаимодействие горизонтов и комплексов между собой и с трещинными зонами разломов, заключающих пресные и минеральные воды.



Схематическая гидрогеологическая карта Пятигорского месторождения минеральных вод:

1 — скважины: а — эксплуатационные, б — наблюдательные; 2 — тип воды: а — радоновый, б — углекисло-сероводородный, в — углекислый, г — углекислый соляно-щелочной; 3 — тектонические нарушения: а — полукольцевые, б — прочие; области: 4 — смещения вод в пределах зоны региональных северо-восточных разломов с восходящими термами, 5 — дренажа, растекания и метаморфизации терм полукольцевых разломов; 6 — циркуляции соляно-щелочных вод; 7 — границы: а — между водоносными и водоупорными горизонтами (комплексами), б — распространения областей смещения, дренажа или циркуляции подземных вод

1. Параметры гидродинамического взаимодействия минеральных вод Пятигорского месторождения

Скважина, источник; возраст	Дебит при самоизливе, м ³ /сут	Температура воды, С	Уровень воды в отн. отм., м	Минерализация воды, г/л
26-бис; К ₁	—	25,0	39,26	3,40
33; К ₂	—	—	13,90	2,60
Восточная; К ₂	—	—	9,58	—
19; К _{1a-al}	8,78	59,0	37,32	6,71
оз.Провал, К ₂	832,6	34,7	1,01	3,29
24; К ₂ P _{1d-sl}	5,94	25,9	3,63	4,91
35; P _{1t}	—	16,2	19,42	8,25
7; P _{1t}	5,05	33,8	—	4,77
20-Э; К ₂	0,10	19,1	—	8,80
1; P _{1t}	0,95	25,5	11,30	4,97
Народный; chQ	122,5	46,58	—	4,92
16; К ₂	60,72	47,0	24,88	4,96
17; P _{1t}	0,35	16,5	3,67	9,71
14; P _{1t}	0,07	16,0	2,27	9,91
Лермонтовский 2; chQ	400,03	44,8	—	4,96
Теплосерный 1; chQ	505,96	22,1	—	2,53
Кабардинская; chQ	—	17,0	0,96	4,40
Радиоштолльная; chQ	98,05	22,09	—	3,15

Подземные минеральные воды Пятигорского месторождения приурочены практически ко всем гидростратиграфическим подразделениям мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (см. рисунок и табл. 1). На месторождении распространены следующие водоносные горизонты и комплексы — титонско-валанжинский, аптско-нижнеальбский, верхне-меловой, датско-зеландский (эльбурганский) и четвертичный хемогенный, а также водоупорные толщи — палеогеновая, танетская (с водоносным горизонтом в средней части разреза), эоценовая, средне-верхнеальбская и олигоцен-нижнемиоценовая (майкопская). Кроме того, большую роль играют воды глубоких полукольцевых разломов, разгружающиеся в палеогеновые и четвертичные осадки. Основные характеристики горизонтов и комплексов, заключающих минеральные воды, представлены в табл. 2.

Основными гидрогеодинамическими процессами, определяющими формирование ресурсов и вещественного состава минеральных вод, являются: латеральный массоперенос из региональной и местной областей питания, вертикальная миграция подземных вод и газов по зонам тектонических нарушений в

пределах всего осадочного чехла, и естественная разгрузка вод на склонах горы Машук.

Газовый состав минеральных вод большинства скважин и источников Пятигорского месторождения — углекислый CO₂ 94—100% примесь N₂ 6%. Геохимические исследования минеральных вод последних лет показали, что из палеозойского фундамента поступает в основном безводный CO₂-газовый флюид, который обогащается подземными водами в трещинной системе погребенной коры выветривания. Генезис поступающего из фундамента углекислого флюида, по мнению большинства исследователей Северного Кавказа, глубинный термометаморфический, что подтверждается исследованиями изотопного состава углерода (¹³C 5‰). Углекислота вулканогенного (магматогенного) происхождения свойственна минеральным водам и газам более южных районов Приэльбрусья [9].

Свободная (растворенная) CO₂ — основной бальнеологический компонент, определяющий качественный облик и процессы формирования углекислых минеральных вод Пятигорского месторождения [5]. Для РТ-условий основных водоносных горизонтов (комплексов) Пятигорского месторождения харак-

2. Основные характеристики водоносных горизонтов и содержащихся в них минеральных вод Пятигорского месторождения

Возраст водоносного горизонта	Мощность, м	Время водообмена, лет	Газовый состав	Газосодержание, см ³ /л	$\frac{Ag \cdot 100}{N_2}$	Нс/Аг	М, г/л	рН	$\frac{T_{пл}, ^\circ C}{P_{пл}, ат}$
chQ ₄	0—40,3	20—30	CO ₂ —H ₂ S—N ₂ —O ₂	125—165	0,5	0,1	2,1—5,3	6,2—7,5	$\frac{41—57}{2,3—2,8}$
P _{1t}	59—217	20—30	CO ₂ —N ₂ —CH ₄ —O ₂	140—280	1,1	2,3	4,5—27,1	6,0—7,4	$\frac{38—39}{7,0—40,9}$
P _{1d-sl}	13—100	20—30	CO ₂ —N ₂ —CH ₄ —H ₂ S—O ₂	280—480	—	—	4,8—5,2	6,2—6,9	$\frac{39—40}{10,9—33,6}$
K ₂	47—434	130—500	CO ₂ —N ₂ —CH ₄ —O ₂	160—280	0,6	1,6	1,6—11,0	6,1—7,7	$\frac{50—51}{3,1—148,2}$
K _{1a-al}	188—420	490—500	CO ₂ —N ₂ —CH ₄ —O ₂	85—120	1,3	2,2	2,9—6,9	6,5—6,9	$\frac{58—60}{5,8—91,7}$
J _{3tt-K_{1v}}	190—360	120—500	N ₂ —CO ₂ —CH ₄	0—1113	1,8	1,0	4,1—16,6	—	$\frac{60—75}{122,7—129,9}$
N ₁	3 (вскрыто)	—	N ₂ —O ₂	202	—	—	0,2—0,6	6,5	$\frac{10—12}{—}$

терно два фазовых состояния CO₂: газообразный и сверхкритический флюид (ск-флюид). При P 7,3 МПа и T 31 °С (критическая точка) диоксид углерода находится в так называемом сверхкритическом состоянии, при котором его плотность как у жидкости, а вязкость и поверхностное натяжение как у газа, т.е. он является более жидким, чем вода. При P 7,3 МПа CO₂—ск-флюид трансформируется в газовое состояние, сопровождающееся формированием инжекционных куполов, в которых происходит понижение температуры за счет адиабатического расширения (взрыва) и повышение давления вследствие уменьшения плотности. В результате наблюдается резкое увеличение объема системы CO₂—ск-флюид—вода, характеризующегося избыточным мольным объемом смеси H₂O—CO₂.

Из кристаллического фундамента углекислота, как продукт термометаморфизма карбонатных осадочных пород («мокрого» термолиза), поступает в виде сверхкритического газового флюида (CO₂—ск-флюид), который, как менее плотный (ρ 0,8 г/см³), накапливается в антиклинальной флюидоловушке («газовой шапке») в титонско-валанжинском водоносном горизонте. Далее CO₂—ск-флюид по зонам разломов мигрирует транзитом через аптско-нижнеальбский водоносный горизонт и даже через водоупоры в вышележащий верхнемеловой водоносный горизонт, где по мере снижения PT -параметров переходит в газообразное состояние с образованием обширных ореолов рассеяния углекислого газа купольного типа («козырькового» эффекта, по А.Б.Островскому, 1985). Переход сопровождается формированием anomalously высоких пластовых давлений и площадных газовых геохимических ореолов.

Изотопный состав минеральных вод. Для вод всех исследуемых горизонтов (комплексов) концентрации D и ¹⁸O соответствуют средним значениям содержаний тяжелых изотопов в атмосферных осадках и поверхностных водах и располагаются вблизи линии Крейга, т.е. попадают в область метеогенных вод.

Изотопные исследования подземных минеральных вод позволили определить продолжительность водообмена (возраст воды) в отдельных гидростратиграфических подразделениях. По данным В.А.Полякова и Л.Г.Соколовского [8], среднее время пребывания подземных вод в точке опробования в рамках модели полного перемешивания для различных водоносных горизонтов и комплексов составляет: 1) четвертичный и эоценовый — 20—30 лет; 2) верхнемеловой в области питания — 20—30 лет, в области транзита — от 130 до 500 лет и более; 3) аптско-нижнеальбский — 490—500 лет и более; 4) титонско-валанжинский в области питания — 10—30, в области транзита — от 120 до 500 лет и более.

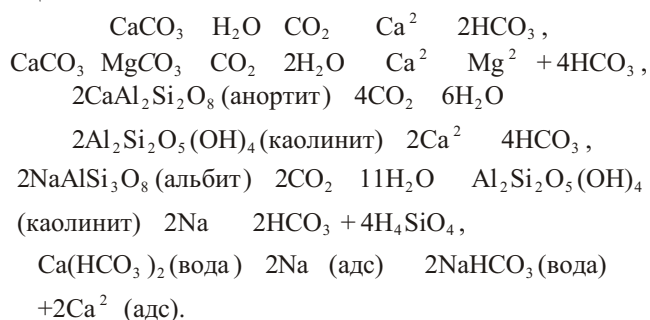
Геохимические типы минеральных вод. Химический состав минеральных вод Пятигорского место-

рождения формируется преимущественно в пределах района горы Машук. В результате обогащения углекислотой глубинного восходящего потока подземных вод всех горизонтов (комплексов) и смешения их в системе природного газлифта на месторождении в отложениях верхнего мела, эльбурмана и танета образуются следующие типы минеральных вод: сероводородно-углекислые, углекислые соляно-щелочные, углекислые, азотно-углекислые и радоновые.

Сероводородно-углекислые трещинно-жильные воды глубоких полукольцевых разломов — основной тип скоплений минеральных вод Пятигорья. Они выведены на поверхность скважинами Варвациевская, Наклонная 2, скв.16, источниками Народный, Лермонтовские 1 и 2, а также каптируются скважинами, вскрывшими верхнемеловой горизонт (скв.29, Провальская и др.). Достигая кровли палеогеновых отложений, H_2S - CO_2 -воды разгружаются на поверхность горы Горячая, в результате чего образуется четвертичный хемогенный горизонт — основной коллектор сульфидно-углекислых вод на Пятигорском месторождении. Воды этого типа составляют 73% общих гидроминеральных ресурсов месторождения и образуются путем смешения поднимающихся с глубины по зонам трещиноватости Главного и Южного сбросов вод валанжинского, апт-альбского и верхнемелового комплексов. По составу они сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 3,0—5,5 г/л и температурой 27,1—50 °С. В солевом составе их преобладают $NaCl$ и $Ca(HCO_3)_2$ (70%), подчиненное значение имеет Na_2SO_4 . Водорастворенный H_2S (9—14 мг/л) образуется в породах чехла в результате процессов биохимической сульфатредукции. Низкие концентрации его, по всей вероятности, связаны с обедненностью пород и подземных вод сульфатами и углеводородами, являющимися питательной средой для сульфатвосстанавливающих бактерий.

Углекислые соляно-щелочные (содовые) воды эссентукского типа встречаются в верхнемеловых и танетских карбонатно-терригенных осадках. Формируются они за счет смешения сероводородно-углекислых вод и «коренных» высокоминерализованных хлоридных натриевых вод. Эксплуатируются скважинами 14 и 17. По составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые йодо-бромные с минерализацией 7,9—11,8 г/л. Доминирующую роль в солевом составе играют $NaHCO_3$ и $NaCl$. Экспериментальные данные [6, 10] свидетельствуют о совместном участии в формировании содовых (соляно-щелочных) вод региона Кавказских минеральных вод (месторождения Эссентукское, Нагутское, Пятигорское и др.) процессов углекислотного выщелачивания карбонатных (известняки, доломиты) пород, гидролиза основных (кальциевых — анортит и др.) и кислых (натриевых — альбит и др.) алюмосиликатов и обменной адсорбции в системе вода—карбонатные,

терригенные осадки— CO_2 согласно следующим реакциям:



Во всех этих процессах участвует термометаморфическая CO_2 . При этом содовая составляющая минеральных вод обеспечивается кинетикой двух последних ионообменных реакций (соответственно обменной абсорбции и адсорбции), а поступление в раствор соли $NaCl$ происходит в основном за счет выщелачивания из пород галита, содержащегося в виде включений в породах морского происхождения. В качестве вытеснителя натрия из поглощенного комплекса глинистых минералов могут выступать как щелочноземельные компоненты, так и ион водорода, образующийся при растворении в воде CO_2 и обладающий наиболее высокой энергией поглощения среди катионов. Наличие в водах повышенных концентраций брома и йода может быть истолковано как присутствие в водах седиментогенной (талассогенной) составляющей.

Углекислые воды (пятигорские нарзаны) встречаются в нижнемеловых и палеогеновых отложениях. Как показали гидрогеохимические расчеты, в их формировании участвуют воды титона (52%), апт-альба (10%) и верхнего мела (35%). Часть углекислых вод образуется при метаморфизации сероводородно-углекислых вод в песчаниках датско-зеландского горизонта. Воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 1,0—4,8 г/л. Они добываются скважинами 1, 4, 7, 19, 24 и Красноармейской новой.

Азотно-углекислые воды ограниченно развиты на севере месторождения в апт-нижнеальбском водоносном горизонте. Формируются они за счет смешения восходящих углекислых вод титон-валанжинского и собственно апт-нижнеальбского комплексов.

Радоновые сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды образуются за счет сероводородно-углекислых вод, которые по трещинам тектонического происхождения разгружаются в травертины и брекчии хемогенного четвертичного горизонта. В нем сероводородно-углекислые воды при дегазации теряют CO_2 , H_2S и, смешиваясь с холодными пресными грунтовыми инфильтрационными водами, снижают температуру до 22 °С и минерализацию до 2,6 г/л. В процессе фильтрации через обогащенные радием травертины, при их эманировании в подземные воды поступают Rn (до 18,5—326 нКи/л), Ra (до 5,5 10^{-12} г/л) и другие радиогенные элементы.

Радоновые воды каптируются источниками Теплосерными 1, 3 и Радиоштойней 2.

Для Пятигорского месторождения характерна переменная (сложная) гидрогеохимическая зональность, выраженная в неравномерном опреснении геологического разреза в связи с различными фильтрационными характеристиками водоносных горизонтов: 1) титонско-валанжинский опреснен только за пределами рассматриваемого месторождения, 2) аптско-нижнеальбский нижнего мела наиболее опреснен, 3) верхнемеловой занимает промежуточное положение, 4) танетский — наименее рассолен (см. табл. 2).

Мониторинг минеральных вод. За последние 30 лет изменился гидродинамический режим сероводородно-углекислых и радоновых вод. Это выразилось в том, что дебит сероводородно-углекислых снизился с 1400—2000 до 965—1400 м³/сут, а радоновых вырос с 250—500 до 1000—1250 м³/сут. Причем дебит источника Теплосерный 3 увеличился в 3 раза, Теплосерный 1 — в 4 раза, а дебит вод Радиоштойни 2 не изменился. Вместе с тем суммарный дебит сероводородно-углекислых и радоновых вод с течением времени остался прежним и составляет в среднем 2000—2300 м³/сут. Перераспределение ресурсов минеральных вод может быть объяснено следующими факторами: 1) скрытая разгрузка сероводородно-углекислых вод в четвертичные хемогенные отложения, где они обогащаются радоном; 2) релаксация напряженности геологической среды (в т.ч. за счет сейсмичности), вызывающей смещение в горных породах зон растяжения и сжатия и, как следствие, изменение емкостных свойств коллекторов минеральных вод.

В радоновых водах в 1,5—2 раза уменьшилось содержание радона. Сопоставление осредненных значений концентраций радона в воде и дебитов источников показали обратную зависимость между этими величинами. Возможно это связано с явлениями сорбции—десорбции, при которых радон, обладающий минимальной теплотой адсорбции, переводится в свободное состояние, а освободившиеся вакансии занимают молекулы воды.

В связи с увеличением дебита радоновых вод их минерализация снизилась в среднем на 16%. В воде Радиоштойни 2, начиная с 1973 г., содержание CO₂ увеличилось с 0,18—0,25 до 0,36—0,44 г/л. Поскольку CO₂ имеет глубинное происхождение, то увеличение его концентрации может быть связано с раскрытием трещин тектонического происхождения. Температурный режим всех источников соответствует годовому ходу изменения температуры воздуха, что указывает на их инфильтрационную природу.

