

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

1/2008

Учредители:

Министерство природных
ресурсов 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.А.Ерхов, *В.И.Казанский*, *А.А.Кременецкий*,
Г.А.Машковцев, *Н.В.Милетенко* (зам. главного
редактора), *А.Ю.Розанов*, *Г.В.Ручкин* (зам.
главного редактора), *А.К.Соколовский*,
В.И.Старостин

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

Содержание

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ	
<i>Мамаева Е.И.</i> Минерагеническая зональность Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь)	3
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ	
<i>Лурье М.А., Шмидт Ф.К.</i> О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем	10
РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
<i>Закирова Ф.А.</i> Перспективы выявления галогенных месторождений бора в западном и юго-западном обрамлении Прикаспийской синеклизы	19
ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	
<i>Иванов В.В., Медовый В.И., Бушмакин В.А.</i> Промывочная жидкость бурящихся скважин — кладезь геологической информации	25
<i>Коробков И.Г.</i> Литология и фации алмазоносных отложений верхнего палеозоя на востоке Тунгусской синеклизы	40
<i>Вилор Н.В., Склярова О.А., Чупарина Е.В., Захарова Ю.Р.</i> Миграция и распределение мышьяка в зоне окисления месторождений Бодайбинского золоторудного района	46
<i>Бергман И.А.</i> Могут ли признаки фракционирования изотопов сульфидной серы осадочно-метаморфических формаций раннего докембрия свидетельствовать о появлении свободного кислорода в атмосфере Земли?	61
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
<i>Зубков В.С.</i> Конденсированные нефтиды в магматических породах различных геодинамических обстановок	68
<i>Докучаев С.А., Докучаева Н.А., Андреева Е.Е.</i> Ранние этапы эволюции континентальной литосферы Волго-Камской антеклизы и возможная природа Ромашкинского месторождения	75
<i>Романов В.А.</i> Потоки рассеяния: теория, методика и практика. Пути дальнейшего развития	78
<i>Бойшенко А.Ф.</i> Горные породы Монголии	82
ДИСКУССИИ	
<i>Багдасаров Ю.А.</i> К вопросу о рациональной систематике пород «карбонатитового семейства»	87
<i>Одесский И.А.</i> Место формаций в системе геологических объектов	93
Памяти Феликса Григорьевича Рейфа	96

Редакция: *Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 17.01.2008. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Минерагеническая зональность Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь)

Е.И.МАМАЕВА (ВНИИОкеангеология)

На севере Сибирской платформы широко проявлен щелочно-ультраосновной (с карбонатитами) магматизм. На западном склоне Анабарского щита расположена крупнейшая Маймеча-Котуйская ультрамафит-карбонатитовая провинция, которая обладает большим промышленным минерагеническим потенциалом. Геологическое строение и магматизм Маймеча-Котуйской провинции определяются ее положением на северной окраине Сибирской платформы. Область распространения щелочно-ультраосновных магматитов здесь охватывает западный склон Анабарского поднятия от края Среднесибирского плоскогорья на севере до верховьев р. Котуй на юге (см. рисунок). Ее восточная граница проходит по линии Котуйкан-Монхоолинского глубинного разлома, а западная в общих чертах совпадает с восточным бортом Тунгусской синеклизы, маркируемым выходами траппов [4]. На севере провинция срезается наложенным мезозойско-кайнозойским Енисей-Хатангским прогибом, в южном направлении выклинивается вблизи оз.Ессей.

В провинции известно более 20 сложных щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами. Наряду с массивами диаметром более 1 км, выявлено множество мелких штокообразных тел однотипного строения и состава, которые группируются вокруг крупных плутонов (тела-сателлиты). Общее число интрузий центрального типа диаметром >100 м превышает 45. Крупные массивы в большинстве случаев расположены цепочками на расстоянии 30—40 км друг от друга. Формированию многих массивов сопутствовали куполовидные вздутия вмещающих пород. Размеры массивов в плане составляют 1—60 км², исключением является Гулинский массив, площадь которого, с учетом участков, погребенных под мезозойско-кайнозойскими отложениями Хатангского прогиба, около 2000 км². В составе массивов в разных объемных соотношениях участвуют оливиниты (Гулинский массив — дуниты), мелилитолиты, якупирангит-мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, породы фоскоритовой серии и карбонатиты 4, 8. Для массивов провинции характерно концентрически-зональное строение. Они характеризуются изометричными или овальными очертаниями, крутонаклонным падением контактовых поверхностей и имеют обычно столбообразную форму. Все разновидности пород щелочно-ультраоснов-

ного комплекса с карбонатитами присутствуют лишь в Гулинском и Кугдинском интрузивах. В большинстве других массивов установлены породы 2—3 фаз с преобладающей ролью ийолитов (или мельтейгитов) и карбонатитов при полном отсутствии или подчиненном развитии других.

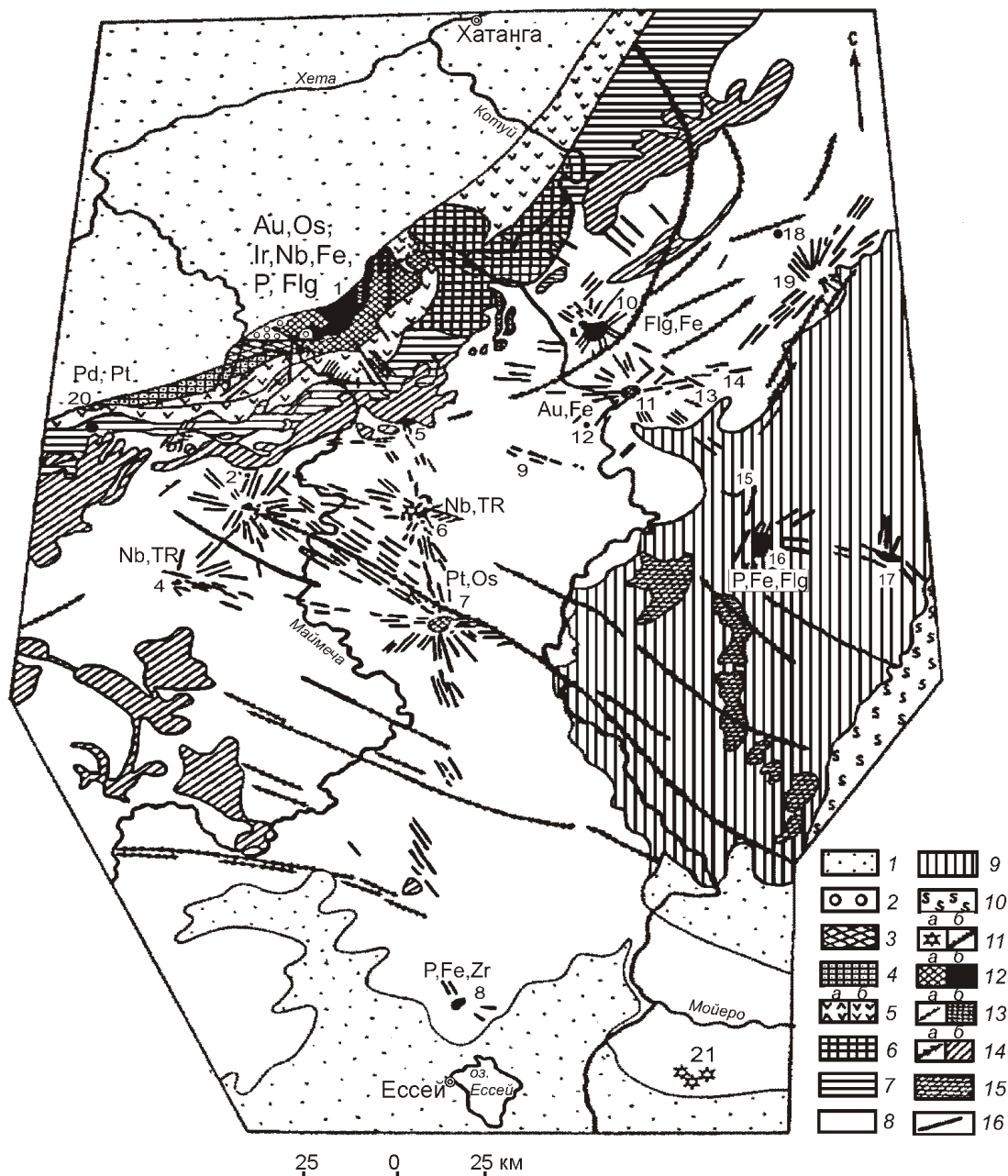
При изучении петрографии и геохимии различных ультрамафит-карбонатитовых массивов мира было отмечено, что среди них выделяются два типа: с ультрамафическим и щелочно-салическим уклоном. В первом обычны (часто преобладают) ранние дифференциаты (оливиниты, мелилитолиты, якупирангиты), во втором они развиты слабо или отсутствуют. К первому типу принадлежат карело-кольский комплекс, массив Гардинер в Гренландии, Шава в Зимбабве и некоторые другие; ко второму — подавляющее большинство остальных плутонов (например, крупнейший Томторский массив на восточном склоне Анабарского щита).

В Маймеча-Котуйской провинции также намечается деление массивов на два подобных типа [4]. На южной и юго-восточной периферии провинции размещаются интрузии Ессей, Маган и Ыраас, характеризующиеся редуцированным набором пород и щелочно-салическим уклоном. Замечено, что в массивах этой группы совершенно отсутствуют мелилитовые породы и широко развиты карбонатиты. В северной части провинции сосредоточены все остальные крупные и малые интрузивные тела ультрамафического типа.

Такая разница между группами вряд ли случайна и подчеркивается характером размещения по отношению к главным геологическим структурам региона. Южные периферические массивы значительно удалены от края платформы (150—250 км), в то время как северные интрузивы рассредоточены в 50—80 км от современного края платформы.

С щелочно-ультраосновными массивами Маймеча-Котуйской провинции пространственно и генетически связаны месторождения различных полезных ископаемых (апатит, магнетит, флогопит, платиноиды, золото, редкие металлы, ювелирный хризолит и др.).

Апатитовое оруденение известно пока в 6 массивах провинции: Ессей, Ыраас, Маган, Гули, Одихинча, Далбыха. Первые 3 массива могут рассматриваться как крупные месторождения апатита; остальные характеризуются как «апатитоносные массивы» [10].



Схематическая геологическая карта Маймеча-Котуйской магматической провинции с элементами минерогении 4 :

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; вулканические образования раннетриасового возраста: 2 — меймечиты и пикритовые порфиры маймечинской свиты, 3 — трахибазальты, андезиты и другие вулканы второй пачки дельканской толщи, 4 — ультраосновные фойдиты первой пачки дельканской толщи, 5: а — тыванкитская толща (трахибазальты и трахиандезитобазальты), б — коготокская свита (базальты), б — ультраосновные фойдиты, щелочные пикриты и высококальциевые щелочные лейкобазальты арыджангской свиты, 7 — пирокластические отложения правобоярской свиты; 8 — существенно карбонатные отложения палеозоя; 9 — карбонатные и терригенные отложения рифея и венда; 10 — кристаллические породы архея и нижнего протерозоя; интрузивные образования раннетриасового возраста: 11 — кимберлиты (а — трубки взрыва, б — дайки), 12 — породы щелочно-ультраосновного комплекса Гулинского плутона, в т.ч. в составе других массивов (а — ультраосновные, б — щелочно-ультраосновные и щелочные породы, фоскориты и карбонатиты), 13 — щелочно-ультраосновные фойдиты: щелочные пикриты, нефелиниты и фонолиты (а — дайки, б — силлы), 14 — базальты и долериты (а — дайки, б — силлы и секущие пластовые интрузии); 15 — долериты рифейского возраста; 16 — разломы предположительно щелочно-ультраосновных пород по данным дешифрирования аэрофотоснимков; массивы и кимберлитовые поля: 1 — Гулинский, 2 — Атырдык, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седеете, 6 — Далбыхская группа интрузивов и кимберлитовое поле, 7 — Бор-Урях и Кара-Мени, 8 — Ессей, 9 — Крестях, 10 — Оди-хинча, 11 — Кугда, 12 — Ары-Мас, 13 — Сона и Сона-Западная, 14 — Чубука, 15 — Джогджо, 16 — Маган, 17 — Ыраас, 18 — Дебкога, 19 — Немакит, 20 — Крестовский, 21 — Харамайское кимберлитовое поле; проявления полезных ископаемых: P — апатит, Fe — магнетит, титаномагнетит, Flg — флогопит, Nb — пироксенол, TR — редкоземельная минерализация, Au — золото, Os, Ir, Pt — платиноиды

Апатитоносность массивов связана с различными типами пород — фенитами, карбонатитами, слюдитами, ийолитами и др. В большинстве массивов апатит-содержащие породы и руды преобразованы процессами выветривания в гипергенные фосфатные руды. Наиболее важными промышленными типами руд в провинции являются апатит-магнетитовый и апатит-эгириновый (фенитовый). Широко распространенные апатит-магнетитовые руды содержат P_2O_5 8—10% (до 30%). В апатит-эгириновых рудах среднее содержание P_2O_5 колеблется от 5 до 7%; апатит-франколитовых рудах коры выветривания среднее содержание P_2O_5 достигает 14—23%.

Прогнозные запасы апатита в месторождениях Маймеча-Котуйской провинции на минимальную глубину 100 м составляют около 250 млн.т P_2O_5 . По масштабу запасов и качеству руд они сопоставимы с хибинскими (табл. 1).

Железорудные месторождения в основном связаны с апатит-магнетитовыми, карбонат-apatит-магнетитовыми, форстерит-магнетитовыми рудами фоскоритового этапа, широко развитыми в южных массивах провинции (Маган, Ыраас, Ессей). Гораздо меньшим размахом характеризуется титаномагнетитовое оруденение, связанное с рудными оливинитами и косьвитами, известное в массивах Бор-Урях, Кугда и Гули на севере провинции.

Флогопит. В провинции известны два крупных месторождения (Гули, Маган) и более мелкие месторождения и проявления маложелезистого флогопита (Одихинча, Кугда). Для оруденения характерно развитие контактового метасоматоза в условиях внедрения ийолитов. В результате возникают слюдиты по оливинитам, апомелилитовым породам, а также вкрапленность и гнезда флогопита в ийолит-пегматитах. Запасы Маганского флогопитового месторожде-

1. Прогнозные запасы руд месторождений Маймеча-Котуйской провинции [10, 13 и др.]

Месторождения	Типы руд	Содержания, %		Прогнозные запасы	
		P_2O_5	Fe _{общ}	P_2O_5 , млн.т	Руда, млрд.т (млн.т)
Ессей	Первичные апатитовые (нелсонитовые, фоскоритовые, карбонат-apatит-магнетитовые и апатит-карбонатные), до глубины 400 м	6	—	90	—
		—	18	—	2—2,5
	Гипергенные франколитовые, до 60—70 м	13,8	28,3	—	(30)
	Форстерит-магнетитовые	До 0,6	35—55	—	1
Ыраас	Первичные апатитовые (апогнейсовые), до 400 м	5,6	—	145	2,6
	Смешанные магнетит-apatит-франколитовые	10,4	—	60	(580)
	Франколитовые	23,1	—	17	(73)
	Суммарно по месторождению	—	14—24	220	3,2
Маган	Эгириновые апатитовые фенитовые Западного и Северного участков, до 400 м	6,8	—	106	1,56
	Апатитовые эгиринит-фениты трех других участков	4,81	—	135	2,8
	Железорудные фоскориты	До 3,5	33		1,5—2
	Апатитовые ийолиты	2,78	—	Как промышленные типы не рассматривались	
Гули	Апатитовые брекчии в Южном карбонатитовом массиве	6,8	—	125	—
	Апатитизированные якупирангит-мельтейгиты	3,5	—		
	Апатитовые руды фоскоритового типа	3,5—6	—		
	Титаномагнетитовые пироксениты	—	20,4	—	2
Далбыха	Апатит-карбонатные	3,6	—	71 (до 400 м)	—
	Апатит-силикатные	4,1	—		

ния кат. C_1 составляют 0,4 млн.т [13], Гулинского категорий C_1 C_2 — 187 936 т.