В остальных эксплуатационных и наблюдательных скважинах отмечается рост напоров и уровней сероводородно-углекислых вод в среднем на 1—2 м. Наблюдается обратная связь между ростом уровней (на-

поров) и величиной отбора сероводородно-углекислых вод, которая с 1500—2100 м³/сут в 1971—1985 гг. уменьшилась до 800—1300 м³/сут в 1998—2005 гг.

Определенные изменения отмечаются также в геохимическом и температурном режиме сероводородно-углекислых вод. Так, минерализация воды скв.Провальская снизилась с 3—5 г/л (1967—1974 гг.) до 1,5—3 г/л (1999—2005 гг.), что, судя по всему, вызвано увеличением в минеральных водах доли грунтовых вод. Концентрация H₂S уменьшилась с 2—12 мг/л (1967—1974 гг.) до 1—4 мг/л (1993—2005 гг.), CO₂ с 0,6—1,6 г/л (1967—1973 гг.) до 0,2—1,1 г/л (1983—2005 гг.). Температура воды, достигавшая в 1975—1981 гг. 23—30 °С, в настоящее время составляет 20—27 °С.

Аналогично ведут себя гидрогеохимические и геотермические параметры большинства других скважин, относящихся к данной водоносной зоне. Для них также отмечается снижение минерализации и температуры, концентраций CO₂ и H₂S. Очевидно, что вариации гидрогеохимических параметров связаны с изменением гидрогеодинамических характеристик сероводородно-углекислых вод месторождения.

В целом, наблюдаемые вариации гидрогеологических и гидрогеохимических параметров сероводородно-углекислых вод не выходят за рамки кондиций, разработанных для минеральных вод Пятигорского месторождения: минерализация 5,0—5,3 г/л, CO₂ 0,5—1,3 г/л, H₂S 10—14 мг/л, *T* 35—50 °С.

В результате всестороннего комплексного анализа закономерностей формирования уникального по запасам и разнообразию геохимических типов минеральных вод Пятигорского месторождения установлено, что исключительно сложные гидрогеологические условия его определяются приуроченностью к локальной интрузивно-купольной структуре горы Машук, тектонически осложненной высокоамплитудными полукольцевыми сбросами и серией линейных глубинных разломов субмеридионального и северо-восточного простираний с опережающими дизъюнктивными нарушениями, являющимися путями инъекционного внедрения и миграции высоконапорного термального углекислого газово-жидкого метаморфогенного флюида из палеозойского фундамента в мезозойско-кайнозойский осадочный чехол. Напряженный геотермический режим месторождения вызван высоким положением магматического очага, служащего источником эндогенного теплового потока. Геотермические неоднородности теплового поля в пределах месторождения связаны с особенностями конвективного теплопереноса, контролируемого тектоническим и гидрогеодинамическим факторами.

В формировании гидроминеральной ресурсной базы Пятигорского месторождения, судя по изотопному составу водорода и кислорода, главную роль

игрывают инфильтрационные воды, поступающие из региональной (Кабардинский и Джинальский хребты) и местной (гора Машук) областей питания, а подчиненную — седиментогенные (талассогенные) растворы и метаморфогенные газовой-жидкие глубинные флюиды, мигрирующие из палеозойского кристаллического субстрата. Инфильтрационная доминанта подчеркивается относительно небольшим возрастом минеральных вод, не превышающем 1 млн. лет.

Основной фактор, обуславливающий формирование широкой геохимической гаммы минеральных вод — процессы смешения вод различных горизонтов и комплексов мезо-кайнозоя, содержащих воды разнообразного ионно-солевого и газового составов, с одной стороны, и их гидрогеодинамическая связь с флюидами палеозойского кристаллического фундамента, с другой. Источники растворенных в минеральных водах солей, представленных преимущественно $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, NaCl , NaHCO_3 и Na_2SO_4 , — терригенные и карбонатные породы осадочного чехла. Ведущими гидрогеохимическими процессами в системе вода—порода—газ—органическое вещество можно назвать углекислотное выщелачивание карбонатных и алюмосиликатных пород, обменно-адсорбционные процессы между гидрокарбонатными и сульфатными кальциевыми водами и поглощенным комплексом терригенных осадков «морского» (натриевого) типа. Природа CO_2 термометаморфическая, H_2S биохимическая, а Rn радиогенная (за счет эманирования вторичных радиевых коллекторов в четвертичных травертинах).

Результаты многолетнего гидрогеологического мониторинга показали, что гидрогеодинамика, в значительной степени зависящая от геолого-тектонических условий Пятигорского месторождения, ответственна как за перераспределение ресурсов сероводородно-углекислых и радоновых вод, так и за вариации их газогидрогеохимических и геотермических параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарева Г.Л. Условия формирования месторождений минеральных вод региона Кавказских Минеральных Вод // Геология, география и глобальная энергия. 2008. № 1 (28). — Астрахань: Издательский Дом «Астраханский университет». С. 115—119.
2. Врублевский М.И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1962.
3. Греков И.И., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Литовко Г.В., Компаниец М.А. Региональная геолого-физическая модель Эльбрусской вулканической области по линии Приэльбрусского профиля (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. № 25. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. С. 158—166.
4. Греков И.И., Литовко Г.В., Письменская Г.А. и др. Геолого-геофизическая модель Кавминводского интрузивно-купольного поднятия (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. — СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 167—177.
5. Данилов С.Р., Бунакова Г.В., Ляшенко С.И. и др. Закономерности распространения микроэлементов, природных газов и естественных радионуклидов в подземных водах глубоких водоносных горизонтов района Кавказских Минеральных Вод // Материалы I Всесоюзной гидрогеологической конференции. Т. 2. — М.: Наука, 1982. С. 302—305.
6. Данилов С.Р., Бунакова Г.В., Островский А.Б. и др. Экспериментальные исследования процессов формирования химического состава подземных минеральных вод содового типа // Гидрохимические материалы. Т. CVII. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 96—111.
7. Погорельский Н.С. Углекислые воды Большого района Кавказских Минеральных Вод. — Ставрополь: Книж. изд-во, 1973.
8. Поляков В.А., Соколовский Л.Г. Изотопные исследования генезиса и динамики природных вод Кавказа // Материалы международной научной конференции «Гидрогеология в начале XXI века». — Новочеркасск: 2006. С. 63—65.
9. Попов В.Г., Абайханов У.И. Углекислые минеральные воды Центрального Кавказа и Предкавказья // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству. — Махачкала, 2009. С. 57—62.
10. Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши И.Н. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. — Уфа, 1992.

Уникальные центры георазнообразия — основа для создания национальных геопарков

Д.А.РУБАН (Южный федеральный университет; 344090, г.Ростов-на-Дону, ул.Зорге, 40;
e-mail: ruban-d@mail.ru)

Объекты геологического наследия различного типа сосредоточены в пределах уникальных центров георазнообразия. Среди них имеются памятники национального и (или) глобального ранга. Такие центры являются очевидной основой для создания национальной сети геопарков. Число геологических памятников, их типов, размер территории, на которой они концентрируются обсуждаются в контексте выявления уникальных центров георазнообразия.

Ключевые слова: геопарк, геологический памятник, георазнообразие, Пэнху, Адыгея.

Outstanding centers of geodiversity — a basis for foundation of national geoparks

D.A.RUBAN

Outstanding centers of geodiversity represent objects of the geological heritage of different types, including sites with national and (or) global rank. Consequently, such centers are an evident basis for foundation of the national geopark net. The quantity of geosites and their types, the size of areas, where they are concentrated, etc. are discussed in the context of identification of outstanding centers of geodiversity. The islands of Penghu (Taiwan) and the Mountainous Adygeja (Russia) are examples of the latters.

Key words: geopark, geosite, geodiversity, Penghu, Adygeja.

Создание сети геопарков в рамках всемирной инициативы ЮНЕСКО [15] имеет большое значение как для эффективного управления национальным геологическим наследием — совокупности уникальных геологических объектов (геологических памятников) в пределах страны, так и для глобализации значения этого наследия. По состоянию на август 2008 г. в мире функционировало 57 геопарков, из которых чуть менее 2/3 располагалось в Европе и около 1/3 в Китае [13]. Вне всякого сомнения, Россия с ее огромной территорией, характеризующейся исключительно разнообразным геологическим строением, обладает поистине неисчерпаемым потенциалом для создания в ее пределах ряда геопарков, что возможно осуществить на основе рекомендаций ЮНЕСКО [15]. Тем не менее, в странах с большой площадью и многообразием феноменов в верхней части земной коры, в которых, следовательно, существует множество альтернатив для реализации указанной инициативы, остро встает проблема оптимального выбора территорий для создания национальных геопарков. Для ее успешного решения предлагается использовать концепцию георазнообразия, что является предметом настоящей статьи.

Понятие *георазнообразие* лишь относительно недавно получило научное обоснование. Наиболее полно оно раскрыто в работах М.Грея [13, 14] и определяется в общем виде как природное разнообразие

геологических, геоморфологических и почвенных особенностей с учетом их ассоциаций, взаимоотношений, свойств, интерпретаций и систем. Это близко к трактовке понятия *геологическое наследие*. Автор настоящей работы ранее определил георазнообразие как *число типов объектов геологического наследия на данной территории с учетом распространенности каждого из них* [9]. Таким образом, рассматриваемое понятие имеет двоякий смысл. С одной стороны, оно материализует георазнообразие, а, с другой, представляет его в виде некой достаточно конкретной оценочной величины, характеризующей совокупность геологических памятников. Данное понятие активно используется при обсуждении вопросов, связанных с развитием сети геопарков [12—15]. В частности, анализ георазнообразия о.Тайвань создал прочную основу для определения национальной геоконсервационной стратегии, включавшей создание геопарка Пэнху [12]. Георазнообразие неравномерно проявлено в пространстве. Оно, несомненно, часто оказывается меньшим в областях с однородным строением земной коры и слабой обнаженностью (например, на низменных равнинах, занимающих относительно стабильные части платформ) и большим в областях с интенсивным проявлением дислокаций и расчлененным рельефом (например, в молодых орогенах). В отдельных локусах число геологических памятников, в т.ч. характеризующихся особой уникаль-

ностью представленной в них информации, может быть исключительно большим. В этой связи целесообразно ввести понятие об уникальных центрах георазнообразия. По аналогии с «горячими точками» биоразнообразия [16, 17], которые могут быть выделены и на территории России [19], допустимо говорить о «горячих точках» георазнообразия, хотя М.Грей отмечает определенные трудности в использовании такого подхода и ограничивается выделением 4 наиболее вероятных локусов точек этого рода [13].

Под уникальными центрами георазнообразия предлагается понимать достаточно ограниченные территории, в пределах которых сосредоточено некоторое число объектов геологического наследия различного типа с обязательным наличием объектов национального и (или) глобального ранга. Последнее условие весьма важно, так как наличие лишь памятников с относительно низкой уникальностью не будет придавать центру достаточной репрезентативности с национальной и глобальной точек зрения. Из данного выше определения следует закономерный вопрос: какое число геологических памятников следует считать достаточно большим для выявления уникального центра георазнообразия? Скорее всего, речь должна идти не менее чем о 5—10 объектах. При этом важное значение будет иметь ранг последних, определяемый их уникальностью [6]. Более высокий ранг отдельных памятников способствует большей уникальности всей их совокупности и, следовательно, большей репрезентативности георазнообразия в конкретном локусе. В таком случае уникальный центр может быть выявлен при сравнительно небольшом числе памятников высокого ранга (национальный и глобальный). Наличие, допустим, всего лишь одного объекта национального ранга требует наличия еще как минимум 10 объектов локального или регионального ранга для того, чтобы вся их совокупность могла считаться уникальным центром георазнообразия. В то же время наличие 3 объектов национального и 1 объекта глобального рангов при наличии еще 1—2 объектов локального и (или) регионального рангов будет достаточно для выявления искомого центра.

Георазнообразие — это, прежде всего, проявление различных феноменов в геологической среде, отличающихся как своей сущностью, так и характером проявления. В настоящее время выделяется 21 тип объектов геологического наследия: стратиграфический, палеонтологический, седиментационный, магматический, метаморфический, минералогический, рудно-петрографический, геохимический, сейсмический, структурно-геологический, палеогеографический, космогенный, геотермический, геокриологический, геоморфологический, гидролого-гидрогеологический, инженерно-геологический, радиогеологический, неотектонический, педологический и историко-горно-геологический [6]. В уникальном центре

георазнообразия должно быть представлено несколько типов. Более того, целесообразно, чтобы эти типы были принципиально разными. Например, наличие 3 памятников, относимых к стратиграфическому, палеонтологическому и седиментационному типам, вряд ли можно считать достаточным для высокой степени георазнообразия, так как их совместная встречаемость на ограниченной территории видится вполне естественной. Другое дело, если памятники относятся к палеонтологическому, магматическому и инженерно-геологическому типам, близкое расположение которых не столь закономерно. Следует учитывать и тот факт, что большинство объектов геологического наследия комплексные, т.е. их тип содержит в себе две и более составляющие, одна (реже 2—3) из которых может доминировать [4]. В связи с этим, георазнообразие должно оцениваться не только исходя из числа памятников с разными типами, но и числа типов, представленных в виде отдельных составляющих в каждом из объектов. Для этих составляющих уникальность устанавливается отдельно. Безусловно, основное внимание следует обращать на доминантные типы, для которых уникальность наиболее высока. Георазнообразие, как уже было сказано, связано и с характером проявления геологических феноменов. Наличие точечных, линейных и площадных объектов или сочетание статических и динамических феноменов (см. классификацию в работе [6]) также способствует большему георазнообразию. Как и в случае отдельных объектов [8], уникальность их совокупности снижается в случае поврежденности, труднодоступности и неопределенности в интерпретации представленной в них геологической информации. Сочетание различных типов объектов геологического наследия несомненно увеличивает значимость их общей совокупности по сравнению с максимальным рангом отдельного объекта в ее пределах. Это аналогично приданию дополнительной уникальности памятнику за счет комбинации в его типе различных составляющих.

Важнейший вопрос связан с размерами территории, которую можно выделить в качестве уникального центра георазнообразия. Предлагается рассматривать концентрацию геологических памятников двух видов. Во-первых, речь идет об относительном увеличении плотности объектов на единицу площади. Для того, чтобы концентрация объектов стала достаточной для придания уникальности их совокупности, она должна возрасти в несколько раз по сравнению с окружающей территорией. Во-вторых, георазнообразие возрастает не только за счет числа памятников, но и как следствие локального увеличения их среднего ранга и близости расположения объектов с разным типом. Оконтурировать территорию уникального центра георазнообразия можно также путем программного анализа геологических памятников в тех случаях, когда их сочетание оказывается благоприятным для

системного (логического) понимания больших блоков знания о земной коре и протекающих в ней процессах. Например, расположение рядом памятников магматического, седиментационного и метаморфического типов дает представление о широком спектре пород и тел, формирующихся в результате геологической деятельности. В качестве другого примера можно привести *цепочечное* расположение объектов, позволяющее проследить ход эволюции Земли. Следует также отметить, что осуществление охранных мероприятий и общего менеджмента в уникальных центрах георазнообразия возможно только с привлечением всех административных уровней. Следовательно, центр должен занимать территорию, размер которой не препятствует активному участию местных (муниципальных) органов и общественных или научных организаций в ее развитии.

Как следует из всего сказанного, выявление уникальных центров георазнообразия — комплексная задача. Установление четких критериев, в т.ч. и количественных, для ее успешного решения может быть осуществлено совещательно в рамках широкой дискуссии среди отечественных геологов, включая всех специалистов, имеющих непосредственное отношение к реализации геоконсервационных мероприятий. Вполне возможной видится разработка национального стандарта, на основании которого проводилась бы пространственная оценка георазнообразия с выявлением его уникальных центров.

Очевидно, что именно уникальные центры георазнообразия должны рассматриваться как наиболее подходящие для создания полностью охватывающих их геопарков. Рассмотрим два конкретных примера. Геопарк Пэнху [12, 20], располагающийся на островах Пэнхуледао (Пескадорские) в Тайваньском проливе к западу от о. Тайвань. В настоящее время обсуждается создание в том же районе охраняемой морской территории [18]. Основным объектом геологического наследия являются выходы базальтов с хорошо проявленной столбчатой отдельностью. Ранг памятника — глобальный, тип — комплексный с магматической и геоморфологической составляющими, где магматическая является доминантной. В пределах геопарка располагаются и другие объекты локального, регионального и национального рангов чаще геоморфологического и седиментационного типов. Это, в частности, естественная арка, отложения и формы рельефа, сформировавшиеся под воздействием тайфунов, и пещеры. Повсеместно очень хорошо представлены разнообразные береговые процессы. Уникальные особенности седиментации на участке развития коралловых рифов наблюдаются на пляже Пэнпэн. Относительно большое число объектов геологического наследия, в т.ч. глобального и национального ранга, вполне достаточно для выделения островов Пэнхуледао в качестве уникального центра георазнообразия, даже несмотря на ограниченное число пред-

ставленных здесь типов памятников. В территориальном аспекте данный центр занимает островную сушу, что позволяет оконтурить его территорию без особого труда. Вне всякого сомнения, геопарк Пэнху — хороший пример для изучения стратегического планирования регионального развития, которое включает реализацию рекреационных программ с использованием особенностей геологического строения. В свете уже отмеченного, создание геопарка Пэнху на основе уникального центра георазнообразия весьма логично.

Уникальный центр георазнообразия уверенно выявляется в пределах Горной Адыгеи, где сосредоточено большое число геологических памятников [1, 2, 5, 10, 11]. В географическом плане данная территория соответствует Северо-Западному Кавказу и включает плато Лаго-Наки и долину р.Белая в среднем течении. Частично данный центр захватывает территорию Кавказского государственного природного биосферного заповедника. В Горной Адыгее представлены 17 типов объектов геологического наследия: стратиграфический, палеонтологический, седиментационный, магматический, метаморфический, минералогический, рудно-петрографический, геохимический, структурно-геологический, палеогеографический, геоморфологический, гидролого-гидрогеологический, инженерно-геологический, радиогеологический, неотектонический, педологический и историко-горно-геологический. Большинство памятников относятся к комплексному типу с сочетанием от 2 до 5 (и, возможно, более) составляющих. По рангу среди них встречаются локальные, региональные и национальные. Плато Лаго-Наки с проявлением карстовых процессов и выходом на поверхность ископаемых рифовых массивов, а также Раскол-гора, где представлен позднепермский риф с уникальной фауной ископаемых организмов, вполне могут претендовать на присвоение им глобального ранга. Территория, которую занимает данный уникальный центр георазнообразия достаточно четко оконтуривается с помощью предложенного программного анализа. Памятники комбинируются таким образом (отчасти «цепочечно»), что предоставляют практически полную информацию о всем многообразии истории Земли и ее основных этапах в логической последовательности. Территория, на которой они концентрируются, в административном плане принадлежит Республике Адыгея и Краснодарскому краю. Ее охрану и общий менеджмент можно осуществить с привлечением всех административных уровней. Объектами геологического наследия, которые придают наибольшую уникальность рассматриваемому центру, являются (названия в большинстве случаев даны по элементам рельефа, что не говорит лишь о геоморфологической доминанте в типе этих объектов; далее в скобках перечислены некоторые геологические особенности каждого из них) плато Лаго-Наки (отложения позднеюрской карбонатной платформы, ископаемые рифы, карст, куэстовые фор-

мы рельефа), Хаджохский каньон (опорные и стратотипические разрезы триасовых и юрских отложений, местонахождения фауны беспозвоночных, интенсивная складчатость, характерные формы рельефа, склоновые процессы), Гранитное ущелье (широкий спектр магматических пород, выходы серпентинитов и метаморфических образований, характерные формы рельефа, «висячие» устья притоков р.Белая, осыпные процессы), Хамышкинский разрез пермской молассы (опорные разрезы красноцветной толщи), балка Поковническая (местонахождение раннемеловых аммонитов, двустворчатых моллюсков и брахиопод, пласт железомарганцевых конкреций), каньон и водопады р.Руфабо и Сахрайский каньон (разрезы триасовых отложений, проявление пликативных и дизъюнктивных дислокаций, характерные формы рельефа, склоновые процессы), гора Кабанья (формы бронированного рельефа, высыпки крупных валунов и глыб, среднеюрские криноидные известняки с обильными остатками ископаемой фауны), долина р.Грузинка (разрез ниже-среднеюрских аргиллитов, характеризующих аноксию в древнем морском бассейне), Раскол-гора (ископаемый риф, местонахождение позднепермской фауны), Сюкское местонахождение раннеюрских аммонитов (богатый комплекс аммонитов, криноидей, совместно с которыми также встречаются гастроподы и двустворчатые моллюски), долина р.Молчепа (отложения нижнего карбона со следами жизнедеятельности ископаемых организмов). Помимо отмеченных в Горной Адыгее концентрируется еще порядка 10 геологических памятников. Кратко охарактеризованный уникальный центр георазнообразия вполне может быть использован для создания здесь полноценного геопарка — одного из первых в России, который по своим характеристикам намного превзойдет геопарки, функционирующие в других странах.

В заключение следует отметить, что выявление уникальных центров георазнообразия на территории России должно стать единой комплексной задачей, решаемой в рамках создания национальной сети геопарков с одновременным ее включением в международную сеть. При этом недопустимо как отделять эту задачу от общей проблемы сохранения геологического наследия страны с учетом существующих методик [3, 7], так и отдавать созданию геопарков полный приоритет, иначе выявление уникальных центров георазнообразия будет проводиться в ущерб сбалансированному управлению национальным геологическим наследием и, следовательно, поспособствует истощению его.

Автор выражает признательность А.В.Лапо (ВСЕГЕИ, Россия) за ценные консультации, А. ван Лоону (университет Адама Мицкевича, Польша) за помощь с литературой и Ш.Вану (Национальный Тайваньский университет, Тайвань) за подробную информацию о геопарке Пэнху. Статья посвящается светлой памяти моего коллеги В.И.Пугачева.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валенцева Д.Р., Рубан Д.А. Состояние объектов геологического наследия в Горной Адыгее / Экология и безопасность жизнедеятельности. Ч. I. — Пенза, РИО ПГСХА, 2006. С. 53—56.
2. Геологические памятники природы России. — С-Пб: Лориен, 1998.
3. Лапо А.В., Вдовец М.С. Проблема сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 1996. № 9. С. 6—12.
4. Лапо А.В., Давыдов В.И., Пашкевич Н.Г. и др. Геологические объекты всемирного значения Европейской части России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. № 3. С. 92—101.
5. Пугачев В.И., Рубан Д.А. Стратиграфический и палеонтологический типы геологических памятников. — Ростов-на-Дону, 2005.
6. Рубан Д.А. Геологические памятники: краткий обзор классификационных признаков // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2005. № 4. С. 67—69.
7. Рубан Д.А. Геоконсервация как метод сохранения геологического наследия России // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 78—81.
8. Рубан Д.А. Стандартизация описания геологических памятников природы как важных объектов национального наследия // География и природные ресурсы. 2006. № 3. С. 166—168.
9. Рубан Д.А. Методы количественного анализа территориального разнообразия геологических памятников // Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья: Материалы международной научно-практической конференции. — Улан-Удэ, 2007. С. 149—150.
10. Рубан Д.А., Пугачев В.И. Хаджохский каньон и Гранитное ущелье (Адыгее, Россия) как геологические памятники природы // География и природные ресурсы. 2008. № 1. С. 62—66.
11. Рубан Д.А., Холодков Ю.И. Геоморфологические памятники природы в среднем течении р.Белая (Северо-Западный Кавказ) как объекты природоохранной деятельности // Состояние биосферы и здоровье людей. — Пенза, РИО ПГСХА, 2006. С. 221—223.
12. Brunsden D., Lin J.-C. The Geo-diversity of Taiwan and its Contribution to Sustainable Development. In: The Penghu Vision. Magong, Penghu County Government, 2005. Pp. 10—108.
13. Gray M. Geodiversity: developing the paradigm. Proc. Geol. Assoc. 2008. Vol. 119. Pp. 287—297.
14. Gray M. Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature. Chichester, J. Wiley. 2004.
15. Guidelines and Criteria for National Geoparks seeking UNESCO's assistance to join the Global Geoparks Network (April 2006). Episodes. 2006. Vol. 29. Pp. 115—118.
16. Kunich J.C. World Heritage in Danger in the Hotspots. Indiana Law J. 2003. Vol. 78. Pp. 619—658.
17. Myers N., Mittermeier R.A., Mittermeier C.G., da Fonseca G.A.B., Kent J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. Nature 2000. Vol. 403. Pp. 853—858.
18. Shih Y.-C., Chiau W.-Y. Planning a marine protected area at Chinwan, Penghu, Taiwan. Ocean & Coastal Management. 2009. Vol. 52. Pp. 433—438.
19. Venevsky S., Venevskaya I. Hierarchical systematic conservation planning at the national level: Identifying national biodiversity hotspots using abiotic factors in Russia. Biol. Conserv. 2005. Vol. 124. Pp. 235—251.
20. Wang S., Wang H.-H.J., Chen Y.-T., Sheu L.-Y. Promoting Penghu Geopark. In: The Penghu Vision. Magong, Penghu County Government, 2005. Pp. 109—134.

Метасоматическая доломитизация и нефтегазоносность карбонатных пород (нанозффекты образования вторичных высокопродуктивных коллекторов)

Н.П.ЗАПИВАЛОВ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН; 630090, г.Новосибирск, пр.Академика Коптюга, 3; e-mail: ZapivalovNP@ipgg.nsc.ru)

Нефть в доломитах. Нефть и газ содержатся в разнообразных природных резервуарах. Известняки и доломиты содержат до 40% мировых запасов нефти. В Северной Америке большое число залежей нефти и газа приурочены именно к доломитовым коллекторам. Они характеризуются большими дебитами, в основном из-за их высокой пористости.

Доломитизация приводит к увеличению объема пор в плотных известняках за счет изменения архитектуры пустотного пространства. Увеличивается не только пористость, но и проницаемость. Например, в Канаде в известняковых коллекторах проницаемость равна $6 \cdot 10^{-3}$ мкм², а в доломитовых — $8 \cdot 10^{-1}$ мкм².

Доломиты бывают первичные — седиментационные и вторичные — эпигенетические. Вторичная доломитизация всегда сопровождается трещинообразованием, которое может обеспечить высокую проницаемость пород. Чем новее трещины, тем они шире и выше их проницаемость. Изменяются капиллярные силы, и уменьшается возможность создания целиков (зон запираания). В целом усиливаются перколяционные процессы. Самые лучшие трещиноватые коллекторы представлены доломитизированными известняками Асмари в Иране.

Доломит представлен формулой $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и в его кристаллической решетке катионы Ca^{2+} и Mg^{2+} попеременно чередуются вдоль тройной оси. Цвет доломита серовато-белый, иногда с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенком. Твердость 3,5—4,0, плотность 2,8—2,9 г/см³. По растворимости в HCl он занимает промежуточное положение между кальцитом и магнезитом.

Доказано, что молекулярное замещение известняка доломитом приводит к уменьшению объема твердой породы на 12—13%. Химическое уравнение этого замещения выглядит следующим образом:



или в морской воде:



Кристаллы в известняках обладают четко выраженной тенденцией ориентировать свои оси параллельно плоскостям напластования. В доломитах же кристаллы ориентированы совершенно беспорядочно. Отличаясь от известняков значительно большим объемом межкристаллического порового простран-

ства, доломиты обладают соответственно большей поверхностью взаимодействия минеральной части с циркулирующими в них флюидами.

Концепции и факты. Вторичные эпигенетические процессы характеризуются огромным разнообразием и быстрой динамикой их проявления. Это зависит от многих геофлюидодинамических факторов, которые определяют существенные превращения даже в процессе разработки нефтяных месторождений. В практическом плане важно проследить динамику современного состояния флюидонасыщенной системы. Наиболее важными параметрами этого состояния является пустотное пространство коллектора, его проницаемость и перколяционная эксергия, под которой следует понимать работоспособность пласта (очага). В большой степени этому способствуют активные метасоматические процессы в современных породах. Некоторые исследователи с этими же процессами связывают генерацию углеводородов [13, 14].

Например, в основе концепции образования гигантского Куюмбо-Юрубчено-Тайгинского нефтегазового месторождения в Восточной Сибири лежат представления о метасоматозе осадочных карбонатных пород в эпигенезе под действием вначале кислотных, а затем щелочных термальных вод [13]. Авторы указанных работ считают, что «... доломитизация известняка и замещение карбоната сульфатом под действием сульфидных гидротерм в эпигенезе является необходимым и достаточным условием синтеза углеводородов и формирования их залежей в доломитовом коллекторе» [13, с. 368].

Следует признать очаговый (зональный) характер нефтегазообразования и насыщения углеводородами отдельных стратиграфических интервалов. В связи с этим отмечается и «очаговая» высокая продуктивность на разрабатываемых месторождениях [2, 3].

Можно назвать большое число залежей нефти и газа, связанных с доломитами и доломитизированными известняками. Так, например, к доломитам приурочены залежи нефти в органогенных рифах Западной Канады.

На месторождении Лима-Индиана в штате Огайо нефть содержится в пористых доломитизированных зонах известняков Трентон (ордовик). Со времени открытия этого месторождения в 1884 г. из него было добыто свыше 500 млн. баррелей нефти. Доломити-

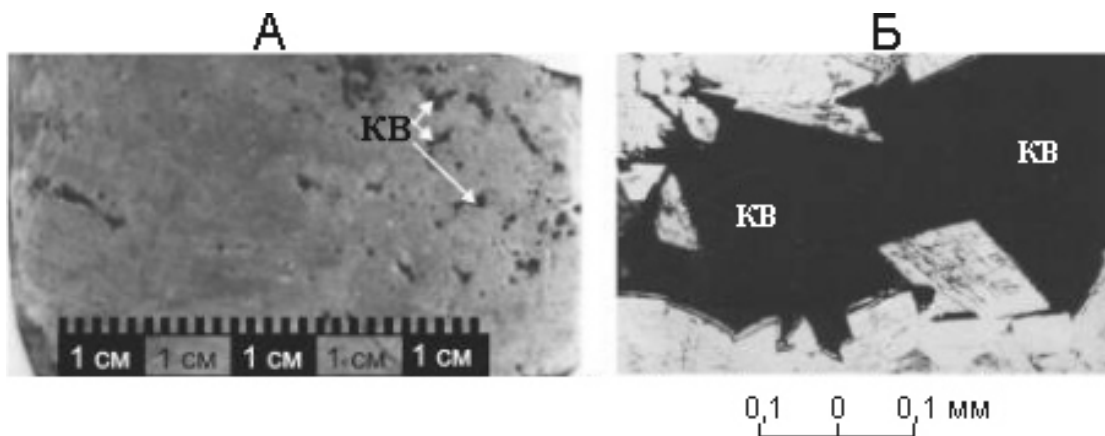


Рис. 1. Доломиты замещения с кавернами. А.В.Ежова, 2005:

А — керн, скв.Урманская 7, глубина 3120 м; Б — шлиф (в проходящем свете), скв.Северо-Останинская 7, глубина 2812 м

зированные известняки Тамабра (мел) служат коллекторами на нефтяном месторождении Поса-Рика в Мексике.

Вторичная доломитизация в палеозойских породах Западной Сибири. Во многих палеозойских резервуарах Нюрольской впадины (в основном девонских) Западной Сибири обнаружены залежи нефти именно в доломитизированных известняках. К таким относятся Малоичское, Урманское, Арчинское, Северо-Останинское, Южно-Табаганское, Южно-Тамбаевское, Солоновское, Калиновое, Селимхановское и другие нефтегазовые скопления [16].

Как правило, доломиты замещения образуют трещинно-кавернозные коллекторы, которые характеризуются вновь образованной вторичной пористостью и кавернозностью (рис. 1).

Наиболее изучено Малоичское месторождение (Новосибирская область), открытое в 1974 г. Основной продуктивный горизонт залегает на глубинах 2794—2850 м, сложен карбонатными породами (известняки и доломиты). Известняки буровато-серые, органогенно-детритовые, неравномерно доломитизированные, местами переходящие в доломиты, трещиноватые и кавернозные. В наибольшей степени процессы вторичной доломитизации характерны для западной части месторождения (рис. 2). На этом месторождении пробурена самая глубокая параметрическая скв.4 Малоичская глубиной 4600 м с проходкой по карбонатному палеозою 1800 м. Притоки нефти получены из многих интервалов вскрытого палеозойского разреза, представленных доломитизированными органогенными известняками почти с равным содержанием CaO и MgO [4, 16]. В этом разрезе выделены рифогенные тела [6].