Платиноиды и золото. Маймеч-Котуйская провинция до начала 1980-х годов не рассматривалась как перспективная на золото и платиноиды. Первые находки платиноидов (изоферроплатина) были отмечены в 1943 г. в мезозойских отложениях, перекрывающих Гулинский массив. В 1956 г. Г.Г.Моор в титаномагнетите оливинитов массива Кугда выявил: Pt 1,8 г/т; Pd 3,8 г/т [3]. В 1984 г. при проведении поисковых работ на золото и россыпную платину сотрудниками Полярной ГПП НКГРЭ в пределах эродированной части Гулинского массива было открыто несколько россыпей иридоосминов и золота. В дальнейшем была определена платиноносность и золотоносность коренных пород и рыхлых отложений Бор-Уряхского, Кугдинского и Крестовского массивов (табл. 2) [5, 11 и др.]. На массиве Бор-Урях в результате шлихового опробования коренных пород в дунитах были установлены платиноиды содержанием в первые сотни миллиграммов на метр кубический. На массиве Кугда в бассейне р.Кугда-Юрях отмечены единичные знаки платиноидов. В Крестовской интрузии, открытой в 1996 г. и расположенной в 54 км к юго-западу от Гулинского массива, в шлихах и коренном залегании обнаружены золото (практически во всех типах пород, но особенно в мелилитолах), самородная платина, рутениридоосмин, осмирид (в шлихах из делювия пироксенитов и мелилитовых пород). Отметим, что дуниты Гулинского массива — коренной источник платиноидных россыпей — специализированы на тугоплавкие платиноиды Os и Ir. Оливиниты Бор-Уряха, Кугды и Крестовского массива имеют существенно платиновую специализацию. В настоящий момент только Гулинский массив представляется металлоносным и перспективным на благородные металлы уже известных россыпей, в других упомянутых массивах россыпей пока не открыто.

Редкие металлы. Тантал-ниобиевая и редкоземельная минерализация в незначительном масштабе проявлена в массивах Гули, Романиха, Чангит, Далбыха и связана с карбонатитами, за исключением массива Далбыха, где такая связь отчетливо не прослеживается.

В карбонатитах массива Чангит выявлено три участка редкоземельно-редкометалльного оруденения, местами сопровождающегося повышенной радиоактивностью. Содержания Nb_2O_5 связаны с присутствием пирохлора. Максимальные количества Nb_2O_5 0,68—0,72%, содержание TR_2O_3 колеблется в пределах 0,1—1,54% [2]. Оруденение приурочено к штоко- и дайкообразным телам карбонатитов. Наиболее перспективный юго-западный участок по прогнозным ресурсам кат. P_3 отвечает малому редкометалльному месторождению.

Комплексное (Nb, Ta, TR, U) месторождение Далбыха-Центральная, находящееся на востоке провинции (см. рисунок), интересно по характеру. Орудене-

ние находится не в карбонатитах, а в метаморфически и метасоматически измененных доломитовых мраморах и породах ряда фенит-твейтозит. Здесь присутствуют пирохлор и синхизит. Содержание Nb_2O_5 колеблется от 0,015 до 0,548%.

Гулинское редкометалльное месторождение связано с карбонатитами. Пирохлоровое оруденение, ассоциирующее с апатитом и магнетитом, обнаружено в кальцитовых и доломитовых карбонатитах. Оруденение приурочено к тектонически ослабленным, брекчированным зонам, трещинам и разрывным нарушениям.

Карбонатитовые штоки Гулинского массива являются малыми редкометалльными месторождениями с комплексным типом руд (пирохлор, гатчеттолит, кнопит, дизаналит, торианит и др.). Коренное редкометалльное оруденение массива питает россыпи тантало-ниобатов, установленные по р.Гули и руч.Восточный. Запасы пирохлора в россыпях Гулинского массива составляют 72 т [12]. Единичные знаки пирохлора отмечены в карбонатитах массивов Немакит, Бор-Урях, Одихинча.

Анализируя распределение различного оруденения в пределах Маймеч-Котуйской провинции (см. таблицы 1, 2 и рисунок), можно сделать вывод о том, что здесь проявлена латеральная минерагеническая зональность, выраженная в усилении интенсивности проявления апатитового и железорудного оруденения с севера на юг, а благороднометалльной (платиноидной) и редкометалльной (пирохлоровой) минерализации — с юга на север провинции в соответствии с изменением характера магматизма от щелочно-салического к ультрамафическому.

Самые крупные апатитовые месторождения сосредоточены в периферийных южных массивах, то же относится к железорудным месторождениям, при этом на юге — это магнетитовые месторождения фоскорит-карбонатитового типа, а на севере — титаномагнетитовые, связанные с ультрамафитами начальных стадий магматического процесса.

По сравнению с другими карбонатитовыми массивами мира гулинские карбонатиты отличаются «стерильностью» состава, проявленной в анхимономинеральности кальцитовых и доломитовых разновидностей и крайне незначительном масштабе развития редкометалльной минерализации (табл. 3). Так, содержание всех редкоземельных элементов в томторских карбонатитах на два порядка превышает их количество в гулинских, содержание ниобия и тантала — выше на порядок. Однако по отношению к карбонатитам периферийных (южных) массивов Маймеч-Котуйской провинции, гулинские карбонатиты оказались наиболее обогащенными редкоземельно-редкометалльными минералами.

Исследования, проведенные ранее [6 и др.], показали существенно более низкий уровень обогащения редкими элементами массивов периферии провин-

2. Содержание элементов платиновой группы в породах Гулинского, Бор-Уряхского, Кугдинского и Крестовского массивов

Порода	Содержание, мг/т					
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os
<i>Гулинский массив 7, 9</i>						
Хромитит	10	20	6	52	48	120
Дунит	10	20	3	27	14	39
Серпентинизированный дунит	6	20	2	6	5	12
Сильно серпентинизированный дунит	5	25	2	6	4	10
Рудный клинопироксенит	13	76	2	3	4	3
Меймечит	9	41	2	3	3	6
Ийолит	29	6	8	3	8	10
<i>Бор-Уряхский массив 9</i>						
Дунит	42	20	2	2	7	5
<i>Кугдинский массив 5</i>						
Оливинит	24			0,6	0,1	0,1
Рудный оливинит	10			4,7	1,05	0,41
Перовскит-магнетитовая руда	38,3			0,8	0,45	0,28
Оливиновый мельтейгит	5,7			0,61	0,25	0,2
Ийолит	10			0,4	0,06	0,1
<i>Крестовский массив, г/т 11</i>						
Рудный пироксенит	5	4,5	0,5	1	10	—
Мелилитолит	5,5	1,6	0,2	1	4,4	—
Карбонатит	5,8	2,4	—	—	10	—
Нефелиновый лампрофир	11,7	3,5	0,5	Сл.	8	—
Щелочной микросиенит	2,2	0,7	—	—	—	—

ции. В массиве Ессей кроме бадделеита в гипергенных франколитизированных нельсонитах отмечаются единичные знаки пирохлора, редкоземельные минералы не обнаружены. В карбонатитах массива Маган при изучении протолок ниобийсодержащие минералы не встречены. По данным С.М. Кравченко, Ю.А. Багдасарова [6], в карбонатитах массива Ессей содержится 78 г/т Nb, 455 г/т TR, в карбонатитах Ырааса — Nb 13 г/т, TR 395 г/т. По данным этих же авторов, такие низкие концентрации редких земель как в фоскоритах массива Ыраас ($TR_2O_3=0,08\%$) ранее среди щелочно-ультраосновных массивов описа-

ны не были. Заметим, что и в массивах севера провинции масштаб редкометалльной минерализации тоже не так велик, но там частота встречаемости редкометалльных и редкоземельных минералов, а также уровень содержания соответствующих элементов в породах все же выше. По-видимому, здесь речь идет о региональной особенности Маймеча-Котуйской провинции — обедненность пород и карбонатитов, в частности, редкими металлами.

Распределение благороднометалльной минерализации подчиняется той же закономерности. Пока она обнаружена только в северных массивах провинции:

3. Распределение редких и редкоземельных элементов в карбонатах Маймеча-Котуйской и Уджинской провинций

Образец	Содержание, г/т											
	Y	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
<i>Гулинский массив</i>												
37/57,4	42,5	31,1	0,1	180	284	25,8	88,6	14,3	4,66	1,91	2,6	0,36
8436/10	19,1	125	3,01	76,3	183	20,1	71,1	10,2	2,77	1,13	1,44	0,23
8439A	5,63	1,83	0,1	42,4	41,3	3	8,25	1,17	0,5	0,17	0,21	0,038
15/104	4,67	1,35	0,1	38,3	32,7	2,25	6,11	0,78	0,39	0,13	0,13	0,025
31/74	19,4	39,8	0,1	142	181	15,1	45,9	6,54	2,27	0,77	0,89	0,13
42/54	5,06	11,5	0,1	35	33,5	2,52	7	0,82	0,43	0,13	0,17	0,025
40/13	27,4	17	0,23	88,5	192	21,9	76,1	12,1	3,63	1,41	1,77	0,23
39/95,1	132	795	0,14	247	661	84,7	328	55	16,4	6,86	4,94	0,52
10/98	5,56	6,61	0,1	29,4	18,2	1,26	3,79	0,69	0,5	0,13	0,19	0,041
8245	29,3	75,3	10,7	115	247	29	98,9	15,6	4,51	1,75	1,72	0,21
36/42,4	4,73	502	2,78	33,6	101	11	37,9	4,9	1,3	0,43	0,27	0,025
8427	54,1	86,2	0,21	184	499	67,8	265	33,7	8,36	2,97	3,62	0,5
788/8	7,19	111	0,33	40,2	96,1	12,1	43,7	6,42	1,71	0,59	0,36	0,037
799	5,2	574	5,91	28,9	97,8	10,2	34,7	4,97	1,32	0,42	0,28	0,045
<i>Массив Одихинча 6</i>												
1	~10	110	0,31	250	340	—	—	6,6	1,2	0,29	0,7	0,2
2	~10	~10	0,12	305	480	—	—	24	6,2	2,3	2,1	0,2
<i>Массив Маган 6</i>												
3	20	10	1,5	54	96	—	—	6,6	1,7	0,78	0,01	~0,1
4	—	—	0,14	5,7	12	—	—	0,66	0,24	0,3	0,77	0,1
<i>Массив Ессей 6</i>												
5	—	77,6	—	106,6	141,1	—	—	—	—	—	—	—
6	21,7	34	1,6	61	99	—	—	7	3,3	1,4	1,7	0,5
7	10	34	1,2	34,5	48	—	—	3,3	1,1	0,7	0,7	0,14
<i>Массив Ыраас 6</i>												
8	37,1	12,5	—	39,3	86,1	—	—	—	—	—	—	—
<i>Массив Томтор (Уджинская провинция) 1</i>												
9	179	187	2	1525	2575	427	1293	86	29	6,4	9,5	1,7
10	153	1582	25	470	930	171	514	68	19	6,2	17	2,3
11	520	578	9	6000	11450	1453	4830	380	110	31	32	3,4

Примечание. Образцы карбонатов Гулинского массива из коллекции Л.С.Егорова (ВНИИОкеангеология); анализы выполнены методом ICP-MS (ВСЕГЕИ): 37/57,4-39/95,1 — кальцитовые карбонаты; 10/98-799 — доломитовые карбонаты; литературные данные: карбонат 1 — жильный с пироксеном, 2 — жильный безрудный, 3 — доломитовый, 4 — жильный анкеритовый; 5 — карбонат (среднее из 105 анализов); карбонат: 6 — кальцитовый; 7 — кальцит-доломитовый; 8 — карбонат (среднее из 13 анализов); карбонат: 9 — кальцитовый с доломитом, I стадия, 10 — доломит-кальцитовый, II стадия, 11 — доломитовый, III стадия.

Гули, Крестовский, Бор-Урях, Кугда (см. табл. 2). Выяснилось, что наряду с ультрамафитами в Маймеч-Котуйской провинции перспективными на платиноиды и золото оказались мелилитолиты, которых нет в массивах периферии. Это существенно расширяет перспективы щелочных пород на поиски благородных металлов.

Проявления благородно- и редкометалльной минерализации Маймеч-Котуйской провинции, которые подчиняются явно выраженной латеральной зональности, связаны между собой формально, даже не пространственно и уж тем более не генетически, за исключением Гулинского массива. Действительно, если мы рассмотрим по отдельности массивы севера провинции на предмет совмещения рассматриваемых типов минерализации, то заметим, что на Бор-Уряхе и Кугде редкометалльная минерализация почти не проявлена, хотя карбонатиты есть, а в Крестовском массиве и карбонатитов практически нет. Те массивы, в которых есть редкоземельно-редкометалльное оруденение (Чангит, Далбыха, Немакит) не обследовались на предмет обнаружения благородных металлов. И только в Гулинском массиве оба эти типа минерализации совмещены, причем между ними существует явная, возможно, генетическая связь.

Причины возникновения подобной латеральной зональности различных видов оруденения в Маймеч-Котуйской провинции, несомненно, нужно искать в исходной магме, являющейся источником вещества, в т.ч. рудного, для щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Багдасаров Ю.А.* Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелоч-

- но-карбонатитового массива Томтор (Восточное Прианбарье, Якутия) // *Геохимия*. 1997. № 1. С. 10—20.
2. *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(45)-47. Норильск. Объяснительная записка. —С.-Пб., 2000.
3. *Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А.* и др. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века // *Платина России*. Т. III. Кн. 1. —М.: Геоинформмарк, 1999. С. 9—22.
4. *Егоров Л.С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеч-котуйского комплекса Полярной Сибири). —Л.: Недра, 1991.
5. *Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е.* Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеч-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // *Геохимия*. 1994. № 11. С. 1568—1577.
6. *Кравченко С.М., Багдасаров Ю.А.* Геохимия, минералогия и генезис апатитоносных массивов (Маймеч-Котуйская карбонатитовая провинция). —М.: Наука, 1987.
7. *Лазаренков В.Г., Балмасова Е.А., Малич К.Н.* Взаимосвязь содержания ЭПГ и редкоземельных элементов как критерий локального прогноза платиноидной минерализации в ультраосновных породах // *Зап. ЛГИ*. 1990. Т. 121. С. 111—119.
8. *Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.* Платино-металлическая минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. —Л.: Недра, 1992.
9. *Малич К.Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. —С.-Пб., 1999.
10. *Мусатов Д.И., Данилин Е.Л., Богадица В.П., Кавицкий М.Л.* Перспективы апатитоносности Маймеч-Котуйской провинции // *Апатитоносность севера Сибири*. —Л., 1976. С. 66—75.
11. *Саонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.* и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. —Томск, 2001.
12. *Саонов А.М., Полева Т.В., Звягина Е.А.* и др. Геология и минерагения щелочно-ультраосновного магматизма Маймеч-Котуйской провинции // *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология*. —С.-Пб., 2002. С. 384—394.
13. *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. —М.: НИИ-Природа, 2003.

О возможности абиогенного образования нефтегазовых систем

М.А.ЛУРЬЕ, Ф.К.ШМИДТ (Иркутский государственный университет)

Несмотря на то, что многие вопросы оценки ресурсов нефти и газа, а также поиска месторождений решаются независимо от взглядов на зарождение и генезис нефтегазовых систем, актуальность всестороннего рассмотрения этой важной естественно-научной проблемы не ослабевает.

Недостаточно доказательная и слабая наблюдательная базы долгие годы сосуществующих биогенной и абиогенной концепций, невозможность проводить адекватные натурные эксперименты из-за больших пространственно-временных масштабов систем не позволяют прояснить некоторые важные аспекты нефтидогенеза.

К существенным недостаткам подхода, основанного на представлениях об осадочном происхождении нефти, относятся трудность объяснения высокой степени концентрации нефтяного вещества в малом числе залежей-гигантов, отсутствие надежных теоретических и экспериментально обоснованных комплексных моделей процессов сбора рассеянных углеводородов в локализованные потоки высокоэнергетических нефтяных структур и их скопления в залежи. Использование для описания характера превращений рассеянного органического вещества таких неопределенных терминов как *метаморфизация*, *зрелость*, *термокаталитические реакции*, *катагенезис* и других не проясняет физико-химической сущности образования некоторых нефтяных компонентов. Не прослеживается четкая связь между составами реальных нефтей и органического вещества вмещающих пород. В углеводородном сырье содержатся отсутствующие в живом органическом веществе ароматические, нафтеновые углеводороды и гетеросоединения. Поэтому нет полной ясности, каким образом формируется наблюдаемая для нефтей ассоциация компонентов. Кроме того, плохо согласуется предполагаемая осадочной теорией интенсивность формирования месторождений углеводородов с многочисленными примерами высокой скорости (за 10—50 лет) пополнения запасов нефти и газа в процессе эксплуатации залежей.

Несмотря на недостатки осадочно-миграционной теории нефтегазообразования, доказательство биогенной природы нефтидов опирается на ряд научно обоснованных положений, к которым прежде всего относятся наличие в нефтях биомаркеров и влияние различных геохимических факторов на распределение хемофоссилий в органических веществах пород и нефтидах. Вместе с тем, имеющиеся к настоящему времени ре-

зультаты геологических наблюдений, геохимических, геофизических и термодинамических исследований ставят под сомнение утверждение о том, что биоматериал осадочных пород — единственное исходное вещество для образования нефтегазовых систем.

Достаточно надежной основой для анализа информации о нефтегазообразовании является концепция абиогенного происхождения, в соответствии с которой генезис горючих ископаемых — часть глобальных эволюционных процессов дифференциации вещества Земли, выноса его и энергии из внутренних сфер планеты к периферии и во внешнее пространство. Абиогенное образование природных углеводородов в связи с общими процессами развития геосфер предполагалось еще Д.И.Менделеевым, выдвинувшим идею мантийного происхождения нефти. Дальнейшее развитие данное предположение получило в гипотезе П.Н. Кропоткина [32] о существовании углеводородной ветви глубинных флюидов, наличие которой было подтверждено результатами геологических исследований многих авторов. Глобальные геодинамические процессы, приуроченность крупных нефтегазоносных бассейнов и месторождений к районам активного флюидного режима и разломам кристаллического фундамента, способным обеспечить поступление углеводородов к поверхности Земли, укрепляют позицию сторонников данной концепции. Каналами, нефтеподводящими и формирующими месторождения, могут служить разломы, имеющиеся под скоплениями нефти [62]. К настоящему времени извлекаемые запасы глубинной (4500—8100 м) нефти достигают промышленных масштабов (миллионы тонн), причем нефть и газ имеются не только в осадочных бассейнах, но и в кристаллических породах фундамента [10, 20]. Предположение об эндогенном образовании нефти вполне согласуется с результатами термодинамического моделирования систем C—H, C—H—N—S—O в равновесных и метастабильных условиях подъема мантийного флюида к поверхности Земли. Расчеты равновесия (T 2330 C, P 2280 МПа) свидетельствуют об устойчивости тяжелых углеводородов и N—S—O—C—H соединений в PT -условиях верхней мантии [7]. Концепция мантийного происхождения находится также в соответствии с многочисленными фактами существования богатых по запасам, но малоразмерных месторождений нефти и газа [5]. Выявление качественных признаков наличия глубинных флюидов на

примере Ромашкинского гигантского месторождения и его саттелитов с использованием изотопных характеристик микроэлементов нефти [16] показало, что часть вещества углеводородных скоплений находится вне поля развития осадочного чехла. Сделан вывод о том, что эндогенная составляющая формируется при участии связанных с мантийным магнетизмом восстановленных глубинных флюидов в ходе поликонденсационно-полимеризационных преобразований системы C—H—O—N—S в верхних горизонтах коры. Остается неясным, какие химические реакции являются ключевыми (пусковыми) в процессе абиогенного нефтегазообразования.

Дальнейшее развитие представлений об образовании нефтегазовых систем, очевидно, может базироваться на допущении их полигенезиса. Участие глубинных флюидов, являющихся носителем потоков энергии и источником абиогенного углерода, в геодинамике осадочных бассейнов и как следствие этого внедрение в осадочный чехол и энергетическая подпитка последнего могут мобилизовать его биогенный ресурс и привести к интеграции с глубинными углеводородными системами. Таким образом, нефтегазообразование можно рассматривать как результат взаимодействия двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков.

Наиболее вероятным путем абиогенного образования нефти принято считать каталитический синтез на основе водорода и оксидов углерода. Обоснованием такой точки зрения является наличие этих газов в тех или иных количествах во флюидах, поступающих из недр Земли, и экспериментально доказанная возможность получения углеводородов различного типа. Наиболее подробно данный взгляд изложен в работе [50]. При этом также можно предположить, что исходным мономером в поликонденсационных процессах может быть и CH_4 .

Вместе с тем существует ряд причин [39], не позволяющих считать гидрирование оксидной формы углерода единственно возможной начальной стадией образования абиогенной нефти. Преимущественно восстановленный характер глубинных газовых флюидов с преобладанием CH_4 и присутствие в некоторых из них S и H_2S [34—36, 41], являющихся ядами, подавляющими реакции взаимодействия оксидов углерода с H_2 [67], — главное препятствие при протекании данных реакций в земной коре и мантии.

Наличие наряду с серосодержащими флюидами бессернистых *водородно-углеродных* [34] дает основание в данном случае предполагать реализацию реакций гидрирования оксидов углерода, причем, учитывая распространенность металлов-катализаторов в земной коре (Fe Ni Co) и характер зависимости селективности процесса взаимодействия CO с H_2 от природы катализатора, следует ожидать образования в основном CH_4 , а не более высокомолекулярных продуктов.

Использование рассматриваемой реакции для объяснения нефтеобразования не дает ответа на вопрос, каким образом в нефтях появляется весь комплекс гетерокомпонентов и прежде всего S, N, V и Ni. Сторонники концепции *оксидного* абиогенного генезиса также, как и авторы органической теории происхождения нефти, рассматривают, в частности, осерненность нефти как результат вторичных процессов. Такой подход также не содержит ответа на вопрос откуда и каким образом в нефти появляются в наблюдаемых количествах S, N, V и Ni.

Недостаточно рассматривать возможные пути образования углеводородной составляющей нефти. Необходимо выяснить каковы причины и механизм интегрирования всех компонентов в единую систему. Ни в одном из развиваемых представлений о генезисе нефти нет достаточно убедительных ответов на эти вопросы. Необходимость тщательного изучения данного аспекта обусловлена наличием устойчивых корреляционных связей между концентрациями серы, металлов и другими характеристиками нефти, а также однотипным распределением гетероатомов по фракциям. До сих пор окончательно не выяснено, чем обусловлена наблюдаемая ассоциация элементов. Являются ли S, N и металлы компонентами-спутниками, попадающими в нефть в результате различных во времени и по природе вторичных процессов и не влияющими существенно на процесс генерации углеводородов, или гетерокомпоненты играют определенную роль в генезисе нефти уже на начальных стадиях.

Наиболее важным аспектом доказательства источников нефтяного вещества и выяснения механизма нефтегенеза являются рассмотрение количественного соотношения C и H в нефти, а также микроэлементных показателей. В рамках биогенной теории нет четкого объяснения резкого увеличения атомного соотношения H/C при переходе от нефтеобразующего керогена (1—1,2) к нефти (H/C 2). Увеличение содержания водорода в процессах ката- и термогенеза должно, следовательно, сопровождаться образованием огромных количеств сопутствующего углерода, который однако не обнаруживается ни в «нефтематеринских», ни во вмещающих, ни в транзитных породах. Таким образом, в процессе генезиса нефти из органических веществ нужно допустить протекание реакций гидрирования с участием водорода. Остается сомнительным, имеются ли достаточные количества его и соответствующие условия.

В большинстве нефтей мира на 1000 атомов C приходится от 10 до 120 атомов S, тогда как в живом веществе этот показатель составляет от 0,5 до 4. Из 20 аминокислот, образующих биологические системы, сера входит в состав всего двух. В рамках концепции органического происхождения нафтидов трудно объяснить, почему содержание серы в биоматериале на порядок меньше, чем азота, а в нефти на порядок больше.

В соответствии с теорией органического происхождения нефти сера попадает в органические вещества либо на стадии керогена, либо в ходе более поздних процессов, например, деятельности сульфатредуцирующих бактерий, в результате которой образуется H_2S или S , осерняющие затем углеводородную систему. Однако представление об осернении нефти как только вторичном процессе не проясняет причин прямых корреляций между количествами серы, металлов, асфальтосмолистых компонентов и другими характеристиками нефтяных систем, а также одинаковых закономерностей распределения серы по фракциям независимо от типа нефти и ее местонахождения.

Появление в нефтях VO- и Ni-порфиринов, обнаруживаемых в асфальтовых компонентах современных осадков и липидах, объясняется сторонниками биогенного происхождения многоступенчатыми замещениями Cu в ее комплексах, а Fe и Mg в гемах и производных хлорофилла соответственно. Между тем хлорофилл, также как и гемоглобин, никогда не встречается в нефти, а порфирины могут быть не биогенного происхождения. Они обнаруживаются в метеоритах и помимо этого присутствуют в мантийных ксенолитах.

Учитывая все сказанное о явлениях, затруднительно объясняемых с позиций органической теории, и ограниченной применимости реакций оксидов углерода с H_2 в качестве ключевой для объяснения абиогенного генезиса природных углеводородов, есть основания предполагать, что исходным материалом для их образования может быть и CH_4 . Претерпевая под воздействием определенных физико-химических условий конденсационные превращения, CH_4 к тому же, являясь хорошим растворителем углеводородов, может выполнять транспортную функцию.

Следует отметить, что результаты химико-математического исследования природных углеводородных систем с характерными признаками незавершенности превращений показывают, что следы CO и H_2 в них отсутствуют, а место сырья неизменно занимает CH_4 [63].

Углерод из высокотемпературной зоны выходит главным образом в виде CH_4 . В верхние слои он с восходящими потоками поступает совместно с другими газовыми компонентами (H_2 , S, N) [35]. В результате разгрузок глубинных флюидов в гидро- и атмосферу выносятся огромное количество CH_4 . Минимальный вклад содержащегося в нем ювенильного углерода в дегазацию Земли составляет $5 \cdot 10^{13}$ г/год [9]. По данным работ [2, 3], в атмосферу Земли за счет дегазации ежегодно поступает $1\text{—}2 \cdot 10^{12}$ м³ CH_4 . За последние 500 млн. лет к поверхности было вынесено $2,5 \cdot 10^{22}$ г углеводородов, а прогнозные запасы нефти составляют $2 \cdot 10^{17}$ г [9].

Одним из главных флюидообразующих элементов является также сера. Ее масса в глобальных оболочках Земли (ядро, верхняя и нижняя мантии) даже не-

сколько выше, чем масса C и H, а доля в ядре в целом доходит до 1,8% [51, 52]. Согласно публикациям [35, 36] количество серы в жидком ядре может достигать 12%, при этом некоторые восходящие газовые потоки изначально специализированы на перенос C и S.

Помимо элементной формы сера может транспортироваться глубинным флюидом в виде H_2S [36], а также в составе металлорганических соединений, разрушающихся при снижении давления и вследствие усиления окислительного потенциала при встрече флюида с соответствующими геохимическими барьерами (карбонатные породы, Fe^3 , H_2O , растворенный O_2) [60]. Выделяющаяся в этом случае сера, по-видимому, достаточно активна, что может быть характерно и для азота, который также может входить в состав элементарных соединений.

Благодаря своеобразию физико-химических свойств сера — активный участник геохимических процессов, что проявляется в образовании сульфидных руд. Правомерно предполагать ее «соучастие» в конденсационных превращениях углеводородов. Авторы данной статьи в работе [39] на основании реакционной способности системы $CH_4\text{—}S$ [11] и наличия большого количества CH_4 и S в эндогенных флюидах предложили гипотезу об их взаимодействии как начальной стадии конденсационных процессов. Согласно предложенной гипотезе важную роль в образовании абиогенной составляющей реальных нефтей играют алкан-сульфидные превращения, и таким образом, сера выполняет системообразующую функцию.

Предположение о протекании подобных эндогенных конденсационных процессов вполне согласуется с результатами термодинамического моделирования систем C—H, C—H—N—S—O в равновесных и метастабильных условиях подъема мантийного флюида по геобаротерме, свидетельствующими об устойчивости тяжелых углеводородных структур в условиях мантии и глубоких горизонтов земной коры и меньшей устойчивости молекулы CH_4 [7]. Следует добавить, что именно высокоуглеродистые флюидные системы содержат такие мантийные метки как V, Ni, Co, Fe, Cr [36, 37]. Эти металлы, обладающие ярко выраженной каталитической активностью в различных реакциях, являются основными микрокомпонентами нефти.

Элементарная S уже при T 160 С находится в активном радикальном состоянии. Выше 500 С она существует преимущественно в виде высокорекционной двухатомной частицы, а начиная с 1500 С диссоциирует на свободные атомы-радикалы. При термическом воздействии в активном радикальном состоянии может находиться и CH_4 .

Термодинамические исследования [55] свидетельствуют о том, что взаимодействие CH_4 и других углеводородов с S при T 500—1000 С может приводить к образованию различных углеводородов и се-

росодержащих соединений, что подтверждается экспериментальными данными. Установлено [11, 17, 55], что S инициирует превращения CH_4 и других углеводородов (дегидрирование, окислительная конденсация, осернение). В присутствии катализаторов и без них образуются все типы имеющихся в нефтях углеводородов, серосодержащих соединений (меркаптаны, сульфиды, тиофены) и высокомолекулярных структур вплоть до асфальтенов.

Исходя из свойств серы, ее необходимо рассматривать не только как стехиометрического участника конденсационных превращений углеводородов, а главным образом как инициатора каталитического типа всего комплекса реакций, протекающих по радикально-цепному механизму [11]. Следует отметить, что «*сшивающая*» способность серы, ее дегидроконденсационное и окислительное воздействие успешно используются в различных случаях переработки нефтепродуктов. Широко известна способность серы выступать в качестве дегидрирующего агента при полимеризации без обязательного вхождения в состав полимеров [42].

В ходе эволюции системы углеводороды—сера протекают параллельно два дегидроконденсационных окислительных процесса: конденсация углеводородных структур и превращения серосоединений в направлении меркаптаны сульфиды тиофены [11]. Подобные процессы, очевидно, относятся к ряду «*каскадных (домино)*» реакций [38], происходящих с образованием новых связей (прежде всего C—C) без добавления каких-либо реагентов или катализаторов.

Конденсация CH_4 может возникать даже при его контактировании с сульфидными различными металлами (Fe, Cu, S и др.) без добавления элементной серы. Так, при T 800—900 C образуются этилен, пропилен и выделяется H_2S [33]. Наблюдаемое превращение, по-видимому, обусловлено большой подвижностью сульфидной серы. В геохимических системах Me—S ее фугитивность очень высокая [29]. При T 900 C фугитивность S (димера S) в системе Fe—FeS—NiS—Ni в зависимости от состава смеси может изменяться на 7 порядков [57]. Эти данные дают основание предполагать наличие взаимосвязи генезисов сульфидных руд и нефти.

Гораздо меньшей конденсационной способностью обладает H_2S [54]. Таким образом, при наличии серы во флюиде частично или полностью в виде H_2S конденсационные превращения углеводородов будут в той или иной степени протекать медленнее.

Рассмотрим далее показатели реальных нефтей во взаимосвязи со степенью их осерненности и составом серосоединений. Парагенетическая связь самородной серы с нефтяными углеводородами была обнаружена более 100 лет назад [8]. Элементарная сера может содержаться в нефти в количестве до 0,1% [58, 59]. Химически связанная форма в виде серооргани-

ческих соединений (меркаптаны, сульфиды, тиофены) имеются в нефтях всех месторождений мира. При этом наблюдаются прямые корреляции между серосодержанием и концентрациями N, O, ароматических структур, металлов (V, Ni), асфальтосмолистых компонентов, величинами вязкости и плотности нефтей. Концентрации серы и всех других гетерокомпонентов в нефтяных фракциях возрастают с утяжелением последних, причем ни общее количество серы в нефти, ни глубина ее залегания и геологический возраст, ни присутствие различного биоматериала (гумус, сапрпель) не изменяют эту закономерность [63, 64].