Особенно интересна призабойная зона в интервале 4538—4600 м, представленная пачками метасоматических доломитов крупно- и среднезернистых, часто

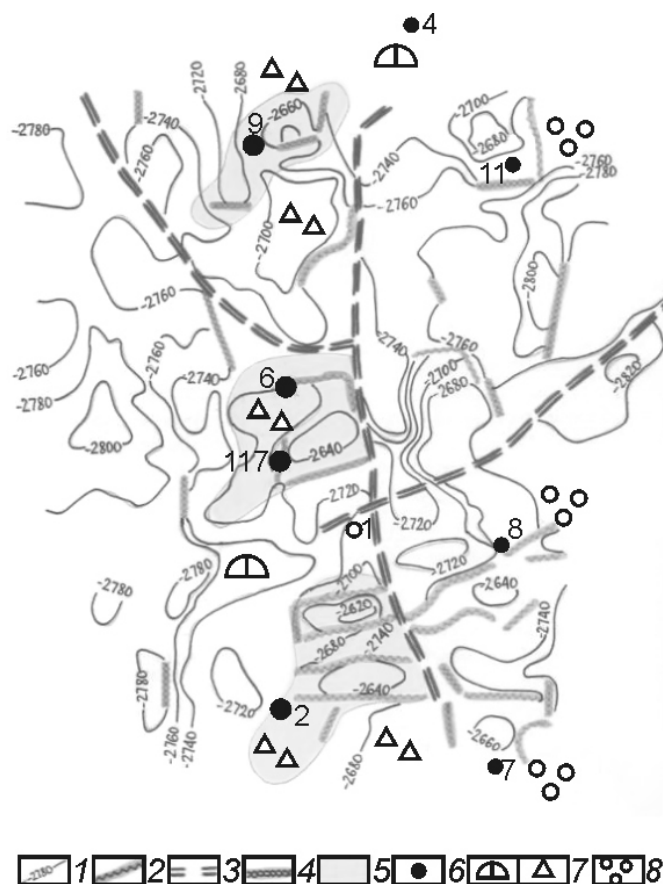


Рис. 2. Малоичское месторождение (учтены результаты трехмерной сейсморазведки):

1 — изогипсы поверхности карбонатных палеозойских пород, м; 2 — субвертикальные зоны эрозионно-тектонических выступов; 3 — предполагаемые глубинные разломы; 4 — тектонические нарушения; 5 — очаги вторичной доломитизации; 6 — скважины, давшие приток нефти; 7 — литофации: а — органогенных рифов, б — передового шлейфа, в — зарифовой лагуны

трещиноватых и раздробленных. Содержание MgO здесь увеличивается до 22%, а SiO_2 присутствует всего лишь 0,31%. Пластовая температура в этой части разреза достигает 160 С.

Из всех пробуренных 20 скважин на Малоичском месторождении наиболее продуктивна скв.9, которая в течение почти 10 лет фонтанировала с дебитом 120 м³/сут. Нефтенасыщенный горизонт находится в интервале 2832—2834 м и представлен доломитом известковистым с реликтовой биогермной текстурой. Под микроскопом видно, что порода сильно изменена процессами перекристаллизации, доломитизации и кальцитизации, проходившими в несколько стадий. Поэтому образовалась резкая разнотекстурность и пятнистость, двух- и трехслойные каемки инкрустации и микротрещиноватость. Здесь установлена вторичная пористость, типа выщелачивания по первичной органогенной породе, с извилистыми микротрещинами. Часть полостей и пор выполнена полностью новообразованными кристаллами доломита. По макро- и микроскопическим данным порода является коллектором трещиноватого типа. Объемная масса породы 2,65 г/см³, пористость 4,7%. Определена проницаемость по трем направлениям 2,5; 1,2; 0,9 мкм².

Поверхностная плотность трещин по 6 граням кубика видна на рис. 3.

В 2009 г. на Малоичском месторождении была пробурена скв.117, в которой из девонских доломитизированных известняков получен фонтанный приток нефти дебитом 280 т/сут. На этом месторождении четко обозначается очаговая доломитизация, что в конечном итоге определяет продуктивность скважин. Такие очаги в западной и юго-западной частях месторождения (скважины 4, 9, 117, 6, 2) характеризуются активной вторичной доломитизацией по среднедевонскому рифу [4]. Участки с высокопродуктивными скважинами четко приурочены к фациально-тектонической зоне (см. рис. 2).

На карте видна резкая изменчивость рельефа палеозойских карбонатных пород. На близких расстояниях перепад составляет 180 м (2640—2820). Синдром кажущейся блоковости объясняется неравномерной глубокой вторичной переработкой карбонатного субстрата (доломитизация и другие процессы). Резкие изменения литолого-минералогического состава пород ведут к хаотической картине сейсмических волн и к искаженным построениям. Фактически в таких условиях структурная сейсморазведка неэффективна.

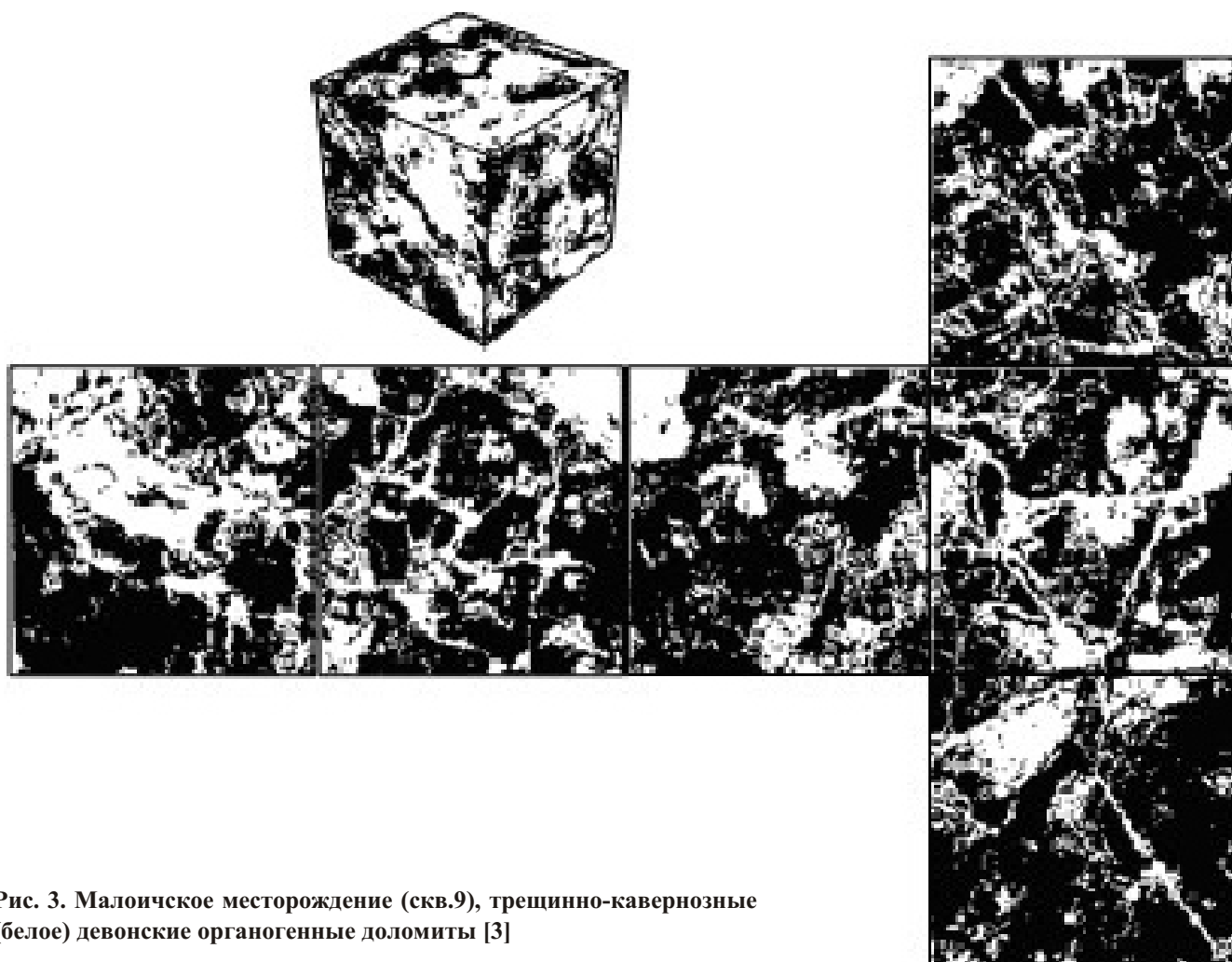


Рис. 3. Малоичское месторождение (скв.9), трещинно-кавернозные (белое) девонские органогенные доломиты [3]

Интересно, что изменение коллекторских свойств карбонатных пород отразилось в изменении изотопного состава углерода собственно карбонатных пород и особенно CO_2 , что позволяет использовать их в качестве дополнительных критериев для прогнозной оценки коллекторов [5]. На основе детальных изотопных исследований установлено, что в Западной Сибири основным источником CO_2 являются карбонатные породы палеозоя, хотя некоторые исследователи считают его глубинным.

Концентрация CO_2 в свободных, попутных и воднорастворенных газах в палеозойских и низах мезозойских пород юго-восточной части Западно-Сибирской плиты достигает десятков процентов. Рядом с Малоичским месторождением, на Межовской и Веселовской площадях в юрских и доюрских породах обнаружены залежи CO_2 ; первичные дебиты в скважинах достигали 150—250 тыс. $\text{м}^3/\text{сут.}$ Подземные воды с углекислым составом растворенных газов встречены на Восточно-Межовской площади. Отмечено повышенное содержание CO_2 в водах на Малоичской и ряде других площадей.

Изучение вещественного состава и коллекторских свойств карбонатных пород палеозоя Малоичской площади позволило выделить в ее пределах отдельные зоны, каждой из которых присущ определенный изотопный состав углерода CO_2 и карбонатов. Выделенные зоны различаются по значениям ^{13}C карбонатных пород, которые в одной зоне составляют 0,5—0,8‰, а в другой 1,3—3,7‰. Эти различия по изотопному составу углерода карбонатных пород в разных зонах рассматриваемой площади, вероятнее всего, отражают степень их постседиментационной преобразованности. Возможно, эти процессы являлись результатом миграции CO_2 в гидротермальных растворах [5].

Флюидодинамический метасоматоз — основа вторичной доломитизации пород. Как было показано, наибольшее значение в рассматриваемых процессах имеет вторичная доломитизация. По существу, это метасоматоз, который происходит путем замещения иона кальция ионом магния.

Метасоматоз (наложенный эпигенез) — это реакция приспособления горной породы к изменению физико-химических условий ее состояния. Как правило, метасоматические процессы протекают в режиме реакций между твердой (горная порода) и жидкой или газообразной (флюид) фазами при постоянном сохранении горной породой твердого состояния. Они ведут к изменению химического состава породы путем замещения одних минералов другими под действием подвижного, химически активного теплоносителя в градиентном термодинамическом поле. Такие процессы, как правило, являются неравновесными [1, 7, 8, 12, 15]. Есть ряд условий, способствующих активным метасоматическим процессам. Особенно важна подпитка CO_2 . Это природное явление распространено достаточно широко.

Известно, что в осадочных и магматических комплексах наблюдается широкое развитие метасоматических процессов, в той или иной степени преобразующих первичные породы и оказывающих существенное влияние на их минеральную специализацию.

Метасоматоз зависит от ряда переменных регулирующих параметров (градиенты pH-, Eh- и PT-среды и флюида). Степень неравновесности системы определяет вероятность появления в ней флуктуации и, таким образом, проблема нефтегазоносности метасоматитов сводится в общем случае к проблеме градиентности в открытых неравновесных флюидонасыщенных системах.

Важной и очевидной, но не всегда учитываемой, является реагентоспособность среды, зависящая от свободной энергии. Свободная энергия поверхности пропорциональна внутренней энергии системы, отнесенной к единице площади. Скорость химических реакций, в т.ч. и метасоматических, определяется свободной энергией поверхности зерен, пропорциональной их внутренней энергии E , относимой к единице поверхности ds , т.е. $E/(ds)$. Пожалуй, именно нанодисперсность определяет такие механо-химические процессы [9, 10].

Следует отметить, что метасоматические очаги не имеют четкой стратиграфической привязки, и их морфология обычно не может рассматриваться с позиции анализа складчатых форм и закона суперпозиции.

Метасоматические породы в связи с их существенным отличием от субстрата по химическому составу отличаются от него также по физическим свойствам и хорошо выделяются в геофизических полях.

Участки развития метасоматитов часто выделяются на картах аномалий теплового поля, так как приуроченность их к зонам повышенной проницаемости определяет вероятность увеличения эндогенного теплового потока, обусловленного повышенной фильтрацией термальных подземных вод.

В нефтегазонасыщенных системах постоянно и достаточно быстро протекают разнообразные вторичные процессы вследствие изменения температуры, давления, химического потенциала и различных физических полей (физико-химические, механо-химические и другие градиенты).

Доказано, что преобразование массивных кристаллических пород, характеризующихся очень низкой проницаемостью, происходит главным образом путем диффузионного метасоматоза, в то время как в зонах повышенной трещиноватости осадочных пород, обладающих проницаемостью, на несколько порядков превышающей величины коэффициента диффузии, решающую роль приобретает инфильтрационный метасоматоз [11].

Метасоматическая доломитизация зависит от многих физико-химических и геофлюидодинамических

параметров. Следует еще раз подчеркнуть, что радиус иона (катиона) кальция (Ca^{2+}) равняется 0,099 нм, а ион (катион) магния (Mg^{2+}) составляет 0,066 нм. В процессе замещения кальция магнием образуется дополнительное пустотное пространство (трещины, каверны и др.). Таким образом, природные наноразмерные метасоматические процессы способствуют образованию хороших и часто высокодебитных коллекторов, особенно в карбонатных породах фанерозоя, включая палеозой Западной Сибири.

В заключение следует сказать о практической нанотехнологии, так как встает вопрос — можно ли инициировать ускоренный техногенный процесс метасоматической доломитизации и создавать высокопродуктивные очаги на месторождении. Фактически это позволит управлять процессом разработки месторождений и увеличить нефтеотдачу. Для этого требуется определить состав карбонатного материала и пластовой воды. Технология закачки в пласт магнийсодержащего флюида или гранулярного магния в размере наночастиц, вероятно, не представит особой трудности. В результате увеличится удельная поверхность пустотного пространства, активизируется переток флюидной массы из блочной матрицы в трещины, и даже новообразование углеводородных масс. В значительной степени стимулируются перколяционные процессы, возрастут продуктивность скважин и текущий коэффициент нефтеизвлечения. В отдельных случаях процесс принудительной и ускоренной доломитизации (метасоматоза) можно сопровождать волновым и тепловым воздействием. Безусловно, эти технологические операции относятся к категории щадящих, в сущности, мы ускоряем или регулируем естественные природные процессы.

Успешное использование предлагаемой нанотехнологии может оказать существенное влияние на длительность разработки месторождений и конечную нефтеотдачу.

Лабораторные эксперименты и физико-химическое моделирование уже проводились в Институте химии нефти и газа СО РАН (г. Томск). Промышленную отработку этой технологии предлагается осуществить в пределах натурных полигонов на Арчинском, Урманском и Малоичском палеозойских месторождениях, где установлена промышленная нефтеносность в доломитизированных известняках среднего девона за счет субстрата карбонатных рифогенных массивов. Надо полагать, что нефтяные компании будут заинтересованы в такой технологии. В случае удачных экспериментов такая нанотехнология открывает путь к интенсивному освоению палеозоя Западной Сибири и древних карбонатных массивов Восточной Сибири.

Одновременно она может быть использована и для терригенных пород с большим содержанием карбо-

натного цемента в породах. Повышенная карбонатность и высокое содержание CO_2 отмечаются часто в юрских и меловых породах Западной Сибири. Доломитизации часто подвергаются микрозернистый и пелитоморфный кальцитовый цемент, раковины фораминифер, водорослевые остатки и различный органический детрит. В метасоматических доломитах часто образуются поры размером 0,2–0,8 мм и каверны — 1 мм. Это один из ключевых моментов, который может увеличить нефтегазовый потенциал Сибири, а также других регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жариков В.А. Метасоматизм и метасоматические породы. — М.: Научный мир, 1998.
2. Запивалов Н.П., Смирнов Г.И., Харитонов В.И. Фракталы и наноструктуры в нефтегазовой геологии и геофизике. — Новосибирск: Гео, 2009.
3. Запивалов Н.П., Попов И.П. Флюидодинамические модели залежей нефти и газа. Новосибирск: Гео, 2003.
4. Запивалов Н.П., Пехтерева И.А., Сердюк З.Я. и др. Выделение и картирование палеозойских рифовых массивов в Западной Сибири // Геология нефти и газа. № 9. 1980. С. 8—13.
5. Запивалов Н.П., Гуриева С.М., Дахнова М.В. и др. Связь изотопного состава углерода CO_2 и карбонатов с коллекторскими свойствами карбонатных пород // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 396—399.
6. Запивалов Н.П., Соколов Б.С. Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 1.
7. Казизин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. — Л.: Недра, 1979.
8. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. — М.: Наука, 1969.
9. Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Нанодисперсность — обязательное условие преобразования геосфер (как переходная форма в эволюции земного вещества) // Проблемы эволюции открытых систем. — Алматы: «Print-S» 2007. Вып. 9. Т. 1. С. 64—77.
10. Молчанов В.И. Опыты по синтезу углеводов при тонком измельчении минеральных веществ в воде // Докл. АН СССР. 1967. Т. 147. С. 1185—1187.
11. Пеньковский В.И., Щербань Е.В., Щербань И.П. Расчет двухфазных инфильтрационно-диффузионных метасоматических колонок // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 6.
12. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. — Новосибирск: Наука, 1973.
13. Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В. Модель формирования нефтегазоносных карбонатов (на примере Куюмбо-Юрубчено-Тайгинского супергиганта) // Докл. АН, 1999. Т. 364. № 3. С. 366—368.
14. Трофимук А.А., Черский Н.В., Царёв В.П., Сороко Г.И. Новые данные по экспериментальному изучению преобразования ископаемого органического вещества с использованием механических полей // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 207—211.
15. Царев Д.И. Метасоматизм. — Улан-Удэ, 2002.
16. Zapivalov N.P., Trofimuk A.A. Distribution of Oil and Gas in Devonian Rocks of West Siberia // Devonian of the World. — Calgary, 1988. Vol. 1. Pp. 553—556.