Характер процессов, протекающих в системе углеводороды—сера позволяет предположить, что достигнутая глубина превращений в группе серосоединений (меркаптаны сульфиды тиофены) свидетельствует о степени конденсированности системы в целом. Действительно, нефти в зависимости от преобладания того или иного типа серосоединений существенно различаются по степени конденсированности [59]. В случае преобладания в нефти меркаптанов количество светлых фракций максимально. Такие нефти характеризуются низкими плотностью и содержанием асфальтосмолистых компонентов. Меркаптановые нефти менее термостабильны и в некоторых случаях содержат H_2S и элементную S. Нефти тиофенового типа отличаются «*выветренностью*», не содержат бензиновых фракций и «*агрессивную серу*», наиболее термостабильны. В средних и высококипящих дистиллятах таких нефтей серосоединения на 85% состоят из производных тиофена. Сульфидные нефти занимают промежуточное положение. В целом для всех нефтей с утяжелением фракций наблюдается увеличение количества в них тиофенов и уменьшение доли меркаптанов, сосредоточенных во всех нефтях в легких фракциях (T 200 C). Таким образом, наблюдаемая связь конденсированности реальных нефтей с составом группы содержащихся в них серосоединений вполне соответствует процессам, которые должны протекать в системе углеводороды—сера

Обнаруживается определенная зависимость состава нефтей от глубины залегания. Чем ближе к поверхности Земли, тем, как правило, выше концентрации серосоединений, ароматических, высокомолекулярных структур и асфальтосмолистых веществ. Методами статистического и кластерного анализов для большого количества нефтеносных бассейнов убедительно показано, что на больших глубинах находятся нефти в среднем малосернистые и малосмолистые [47]. Источником для образования *дополнительного* количества сероорганических соединений при движении нефтяного флюида к поверхности Земли могут быть элементарная S и H_2S , которые обычно имеются в более легких и глубже залегающих нефтях [59]. Увеличение концентрации H_2S с глубиной обнаруживается в газоконденсатах. Например, в Астрахан-

ском содержание H_2S при глубине 3—4 км достигает 24% [21]. Другими ресурсами активной серы могут быть лабильная сера сульфидов металлов, при контакте углеводородов с которыми может происходить осернение, а также сульфатные группы вещества, окружающего нефть, подвергающиеся действию сульфатредуцирующих бактерий.

Среди нефтей юрского и палеозойского комплексов Западной Сибири, наиболее глубоко залегающие, характеризуются самым высоким содержанием меркаптанов, а с увеличением глубины залегания увеличивается доля сульфидов [12]. Данным явлениям противоречат положения органической теории, в соответствии с которой по мере опускания осадочного слоя, ужесточения термических условий и предполагаемого этой концепцией углубления процесса созревания нефти должны накапливаться термодинамически более стабильные компоненты, т. е. доля тиофеновых структур должна расти в отличие от лабильных меркаптанов и сульфидов.

Нефти различного *возраста* отличаются распределением серы по фракциям [66]. В древних тяжелых нефтях наблюдается более низкая по сравнению с *молодыми* доля серы в легких фракциях и более резкое ее увеличение с повышением температуры кипения фракции, а также отсутствие H_2S и относительная термическая стабильность серосодержащих соединений. Для *молодых* нефтей характерны неустойчивость таких компонентов и интенсивное выделение H_2S при нагревании.

Следует обратить внимание на пространственную изменчивость химического состава нефтей. Помимо отмеченного изменения его с глубиной наблюдается повышение содержания серы и асфальтосмолистых компонентов по мере продвижения с востока на запад по Евразийскому континенту [48]. Кроме того имеет место зависимость состава нефтей от типа геодинамического режима. Обнаружено [49] увеличение концентрации серы, смол и асфальтенов в ряду типов поясов нефтенакпления: рифтогенный субдукционный депрессионный. Такое влияние геодинамических режимов недр и типов межплитовых границ свидетельствует о связи процессов нефтеобразования с глобальными геодинамическими процессами.

Чрезвычайно важное значение для понимания генезиса нефтей имеет выявление причин наличия в них металлов и наблюдаемых устойчивых корреляций между концентрациями V и Ni и другими показателями нефтей. Исходя из представлений о мантийном происхождении нефти, присутствие в ней металлов, прежде всего V и Ni, может быть объяснено их наличием наряду с CH_4 и S в мантийных флюидах [24, 36, 37, 60]. Как показали термодинамические исследования [24], металлы могут находиться в металлоорганических соединениях, устойчивых в условиях верхней мантии. Ванадий, обнаруживаемый на глубине 3500—4500 м в вулканогенных структурах в

порфириновых комплексах, относят [56] к продуктам интенсивного магматизма. Суммарное содержание V и Ni в нефтях монотонно возрастает с увеличением концентрации серы [43, 65]. Наблюдается прямая корреляция между содержанием S и относительным количеством V (V/Ni) [43, 63, 65]. Ванадий преобладает в нефтях тиофенового типа [43]. С его присутствием связывают плотность и вязкость нефти. Выделяют *ванадиевый* (V Ni) и *никелевый* (Ni V) типы нефтей. Нефти, принадлежащие к ванадиевому типу, залегают на небольших и средних глубинах (1—3 км), являются высокосернистыми, тяжелыми и высокосмолистыми, а *никелевые*, находящиеся на больших глубинах, легкие, с низким содержанием серы, смол и асфальтенов [45].

По-видимому, металлы, интегрируясь в углеводородную систему на определенной стадии ее эволюции и являясь носителями разнообразных каталитических свойств, могут участвовать в дальнейшем формировании нефти. Установлена, в частности, роль ванадиевых комплексов в процессах полимеризации и карбонизации нефтяных систем [19]. Не исключено, что именно активность Ni в реакциях гидрирования и разрушения связей C—S в сероорганических соединениях с образованием H_2S обуславливает свойство *никелевых* нефтей, их меньшие конденсированность и серосодержание.

Данные о распределении серы в реальных нефтях и нефтяных фракциях и характере влияния концентрации серы на физико-химические показатели нефтей соответствуют закономерностям эволюции системы углеводороды—элементарная сера. Протекание всего комплекса реакций с участием CH_4 , S, образующихся углеводородов и серосоединений, а также металлов в процессе движения серосодержащей углеводородной смеси по каналам эвакуации эндогенного флюидного потока через различные термобарические рубежи обуславливает многокомпонентность нефтей, способность к самоорганизации и стабилизации системы. Явно выраженные устойчивые корреляции между количествами серы, металлов (V, Ni) и другими параметрами состава нефтей дают основание рассматривать эти явления как генетические характеристики. Можно полагать, что сера и указанные металлы выполняют системообразующую функцию уже на самых ранних стадиях образования нефти. Существующее представление об эволюции изначально восстановленных мантийных потоков в целом как процессе их окислительного преобразования [26] и возможность конденсационных превращений углеводородов под окислительным воздействием серы позволяет заключить, что образование абиогенной нефти — часть единого комплекса окислительных преобразований эндогенных флюидов.

Качественный и количественный составы нефти должны зависеть от состава глубинного флюида и прежде всего от содержания в нем серы. Этот фактор

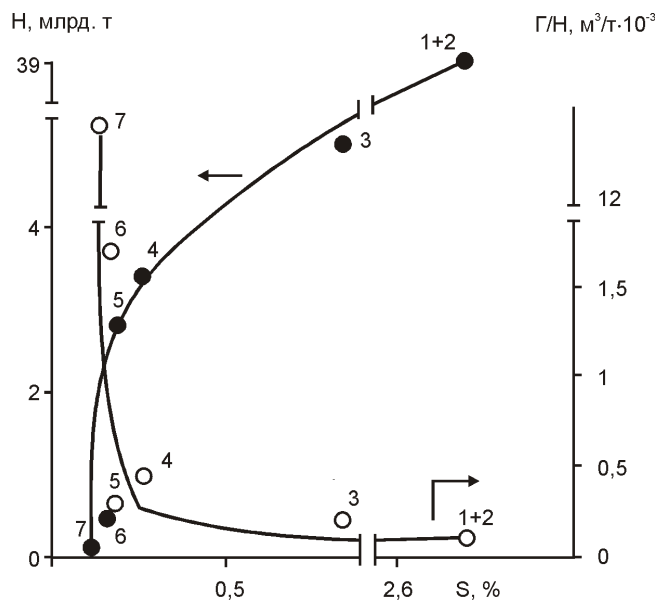


Рис. 1. Влияние концентрации серы в нефтях на их запасы и соотношение запасов газа и нефти:

1 — Саудовская Аравия, 2 — Кувейт, 3 — Ливия, 4 — Нигерия, 5 — Индонезия, 6 — Австралия, 7 — Новая Зеландия

должен определять серосодержание, количество образовавшейся нефти и ее долю в нефтегазовой системе. Чем выше в ней содержание серы, тем масштабнее будут протекать конденсационные превращения с образованием более сернистой нефти.

В соответствии с теорией биогенного образования нефти осерненность — следствие вторичного процесса. Исходя из этого, в случае усиленного осадконакопления и увеличения количества органических веществ следовало ожидать, что оно в той или иной степени будет изолироваться от сульфатсодержащих вод, доступ которых к части органических веществ может быть затруднен или вообще прекратиться. Следовательно, должно наблюдаться уменьшение серосодержания нефти с ростом ее запасов. Однако обнаруживается противоположная зависимость (рис. 1). На графике представлены данные [14] о величине запасов нефти (H), концентрации в ней серы и соотношении запасов нефти и газа (Г/Н) в нефтегазовых комплексах ряда стран и континентов.

Выявленная закономерность объяснима в рамках предполагаемой авторами гипотезы. Чем больше содержание серы, инициирующей конденсационные превращения, тем масштабнее протекает нефтеобразование и тем ниже доля газа в нефтегазовом комплексе. При этом уменьшение соотношения запасов газа и нефти Г/Н вызвано не резким снижением абсолютной величины запасов газа. Так, запасы его в Австралии приблизительно в 6 раз ниже, чем в Саудовской Аравии и Кувейте [53], а величина Г/Н в 17 раз выше (см. рис. 1). Суммарные количества углерода в нефти и газе примерно равны для Ливии и Нигерии [53], а запасы

сы нефти в Ливии в 1,5 раза выше, что также можно связать с более высокой концентрацией серы (см. рис. 1) в системе. Таким образом, на относительные скорости нефте- и газообразования определяющее влияние оказывает, по-видимому, концентрация серы в глубинных флюидах того или иного региона. Из мало-сернистого флюидного потока образование крупного месторождения нефти маловероятно.

Прямая связь между запасами нефти и ее содержанием выявляется и в пределах одного нефтеносного региона, что хорошо видно на примере нефтей Западной Сибири [14].

Конденсационное воздействие серы, отражающееся на величинах запасов нефти и газа и их соотношении должно, по всей вероятности, отразиться и на показателях растворенных в нефти газов. Действительно, статистическая обработка материалов по всем нефтям территории СССР [14] выявила наличие высоких коэффициентов корреляции между серосодержанием и газовым фактором нефтей, который, по данным работ [13, 14], также как и величина Г/Н, уменьшается с ростом концентрации серы (рис. 2).

Одним из важнейших аргументов, свидетельствующих в пользу того или иного мнения об источнике серы в нефтях, может быть результат сопоставления изотопных составов серы мантийного происхождения, морской — океанической и осадочной. Так, в сере мантийного происхождения содержится изотопа ^{34}S 0—3‰, в сульфатной сере морей и океанов ^{34}S 20‰, а в современных морских осадках ^{34}S от 55 до 20‰ [27]. В то же время известно [27], что бактериальное восстановление сульфатов гидросферы

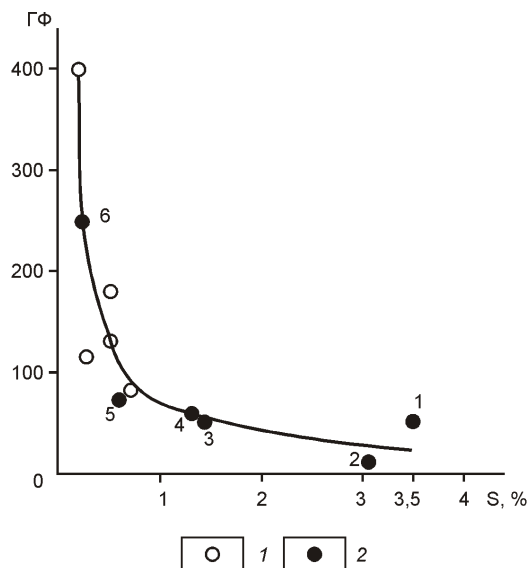


Рис. 2. Зависимость газового фактора нефтей от содержания в них серы:

1 — нефти баженовской свиты Салымского месторождения; 2 — месторождения: 1 — Ромашкинское, 2 — Арланское, 3 — Туймазинское; 4 — Мухановское, 5 — Самотлорское, 6 — Жирновское

ведет к сильному обеднению изотопом ^{34}S , в результате чего, очевидно, и появляются отрицательные значения ^{34}S .

Величина ^{34}S для большинства нефтей Западной Сибири составляет 0,4—4,3‰ (близко к таковой для серы мантийного происхождения), и только две из них обеднены этим изотопом (3,5 и 7,4), а в пластовых водах месторождений этого региона отсутствуют сульфаты [14].

Таким образом, рассмотрение изотопного состава серы различных типов позволяет полагать, что мантийная сера может входить в состав нефти. В той или иной степени, по-видимому, возможен «подмес» осадочной формы. Связывая серосодержание нефтей с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, необходимо иметь в виду, что протекание этого процесса ограничивается рядом факторов. Бактерии данного типа строго анаэробны, а при температурах выше 70—80 °C, по всей вероятности, существенно замедляют свою деятельность. К тому же появление серы в гидросфере в виде легкорастворимых сульфатов и H_2SO_4 происходит в процессе трансформации сульфидов горных пород, т.е. этот процесс должен быть более поздним по сравнению с эндогенными взаимодействиями серы с рудными и углеводородными компонентами глубинных флюидов.

Высоковязкие нефти, битумы и асфальтиты, должно быть, образуются при высоких содержаниях серы и металлов (главным образом V) во флюиде. Особенностью состава этих нафтидов помимо обедненности светлыми фракциями является высокие содержания гетероатомов. Например, асфальтит Оренбургской области [6], практически не имеющий примесей осадочной породы, содержит большое количество S 7—8% и V 0,6% (в 4—5 раз больше, чем в самых богатых ванадийсодержащих рудах). При этом содержание V в 6—7 раз выше, чем Ni. Запасы битуминозных нефтей в 3—4 раза больше остальных [13]. Совместные скопления V и S встречаются также в серных рудах [8].

Дифференция в распределении скоплений углеводородных систем различного состава и фазового состояния — общая закономерность. Выделяются преимущественно или чисто нефтеносные, или газоносные районы, обособленные во многих случаях друг от друга [22, 44]. При этом не отмечается различий в возрасте и составе осадочных пород, содержания в них органических веществ, степени его конденсированности, температур и давлений в осадочной толще [22], что не согласуется с концепцией биогенного происхождения углеводородных систем.

В бессернистом флюиде, в соответствии с представлениями авторов о роли серы в иницировании конденсационных процессов, CH_4 не должен превращаться в более высокомолекулярные соединения, а должен выделяться в атмосферу или образовывать залежи метангидратов. Масштабы запасов CH_4 в зем-

ной коре, ряд геологических закономерностей в распределении метангидратов, а также аномальность газогидратной воды (сильная ее опресненность) свидетельствуют о глубинном генезисе газогидратов [18, 31]. Мантийное происхождение газогидратов установлено в Южно-Каспийской впадине. В зоне глубинного разлома выявлены места сквозной проницаемости земной коры, представляющие собой флюидо-динамические системы с газогидратами в зоне выхода на дне морского бассейна [28].

Таким образом, в местах залегания газогидратов не следует ожидать наличия серы. Например, результаты исследования составов пластовых газов и вод крупнейшего месторождения (Мессояхское) метангидрата [1] показали отсутствие в газах серосодержащих компонентов, вода в 30% скважин не содержит сульфат-аниона, а в остальных его содержание ниже 1% от всех анионов. Хотя газогидраты имеются во многих регионах, залежей нефти под ними не обнаружено [21], что, по-видимому, и связано с отсутствием серы в локальных флюидах.

Глобальные запасы метангидратов по оценкам авторов работ [9, 40] огромны ($1,5 \cdot 10^{16}$ — $2 \cdot 10^{16}$ м³ CH_4). Согласно публикации [31] только метангидраты Мирового океана содержат не менее 10^{19} м³ CH_4 , а запасы углерода в них на три порядка выше совокупных ресурсов углерода нефти, природного газа, торфа, угля, почвы, биоты моря и суши.

Геохимическая активность эндогенной серы не ограничивается образованием сульфидных руд. По аналогии с *серным перехватом транспортируемых металлов* [41] может происходить *серный перехват* углеводородной ветви глубинных флюидов. Такие процессы, по всей вероятности, могут быть связаны достаточно тесно. К фактам, подтверждающим это, можно отнести локализацию скоплений нефти и руд в единой трансглобальной системе глубинных разломов и интенсивное проявление сульфидного орудения в районах промышленных месторождений нефти [30]. Отмечается [61] также связанность формирования нефтегазовых провинций и образования обширной группы месторождений металлов-халькофилов (Pb, Zn, Cu, Fe, Ni, Co) с одними и теми же флюидодинамическими системами. Тесная связь формирования рудного вещества и различных углеводородных систем может проявляться, в частности, в образовании рудонафтидных месторождений [15, 25], что может наблюдаться в процессе образования и распада металлорганических соединений при эвакуации глубинных флюидов [60].

На связь сульфидного орудения и нафтидогенеза указывает извлечение битумоидных экстрактов из сульфидных руд черных курильщиков, не содержащих осадочных отложений [4]. В некоторых сульфидных постройках океанических хребтов присутствует нефть с высоким содержанием асфальтенов и смол [23]. В сульфидных рудах в местах отсутствия осадочного чехла имеются различные компоненты

нефтей [46]. При изучении состава сульфидных руд [8] кроме газообразных углеводородов обнаружены масляные и асфальтосмолистые компоненты.

Несмотря на достаточную убедительность перечисленных свидетельств связанности сульфидного рудогенеза и формирования углеводородных систем, в литературе отсутствуют какие-либо геохимические обоснования подобного явления. На основании изложенных материалов можно предположить, что именно сера, насыщающая исходные магмы и взаимодействуя в ходе эвакуации флюидов с их рудоносной составляющей с образованием сульфидных руд [36, 41], наряду с этим вступает в реакции с углеводородным компонентом (CH_4) и ответственна за образование абиогенной нефти. Таким образом можно объяснить генетическую связанность данных видов полезных ископаемых и процессов их образования.

Реакции серы с углеводородной и рудоносной составляющими флюидов, очевидно, представляют собой своеобразный случай взаимодействующих процессов. Не ясно только, каков тип данного межреакционного взаимодействия? Являются эти реакции взаимоусиливающими или ослабляющими, как изменяется их интенсивность в направлении к поверхности Земли при смене физико-химических и термодинамических условий?

В заключение следует отметить, что точка зрения авторов данной статьи соответствует развиваемой в настоящее время общей флюидодинамической концепции формирования месторождений полезных ископаемых, основанной на представлениях о связи рудо- и нефтегазообразования с глобальными процессами перераспределения энергии между геосферами, дифференциации вещества Земли и ее глубинной дегазации, сопровождающейся окислительными преобразованиями изначально восстановленных флюидов. Одно из направлений этих преобразований — конденсационные превращения CH_4 под окислительным воздействием серы с участием других компонентов флюидов (металлов) и пород коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агалаков С.Е., Курчиков А.Р., Бабуринов А.Н. Геолого-геофизические предпосылки существования газогидратов в туронских отложениях восточно-мессояхского месторождения // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11—12. С. 1785—1791.
2. Арутюнов В.С., Ланидус А.Л. Роль газохимии в мировой энергетике // Вестник РАН. 2005. Т. 75. № 8. С. 683—693.
3. Арутюнов В.С. Парниковый эффект: проблема выброса // Российский химический журнал. 2001. Т. XLV. № 1. С. 55—63.
4. Баженова О.К., Соколов Б.А. Происхождение нефти — фундаментальная проблема естествознания // Геология нефти и газа. 2002. № 1. С. 2—8.
5. Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель С.Р. Поиск и разведка месторождений углеводородов на базе геосолитной концепции дегазации Земли // Геология нефти и газа. 2006. № 2. С. 2—7.
6. Бурван О.В., Антипенко В.Р., Лукьянов В.И., Томсон Г.А. Характеристика природного асфальтита и продуктов его экстракционного разделения / Химия нефти и газа. Т. 1. —Томск, 2000. С. 222—225.
7. Бычинский В.А., Карпов И.К., Контева А.В., Чудненко К.В. Полное и метастабильное равновесие углеводородов в земной коре и верхней мантии // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 65—74.
8. Валитов Н.Б. Прямые признаки участия нефтегазовых углеводородов в процессах экзогенного серообразования // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 810—812.
9. Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 30—37.
10. Власов Г.М. Показатели глубинного (мантийного) абиогенного происхождения нефти // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 74—76.
11. Воронков М.Г. (ред.) Реакции серы с органическими соединениями. —Новосибирск: Наука, 1979.
12. Герасимова Н.Н., Николаева Т.Н., Коваленко Е.Ю. и др. Распределение азот- и сероорганических соединений в нефтях юрского и палеозойского комплексов Западной Сибири // Нефтехимия. 2003. Т. 43. № 4. С. 266—272.
13. Глаголева О.Ф. Технология переработки нефти. Ч. I. Первичная переработка нефти. —М.: Химия, 2006.
14. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. —М.: Недра, 1987.
15. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Восстановленные флюиды в разрезах нефтегазоносных бассейнов // Советская геология. 1988. № 3. С. 33—42.
16. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нургалеев Д.К., Журавлев Д.З. Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского нефтяного месторождения и его саттелитов // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 3—11.
17. Диденко Л.П., Савченко В.И., Завьялова Л.В., Семенцова Л.А. Взаимодействие метана с серой в присутствии нанесенного на $-\text{Al}_2\text{O}_3$ Mo-Ni — сульфидного катализатора // Нефтехимия. 2003. Т. 43. № 2. С. 119—123.
18. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов и генезис скоплений газогидратов / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 319—322.
19. Долomatov М.Ю. Физико-химические основы новых методов исследования сложных многокомпонентных систем, перспективы практического использования. —М., 1991.
20. Донцов В.В., Лукин А.Е. Об эндогенных факторах формирования нефтяных залежей в кристаллическом фундаменте Кылуонгской впадины на шельфе Южного Вьетнама // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 1. С. 64—67.
21. Еременко Н.А., Чилингар Г.В. Геология нефти и газа на рубеже веков. —М.: Наука, 1996.
22. Завьялов В.М. Региональная зональность в распространении нефти и газа как следствие углеводородной дегазации Земли / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 325—327.
23. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. —М.: Наука, 2006.
24. Зубков В.С. Мантийная углеводородно-неорганическая модель образования золотых месторождений карлинского типа // Руды и металлы. 2001. № 1. С. 76—82.
25. Зубков В.С., Андреев В.В. Роль мантийных металлорганических соединений в образовании рудонафтидных месторождений / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 451—453.
26. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрогенезе, соле- и нефтеобразовании. —М., 2001.

27. *Интерпретация геохимических данных*. —М.: Интермет инжиниринг, 2001.
28. *Исмаил-Заде А.Д., Али-Заде Ак.А., Гулиев И.С.* и др. О возможно мантийном характере углеводородных флюидов Южно-Каспийской впадины // *Proc. Azerb. Nat. Acad. Sci. Ser. Scie. Earth*. 2004. № 3. С. 6—11.
29. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы парагенезисов минералов. —М.: Наука, 1973.
30. *Корытов Ф.Я.* Рудогенез в нефтегазоносных бассейнах // *Руды и металлы*. 1999. № 4. С. 60—64.
31. *Краюшкин В.А.* К природе газогидратов и нефти / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 380—382.
32. *Кропоткин П.Н.* Проблема происхождения нефти // *Советская геология*. 1955. № 47. С. 104—125.
33. *Куц С.Д., Савченко В.И.* Дегидродимеризация метана на сульфидах металлов // *Изв. АН СССР. Сер. Хим*. 1989. № 4. С. 976.
34. *Летников Ф.А.* Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 6—7.
35. *Летников Ф.А.* Дегазация Земли и проблема образования скоплений углеводородов в земной коре // *Топливо-энергетический комплекс*. 2002. № 3. С. 39—40.
36. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // *Геология рудных месторождений*. 2001. Т. 43. № 4. С. 291—307.
37. *Летников Ф.А.* Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтегазоносных бассейнов // *Докл. РАН*. 2005. Т. 401. № 2. С. 205—207.
38. *Литвинов В.П.* Каскадная гетероциклизация в синтезе производных тиофена и его конденсированных аналогов // *Российский химический журнал*. 2005. Т. XLIX. № 6. С. 11—20.
39. *Лурье М.А., Шмидт Ф.К.* Конденсационные превращения эндогенного метана под воздействием серы — возможный путь генезиса нефти // *Российский химический журнал*. 2004. Т. XLVIII. № 6. С. 135—147.
40. *Макагон Ю.Ф.* Эффект самоконсервации газогидратов // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390. № 1. С. 85—89.
41. *Малышев А.И.* Особенности поведения серы в магматическом процессе // *Докл. РАН*. 2000. Т. 374. № 5. С. 675—677.
42. *Неделькин В.И., Зачернюк Б.А., Андрианова О.Б.* Органические полимеры на основе элементной серы и ее простейших соединений // *Российский химический журнал*. 2005. Т. XLIX. № 6. С. 3—10.
43. *Николаева Т.Л., Гуляя Е.В., Томсон Г.А., Серебренникова О.В.* Среднеюрские нефти Западной Сибири / *Химия нефти и газа*. —Томск, 2003. С. 95—98.
44. *Никонов В.Ф.* Время консолидации фундаментов нефтегазовых территорий — главная причина региональной зональности в распространении нефти и газа / Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. —М.: ГЕОС, 2002. С. 397—399.
45. *Нукенов Д.Н., Пуанова С.А.* Современные проблемы геологии нефти и газа. —М.: Научный мир, 2001.
46. *Пиковский Ю.И., Чернова Т.Г., Алексеева Т.А., Верховская З.И.* О составе и природе углеводородов на участках современной серпентинизации в океане // *Геохимия*. 2004. № 10. С. 1106—1112.
47. *Полищук Ю.М., Яценко И.Г.* Пространственная изменчивость химического состава нефтей Евразии // *Геология нефти и газа*. 2001. № 5. С. 40—44.
48. *Полищук Ю.М., Яценко И.Г.* Статистический анализ региональной изменчивости химического состава нефтей Евразии // *Нефтехимия*. 2001. Т. 41. № 4. С. 271—276.
49. *Полищук Ю.М., Яценко И.Г.* Изменение состава нефтей в зависимости от нефтепоисного районирования // *Геология нефти и газа*. 2005. № 6. С. 14—18.
50. *Руденко А.П., Кулакова И.И.* Поликонденсация углеводородсодержащих молекул. Проблемы образования горючих ископаемых и круговорота углерода в природе // *Вест. МГУ. Сер. 2. Химия*. 1996. Т. 37. № 6. С. 544—567.
51. *Рябчиков И.Д.* Глубинные геосферы и рудогенез // *Геология рудных месторождений*. 2001. Т. 43. № 3. С. 195—207.
52. *Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантийных плюмов // *Геохимия*. 2003. № 9. С. 923—927.
53. *Савостьянов Н.А.* 17-й мировой нефтяной конгресс в Рио-де-Жанейро // *Геология нефти и газа*. 2002. № 6. С. 57—60.
54. *Савченко В.И., Диденко Л.П., Семенцова Л.А.* Термодинамическая возможность образования продуктов конденсации при взаимодействии метана с сероводородом // *Нефтехимия*. 1998. Т. 38. № 1. С. 68—74.
55. *Савченко В.И., Диденко Л.П., Завьялова Л.В.* Взаимодействие метана с серой с образованием продуктов частичного окисления и конденсации метана // *Кинетика и катализ*. 1996. Т. 37. № 2. С. 165—170.
56. *Серебренникова О.В., Казаков А.М., Филипова Т.Ю., Туров Ю.П.* Углеводороды и металлпорфирины в вулканогенноосадочных толщах // *Докл. РАН*. 2001. Т. 379. № 5. С. 659—661.
57. *Синякова Е.Ф., Косяков В.И.* Фазовые соотношения и фугитивность серы в системе Fe—FeS—NiS—Ni при температуре 900 С // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. № 7. С. 838—849.
58. *Сираева И.Н., Гимаев Р.Н.* Сера и ее производные в нефтях Башкортостана // *Нефтепереработка и нефтехимия*. 2001. № 5. С. 26—29.
59. *Сираева И.Н., Улендеева А.Д., Парфенова М.А.* и др. Сероорганические соединения нефтей различного типа // *Нефтепереработка и нефтехимия*. 2002. № 9. С. 33—39.
60. *Слободской Р.М.* Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. —Новосибирск: Наука, 1981.
61. *Соколов Б.А., Старостин В.И.* Типы флюидодинамических систем, формирующих месторождения полезных ископаемых // *Вестник МГУ. Сер. геол*. 2000. № 4. С. 40—45.
62. *Трофимов В.А., Корчагин В.И.* Нефтеподводящие каналы: пространственное положение, методы обнаружения и способы их активизации // *Георесурсы*. 2002. № 1. С. 18—23.
63. *Эйгенсон А.С.* О количественном исследовании формирования техногенных и природных углеводородных систем с помощью методов математического моделирования // *Химия и технология топлив и масел*. 1990. № 12. С. 19—25.
64. *Эйгенсон А.С.* О противостоянии двух концепций нефтегазообразования // *Химия и технология топлив и масел*. 1998. № 3. С. 3—5.
65. *Эйгенсон А.С.* О количественном исследовании формирования техногенных и природных углеводородных систем с помощью методов математического моделирования // *Химия и технология топлив и масел*. 1991. № 5. С. 19—26.
66. *Эйгенсон А.С., Шейх-Али Д.М.* Закономерности компонентно-фракционного и химического состава нефтей // *Химия и технология топлив и масел*. 1988. № 10. С. 29—34.
67. *Anderson R.B.* The Fisher-Tropsch synthesis. —Academ. Press, 1984.

Перспективы выявления галогенных месторождений бора в западном и юго-западном обрамлении Прикаспийской синеклизы

Ф.А.ЗАКИРОВА (ЦНИИГеолнеруд)

Бор входит в число важнейших химических элементов, используемых человечеством в практической деятельности. Он применяется более чем в 100 областях промышленности, науки, медицины и др. В последние годы особенно возрос интерес в связи с использованием борных соединений в атомной энергетике, самолето- и ракетостроении, в качестве реактивного топлива, для защиты при ядерных взрывах, в производстве веществ с высокой твердостью. Расширение областей применения бора вызывает все возрастающий спрос на борное сырье. Только наличие собственной минерально-сырьевой базы борных руд, ее укрепление, расширение и освоение, позволит обеспечить спрос на дефицитное борное сырье.

Современная борная промышленность базируется на использовании наиболее экономически выгодных по составу и условиям залегания видов борного сырья. Практическое значение среди месторождений бора имеют три геолого-промышленных типа: вулканогенно-осадочный, скарновый и галогенный [4].

Вулканогенно-осадочные месторождения бора характеризуются крупными размерами, высоким содержанием в рудах борного ангидрида, благоприятными горно-геологическими условиями залегания и несложной технологией переработки руд. Борные руды относятся к боратовому типу. За рубежом вулканогенно-осадочные месторождения — основной источник борного сырья. В России месторождения данного типа не выявлены.

Скарновые месторождения бора широко распространены, но связанные с ними борные руды отличаются довольно сложными условиями залегания, сравнительно низкими содержаниями борного ангидрида и сложной технологией переработки. Борные руды представлены преимущественно боросиликатами. Скарновый тип — основной источник борного сырья в нашей стране. В настоящее время в Приморском крае эксплуатируется одно крупное месторождение бора — Дальнегорское.

Из экзогенных месторождений бора практическое значение имеют *галогенные месторождения*. Как известно [4], они представлены двумя подтипами — галогенно-осадочным и галогенно-остаточным. Крупнейшие месторождения и проявления бора галогенного типа известны лишь в центральной части Прикаспийской синеклизы, в западной части Казахстана. Это месторождения Индер, Челкар и Сатимо-

ла. В России месторождения бора данного типа пока не выявлены.

Галогенно-осадочные месторождения бора размещены в соляных куполах на территории Казахстана (Атырауская, бывшая Гурьевская и Уральская области); характеризуются они крупными размерами: мощность залежей, имеющих пластовую форму и крутое падение, достигает нескольких десятков метров. Сами залежи прослеживаются на несколько сотен метров. Галогенно-боратовые руды приурочены к слоям калийных и калийно-магниевого солей кунгурского яруса нижней перми и локализуются в зонах развития калийно-магниевого солей сульфатного типа [3]. Борные минералы представлены боратами калия, кальция и магния (калиборит, борацит, ашарит, преображенскит, гидроборацит, хильгардит и др.). Распределение оруденения в бороносных слоях крайне неравномерное. Для руд характерны низкие содержания борного ангидрида (первые проценты). Единственным месторождением галогенно-боратовых руд на территории Прикаспия с запасами, утвержденными еще ГКЗ СССР является Индерское 99 (соляная шахта) в Казахстане. До настоящего времени оно не разрабатывается.