К методике составления среднемасштабных гидрогеологических карт

В.Н.ОСТРОВСКИЙ (ФГУП ВСЕГИНГЕО; Московская обл., Ногинский район, пос.Зеленый;
e-mail: vsegingeo@rol.ru)

Среднемасштабная гидрогеологическая съемка (масштаб 1:200 000) являлась базовой в СССР при планомерном государственном изучении подземных вод страны. Она проводилась по методике, разработанной в 1960 г. М.Е.Альтовским [10] и в дальнейшем совершенствовалась [9, 13]. Согласно М.Е.Альтовскому и его последователям, составление гидрогеологических карт по результатам съемки должно в первую очередь основываться на гидрогеологическом расчленении геологического разреза, что А.С.Рябченков [18], назвал гидрогеологической стратификацией*. Гидрогеологические таксоны предлагалось выделять с учетом ряда критериев: тип и водопроницаемость горных пород, характер переслаивания гидрогеологических тел и др. [7, 9].

Предусматривалось картирование некоторых характеристик водообмена, минерализации и макрокомпонентного состава подземных вод, выборочно водопроводимости пород и других показателей, а также природных и техногенных объектов и процессов, связанных с подземными водами.

Разработанная методика среднемасштабного гидрогеологического картирования, несмотря на ряд недостатков широко применяется. Гидрогеологической съемкой масштаба 1:200 000 было покрыто около 40% площади СССР, что дало возможность выявить основные региональные гидрогеологические закономерности территории страны, разработать ряд оригинальных научных положений с использованием которых была составлена 49 томная монография «Гидрогеология СССР» и сопровождающий ее «Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР» — работы уникальные в мировой практике.

С распадом СССР работы по составлению среднемасштабных гидрогеологических карт территории России резко сократились. Если до 90-х годов прошлого столетия велось планомерное гидрогеологическое изучение страны в масштабе 1:200 000, то в последующие годы составление гидрогеологических среднемасштабных карт масштаба 1:200 000 осуществляется в основном на локальных территориях преимущественно для решения практических задач. Научно-методическое обеспечение работ базировалось в основном на

разработках советского периода. Отдельные документы, разработанные за последние 10—12 лет, как правило, не имели прямого отношения к методике составления среднемасштабных гидрогеологических карт, а касались отдельных вопросов — требований к гидрогеологическим съемкам и доизучению [13, 14], принципов гидрогеологической стратификации и районирования территории России [15].

В настоящее время в системе Министерства природных ресурсов Российской Федерации научно-методические документы по проведению гидрогеологической съемки масштаба 1:200 000 и составлению гидрогеологических карт, отвечающие современным требованиям отсутствуют, а наиболее поздний из них, который за неимением лучшего все еще используется, датируется 1984 г. [9]. Необходимость составления методических рекомендаций по проведению гидрогеологической съемки и составлению гидрогеологических карт, по мнению автора, давно назрела. Такой документ следует разработать на основе всестороннего анализа имеющейся методической базы с учетом современных требований к проведению гидрогеологических региональных работ.

Работы по созданию подобного документа уже начаты ВСЕГИНГЕО по заданию Агентства по недропользованию (Роснедра). Данная статья посвящена методическим вопросам составления гидрогеологических карт масштаба 1:200 000, но предлагаемые подходы могут быть использованы и при разработке методического обоснования составления карт масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000, хотя в них придется ввести определенные коррективы.

Кратко рассмотрим недостатки имеющихся научно-методических документов в области регионального гидрогеологического картирования. Главный из них заключается в том, что существующие документы были разработаны в основном в период социалистической экономики, когда было возможно планомерное изучение подземных вод страны в масштабе 1:200 000 в виде полистных государственных гидрогеологических съемок. В настоящее время также работы реально можно выполнять только на отдельных территориях, где это оправдано хозяйственно-экономическими соображениями. Научно-методические документы советского периода имеют также и ряд других недостатков:

1. Не уделено внимания картированию такого важного показателя как ресурсный потенциал подземных вод.
2. Нуждаются в существенном дополнении подходы к изучению эколого-гидрогеологических особен-

*Как отметил М.Р.Никитин [11], термин гидрогеологическая стратификация не совсем удачен, так как стратификация (stratos—слой) разделение чего-либо на слои. Стратифицироваться в принятом значении этого слова могут лишь разрезы пластовых геологических тел главным образом в артезианских бассейнах. Выделение водоносных зон трещиноватости и других гидрогеологических объектов, не имеющих формы слоя, строго говоря, нельзя назвать стратификацией.

ностей территорий. В частности, не предусмотрено изучение и картирование защищенности подземных вод от загрязнения.

3. Картируется только макрокомпонентный состав подземных вод, причем система условных обозначений излишне усложнена, что не оправдано решением практических задач. Не предусмотрено картирование микрокомпонентного состава пресных вод, что ограничивает возможность использования ранее составленных карт для оценки пригодности подземных вод для различных целей, и в первую очередь для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

4. Недостаточно учтены особенности регионально-го изучения гидрогеологических условий криолитозоны, занимающей более 60% площади России. Это необходимо не только для решения практических вопросов, возникающих в настоящее время, но и в связи с намечающейся тенденцией глобального потепления. При реализации сценария потепления потребность в проведении гидрогеологических съемок в криолитозоне может резко возрасти.

5. Требуется более углубленное изучение некоторых фундаментальных проблем гидрогеологического картирования и районирования.

Как в СССР, так и в России научно-методические документы по проблемам региональной гидрогеологии разрабатывались только на базе обобщения отечественного опыта, который, несомненно, имеет огромную научную и практическую ценность. Отечественные гидрогеологические карты дают системное представление о подземной гидросфере, но они по сравнению с зарубежными аналогами в ряде случаев не имеют четкой практической направленности.

Зарубежные карты уступают отечественным в комплексной характеристике подземной гидросферы, но в большей степени нацелены на решение практических задач.

По-видимому, настало время более широко использовать международный опыт гидрогеологического картирования. Обобщение международного опыта в этой области на начало 80-х годов прошлого столетия выполнено Н.В.Роговской [17]. Ряд разработок по гидрогеологическому картированию сделан также за рубежом в последние годы.

Зарубежные гидрогеологические карты отличаются, как правило, менее комплексным отображением параметров и показателей подземной гидросферы, но большей прагматичностью. На вопросы гидрогеологической стратификации за рубежом обращается мало внимания. Достаточно сказать, что в трехтомном «Толковом словаре английских геологических терминов» (М.: Мир, 1978), включающем свыше 33 тыс. слов, термин *гидрогеологическая стратификация* или подобный ему отсутствует.

Основные подходы к общему гидрогеологическому картированию, принятые в большинстве зарубежных

стран, отражены в руководстве по составлению гидрогеологических карт, разработанном международной ассоциацией гидрогеологов (МАГ) [24]. Как и в России, гидрогеологическое картирование производится на геологической основе, но на карте преимущественно показываются не таксоны гидрогеологической стратификации, а литологический состав пород.

Карты, составленные по методике МАГ, не дают полного представления о гидрогеологических условиях. Так, не предусмотрено площадное картирование химического состава подземных вод, отображение нижележащих водоносных горизонтов, не приводятся гидрогеологические разрезы и др. Поэтому при разработке научно-методических основ составления среднемасштабных гидрогеологических карт предлагается в качестве базовой взять российскую карту, внося в ее легенду необходимые дополнения и изменения.

Нет необходимости полностью отказываться от накопленных в течение многих лет достижений в области отечественной гидрогеологической монографии, но в ряде случаев использование зарубежного опыта было бы полезным.

Можно предварительно предложить следующую структуру легенды гидрогеологической карты России масштаба 1:200 000: 1) гидрогеологические подразделения; 2) гидрогеодинамические условия; 3) химический и изотопный состав подземных вод, гидрогеотермические условия; 4) ресурсный потенциал подземных вод; 5) эколого-гидрогеологическая обстановка; 6) гидрогеологическое районирование.

Рассмотрим более подробно содержание предложенных разделов легенды карты.

Гидрогеологические подразделения. В этом разделе должно быть дано гидрогеологическое расчленение геологического разреза (гидрогеологическая стратификация). Несмотря на то, что на совершенствование принципов гидрогеологической стратификации в течение многих лет обращалось чрезмерно большое внимание [12], следует признать, что в этой области так и не разработана, система гидрогеологических таксонов, удовлетворяющая современным требованиям. В определенной степени противоречивы имеющиеся определения основных гидрогеологических подразделений (водоносные горизонты, комплексы, зоны трещиноватости). Так, в артезианских бассейнах предлагается выделять водоносные горизонты и комплексы без учета пород типов водовмещающей среды. Примером может служить Московский артезианский бассейн, где в известняках каменноугольного возраста, имеющих в основном трещинный тип проницаемости, и в таксонах с поровой проницаемостью (аллювиальные и др.) выделяются одни и те же таксоны: водоносные горизонты и комплексы. Однако при этом не учитывается, что при равных величинах водопроницаемости гидрогеологические таксоны карбонатных по-

род характеризуются более высокой уровнемпроводностью. Кроме того, водообильность в известняках имеет площадную анизотропию и увеличивается в зонах разломов, что отсутствует в аллювии и других пористых коллекторах. По мнению автора, дискуссия о гидрогеологической стратификации сильно затянулась. Проблема эта имеет в основном терминологический характер и, во всяком случае, не является фундаментальной, как считают некоторые гидрогеологи [11, 20]. Необходимо разработать четкие определения основных гидрогеологических таксонов, которые должны войти в систему государственных стандартов.

В разработанных ранее методических документах [8, 9] гидрогеологическую стратификацию рекомендуется проводить с излишней детальностью, в соответствии с геологическими картами, в результате чего гидрогеологическая карта становится трудно читаемой. Равную значимость имеют и регионально распространенные гидрогеологические подразделения и мелкие локально развитые таксоны. Примером может служить ряд карт Московского бассейна [22], где основное поле карты «забито» мелкими таксонами так, что трудно выявить основные практически важные гидрогеологические подразделения. Рекордсменом в этой области является легенда Западно-Сибирской серии гидрогеологических карт масштаба 1:200 000 (юго-восток Западной Сибири), разработанная в 1992 г. концерном «Тюменьгеология», содержащая 705 гидрогеологических подразделений.

Требуется также усовершенствовать основные подходы к гидрогеологической стратификации территории многолетней (вечной) мерзлоты. Существующие подходы в этой области следует существенно скорректировать.

Необходимо определиться с целесообразностью составления сводных серийных легенд гидрогеологических карт масштаба 1:200 000. В советское время это было необходимо, так как проводилась полистная государственная гидрогеологическая съемка территории страны и границы листов должны были увязываться. В настоящее время, когда съемка проводится, как правило, на отдельных изолированных друг от друга площадях, требование увязки границ не стоит так жестко. Следует учитывать, что создание серийных легенд занимает время около двух лет и требует определенных финансовых затрат, нередко слабо связанных с практическими задачами, ради решения которых выполняется съемка. Представляется целесообразным использование для карт масштаба 1:200 000 серийных легенд, составляемых для карт масштаба 1:1 000 000 в рамках проекта Геокарта-1000 (третье поколение) [5].

Гидрогеодинамические условия — по возможности должны картироваться водопроводимость пород, а также области питания, транзита и разгрузки подземных вод, направление подземного стока, гидро- и

пьезоизогипсы, взаимодействие различных водоносных горизонтов, подземных и поверхностных вод. Следует также показывать на карте границы зоны свободного водообмена.

Химический и изотопный состав подземных вод, гидрогеотермические условия. В данном разделе легенды наряду с картированием макрокомпонентного состава подземных вод особое внимание должно быть обращено на отображение их микрокомпонентного состава подземных вод в соответствии с требованиями СанПин 2.1.4. 1074-01. В связи с этим потребуются разработать новую систему условных обозначений минерализации и химического состава подземных вод. Должны быть отражены также мощность зоны пресных вод, граница и мощность зоны высокоминерализованных вод и рассолов.

При наличии информации весьма желательно отразить изотопный состав подземных вод. На изучение изотопного состава подземных вод ни в Советском Союзе, ни в России в отличие от зарубежных стран не обращалось необходимого внимания. Как правило, систематические изотопные исследования проводились преимущественно лишь на аридных территориях, где были выявлены скопления реликтовых пресных вод (линза Ясханская и др.).

В последние 15—20 лет реликтовые скопления пресных подземных вод были обнаружены также в гумидной зоне в Прибалтийском артезианском бассейне [16], Брестской депрессии [7], Азово-Кубанском артезианском бассейне [19], в котором реликтовые воды выявлены в отдельных горизонтах плиоцена в районах городов Коренев, Тихорецк и других, имеют минерализацию преимущественно до 1 г/л, радиоуглеродный возраст вод от 17,0—34,7 тыс. лет.

Вполне вероятно выявление скоплений таких вод в других районах, в особенности в криолитозоне, которая, по существу, представляет собой реликтовое образование. Изучение изотопного состава подземных вод необходимо также в связи с решением эколого-гидрогеологических проблем. Поэтому следует принять меры к восстановлению в системе Министерства природных ресурсов изотопных лабораторий, что значительно повысит информативность гидрогеологических карт. Необходимо предусмотреть также картирование некоторых гидрогеотермических показателей: температурных градиентов гидроизотерм и др.

Ресурсный потенциал подземных вод — раздел легенды, имеющий наиболее важное практическое значение. По нашему мнению, подходы к определению ресурсного потенциала окончательно еще не разработаны. Не совсем ясно, чем отличается ресурсный потенциал от прогнозных ресурсов подземных вод. По определению Б.В.Боревского с соавторами [2], под ресурсным потенциалом следует понимать величину эксплуатационных запасов и прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод в пределах

оцениваемых гидрогеологических районов, речных бассейнов, административных территорий. Однако в величину эксплуатационных запасов входит и питание подземных вод, которое учитывается при оценке прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод.

Определение прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод дискуссионно. Ранее под такими ресурсами понимался суммарный отбор подземных вод в пределах того или иного региона (район, территория) при заданных гидрогеологических, природоохранных и других ограничениях [3]. Л.С.Язвин в работе [23] рекомендует оценивать прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод по их питанию (естественные ресурсы подземных вод привлекаемые ресурсы, формирующиеся за счет подземных вод). Аналогичного мнения придерживаются В.А.Барон и В.В.Куренной [1]. Для большей части территории России это справедливо, но существуют регионы, где имеются крупные скопления реликтовых подземных вод и где современное питание подземных вод практически отсутствует. Водоснабжение осуществляется за счет сработки емкостных запасов подземных вод (Ливия, Саудовская Аравия, Объединенные Арабские Эмираты и др.). Как уже было показано, реликтовые скопления подземных вод существуют и в России. Емкостные запасы подземных вод не включать в ресурсный потенциал было бы некорректно. Следовательно, понятие ресурсный потенциал подземных вод следует расширить.

В процессе съемочных гидрогеологических работ количественно определить ресурсный потенциал подземных вод в большинстве случаев затруднительно. Речь может идти только о его ориентировочной оценке. Для решения этой задачи можно пользоваться различными способами. Для значительной части территории России ресурсный потенциал подземных вод может быть оценен по величине их естественных ресурсов с учетом возможностей извлечения подземных вод. Косвенно ресурсный потенциал можно характеризовать также по степени водообильности (продуктивности) водоносных горизонтов, как это сделано в международном руководстве по гидрогеологическому картированию [24]. Вопрос требует дальнейшего изучения. Для отображения ресурсного потенциала подземных вод или перспектив их применения должен быть использован основной изобразительный элемент карты — цветовая закрашка. Это будет способствовать практическому применению гидрогеологических карт в народном хозяйстве более широким кругом пользователей, не имеющих геологического образования, и позволит избежать частичного дублирования геологических и гидрогеологических карт. Ведь геологический возраст пород, цветом которого закрашиваются гидрогеологические карты, строго говоря, не имеет гидрогеологического значения. Одновозрастными могут быть существен-

но различные таксоны как водоупорные, так и водоносные.