Галогенно-остаточные месторождения бора, которые генетически связаны с галогенно-осадочным подтипом, возникли в результате выщелачивания коренных борно-калийных солей и образования из них выше уровня соляного зеркала бороносных гипсовых шляп. Такие месторождения состоят из многочисленных (до 100 и более) линз, залегающих в гипсовых, гипсово-глинистых и глинистых отложениях кепрока. Боратовые залежи прослеживаются по простиранию на 100 м, мощности их изменяются от первых метров до десятков, достигая в редких случаях 50 м. Борные руды представлены в основном боратами кальция и магния (ашарит, гидроборацит, колеманит, пандермит, иньбит, улесит и др.). Они отличаются высокими содержаниями борного ангидрида (30—50%) и характеризуются несложной технологией переработки. Борные руды залегают неглубоко от земной поверхности (15—30 м) и отрабатываются карьерным способом. В настоящее время разрабатывается одно месторождение элювиальных боратов в Казахстане — Индерское.

Бороносность отложений соляных куполов и перспективы выявления залежей боратов в Прикаспий-

ской синеклизе на протяжении многих десятков лет изучали сотрудники Казахского института минерального сырья (КазИМС): И.И.Халтурина, В.М.Бочаров, Н.П.Аврова и др. [6, 7, 8, 9]. Анализ материалов ранее проведенных исследований по бороносности нижнепермской галогенной формации Прикаспийской синеклизы на территории России позволил предположить, что при выявлении галогенных борных руд особое внимание следует обратить на соляные структуры Астраханской и Волгоградской областей, расположенных в западном и юго-западном обрамлении Прикаспийской впадины, в центральной части которой известны уникальные галогенные месторождения бора. В пределах этих областей развиты соляные структуры с месторождениями и проявлениями калийно-магние-вых солей (Эльтон, Светлоярское, Быковское, Гремячинское, Баскунчак и др.), т.е. имеются главные литологические предпосылки для выявления галогенно-осадочных месторождений бора [3]. Несмотря на то, что данные структуры в отличие от центральной части впадины довольно слабо изучены в отношении их бороносности, на многих из них отмечена борная минерализация в гипсовых шляпах, а также в соленосных отложениях. Причем в последних она представлена довольно широким спектром борных минералов, что свидетельствует о близости промышленных скоплений боратов и является одним из поисковых критериев на выявление месторождений бора [2, 3]. Перспективность соляных куполов Астраханской и Волгоградской областей, в частности, Баскунчака и Эльтона как аналогов соляных куполов типа Индер — уникального месторождения бора галогенного типа, отмечали С.С.Коробов, Л.А.Дычаковская, В.К.Беляев по результатам ранее проводившихся поисковых работ на бор. В этих солянокупольных структурах борная минерализация выявлена как в отложениях гипсовой шляпы (Баскунчак), так и в калийно-магние-вых солях (Эльтон).

Необходимо особо подчеркнуть, что настало время целенаправленных поисков галогенных месторождений бора в пределах Астраханской и Волгоградской областей и в первую очередь на соляных структурах Баскунчак и Эльтон.

Боропроявление Баскунчак находится в Астраханской области. Впервые изучение структуры на выявление бороносности было начато в 1935 г. А.А.Варовым, а в дальнейшем продолжено В.В.Герасимовой, И.М.Курманом, Л.А.Дычаковской, С.С.Коробовым, В.К.Беляевым, П.Н.Тихоновым и др.

Структура Баскунчак представляет собой соляной купол прорванного типа и является крупным проявлением калийных и магние-вых солей, а оз.Баскунчак — разрабатываемым месторождением поваренной соли. Соляная толща залегает на глубине 50—200 м. В геологическом строении солянокупольной структуры Баскунчак участвуют осадочные породы кунгурского яруса нижней перми, которые перекрыты маломощным чехлом четвертичных отложений. Местами гипсовые

породы выходят на поверхность в виде гряд и холмов. Довольно часто они обнажаются в многочисленных карстовых воронках, широко развитых в северной и северо-восточной частях соляного купола. Гипсовые отложения наиболее древние и окружают полукольцом всю северную часть озера (Северное гипсовое поле), южную — у южного берега озера, юго-восточнее горы Большая Богдо (Южное гипсовое поле), западную — к западу от пос.Нижний Баскунчак, в районе разрабатываемого гипсового карьера (Центральное гипсовое поле). Гипсы как выходы коренных пород широко распространены и на них следует обратить внимание при проведении поисковых работ на бор. Общая мощность отложений гипсовой шляпы не превышает 100—120 м. Она подобна гипсовой шляпе Индерского купола и имеет аналогичное строение: горизонт белых гипсов, залегающий в кровле гипсовой шляпы, который подстилается горизонтом серых глинистых гипсов с прослоями гли-н и розовых гипсов. Там, где в гипсовой шляпе присутствует ангидрит, ее мощность максимальна (120 м). Гипсовая шляпа охвачена интенсивными процессами карстообразования. Аналогичные процессы развиты и в гипсовой шляпе Индерского купола, причем также в ее северной и северо-восточной частях.

На солянокупольной структуре Баскунчак в 1958, 1959 гг. проводились (В.К.Беляев, С.С.Коробов, П.Н.Тихонов) поисково-разведочные работы на бор. Изученность структуры довольно неравномерная. Наибольшее число скважин пробурено в пределах Центрального и Южного гипсовых полей. Бурение скважин осуществлялось преимущественно по редкой сетке (2—2 км) на глубину до 300 м. Присутствие бора (B_2O_3 0,26%), выявлено лишь в породах гипсовой шляпы, в сильно глинистых прослоях гипсов. Борная минерализация представлена улекситом, гидроборатитом, колеманитом, ашаритом, которые в разное время были обнаружены С.С.Коробовым, Л.А.Дычаковской и В.К.Беляевым в отложениях гипсовой шляпы на глубинах 15—40 м. Чистые разности гипсов не содержат бора.

Боропроявление Эльтон расположено в Волгоградской области. Изучение структуры на выявление бороносности было начато в 1958 г. В.К.Беляевым. Соляной купол Эльтон относится к прорванному закрытому типу и имеет глубину залегания соляного зеркала 275—300 м. Выше солей развиты элювиальные образования кепрока, представленные преимущественно гипсами и ангидритами. Мощность гипс-ангидритовой шляпы изменяется от 8 до 122 м. Отложения каменной шляпы перекрыты терригенными породами от триаса до антропогена. В пределах солянокупольной структуры Эльтон разведано крупное месторождение калийно-магние-вых солей, где оконтурены два калиеносных участка — Северный и Улаганский.

Борные минералы (борацит, гидроборацит, хильгардит) выявлены только в соленосной толще. Они встречаются в виде незначительной вкрапленности в ангид-

ритах и кизеритовой породе с включениями карналлита. Самые высокие содержания бора, по данным М.И.Шурловой, отмечаются в сильвин-карналлитовой (до 1,14%) и кизеритовой породе с карналлитом (до 2,3%), где борная минерализация представлена гидроборатом. Следует отметить высокое содержание борного ангидрида (7,40%) в калийно-магниевых солях, залегающих на глубине 331—332,6 м. Такие концентрации редко отмечаются даже в боросолевых рудах Индерского месторождения. В связи с этим имеются предположения, что наряду с бором морского происхождения, какая-то его часть связана с вулканическим источником, в частности, проявлением древних грязевых сопок. Следы ископаемых грязевых сопек около оз.Эльтон (Песчаный карьер, балки Чернявка и Солянка, р.Бол.Самарода), обнаруживающие повышенное содержание бора (0,1%), отмечались еще А.А.Богдановым, П.А.Православлевым и др. Источники восходящего типа под местным названием «Нарзан», бьющие с дна р.Бол.Самарода, могут свидетельствовать о продолжающихся слабых тектонических подвижках и в настоящее время.

Как показывает опыт поисковых работ на площадях солянокупольных структур, бурение скважин по редкой сетке с целью выявления залежей элювиальных боратов неэффективно. Залежи боратовых руд прослеживаются по простиранию не более чем на 100 м, поэтому бурение даже большого числа скважин не всегда приводит к положительным результатам. Как известно [5], при поисках элювиальных боратов, наиболее эффективен биогеохимический метод.

Летом 2006 г. сотрудники ЦНИИГеолнеруд провели ревизионное обследование боропроявлений Баскунчак и Эльтон с применением биогеохимического метода поисков боратов.

Суть биогеохимического метода. Проведение биогеохимического метода как наиболее перспективного при поисках элювиальных боратов было рекомендовано еще в 1958 г. на куполах Баскунчак, Азгир, Балкудук. Этот метод зарекомендовал себя после того как на Индерском месторождении его применение в 1954 г. поисковой группой А.М.Швыряевой привело к открытию новых залежей элювиальных боратов. По данным исследований [5], карты поверхностных боропроявлений, составленные по результатам опробования растений, точнее отражают контуры оруденения по сравнению с картами металлометрического опробования почв. Был сделан важный вывод о влиянии бора на растительный покров и о возможности использования биогеохимического метода для поисков месторождений бора на соляных куполах типа Индер [5].

Несмотря на полученные положительные результаты биогеохимический метод, который не требует значительных финансовых вложений, остался надолго забытым. Это связано в первую очередь с тем, что в бывшем СССР в геологической отрасли поиски, в т.ч. и га-

логенных боратов, проводились преимущественно с применением большого объема буровых работ.

Как отмечает А.Л.Ковалевский [1], внедрение биогеохимического метода в практику геологоразведочных работ на закрытых площадях особенно целесообразно в связи с их экологической безвредностью, экспрессностью, а главное — возможностью применения на разных стадиях геологоразведочных работ (от поисков до разведки). В настоящее время в связи с истощением запасов легко открываемых месторождений применение биогеохимических методов поисков становится наиболее актуальным. Однако до сих пор в практике геологоразведочных работ они используются в ограниченных масштабах. Глубина залегания рудных тел, открытых биогеохимическим методом, изменяется от 1 до 50 м. Растения накапливают металл в корнях, стволах, листьях, отражая тем самым металлогеническую специализацию рудных районов. Биогеохимические методы давно привлекают внимание геологов возможностью повышения глубинности наземных поисков руд благодаря способности корневой системы растений проникать на значительные глубины (своего рода «живые скважины»). Они в благоприятных условиях дают информацию о содержании изучаемого химического элемента в корнеобитаемой зоне [1]. В районах аридного климата, где расположены Баскунчак и Эльтон, травянистые растения сухих степей и полупустынь (натронная солянка, кермек полукустарничковый, эфедра, верблюжья колючка, белая полынь и др.), отличаются значительной глубиной проникновения корневой системы, которая для различных растений изменяется от 3 до 70 м.

Бор — необходимый элемент для питания растений, причем для правильного развития — в чрезвычайно малых дозах. Недостаток или избыток бора нарушает правильный ход физиологических процессов в растительном организме. На участках с токсическим содержанием бора (от 0,03 до 0,29% B_2O_3), растения выглядят угнетенными: одни из них приобретают карликовый вид, другие изменяют форму и т.д. Исследованиями А.М.Швыряевой, проведенными на Индерском месторождении, было выявлено, что над бороносной залежью произрастает исключительно один определенный вид растительности (например, кермек полукустарничковый, или хвойник, или натронная солянка и т.д.), распространенный на значительной площади бороносных пород. Борное засоление оказывает влияние на развитие растений, вызывая ряд физиологических и морфологических признаков приспособленности к условиям геохимической среды. Причем растения популяций различных видов неодинаково реагируют на избыточное содержание бора в почвах. По этому вопросу имеются работы В.В.Ковальского, А.П.Виноградова, А.Л.Ковалевского и других, в которых авторы отмечают, что накопление бора в растениях зависит не от почвообразовательных процессов, а от геологичес-

ких и геохимических особенностей подстилаемых пород (например, наличие боратовых линз).

Как показали проведенные исследования на Индерском месторождении, токсическая дозировка бора, вызывающая указанные изменения, для различных растений различна. Высокие концентрации бора (до 11%) выдерживают не многие растения. К таковым, например, относятся натронная солянка (*Salsola nitraria*), кермек полукустарничковый (*Limonium suffruticosum*), хвойник (*Ephedra*) и др. Натронная солянка способна произрастать даже на чистом улексите. Присутствие и распространение подобных сообществ на значительной площади исследуемого участка может служить косвенным поисковым признаком на выявление элювиальных боратов. В условиях Индерского купола, натронная солянка и кермек полукустарничковый встречаются исключительно на месторождениях неашаритового типа и характеризуют наличие залежей боратов в виде улекситовых и гидроборатитовых скоплений. На Индерском месторождении распространение борных минералов, представленных ашаритом, всегда связано с карбонатными породами. Скопления терескена (*Eurotia ceratoides*), хвойника (*Ephedra distachya*) и других показателей сульфатно-карбонатного типа засоления грунтов, рекомендовано в условиях Индерского месторождения в качестве косвенного ориентировочного признака на возможность выявления залежей боратов ашаритового типа. На участках с повышенным (более 1%) содержанием бора растительность практически отсутствует. Такие участки также должны быть использованы как ориентировочные поисковые признаки на выявление залежей боратов. Распространение белопольного сообщества с участием терескена свидетельствует о близповерхностном залегании гипсовой шляпы соляных куполов. Этот вывод также очень важен при поисках галогенных месторождений бора, поскольку именно такие купола, относящиеся к открытопрорванному типу, представляют наибольший интерес на выявление залежей элювиальных боратов.

Бор в растениях определяется эмиссионным спектральным анализом без предварительного озоления пробы в сухой массе растения, измельченной в порошок. Фоновое содержание бора в растениях, произрастающих на почвах с кларковым содержанием бора, составляет 0,008%. При содержании в растениях B_2O_3 более 0,05% участок выделяется в качестве перспективного [5].