В ресурсном разделе легенды карты должны быть также отражены сведения об эксплуатационных запасах подземных вод и другие показатели, относящиеся к ресурсам и запасам подземных вод, картирование которых предусмотрено в ранее составленных методических документах [9].

Эколого-гидрогеологическая обстановка — это раздел, где должны быть приведены данные об экологическом состоянии верхней части подземной гидросферы. В естественных условиях на карте должны быть показаны защищенность подземных вод от загрязнения, содержание в подземных водах нормируемых компонентов, гидрогеохимические провинции, локализация неблагоприятных геологических процессов, связанных с подземными водами и др. В нарушенных условиях должны быть определены техногенные изменения гидрогеологических условий: загрязнение подземных вод, истощение их ресурсов, техногенная активизация современных геологических процессов, связанных с подземными водами и др. При разработке рассматриваемого раздела легенды карты следует использовать имеющиеся методические документы по геоэкологическим (эколого-геологическим) исследованиям и картографированию [21].

Особо следует остановиться на определении степени естественной защищенности подземных вод от загрязнения. Для ее оценки в основном используется методика разработанная В.М.Гольдбергом [4], в которой защищенность определяется с учетом проницаемости пород зоны аэрации, а также возможностей вертикального перетекания напорных вод в грунтовые водоносные горизонты. Эта методика не является оптимальной. Она не учитывает латерального привноса поллютантов по водоносному пласту, сорбционной способности почв, являющихся мощным геохимическим барьером интенсивности инфильтрационного питания подземных вод и ряда других факторов. Карты, составленные по этой методике, не дают адекватного представления о степени защищенности подземных вод. В методику оценки защищенности следует внести существенные изменения и дополнения. Новые разработки по этому вопросу имеются и в России, и за рубежом. Следует обратить внимание на международное руководство по оценке уязвимости подземных вод к загрязнению [25]. Надо иметь в виду, что защищенность подземных вод от загрязнения формируется под влиянием ряда сложных природных и техногенных факторов и процессов, полное выявление которых невозможно при проведении съемочных работ. Следует отдавать себе отчет в том, что в процессе съемки могут быть получены лишь приближенные оценки защищенности. В большинстве районов России затруднительно выполнить рекомендации о поисках месторождений подземных вод с достаточным количеством водных

ресурсов, защищенными от загрязнения. Оно с определенными ограничениями может быть выполнено только для напорных вод. Что касается грунтовых вод, то перспективные водоносные горизонты здесь формируются путем инфильтрационного питания, главным образом связанное с защищенностью обратной зависимостью: чем больше питание, тем ниже защищенность, так что выявить более или менее значительные месторождения защищенных грунтовых, подземных вод маловероятно.

В ранее принятых методических документах [13, 14] при гидрогеологической съемке доизучение в масштабе 1:200 000 рекомендовалось выполнять в комплексе с геоэкологическими исследованиями и картографированием. Причем наряду с гидрогеологической должна составляться геоэкологическая карта масштаба 1:200 000. По-видимому, это целесообразно только для территории со сложной напряженной и критической экологической обстановкой. Для территории, где экологические проблемы сравнительно просты, можно ограничиться геоэкологической схемой масштаба 1:500 000.

Гидрогеологическое районирование. В данном разделе легенды предусматривается отображение на карте гидрогеологических районов. В настоящее время отсутствует единая общепринятая схема гидрогеологического районирования России, хотя работы в этом направлении ведутся. Можно предварительно рекомендовать отображение на карте районов III и IV порядка, критерии выделения которых должны быть уточнены. Целесообразно отражать на карте порайонные сводные гидрогеологические колонки.

Существенным изменениям подлежит фактологическое обоснование карт. Ранее М.Е.Альтовский предложил показывать на гидрогеологической карте типовые водопункты, что имело в то время положительное значение, так как позволяло насытить карту гидрогеологической информацией. Однако это содержало определенные негативные моменты. Во-первых, выбор типовых водопунктов производился с известной долей субъективности, во-вторых, полностью не использовалась имеющаяся гидрогеологическая информация, в-третьих, гидрогеологическая карта сильно загружалась фактологической информацией.

Современные компьютерные технологии позволяют более полно отразить исходную информацию для построения карты в виде электронных банков данных. С гидрогеологической карты следует по возможности убрать фактологическую информацию, а обратить больше внимания на отображение гидрогеологических закономерностей и обобщающих показателей.

В данной публикации были изложены соображения о содержании легенды гидрогеологической карты. Автор исходил из положения о том, что структура легенды такой карты должна быть единой для всей территории России, что далеко не очевидно, учитывая сложность гидрогеологических условий России, широ-

кий диапазон антропогенных воздействий на подземную гидросферу, разнообразие целевых назначений работ. Возможно следует пойти по пути создания региональных вариантов легенд карт. Необходимо определиться со статусом карты. В настоящее время гидрогеологическая карта масштаба 1:200 000 имеет статус государственной, с чем нельзя полностью согласиться, так как изучаются и локальные территории для решения конкретных практических задач. Может быть следует оставить титул государственный только для карты масштаба 1:1 000 000, а карты масштаба 1:200 000 считать специальными, изменяя методику их составления в зависимости от конкретных задач. Это повысит практическую отдачу карт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барон В.А., Куренной В.В. Естественные ресурсы и прогнозные эксплуатационные питьевых подземных вод: оценка и учет // Разведка и охрана недр. № 7. 2006. С. 67—71.
2. Боровский Б.В., Боровский Л.А., Язвин Л.С. Основные принципы разработки новой классификации эксплуатационных запасов и прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод // Разведка и охрана недр. № 10. 2005. С. 2—10.
3. Боровский Б.В., Язвин Л.С. Оценка обеспеченности населения Российской Федерации ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения / Методические рекомендации по проведению 2 этапа работы. —М.: ГИДЭК, 1995.
4. Гольдберг В.М. Методическое руководство по охране подземных вод от загрязнения. —М., 1979.
5. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третьего поколения). Раздел 2.4. Гидрогеологическая карта / Составители: Р.К.Шахнова, М.С.Голицын и др. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.
6. Крайнов С.Р. Актуальные проблемы изучения геохимико-экологического качества подземных вод хозяйственно-питьевого назначения // Отечественная геология. № 7. 1993. С. 102—111.
7. Кудельский А.Б. Современные проблемы гидрогеологии // Тр. совещания по проблемам водных ресурсов геотермии и геоэкологии. —Минск, 2005. С. 125—128.
8. Методические рекомендации по составлению гидрогеологических карт европейской части территории СССР масштаба 1:1 500 000 / Составители: Г.К.Антоненко, В.А.Барон, С.С.Бондаренко и др. —М.: Мингео СССР, ВСЕГИНГЕО, 1982.
9. Методические рекомендации по составлению и подготовке к изданию Государственной гидрогеологической карты СССР м-ба 1:200 000 / Составители: Р.С.Кононова, О.Н.Толстихин, М.С.Голицын, В.Н.Островский, Л.А.Островский и др. —М.: Мингео СССР. 1985.
10. Методические указания по составлению гидрогеологической карты масштабов 1:1 000 000—1:500 000 и 1:200 000—1:100 000 / Составитель: М.Е.Альтовский —М.: Госгеолтехиздат, 1960.
11. Никитин М.Р., Ишунина Т.А. Гидрогеологическая стратификация — основа легенды среднемасштабной гидрогеологической карты общего назначения // Водные ресурсы. 1978. № 6. С. 48—62.
12. Островский В.Н. Гидрогеодинамический принцип гидрогеологической стратификации // Геологическое

- изучение и использование недр. Вып. 3. —М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. С. 19—26.
13. *Островский В.Н., Островский Л.А., Баистракова Н.В.* Требования к гидрогеологическому доизучению площадей в масштабе 1:200 000 с эколого-геологическими исследованиями и картографированием. —М., 1995.
 14. *Островский В.Н., Островский Л.А., Баистракова Н.В., Петрова Р.Г.* Требования к гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 с геолого-экологическими исследованиями и картографированием. —М., 1995.
 15. *Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России* / Составители: М.С.Голицын, М.В.Кочетков, Л.В.Леоненко, В.В.Куренной и др. —М., 1998.
 16. *Поляков В.А.* Установление причин изменений ресурсов подземных вод на береговых водозаборах Эстонии по изотопным данным. Геолого-геофизические исследования при решении экологических задач // Тезисы докладов Всесоюзной конференции при решении экологических задач. —М., 1991. С. 60—82.
 17. *Роговская Н.В.* Гидрогеологическое картирование / Обзор отечественного и зарубежного опыта составления гидрогеологических карт. —М.: Наука, 1981.
 18. *Рябченков А.С.* О принципах гидрогеологической стратификации // Советская геология. 1959. № 3. С. 101—113.
 19. *Соколовский Л.Г., Поляков В.А., Голубкова Е.В.* Изотопно-легкие подземные воды Азово-Кубанского артезианского бассейна: условия формирования и бальнеологическое значение // Разведка и охрана недр. 2007. № 5. С. 45—47.
 20. *Фролов Н.М.* Основы гидрогеологической стратификации // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11. 1981, С. 9—19.
 21. *Требования к геолого-экологическим исследованиям и картографированию масштаба в 3-х вып.* —М., 1990.
 22. *Электронная гидрогеологическая карта Центрального федерального округа масштаба 1:1 000 000.* —М.: Геоинформцентр, 2004.
 23. *Язвин Л.С.* Оценка прогнозных ресурсов питьевых подземных вод и обеспеченность населения России подземными водами хозяйственно-питьевого водоснабжения // Охрана и разведка недр. № 10. 2003. С. 13—22.
 24. *Strukmeier W.F., Margat J.* Hydrogeological Maps A Guide and a Standart Legend — Internation Association of Hydrogeologegogist —Hannover: Heise, 1995 (International Contribution to hydrogeology. Vol. 17).
 25. *Vrba J., Zaporozec A.* (Editors). Guidebook on mapping Cround Water vulnerability: Hannover Heise, (International contribution to hydrogeolofy. Vol. 16). 1994. Pp. 131.

Геология, бойся метафизики!*

И.А.НЕПОМНЯЩИХ (ОАО «Институт сейсмологии Казахстана»)

В статье рассмотрены возможности и ограничения в использовании методов измерений физических полей на поверхности Земли при изучении глубинных геологических объектов. Чтобы верно понять эти методы следует знать принципиальные возможности и ограничения использования методов одних наук для решения задач других наук в науках, взаимоотношения которых считаются более определенными.

1. Рассмотрим общую лестницу наук: логика, математика, физика, геология, биология, антропология.

Ограничения методов логики при решении задач математики видны из теоремы Геделя о неполноте, которая утверждает, что в любой достаточно сложной непротиворечивой теории существует утверждение, которое средствами самой теории невозможно ни доказать, ни опровергнуть. Теорема также говорит о том, что если это недоказуемое утверждение добавить к системе уже имеющихся аксиом, то для новой теории (с увеличенным числом аксиом) также будет существовать недоказуемое и неопровержимое утверждение.

Что касается возможностей методов логики в математике, то Ф.Клейн, рассматривая взаимоотношение математики и логического рассуждения, отметил, что «извечный секрет необычайной продуктивности гения — в его умении находить новые постановки задач, интуитивно предугадывать теоремы ... математику движут вперед в основном те, кто отмечен даром интуиции, а не строгого доказательства» [3].

Таким образом, математика, основанная на применении методов логики, не может быть сведена к логике, хотя все результаты математики, их описания должны соответствовать логике.

2. Возможности и ограничения методов математики в физике определяются тем, что физика лишь использует математический аппарат для описания объектов своего изучения, но не пытается при этом понять их существо. Более того, само понимание в физике заменяется описанием физического объекта на языке математики. А.Боум это обстоятельство характеризует следующим образом: «... понять часть физического мира означает отобразить его структуру на математическую структуру. Построить физическую теорию означает, следовательно, построить математический образ физической системы ... (например, атом, или набор его подсостояний, или все атомы и молекулы) ... математическая структура не является

чем-то реальным — она существует только в нашем сознании и порождена им (хотя часто и под воздействием извне)» [2].

Однако поскольку математическая структура не является реальностью, постольку физик обязан отстраняться от реальности, чтобы «отстраняясь от непосредственного опыта, идеализируя этот опыт ... выявлять математические структуры феноменов и тем самым достигать новой простоты, обретая основу для новой ступени понимания ... метод стремился не к описанию непосредственно наблюдаемых фактов, а скорее к проектированию экспериментов, к искусственному созданию феноменов, при обычных условиях не наблюдаемых, и к их расчету на базе математической теории ... существенны, таким образом, две характерные черты: стремление ставить каждый раз новые и очень точные эксперименты, идеализирующие, изолирующие опыт и тем самым создающие, по существу, новые феномены, и сопоставление этих феноменов с математическими структурами, принимаемыми в качестве законов» [4].

Собственно искусство физика-экспериментатора и заключается в создании таких феноменов, которые описываются количественными измерениями и на основе которых строятся количественные связи между параметрами созданного феномена, выдаваемые, как отмечает В.Гейзенберг, за законы природы.

Однако ясно, что математическое описание — это не вовсе понимание сути явления. Так, «у нас нет физического понимания действия гравитации. Мы располагаем только математическим законом, дающим количественное описание силы тяготения» [8]. Именно эту невозможность понимания сущности физических объектов и явлений и имел в виду И.Ньютон, когда провозгласил свое знаменитое в истории науки изречение, сыгравшее решающую роль в формировании науки нового времени и определившее ее отличие от науки средневековья: «физика, бойся метафизики!».

То же самое можно сказать и о законах Максвелла, описывающих электромагнитное поле: «Количественные законы — это все, чем мы располагаем, пытаюсь дать рациональное объяснение. ... Электроны, электрическое и магнитное поля, эфирные волны — не более чем имена переменных, входящих в формулы; как заметил по этому поводу Гельмгольц, в теории Максвелла электрический заряд является лишь носителем символа» [8].

Таким образом, в физике «математика — это та форма, в которой мы выражаем наше понимание природы, но не содержание» [5]. Математическая физика, которой в настоящее время становится теоретическая физика, есть лишь язык описания физических

*В память об Игоре Анатольевиче Непомнящих редколлегия журнала публикует статью, присланную автором незадолго до его кончины.

объектов, но ни их понимания. В итоге, физика, формирующая свои объекты изучения в условиях эксперимента для возможности их описания методами математики, не может быть сведена к самой математике, точно также как и сама математика не может быть сведена к логике. Перефразируя приведенные слова М.Клейна, можно сказать, что физику движут в основном те, кто отмечен даром интуиции, а не виртуозного владения математическим аппаратом.

3. Возвращаясь к приведенной выше лестнице наук, можно также считать разумным, что при оценке возможностей и ограничений физических методов для изучения геологических объектов, их необходимо рассматривать аналогично с оценкой возможностей и ограничений логики в математике и математике в физике. Тогда такое рассмотрение должно означать использование аппарата физики лишь для получения описания геологических объектов и явлений, редуцированного на их физическое отображение, но не для непосредственного получения адекватного геологического понимания, т.е. нельзя подменить геологическую картину мира физической, описываемой, лишь математическими уравнениями.

Тем не менее, существуют попытки рассматривать задачу восстановления истории Земли как задачи математической физики и математического моделирования, хотя начальные условия в этой задаче сами являются объектом исследования, как и последующие состояния Земли. Граничные условия (современное состояние Земли) также достоверно в целом неизвестны, кроме самой верхней части Земли.

Ярким примером могут служить материалы по Кольской сверхглубокой скважине, свидетельствующие об отсутствии границы между гранитами и базальтами, ранее определенной на глубине 7 км по сейсмическим данным.

В дальнейшем в статье будем использовать понятия принципа дополнительности трех родов [13]. Попытки получить ясные представления о больших глубинах или о ранних состояниях Земли, по которым нет непосредственных данных, естественно, сопровождаются использованием общих геологических представлений, составленных по геологическим данным, полученным при изучении малых глубин современной Земли. Поскольку условия на больших глубинах и на ранних стадиях формирования Земли, вероятнее всего, резко отличны от известных, то эти попытки всегда будут сталкиваться с действием принципа дополнительности первого рода точности и информативности (в данном случае, ясности и адекватности) понимания при метафизических рассуждениях о далеких в пространстве и времени процессах, т.е. в чем большей степени будут использоваться геологические представления, понятные по современным непосредственно полученным данным, тем менее адекватные будут получены представления о больших глубинах и ранних состояниях Земли.