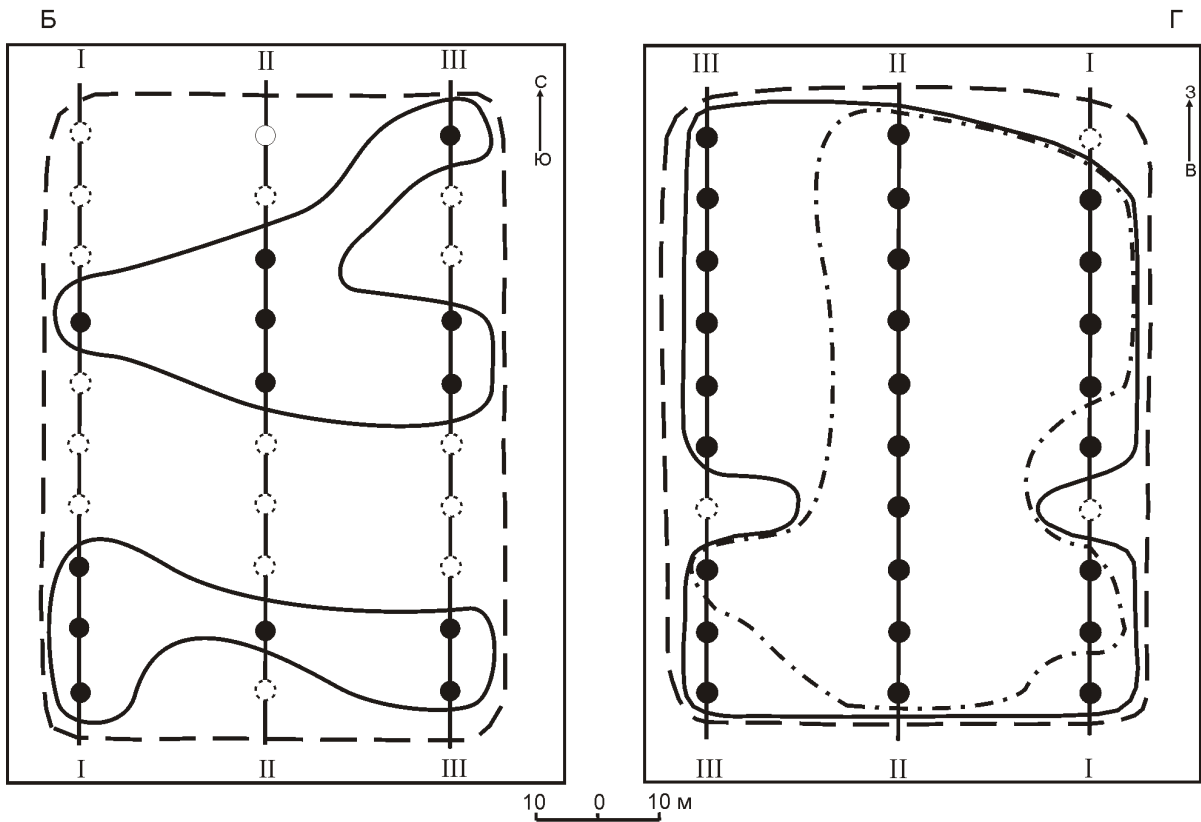
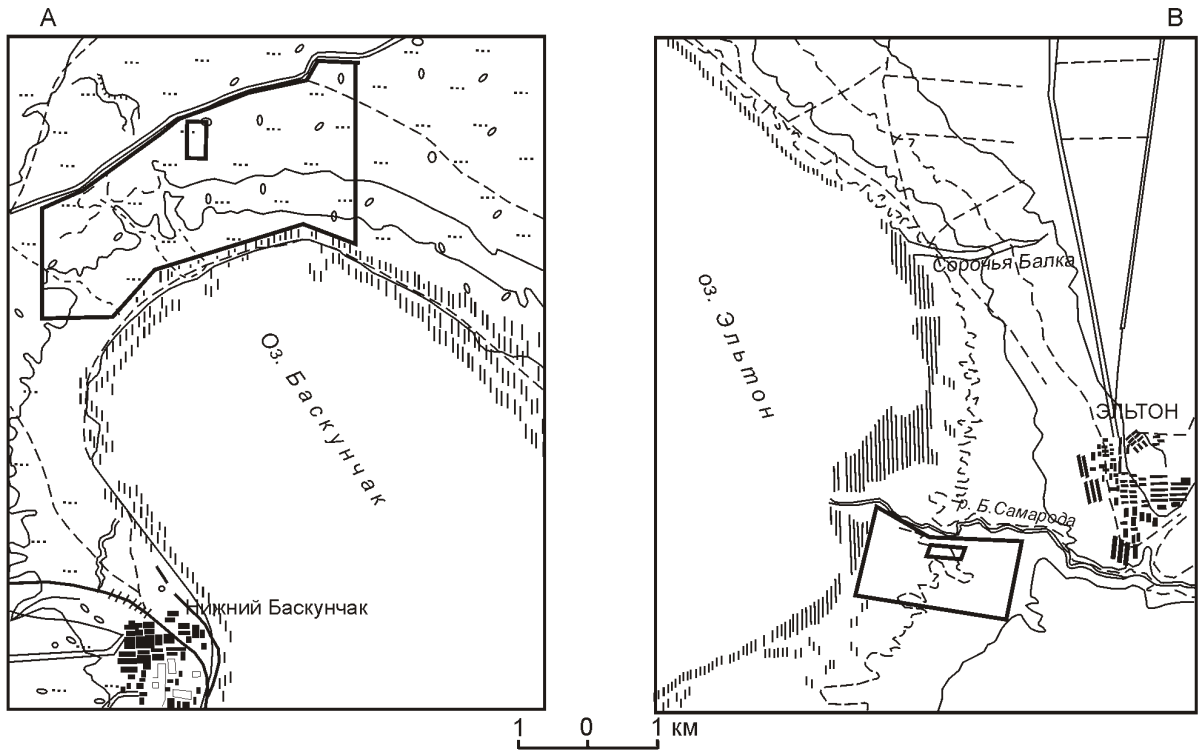
Результаты биогеохимических исследований. Полевые работы проводились в северной части соляного купола Баскунчак, в пределах Северного гипсового поля (см. рисунок А, Б). Этот район выбран по аналогии с Индерским месторождением, где почти все залежи элювиальных боратов сконцентрированы в северной части, поверхность которой также подвержена интенсивным процессам карстообразования.

При проведении ревизионного обследования боропроявления Баскунчак, было выявлено наличие сообщества хвойника (*Ephedra*), характеризующегося значительной глубиной проникновения корневой системы (до 20 м). Участок распространения этого вида растительности, вытянутый в направлении с севера на юг на 100 м, занимает площадь 600 м² и удален от северного берега соленого оз. Баскунчак на 2 км. Граница хвойника очень четкая и проводится по резкому исчезновению этого вида в растительном покрове, который за пределами участка представлен белопольным сообществом с незначительной примесью желтой ковыли. В плане участок имеет вытянутую овальную форму, длиной около 100 м и шириной 60 м. Такие размеры, как уже отмечалось, характерны для залежей элювиальных боратов. Биогеохимическое опробование проводилось по методике, примененной на Индерском месторождении [5]. На участке по трем профилям длиной 100 м, ориентированным с севера на юг (см. рисунок), были отобраны пробы надземной части эфедры. Профили проходили через 30 м. На каждом профиле с интервалом в 10 м отбиралась биогеохимическая проба. Масса сырой пробы составляла 200 г. Попутно с ней отбиралась почвенная проба массой около 100 г. Всего на участке отобрано 60 проб (30 биогеохимических и 30 почвенных).

По результатам эмиссионного спектрального анализа, содержание бора в почвенных пробах нормальное и не превышает 0,01%. Результаты эмиссионного спектрального анализа биогеохимических проб на исследуемом участке купола Баскунчак показали, что в 13 пробах отмечается повышенное содержание B_2O_3 (см. таблицу).

Как видно из рисунка, Б, на участке биогеохимического опробования выявлены два контура с повышенными концентрациями бора (B_2O_3), которые по аналогии с Индерским месторождением, могут указывать на наличие залежей боратов ашаритового типа на глубине от 15 до 30 м. Первая предполагаемая залежь боратов площадью около 240 м² приурочена к центральной и северной частям участка; вторая предполагаемая линза боратов связана с южной частью участка и характеризуется меньшими (около 160 м²) размерами (см. рисунок, А и Б).

Для ревизионного обследования **боропроявления Эльтон** был выбран участок площадью около 700 м². На всей площади участка развит единственный представитель степной растительности — полукустарник семейства хвойник (*Ephedra*), аналогичный встреченному на участке боропроявления Баскунчак. Участок биогеохимического опробования, вытянутый вдоль р. Бол. Самарода, расположен в 2-х км от места впадения реки в соленое оз. Эльтон (см. рисунок В и Г). На площади распространения исследуемого биообъекта по трем профилям длиной 100 м, ориентированным с запада на восток, были отобраны биогеохимические и почвенные пробы. Всего на эль-



Участки проведения работ на боропроявлении Баскунчак (А) и Эльтон (В) и результаты биогеохимического опробования (Б, Г):

площади, участки: 1 — полевых работ, 2 — биогеохимического опробования; контур: 3 — распространения сообщества эфедры, 4 — предполагаемой залежи элювиальных боритов на глубине, 5 — предполагаемой богатой части залежи элювиальных боратов; б — точка отбора биообъекта (эфедра) с содержанием B_2O_3 : а — низким $<0,05\%$, б — высоким $0,05\%$; 7 — карст; римские цифры — профили биогеохимического опробования

Содержание B_2O_3 в пробах хвойника (*Ephedra*) на участках биогеохимического опробования

Пробы	Содержание B_2O_3 по профилям, %		
	I—I	II—II	III—III
<i>Боропроявления Баскунчак</i>			
1	0,03	0,03	0,05
2	0,03	0,009	0,024
3	0,06	0,09	0,02
4	0,06	0,09	0,111
5	0,03	0,12	0,072
6	0,009	0,015	0,025
7	0,007	0,009	0,019
8	0,045	0,012	0,028
9	0,054	0,09	0,07
10	0,045	0,010	0,100
<i>Боропроявления Эльтон</i>			
1	0,045	0,105	0,060
2	0,064	0,150	0,112
3	0,067	0,150	0,105
4	0,067	0,105	0,112
5	0,067	0,183	0,120
6	0,060	0,210	0,066
7	0,054	0,156	0,054
8	0,097	0,120	0,105
9	0,075	0,097	0,120
10	0,060	0,102	0,075

тонском участке отобрано 30 биогеохимических и 30 почвенных проб.

По данным эмиссионного спектрального анализа содержание бора в почвенных пробах также находится в пределах нормы (0,01%). Результаты эмиссионного спектрального анализа проб хвойника показали повышенное и высокое содержание бора (B_2O_3) практически во всех биогеохимических пробах (27), что резко отличает эльтонский участок от баскунчакского (см. таблицу).

Во всех биогеохимических пробах участка боропроявления Эльтон выявлены повышенные концентрации молибдена. Биогеохимическая проба с самым высоким содержанием B_2O_3 (0,21%), отмечена и повышенными концентрациями Mo, P, Mn.

Контур предполагаемой залежи элювиальных боратов площадью около 650 м², характеризуется вытянутой с запада на восток формой (см. рисунок, В и Г). В пределах этого контура выделяется область высоких концентраций B_2O_3 (0,1% и более), которая может быть связана с наличием богатой части боратовой залежи на глубине.

Повышенные и высокие концентрации бора, выявленные в биогеохимических пробах хвойника, по-видимому, также могут свидетельствовать о том, что исследуемый участок находится в зоне тектонической неустойчивости. На это может указывать и газифицирующий источник под местным названием «Нарзан», который бьет в долине р.Бол.Самарода в 1 км севернее места проведения работ. Эта зона имеет северо-западное простирание и прослеживается единой полосой по долинам рек Бол.Самарода и Чернявка на юго-восточном и северо-западном побережьях оз.Эльтон. Именно к данной зоне приурочены все проявления грязевых сопок, а также участок биогеохимического опробования. Вполне возможно предположить, что высокие концентрации бора в калийно-магниевых солях связаны с дополнительным подтоком бора, происшедшим при вулканическом проявлении древних грязевых сопок.

Следует обратить внимание на исследования, проведенные на эльтонском участке. Однако, учитывая тот факт, что оз.Эльтон и пространство, прилегающее к нему (Улаганский участок с балансовыми запасами калийно-магниевых солей), являются памятником природы, боропроявление Эльтон не может быть рекомендовано в качестве первоочередного объекта на поиски месторождений бора галогенного типа.

Из приведенных материалов можно сделать следующие выводы: применение биогеохимического метода поисков элювиальных боратов на двух боропроявлениях — Баскунчак и Эльтон, позволило выявить повышенные концентрации бора на значительной площади распространения растительного сообщества вида хвойник (*Ephedra*), который обладает значительной глубиной проникновения корневой системы (до 20 м). Присутствие и распространение подобных сообществ на значительной площади может служить косвенным признаком на выявление залежей элювиальных боратов ашаритового типа. Биогеохимические аномалии могут быть связаны с борными рудами, залегающими на небольшой глубине (15—50 м). В качестве первоочередного объекта на поиски элювиальных боратов рекомендуется проявление Баскунчак, аналог Индерского купола. В районе Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак есть перспективы выявления залежей элювиальных боратов индерского типа.

Изучение гипсовых пород, проводившееся в карстовых воронках в пределах Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак показало, что они относятся к горизонту верхних белых гипсов. Данные эмиссионного спектрального анализа показали, что гипсы боропроявления Баскунчак практически

не содержат бор (0,0001—0,0003%). Горизонт верхних белых гипсов и на Индерском месторождении не является бороносным. Залежи элювиальных боратов на Индерском месторождении связаны в основном с горизонтом серых глинистых гипсов. Это свидетельствует о том, что в пределах Северного гипсового поля также имеются перспективы обнаружения борных руд в нижнем горизонте серых глинистых гипсов, подстилающем белые гипсы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимия растений. —Новосибирск: Наука, 1991.
2. *Озол А.А.* Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. —М.: Наука, 1983.
3. *Поиски, разведка и оценка месторождений бора.* —М.: Недра, 1983.
4. *Прогнозно-поисковые комплексы геолого-промышленных типов неметаллических полезных ископаемых.* —М.: Недра, 1989.
5. *Швыряева А.М.* О возможности применения биогеохимического метода при поисках борного сырья // *Геохимические поиски рудных месторождений.* —М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 305—312.
6. *Халтурина И.И.* Типоморфные конституционные признаки боратов Прикаспийской галогенной формации и гипсовых шляп соляных куполов. —Алма-Ата, 1981. С. 11—21.
7. *Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврова Н.П.* Минералогический анализ боратов Прикаспийской впадины // *Принципы и методы минералогического анализа.* —Алма-Ата, 1983. С. 76—93.
8. *Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврова Н.П.* Бораты Прикаспийской галогенной формации и их генезис. —Алма-Ата, 1984.
9. *Халтурина И.И., Бочаров В.М., Фролов В.П.* К оценке бороносности соляных куполов на стадии поисков // *Природная сода и давсонитопроявления в СССР.* —М.: Наука, 1985. С. 90—94.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

УДК 550.4:547/9

В.В.Иванов, В.И.Медовый, В.А.Бушмакин, 2008

Промывочная жидкость бурящихся скважин — кладезь геологической информации

В.В.ИВАНОВ, В.И.МЕДОВЫЙ, В.А.БУШМАКИН (НПП ГЕО-НТ)

В изменчивости химического состава, гидродинамического режима, общего объема и физических свойств промывочной жидкости отражаются истинные характеристики материала вскрываемого разреза, позволяющие сделать заключения о типе пустотной емкости породы (флюидоупор, коллектор), емкости, приемистости и фазовом насыщении коллекторов, режиме обмена в пустотах разреза (диффузионный, конвективный), избыточном (недостаточный) давлении в разрезе и о его дисперсном газонасыщении. Данные исследования промывочной жидкости поставляют массовый материал для инвентаризации разрезов, т.е. для систематического учета коллекторов, зон с различным режимом обмена и зон разных возможностей удерживания газовых тел в напластованиях. На основе этой информации возможна оптимизация подбора подземных резервуаров для заложения водозаборов, складирования газа, изоляции промышленных и бытовых стоков. При проведении операций картирования подземных обмена и превращений материалы исследования промывки позволят не только уточнить контуры выделяемых объектов, но и спрогнозировать вероятное положение и промышленные характеристики вместилищ ожидаемых ископаемых.

Промывочная жидкость (промывка) — это тот агент цивилизационного воздействия на изучаемый

разрез, который первым соприкасается со средой, вскрываемой долотом бурильной колонны, и первым поставляет сведения о свойствах данной среды на поверхность Земли. В признаках взаимодействия промывки с материалом контактирования отражаются истинные характеристики материала, оценивание которых в дальнейшем может оказаться сложной и даже неразрешимой задачей. В первую очередь это положение относится к пустотному пространству разреза и его насыщению, поскольку отмеченные признаки — результат взаимовлияния двух флюидальных систем — природной гидравлической и скважинной циркуляционной. Соответственно в изменчивости состава, физических свойств, режима циркуляции и общего объема промывки должны отразиться следующие характеристики вскрываемого разреза: 1) его дифференциация на флюидоупоры и коллектора; 2) активная пористость (пустотность) и приемистость (продуктивность) коллекторов (под активной пористостью понимается та часть пустотного пространства, флюиды которой участвуют во взаимодействии с промывкой); 3) химический состав подземных вод (на его основе можно определить режим массообмена — конвективный, диффузионный — в пустотах горизонта, установить положение раздела между интервалами разреза с соответствующими режи-

мами, отнести воды горизонта к категории пресных, слабо или сильно минерализованных); 4) преобладающее фазовое насыщение (вода, газ или нефть) пустот горизонта; 5) давление избыточное или недостаточное по отношению к гидростатическому в горизонте (на основе этой характеристики оцениваются начальный градиент давления, положение отметок скачкообразного изменения его значений, площадной запас газа в горизонтах с избыточным давлением).