Это связано также с тем, что, согласно принципу дополнительности третьего рода описание геологических явлений, представляющих собой сочетание самых различных физических (а также химических) процессов в общем случае не может быть редуцировано к какому-либо физическому описанию, доказанному в эксперименте [13]. Использование же разных физических методов в общем случае согласно принципу дополнительности второго рода предоставляют лишь дополнительные друг другу, т.е. не согласованные данные о геологическом объекте. Ниже будет также сказано и о действии принципа дополнительности первого рода при получении информации о граничных условиях.

Поскольку применение физических методов лишь проецирует исследуемые геологические объекты на физическую плоскость, т.е. создает физическое отображение геологических объектов, то адекватным названием такой науки должна быть физическая геология — аналогично названию математическая физика [11]. Название же геологическая физика, или геофизика предполагает, что в природе существуют некие особые геологические объекты, обладающие идентифицирующими их значениями некоторых физических величин и описываемые некоторыми физическими законами, аналогично тому как такими величинами обладают атомы, ядра, элементарные частицы.

4. Однако, проводя аналогию между математической физикой и физической геологией необходимо понимать и их различие, которое задается отличиями геологических объектов от физических и связанных с этим отличиями характера полевых измерений от лабораторных.

Во-первых, поскольку геологические объекты не однородны по физической природе, а они представляют собой сложные сочетания различных физических и химических свойств, то и возможно полное их исследование достигается лишь совместным неформализованным (вследствие действия принципа дополнительности второго рода) использованием разных по своей физической природе методов, т.е. использующих разные уравнения математической физики. Такая задача выходит за пределы методов математической физики.

Во-вторых, если физика опирается на количественные измерения, то при изучении геологических объектов наиболее эффективные методы, например, сейсмический, основаны на сравнительных измерениях, так как при полевых измерениях физических полей нельзя оценить основной атрибут количественных измерений — ошибку определения модели и в данном случае геологического объекта. Здесь действует принцип дополнительности первого рода — дополнительность точности и информативности [13].

В-третьих, типично, что при полевом методе измерения не обладают необходимой полнотой для образова-

ния математической модели объекта, в то время как физик-экспериментатор всегда добивается этого. Следовательно, формирование математической модели объекта сталкивается с нарушением принципа сохранения информации [12]: на выходе такой некорректной обратной задачи требуется больше информации, чем на входе. Решение такой задачи подобно созданию вечного двигателя. Для того, чтобы уйти от такого подвоя, т.е. все же как-то компенсировать недостаток исходной информации при решении обратной задачи, стремятся ввести дополнительную информацию из иных ее источников. Поскольку обратная задача обычно не линейная, то необходимо в любом случае вводить исходное приближение решения задачи.

При автоматизированном поиске решения в качестве поправок к исходному приближению было, например, предложено использовать только те, которые контролируются первыми собственными векторами матрицы линейной системы, описывающей вычисление поправок к исходному приближению (метод сингулярного разложения решения). Иначе это предложение можно истолковать как поиск поправок, минимизирующих не только норму невязки решения, но и норму отклонения решения от исходного его приближения.

Для минимизации обеих норм можно минимизировать критерий:

$$\|Ax - b\| + \alpha \|b - b_0\|, \quad (1)$$

где α — коэффициент, регулирующий вес нормы отклонения решения b от исходного приближения b_0 ; $\|b - b_0\|$ — по отношению к невязке решения x : $\|Ax - b\|$.

Однако это означает поиск минимально информативного решения, поскольку недостаток эмпирической информации и появление в связи с этим произвольных ошибок в решении пытаются компенсировать поиском решения, наименее отличающегося от предполагаемого на основе априорной информации (информации, имеющейся до решения задачи). Такой поиск точного и наименее информативного решения неустойчивой обратной задачи согласуется с принципом дополнительности первого рода — дополнительности точности и информативности [13].

Таким образом, согласование решения с имеющимися недостаточными эмпирическими данными здесь не гарантирует получение истинного решения, и более того, оценить отклонение полученного решения от истинного не представляется возможным. Это и было показано при численных экспериментах [10]. При сильной неустойчивости исходной задачи введенная дополнительная информация будет определять решение в гораздо большей степени, чем сами эмпирические данные. Если дополнительная информация не абсолютно достоверна, то решение сводится к попытке проверить гипотетическую информацию по недостаточной эмпирической информации.

Источником дополнительной информации служат или данные других полевых или каротажных методов или геологические данные. Попытка привлечения дополнительной информации за счет совместного решения обратной задачи по разным методам в общем случае ограничивается действием дополнительности второго рода, а за счет привлечения геологической информации также в общем случае ограничивается действием дополнительности третьего рода [13]. Действительно, в разных полях один и тот же геологический объект может проявляться по-разному (разными своими частями), а разные разности одного и того же геологического объекта могут по-разному проявляться в одном и том же поле, поскольку геологический объект неоднозначно характеризуется его проекцией на физические параметры.

При неавтоматизированном поиске решения путем подбора последовательным решением прямой задачи обратная задача математически формулируется как решение уравнения:

$$Az = u, \quad (2)$$

относительно модели среды z , где $u \in U, z \in F$; U и F — метрические пространства. Оператор A отображает F на U , u — наблюдаемое поле.

Метод подбора заключается в том, что для элементов z некоторого заранее заданного подкласса возможных решений M ($M \subset F$) вычисляется оператор Az , т.е. решается прямая задача. В качестве приближенного решения берется такой элемент z_0 из множества M , на котором невязка решения (отклонение вычисленного поля от наблюдаемого) достигает минимума на этом множестве.

М.М.Лаврентьев [9] ввел понятие корректности по А.Н.Тихонову: задача называется корректной по Тихонову, если известно, что для точного значения u u_t существует единственное решение z_t уравнения (1), $Az_t = u_t$, принадлежащее заданному компактному M . В этом случае оператор, обратный оператору A , непрерывен на множестве $N \subset AM$.

Если обратная задача (1) корректна по Тихонову и правая часть уравнения: $u \in AM$, то минимизируемая последовательность $\{z_n\}$ сходится к z при $n \rightarrow \infty$. При этом в работе [18] констатируется, что «обычно не существует эффективных критериев, позволяющих установить принадлежность элемента u множеству N . Это приходится предполагать априори».

Однако выбор множества корректности на основе геологической информации предполагает возможность адекватного представления геологических данных в виде той или иной физической модели среды, что в общем случае противоречит принципу дополнительности третьего рода. Конечно, в каждом конкретном случае следует помнить приведенные выше слова М.Клейна, однако и то, что в сложной геологической среде предположение о компактности класса возможных решений чаще может и не соблюдаться.

Так, при модели среды в виде тонкослоистой осадочной толщи, нарушенной различными дизъюнкциями и внедрениями, или при нескольких сложных локальных объектах в метаморфизованном фундаменте трудно быть уверенным (а доказать вообще невозможно) в компактности множества M .

В итоге решение, полученное описанным методом, можно рассматривать только как сравнительное измерение (полученное в результате сравнений выбранного решения с иными решениями), но не количественное измерение параметров модели среды, а весь метод необходимо называть методом сравнения возможных решений, а не методом подбора оптимального решения.

Из понятия корректности по А.Н.Тихонову следует, что требование компактности множества возможных решений эквивалентно требованию достаточности информации в наблюдаемом поле для устойчивого решения обратной задачи. Таким образом, проблема решения некорректной обратной задачи здесь также как и при автоматизированном подборе обусловлена нарушением принципа сохранения информации. Это означает, что постановка некорректной обратной задачи как задачи инверсии значений наблюдаемого поля в количественные значения физических параметров среды в общем случае предполагает использование не только эмпирической информации, но и в принципе непроверяемых рассуждений, т.е. относится к области метафизики.

5. Однако сравнительные измерения, выполняемые при решении обратной задачи, могут иметь и практическую ценность при сравнительной оценке малых отклонений от заданной модели среды. Рассмотрим два характерных случая эффективности сравнительных измерений:

А. Такая задача решается, например, в линейных лучевых методах сейсмической томографии, когда ищутся лишь малые поправки к заданной скоростной модели среды. Если же заданная модель сильно отличается от истинной, тогда задача лучевой сейсмической томографии становится нелинейной, для которой нет доказанных теорем даже существования решения для достаточно простых сред, теоремы единственности доказаны для довольно ограниченного класса функций скорости [1]. Поскольку критерия определения малости искомых поправок нет, то получаемое решение в линейной лучевой томографии не может рассматриваться как количественное измерение. Следовательно, если само измерение времен пробега сейсмических волн является количественным измерением, то решение линейной сейсмотомографической задачи является сравнительным измерением.

В работе [16] автором была предложена вычислительная схема линеаризации задачи сейсмической томографии в субгоризонтально слоистой среде за счет использования лишь субгоризонтальных лучей, которое слабо преломляются в субгоризон-

тальной среде. Вся схема выполняется итерационно. Однако в результате итерации вся среда в пределах сейсмического полигона представляется горизонтально слоистой, т.е. определяются единые законы изменения скоростей продольных и поперечных волн по вертикали для всего полигона, которые затем используются в качестве исходного приближения на последующей итерации. На последующих итерациях полигон делится на все более уменьшающиеся вертикальные блоки, в каждом из которых скорости предполагаются изменяющимися только по вертикали и в пределах которых решается томографическая задача с использованием очагов и станций, находящихся только в пределах этого блока. Алгоритм был опробован при мониторинге вариаций значений V_p/V_s во времени в пределах Алмаатинского сейсмического полигона.

Б. Возможность использования динамических параметров сейсмической записи при изучении геологической среды также ограничено условием малости значений искомых параметров, когда обратная задача — задача построения модели среды вырождается в задачу формирования ее изображения.

Например, Д.Ф.Клаербоут так характеризует ситуацию с возможностью решения динамической обратной задачи в сейсморазведке: «При решении обратной задачи наблюдаемые на поверхности земли волны берут в качестве входных данных и стараются определить физические свойства среды (x, z) и $K(x, z)$ (плотность и несжимаемость — примечание автора). Опыт показывает, что рядовые полевые наблюдения не обеспечивают получение обоснованных и приемлемых оценок изображений, или отображений, значений параметров ρ и K » [7].

Однако в сейсморазведке имеется иная возможность получения информации о геологической среде. Так, Д.Ф.Клаербоут отмечает: « K счастью, было обнаружено, что некоторые функции параметров ρ и K можно определять и отображать» [7]. Речь идет о возможности определения скорости v и акустического импеданса R , которые определяются как

$$v = (K/\rho)^{1/2} \text{ и } R = \rho v = (\rho K)^{1/2}.$$

Вычисление же ρ и K из этих формул практически невозможно, поскольку v и R наблюдаются в сейсморазведке через неперекрывающиеся спектральные окна. Скорость наблюдается в интервале от 0 до 2 Гц. Импеданс наблюдается в интервале от 10 до 100 Гц при хорошем качестве материала. Поскольку низкочастотная часть спектра отсутствует, то наблюдается не импеданс, а градиентная функция отражательной способности

$$c(x, z) = \log(R).$$

Отражательная способность может быть определена путем заглабления поверхности наблюдений с исходного уровня $z = 0$ на произвольный уровень $z = 0$ и

на каждом фиксированном глубинном уровне получить волновое изображение тонкослоистой геологической среды. Для такого обращенного продолжения сейсмического поля необходимо знать функцию скорости $V(x, z)$, которая может быть определена, например, с помощью миграционного анализа скоростей, основанного на переборе вариантов возможных решений и выборе решения, дающего максимальную фокусировку продолженного поля. Поскольку практика исследования осадочных толщ показывает, что здесь достаточно определить эффективную скорость, отклонения от которой истинной скорости можно считать малым, то множество возможных решений здесь является компактом и обратная задача является корректной по А.Н.Тихонову.

Изображение среды, подобное данному волновому изображению можно получить, если рассматривать обратную задачу рассеяния при следующих предположениях [6]: 1) исследуемая слоистая среда обладает настолько малыми коэффициентами отражения, что позволяет учитывать только однократное отражение-рассеяние (первое борновское приближение); 2) возможно использование приближения Фраунгофера дальней волновой зоны, описывающее фронты волн как локально-плоские; 3) возможно использование геометро-лучевого приближения функции Грина в неоднородной среде.

Поскольку, с одной стороны, эти предположения должны приниматься априори, а с другой, реализация такой схемы получения волнового изображения для каждой точки среды сводится к интегрированию сравнительных значений волнового поля вдоль географа дифрагированной от этой точки волны для заданной геометрии наблюдений, то такое получение волнового изображения уже никак нельзя считать решением обратной задачи как задачи количественного определения физических свойств геологической среды, т.е. ее модели.

Волновое изображение, не являясь результатом количественного измерения, в соответствии с принципом дополнительности первого рода обладает большей информативностью как результат сравнительного измерения. Однако и волновое изображение не является еще собственно изображением геологической среды, аналогичному, например, космоснимкам дневной поверхности. Поэтому результирующей операцией математической обработки сейсмических данных является формирование сейсмического изображения среды по его волновому изображению.

Автор публикации в своей работе [15] рассмотрел алгоритмы и примеры их применения при формировании сейсмического изображения по данным сейсмических съемок 3D в Прикаспийской и Тургайской впадинах. Вычислительная схема реализует сравнение форм записи соседних выборок интервалов трасс вдоль заданного горизонта или сечения. Сейсмическое изображение формируется как величина градиен-

та формы сейсмической записи вдоль заданного горизонта или сечения.

Таким образом, если в физике основной результат — математическая модель объекта, то в геологии наиболее геологически информативным результатом является изображение геологического объекта средствами математической обработки, например, сейсмическое изображение тонкослоистой среды.

6. И.А.Непомнящих в статье [14] рассматривал три подхода в методологии геологических наук (редукционистская, холистическая и иерархическая) в зависимости от принятия того или иного типа взаимоотношения смежных наук от абстрактных к конкретным.

С позиции иерархического подхода определим тематику как разработку средств применения методов логики при решении математических задач, физику — как применение методов математики для решения физических задач, геологию — как применение методов геофизики, геохимии, палеонтологии, стратиграфии, тектоники и других для решения геологических задач, биологию — как применение методов геологии, цитологии, географии, биохимии, климатологии, гелиологии, экологии и других для решения задач биологии.

При таком понимании наук приведенной лестницы все эти науки лишь разработка средств описания объектов своего изучения, но не их понимания. Само понимание своих объектов каждая наука более низкого уровня последовательно относит к науке более высокого уровня изучения мира. В конце концов, все сводится к принципу антропоцентризма, которому удовлетворяет такое понимание рассматриваемых наук. Так, истинные функции объектов геологии могут быть поняты на уровне современных, т.е., наблюдаемых эмпирических данных биологии, а истинные функции объектов последней — на уровне современных, т.е., наблюдаемых эмпирических данных антропологии.

Попытки объяснения геологических явлений на уровне самих этих геологических явлений, как и попытки объяснения биологических явлений на уровне самих биологических явлений приводят к необходимости реконструкции истории Земли и жизни на ней на основе той или иной интерпретации современных эмпирических данных. Однако согласие той или иной гипотезы с современными эмпирическими данными может означать только правдоподобность гипотезы, но не ее истинность.

Достоверность геологических, геодинамических представлений о прошлом Земли точно такая же, как и космологических о прошлом Вселенной: «Если предсказания согласуются с наблюдениями, теории выдерживают испытание, *хотя никогда нельзя будет доказать ее правильность*». [19]. Метафизические теории нельзя опровергнуть эмпирическими данными, поскольку эти теории вторгаются в области, где

этих данных по определению быть не может, а поскольку «метафизические теории неопровержимы по определению», то они и бездоказательны [17].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельфер И.К., Непомнящих И.А. Сейсмическая томография // Разведочная геофизика. Обзор ВНИИ эконом. минер. сырья и геол.-развед. работ. — М.: ВИЭМС, 1988.
2. Боум А. Квантовая механика: Основы и приложения. — М.: Мир, 1990.
3. Вейль Г. Математическое мышление. — М.: Наука, 1989.
4. Гейзенберг В. Традиции в науке // Шаги за горизонт. — М.: Прогресс, 1987.
5. Гейзенберг В. Тенденция к абстрактности в современном искусстве и науке // Шаги за горизонт. — М.: Прогресс, 1987. С. 258—267.
6. Гогоненков Г.Н., Мороз Б.П., Плешкевич А.Л., Турчанинов В.И. Теоретически основы практическое использование отечественной программы 3D глубинной миграции до суммирования // Геофизика. 2007. № 4. С. 15—24.
7. Клаербоут Д.Ф. Сейсмическое изображение земных недр. — М.: Недра, 1989.
8. Клайн М. Математика. Поиск истины. — М.: Мир, 1988.
9. Лаврентьев М.М. О некоторых некорректных задачах математической физики. — М., 1962.
10. Непомнящих И.А., Шабалдин В.Н. К построению оптимальных вычислительных схем задач интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Физика Земли. 1976. № 1. С. 58—70.
11. Непомнящих И.А. О методологии применения физических методов при описании геологических объектов // Геофизика. 1997. № 6. С. 15—21.
12. Непомнящих И.А. О современной методологии геофизики // Геофизика. 2001. № 2. С. 3—8.
13. Непомнящих И.А. О типах геофизических измерений геологических объектов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2004. № 5. С. 36—41.
14. Непомнящих И.А. О трех подходах в методологии геологических наук // Отечественная геология. 2005. № 1. С. 78—81.
15. Непомнящих И.А. Некоторые вопросы технологии обработки сейсмических изображений // Технология сейсморазведки. 2006. № 4. С. 11—16.
16. Непомнящих И.А. Вычислительная схема 4D сейсмической томографии для мониторинга внутриконтинентальной земной коры. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы 4-ой Международной сейсмологической школы. — Листвянка, 10—14 августа 2009 г., Обнинск-2009.
17. Поннер К. Предположения и опровержения. — М.: АСТ МОСКВА, 2008.
18. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. — М.: Наука, 1986.
19. Хокинг С. Мир в ореховой скорлупке // Амфора. 2008.

Новая парадигма в геологии и астрономии*

И.Г.ЯРКИН

Под парадигмой следует понимать основное, определяющее направление в науке. В настоящее время в астрономии и геологии преобладающим направлением, современной парадигмой, можно считать систему взглядов, теорий, гипотез, вытекающих из положений общей теории относительности, предложенной Эйнштейном и происхождения Вселенной, в результате так называемого «Большого взрыва», случившегося около 13,5 млрд.лет назад. В геологии в рамках этой парадигмы возобладали взгляды на эволюцию Земли в основном за счет внутренних (эндогенных) сил и воздействий, а основным характером, формирующим поверхность земного шара плейт-тектонику (или теорию «плавающих материков», предложенную еще Вегенером.)

Однако существующая в настоящее время парадигма оказалась не в состоянии справиться с проблемами, возникшими в результате накопления новых, противоречивых данных. И, пожалуй, главным камнем преткновения стала ситуация с открытием «темной материи» и «темной энергии», составляющих 95% от всей известной нам материи, объяснить природу которых современная наука пока не в состоянии. В науке произошла революционная ситуация, требующая нового подхода к анализу всех известных нам природных явлений, т.е., смены самой научной парадигмы.

Попытку разработки новой научной парадигмы, способной увязать вместе как известные ранее, так и новые открытия, предпринял кандидат физико-математических наук, ведущий сотрудник Института нефти и газа РАН А.А.Баренбаум. Только что вышла из печати и появилась на прилавках книжных магазинов его очень солидная монография (более 500 страниц текста и 749 использованных литературных источников), которая называется «Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии» (М.: Изд-во URSS, 2010). Это уже второе, переработанное издание выпущенной им в 2002 г. монографии «Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы эволюции». Новая монография представляет собой безусловный интерес не только для астрономов, геологов и специалистов, сопряженных с ними областей знаний, но также и для широкого круга читателей. Однако одолеть ее сможет только хорошо

подготовленный читатель: монография пересыщена многоэтажными формулами, схемами, таблицами, в которых было нелегко разобраться даже некоторым рецензентам, учувствовавшим в подготовке книги к печати. Поэтому представляется целесообразным познакомить читателей с новой парадигмой, опустив как сложные формулы, так и малопонятные для большинства читателей схемы и выкладки.

Основная идея автора новой парадигмы — представление об эволюции как планет Солнечной системы, так и самого Солнца, в основном не за счет внутренних (эндогенных) источников энергии и вещества, а за счет воздействия на них космических факторов и, в первую очередь, за счет бомбардировки космическими кометами в периоды пересечения Солнечной системой так называемых «струйных течений», исходящих из центральной части нашей Галактики «Млечный путь». Особенно интенсивной такая бомбардировка бывает в местах пересечения этих «струйных течений» с рукавами спиральной структуры нашей Галактики. Ввиду того, что плоскость орбиты Солнечной системы не совпадает с плоскостью галактического диска, наша Солнечная система в процессе своего движения по орбите вокруг галактического центра оказывается то выше, то ниже плоскости галактического диска. Поэтому бомбардировке космическими кометами в разные периоды могут подвергаться или южное, или северное полушарие нашей планеты. Именно кометы, прилетевшие в наши края из центра Галактики, являются главными поставщиками как воды, так и других полезных ископаемых, которые затем перерабатываются в недрах нашей планеты в процессе дифференциации вещества, в результате чего на поверхности Земли образуются океаны, а в недрах — месторождения полезных ископаемых. Такова основная схема новой парадигмы, предложенная автором монографии.

Большое значение автор придает разрушению некогда существовавшей между Марсом и Юпитером планеты Фазтон, случившегося, по-видимому, тоже в результате усиленной бомбардировки космическими кометами. Эта катастрофа коснулась не только Фазтона, но и других планет и, в частности, нашей Земли, с которой был сорван поверхностный слой толщиной порядка 245 км, а на орбите Фазтона образовался пояс астероидов. Этот пояс явился некоторой границей, в пределах которой планеты земного типа (Меркурий, Венера, Земля и Марс) могли только терять

*«Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии» —М.: Изд-во URSS, 2010.

свою массу, а планеты-гиганты за пределом пояса астероидов ее увеличивать, вылавливая своим притяжением большую часть космических комет. Образование Луны автор монографии тоже склонен рассматривать как результат отрыва части земной коры и формирования из ее обломков нашего естественно-го спутника.

Ну, а откуда же берутся эти самые кометы, несущиеся в струйных потоках с огромной скоростью порядка 400 км в секунду? Автор монографии считает, что материал струйных потоков образуется в центральной части Галактики в результате процессов разрушения звезд образующих там тесные скопления. Что же касается направления и скорости струйных течений, то они регулируются электромагнитными силами, возникающими при трении газопылевых скоплений во вращающейся центральной части Галактики. Автор пытается доказать правильность своей парадигмы, сопоставляя события земной геохронологии и массовых вымираний живых существ с периодами прохождения Солнечной системы через спиральные рукава Галактики и особенно через места пересечения со струйными течениями. С помощью новой парадигмы он пытается обосновать и процессы формирования спутников и колец вокруг планет Солнечной системы, а также связать с ней появление жизни на Земле, вендо-кембрийский рассвет земной фауны и другие события. Повторяющиеся ледниковые периоды на Земле автор также связывает с кометными бомбардировками.

Автор дает свое объяснение появлению космических излучений за счет образования особых электромагнитных каналов — джетов в структурах других галактик. Категорически отрицает образование Вселенной за счет «Большого взрыва» 13,5 млрд.лет назад, считает, что Вселенная гораздо старше (по крайней мере не моложе 100 млрд.лет), что она обновляется за счет угасания и разрушения старых звезд и образования новых и отрицает существование «темной материи» и «темной энергии», относя их влияние за счет заполнения космического пространства давно угасшими звездами. Он считает, что давно угасшие звезды входят в состав галактик, а сами галактики имеют размеры гораздо больше видимых визуально. Он также отрицает возможность решения вопросов

современной космогонии с позиций общей теории относительности Эйнштейна. Отдельный раздел монографии посвящен изотерическим знаниям африканского племени догонов и якобы посещению мест их обитания пришельцами из звездной системы Сириуса, а также «надчеловеческим» знаниям йогов в лице их представителя Махатмы.

Не имея желаний и достаточной эрудиции для того, чтобы вступать в полемику с автором монографии при обосновании им галактоцентрической парадигмы и особенно по поводу экзотерических и «надчеловеческих» знаний, автор настоящей статьи, тем не менее считает необходимым обратить внимание на вопросы, поднятые в монографии относительно происхождения нефти.

Автор монографии считает нефть «возобновляемым полезным ископаемым» с периодом его возобновления порядка 40 лет. Свое мнение он основывает на том, что в ранее выработанных месторождениях отмечаются случаи возобновления ее запасов, правда, дебит «возобновленной» нефти составляет в этом случае около 10% от первоначального. Помимо предложенного автором механизма ее возобновления за счет кругооборота в природе, существует еще одна гипотеза «неисчерпаемости» нефти: она популярно изложена в книге А.П.Никонова «Верхом на бомбе. Судьба планеты Земля и ее обитателей» (С-Пб: Изд-во НЦ «ЭНАС», 2008). Здесь синтез нефти осуществляется якобы за счет реакции гидридов металлов, из которых будто бы состоит земное ядро с протонами, образующимися из поглощаемого нашей планетой окружающего ее эфира. В результате дальнейшего взаимодействия с веществом земных недр согласно этой гипотезе образуется сначала метан, а затем нефть. В неисчерпаемости нефти в наших недрах кажется однажды некоторые приверженцы ее абиогенного синтеза сумели убедить даже нашего бывшего президента, а сейчас премьер-министра В.В.Путина, как это явствовало из одного его высказываний с представителями бизнеса и прессы. Ох, как бы нам не просчитаться и не оставить наших внуков без углеводородного сырья вообще с этими новыми парадигмами. Ведь не даром же американцы ввозят нефть из-за границы, а свои месторождения берегут на будущее.

60-летие Андрея Федоровича Морозова

14 июля 2010 г. исполнилось 60 лет видному геологу и организатору региональных и научно-исследовательских работ, заместителю руководителя Федерального агентства по недропользованию Андрею Федоровичу Морозову. Родился он в семье известных геологов, и с юношеских лет приобщался к геологии, в период школьных каникул работал на геологической съемке, освоил профессии промывальщика, радиометриста, пробоотборщика.

Продолжая семейные геологические традиции, после окончания школы с серебряной медалью в 1967 г. А.Ф.Морозов поступил учиться на геологоразведочный факультет в Иркутский политехнический институт, в 1970 г. был переведен в Московский государственный университет на геологический факультет, который окончил в 1973 г. Все последующие этапы трудовой деятельности А.Ф.Морозова связаны с региональными геологоразведочными работами, начиная с работы в научно-исследовательском секторе МГУ. В эти годы он защитил кандидатскую диссертацию по теме «Палеозойский вулканизм в Тагильском прогибе (Урал)».

Приступив в 1980 г. к работе в Полярно-Уральской экспедиции в должности главного геолога партии, А.Ф.Морозов, благодаря знаниям, полученным в университете, упорству и огромному трудолюбию успешно продвигался по служебной лестнице, занимая последовательно должности начальника партии, главного геолога экспедиции, а с 1984 г. — начальника экспедиции. Будучи начальником партии, он составил и защитил четыре отчета по ГДП-50, по общим и детальным поискам и поисково-оценочным работам на цветные и благородные металлы на Полярном Урале. За это время он приобрел богатый опыт поисков, оценки и разведки месторождений цветных, благородных и черных металлов, строительных материалов, подземных вод, а также по производству региональных геологических исследований, геофизических и геохимических работ.

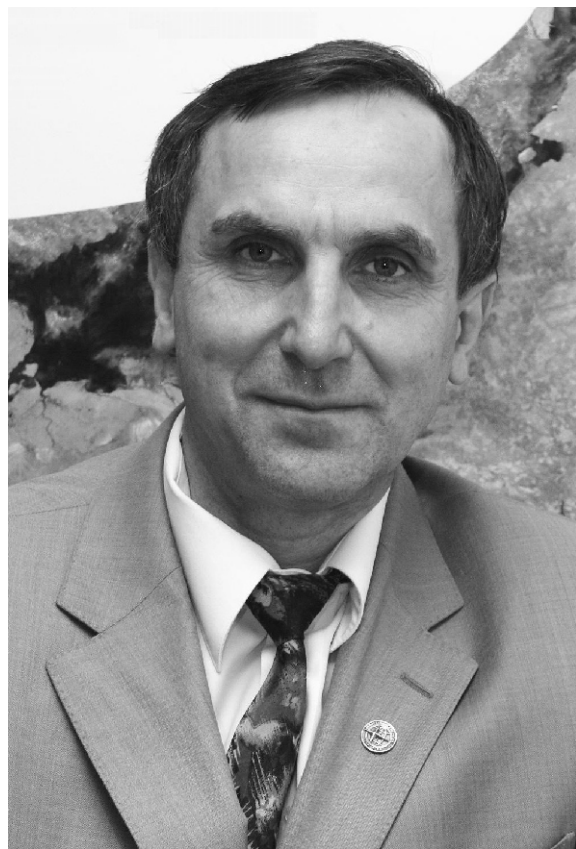
А.Ф.Морозов — высококвалифицированный специалист в области региональной геологии, внесший значительный вклад в организацию и развитие методов регионального изучения территории России. С 1988 г. по настоящее время он осуществляет руководство региональными работами сначала в Управлении региональной геологии и поисково-съемочных работ Министерства геологии СССР, затем в подразделениях Госкомгеологии России, Роскомнедра и МПР России. В 2004 г. в связи с созданием Федерального агентства по недропользованию А.Ф.Морозов назначается заместителем руководителя Агентства, в основные обязанности которого входит организация регионального изучения территории России.

Реализуя предусмотренные программами регионального изучения территории России мероприятия, А.Ф.Морозов через систему подведомственных предприятий обеспечил организацию и производство государственных геологических съемок крупного, среднего и мелкого масштаба, сводного и обзорного картографирования, геофизических, геохимических и дистанционных исследований, работ специального геологического назначения, работ по накоплению и обеспечению доступа к геологической информации, глубинного геологического прогнозирования, прогнозно-минералогических исследований, работ по прогнозу и мониторингу опасных эндогенных и экзогенных геологических процессов и явлений, морских геологических съемок на шельфах России, в Арктике и Антарктике и работ по обоснованию внешней границы континентального шельфа.

Координация деятельности геологосъемочных экспедиций и предприятий, выполняющих региональные геологические исследования по всей территории России осуществляется специально созданной по инициативе начальника Красноярской геологосъемочной экспедиции М.Л.Кавицкого и А.Ф.Морозова «Ассоциацией руководителей геологосъемочных предприятий».

Именно такая форма организации и объединения геологосъемочных предприятий предопределила успешную реализацию сложнейших задач по составлению Государственной геологической карты территории России.

А.Ф.Морозов внес значительный вклад в развитие Международного геологического сотрудничества как представитель российской геологической школы в различных международных геологических программах, семинарах, совещаниях, конгрессах, встречах и совместных проектах со странами ближнего и дальнего зарубежья. Все эти мероприятия отличали общность интересов и взаимное стремление участников сблизить «геологические позиции», продемонстрировать достижения геологических



служб различных стран, создать условия для взаимовыгодного сотрудничества, способствовать росту авторитета Российской геологической службы на международном уровне.

Нельзя не отметить также активную поддержку А.Ф.Морозовым детско-юношеского геологического движения, организацию и проведение открытых олимпиад (слетов) юных геологов как основы формирования и подготовки кадров — будущих специалистов геологов. В таких олимпиадах участвуют сотни школьников, объединенных в команды, представляющие практически все регионы России, а также ближнего и дальнего зарубежья.

А.Ф.Морозов как ученый и специалист является одним из основных идеологов и разработчиков новой научно-методической и технологической базы всех работ по геологическому изучению недр, которая сейчас уже апробирована на производстве и широко применяется. Под его научным руководством и редакцией (как главного и (или) ответственного редактора) и при прямом участии (соавторстве) разработаны и опубликованы научно-методические руководства (несколько серий — общегеологическая, минералогическая, компьютерного сопровождения, поисковая и др.) и аналитические обзоры (по региональной геологии, строению земной коры, минералогическому потенциалу недр России и др.).

За достигнутые успехи в геологическом изучении территории страны и развитии ее минерально-сырьевой базы А.Ф.Морозову присуждено почетное звание «Заслуженный геолог Российской Федерации», он награжден «Орденом Почета», медалями «300 лет Российскому флоту», «В память 850-летия Москвы», «За укрепление боевого содружества», является «Почетным разведчиком недр» и имеет много других отраслевых наград. А.Ф.Морозов — действительный член Российской Академии естественных наук, Академии горных наук, Международной академии минеральных ресурсов.

Поздравляем Андрея Федоровича с 60-летием, желаем крепкого здоровья, долголетия, дальнейших успехов в работе.

*Коллегия Роснедра
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*