Предлагаемые модели предназначены для обоснования возможности восстановления перечисленных характеристик по записям изменения состава промывки и режима ее циркуляции в процессе проходки скважины. Датчики характеристик циркуляционной системы, которые должны регистрироваться для реализации этой возможности, показаны на рис. 1. Промывочная жидкость, захватываемая из preparационной емкости (1) грязевым насосом (2), направляется под необходимым давлением в колонну наращиваемых труб (3), в основании которой она приводит во вращение инструмент — буровой снаряд (4), разрушающий породу (при турбинном бурении), охлаждает инструмент и через затрубное пространство (5) относит из забоя обломки разрушения (шлам) на поверхность, где, пройдя через шламособорник (6), вновь поступает в preparационную емкость. Датчик В регистрирует давление на насосе, Б — расход промывки на входе в бурильную колонну. Предполагается, что жидкость в preparационной емкости поддерживается на постоянном уровне, для чего в циркуляционную цепь включены два компенсационных амбара, первый из которых (7) обеспечивает подачу жидкости через поплавковый клапан при понижении ее уровня в емкости, второй (8) — отвод избытка жидкости через пружинный клапан при повышении уровня. Датчики Г и Д в отводах емкостей регистрируют дебиты поглощения и проявления разбуриваемых пластов соответственно. Датчик А, включенный между завершениями копра (9) и колонны (3), регистрирует скорость бурения. Небольшая часть промывки с выхода из затрубного пространства направляется на анализ ее газового и солевого составов. В сечении ствола скважины схематически показаны профили течения промывки в трубах колонны и кольцевом зазоре затрубного пространства.

Формирование состава промывки неоднократно анализировалось [10, 12, 16, 17, 18]. В соответствии с представлениями, развитыми в работе [10], две составляющие представлены в этом процессе. Если рассматривать циркуляционную систему как замкнутое образование объема W (в см³) и учесть, что поступление материала в нее из разбуриваемого разреза — процесс медленный, а перераспределение его по объему промывки — процесс быстрый (скорость проходки скважины v в см/с много меньше средней скорости течения промывки u_z в см/с), то следует

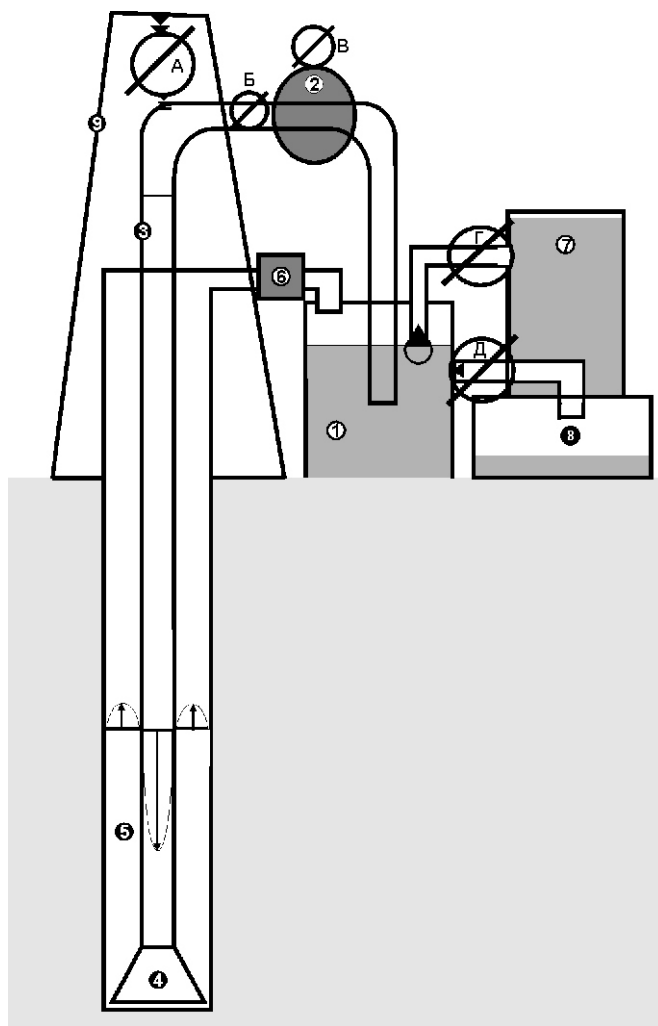


Рис. 1. Схема циркуляционной установки бурящейся скважины и расположения датчиков регистрируемых параметров

признать, что в ней непрерывно происходит изменение фонового содержания компонента, не привязанное к глубине проходки скважины. Обогащение газобразными компонентами (гелий, метан) компенсируется их отдачей в атмосферу, характеризуемой постоянной выделением (в с⁻¹). Предложены модели молекулярного и пузырькового механизмов отдачи [10] и даны оценки вероятных диапазонов значений постоянной выделения для низкокипящих газов. Они представлены порядками 10^{-4} — 10^{-2} с⁻¹. Темп изменения фона определяется периодом пробега фронта захваченного из породы компонента по всему объему промывки. Период равен приблизительно $W/2Q$, где Q — расход промывки, см³/с. Фронт непосредственно регистрируется на выходе из затрубного пространства еще до завершения периода пробега. Отмечаемая составляющая представляет собой прямое влияние вскрытого долотом горизонта на изменчивость содержания данного компонента, и потому так названа — составляющая непосредственного взаимодействия [10]. Она также является результиру-

ющей двух процессов — вскрытия горизонта долотом и трансформацией среды, несущей извлеченный материал от плоскости размалывания до плоскости регистрации. При отсутствии поглощения и проявления и проходке водонасыщенного разреза вклад первого из этих процессов должен отображаться функцией следующего вида:

$$f(t) = \frac{R^2 v m C}{(R^2 - r^2) u_z}, \quad (1)$$

где C — концентрация компонента в водном растворе пустот вскрываемой среды, см^3 газа/ см^3 раствора; m — пористость (пустотность) среды; 1 — коэффициент извлечения водного раствора в промывку; R — радиус скважины, см ; r — внешний радиус бурильной колонны, см .

При проходке газонасыщенного разреза в аналогичных условиях рассматриваемая функция может быть представлена следующей зависимостью:

$$f(t) = \frac{v m R^2 b P_p T_a}{z u_z (R^2 - r^2) P_a T_p}, \quad (2)$$

где b — объемная концентрация компонента в газе пустот; P_p и P_a — пластовое и атмосферное давления, МПа, соответственно; T_p и T_a — пластовая и атмосферная температуры, К, соответственно; z — фактор сжимаемости в пластовых условиях.

Построение транспортной функции $q(t)$, отображающей второй из названных процессов, базируется на модельных представлениях течения промывки, предполагающих установившийся режим циркуляции, ламинарное скольжение в затрубном пространстве и

$$q = \frac{R^2}{R^2 - r^2} \frac{m C v}{u_z} \sqrt{\frac{(k-1)v t}{2u_z(n-k)t + (k-1)v t}} \sqrt{\frac{k v t}{2u_z(n-k)t + (k-1)v t}}. \quad (5)$$

Устремляя t к нулю и производя преобразования в рамках предельного перехода, найдем, что в процессе данной ходки изменение содержания газообразного компонента в промывке на выходе из затрубного пространства при дополнительных предположениях об отсутствии поглощения промывки и проявлений пластового флюида в стволе скважины может быть представлено выражением вида:

$$q(t) = q_{bg} e^{-t} \frac{R^2}{R^2 - r^2} \frac{m C v}{u_z} \frac{1}{2} \sqrt{\frac{H_0 - v d}{2u_z}} d e^{-t} R^2 \frac{m C v}{W} e^{-t} d, \quad (6)$$

где $q(t)$ — содержание компонента в промывке, см^3 газа/ см^3 промывки, регистрируемое в момент t со старта ходки при глубине забоя $H = H_0 - v d$, см ;

q_{bg} — содержание компонента в промывке на старте; T , s — период отставания начала формирования фо-

турбулентное перемешивание в трубах бурильной колонны. Моделируемые профили течений показаны на рис. 1. Принимается, что эпюра течения в зазоре затрубного пространства описывается следующей зависимостью:

$$u(y) = 2u_z \left[1 - 4 \frac{(y - (R - r)/2)^2}{(R - r)^2} \right], \quad (3)$$

где $u(y)$ — скорость течения промывки на расстоянии y по радиусу от оси скважины ($r < y < R$). Рассматриваемый профиль скорости описывается более сложной зависимостью [3], но при характерных соотношениях между радиусами скважин и бурильных труб используемое приближение удовлетворительно выполняет свои функции. В потоке с представленной эпюрой горизонт малой мощности $h = v t$ (t — малый отрезок времени), вскрытый на глубине x , в момент регистрации на устье скважины через временной промежуток $t = (x - h)/2u_z$ занимает кольцевой зазор сечения потока, составляющий следующую часть площади этого сечения:

$$A(t) = \sqrt{1 - \frac{x}{2u_z t}} \sqrt{1 - \frac{x - h}{2u_z t}}, \quad (4)$$

В сечении кольцевого зазора, кроме рассматриваемого горизонта, представлены и все предшествующие малые интервалы (пусть все они будут одинаковой мощности h), вскрытые в данной ходке. Вклад горизонта, сдвинутого на k интервалов вперед по отношению к рассматриваемому, в содержание данного компонента на устье должен описываться соотношением вида:

новой составляющей от составляющей непосредственного взаимодействия, равный приблизительно отношению объема промывки в бурильной колонне, препаративной емкости и наземных коммуникациях к удвоенной величине ее расхода.

Три природных фактора влияют на регистрируемую изменчивость: 1) распределение концентраций компонента C в водном растворе вдоль вскрываемого

столба; 2) дифференциация столба по пористости, причем определяющим фактором являются размеры сечений каналов, обеспечивающие уровень отдачи флюида m ; 3) отличное от воды фазовое насыщение пустот (газ, нефть). Распределения компонентов в водах, как правило, представлены гладкой изменчиво-

стью, отображающей разделение пустотного пространства на области с диффузионным и конвективным обменом [3, 4]. Деление разрезов на флюидоупоры и коллектора или на межтрещинные пространства и зоны трещиноватости, наоборот, может моделироваться иррегулярным чередованием кусочно-однородных слоев с скачкообразным изменением свойств флюидоотдачи. Соответственно отмеченные составляющие изменчивости кардинально отличаются друг от друга (первая — гладкой формой со значительными периодами вариаций, вторая — короткопериодными гармониками), что позволяет рассчитывать на независимую диагностику и той, и другой. Гладкая составляющая — следствие малой отдачи флюидоупоров, и потому именуется фоновой, гребенчатая составляющая именуется аномальной. Для варианта отсутствия поглощения и проявления задача оценки фазового насыщения коллектора должна уверенно решаться. Если предполо-

жить, что исследуемый компонент — метан и назначить ему предельную концентрацию в растворе вскрываемого коллектора, равную растворимости в пластовых условиях, а его концентрацию в газе сопоставляемого газонасыщенного коллектора принять равной единице, то, в соответствии с соотношением (6), при одних и тех же разбавлении и уровне отдачи пластового флюида метаносодержание промывки после вскрытия газоносного горизонта будет почти на два порядка превосходить аналогичную характеристику после вскрытия водоносного горизонта.

При проходке поглощающего пласта, когда фронт фильтра бурового раствора опережает забой скважины, процесс изменения содержания компонента в промывке для варианта разбуривания водонасыщенного разреза должен описываться соотношением вида (предполагается, что дебит поглощения остается заметно меньше расхода промывки):

$$q(t) = q_{bg} e^{-t} \frac{R^2}{8(R^2 - r^2)} \frac{H_i \int_0^t v d \sqrt{2 u_z / (R^2 - r^2)}}{H_i / 2 u_z / (R^2 - r^2)} \frac{v_0 m_0 C_f m_f q_{bg} \sqrt{v}}{u_z / (R^2 - r^2) \sqrt{2 u_z (t)}} d \quad (7)$$

$$e^{-\left(\frac{v}{W}\right) t} R^2 \frac{H_i \int_0^t v d \sqrt{2 u_z / (R^2 - r^2)}}{T H_i / 2 u_z / (R^2 - r^2)} \frac{v_0 m_0 C_f m_f q_{bg} \sqrt{v}}{W} e^{-\left(\frac{v}{W}\right) t} d .$$

В представленной зависимости: — расход поглощения, см³/с; H_i — глубина залегания кровли поглощающего пласта, см; m_f и f — часть пористости, занятая фильтратом промывки, и характеризующий ее коэффициент извлечения соответственно, m_0 и 0 — часть пористости с остатками пластового раствора и характерный для нее коэффициент извлечения соответственно. При аналогичном поглощении промывки, но проходке газонасыщенного разреза числители в подинтегральных выражениях соотношения (7) (назовем их опять же $f(t)$) должны трансформироваться в следующую зависимость:

$$f(t) = v_0 m_0 b(t) \frac{P_p T_a}{z P_a T_p} f m_f q_{bg} . \quad (8)$$

$$q(t) = q_{bg} \frac{R^2}{8(R^2 - r^2)} \frac{H_i \int_0^t v d \sqrt{2 u_z_{rev} / (R^2 - r^2)}}{H_i / 2 u_z_{rev} / (R^2 - r^2)} \frac{v m_{rev} / R^2 \sqrt{v c}}{u_z_{rev} / (R^2 - r^2) \sqrt{2 u_z (t)}} d \quad (9)$$

$$e^{-t} \frac{H_i \int_0^t v d \sqrt{2 u_z_{rev} / (R^2 - r^2)}}{T H_i / 2 u_z_{rev} / (R^2 - r^2)} \frac{v m R^2}{W} \frac{c}{rev} e^{-t} d .$$

где H_i — кровля пласта, см; u_{rev} — дебит проявления пласта, см³/с. Регистрация проявления означает введение режима повышенной осторож-

ности, а переход дебита за некоторый порог — режима предаварийной готовности.

Из соотношений (7) и (8) непосредственно следует, что, если промывкой будет занят весь объем пор пласта ($m_0 = 0$) или если из пор с остатками пластовых флюидов в промывку ничего поступать не будет ($0 = 0$), то в распределении содержаний компонента горизонты такого рода могут отразиться только вариациями фоновой компоненты.

При проходке проявляющегося пласта (речь идет о разгрузке водоносных горизонтов в ствол с дебитами, существенно меньшими расхода промывки в циркуляционной системе), изменение содержания компонента в промывке должно описываться следующим соотношением:

На рис. 2 показано, как в изменчивости содержания гелия в промывке должны отразиться диффузионная линза с обрамляющими и включенными коллекторами различного фазового насыщения (см. рис. 2, А), проходимыми как без поглощений и проявлений, так и с осложнениями подобного типа. Линза занимает интервал 2100—2600 м и диагностируется показанной вариацией в поле гелия. Изменчивость в прикровельном и приподошвенном диффузионных пограничных слоях описывается известного вида отрезками прямых, а в пределах линзы — параболой второго порядка. Разрез вскрывается без поглощений и проявлений с следующими значениями параметров проходки: v 1 см/с, Q 30 л/с, W 120 м³, R 10,8 см, r 4,45 см; скорость течения промывки в затрубном зазоре u_z 100 см/с; флюидоотдача m 0,1. Отражение линзы в распределении гелия в промывке, найденное с помощью формулы (6) для постулированных условий, показано на рис. 2, Б (кривые 1, 1' и 1''). Значения кривых привязаны к глубинам забоя скважины в момент их регистрации. Поэтому отметки положения кровли и подошвы линзы смещены вниз по отношению к истинным глубинам их залегания на интервалы 10,5 и 13 м соответственно и сами разделы несколько размыты по глубине, поскольку отметки начала регистрации составляющих отражения сдвинуты относительно друг друга на интервал не менее 2 м. Отметка максимума исследуемой вариации должна находиться вблизи подошвы линзы, кровля ее в изучаемой кривой не проявляется. Мерой завышенной мощности линзы служит разность отметок максимума и вступления вариации.

Положение, мощность и фазовое насыщение вскрываемых коллекторов показаны на рис. 2, А, а кривые их отражения в промывке — на рис. 2, Б. Принято, что первые три сверху коллектора (кривая 2) пройдены без поглощений и проявлений с постулированными выше параметрами проходки. Дополнительно предполагается, что в каждом из них комплекс mC характеризуется постоянным значением (C равно среднему на интервал значению), флюидоотдача первых двух горизонтов (водоносных) вдвое превосходит отдачу вмещающих комплексов (m 0,2), а в третьем (газоносном) газ представлен метаном, его давление равно гидростатическому (21 МПа), а величина m 0,01. Последнее значение принято для того, чтобы воспроизводимый пик был соразмерен с остальными вариациями рис. 2, Б. Отражения горизонтов аддитивны к отражению линзы. Мерой мощности каждого горизонта является разница отметок максимума и вступления. Четвертый (газоносный) горизонт (кривая 3) проходится при поглощении промывки. Его отражение воспроизводится на основании соотношения (7) в предположении, что с момента достижения кровли горизонта в промывку ничего не поступает, и она циркулирует в режиме разгазирования. Отражение представлено от-

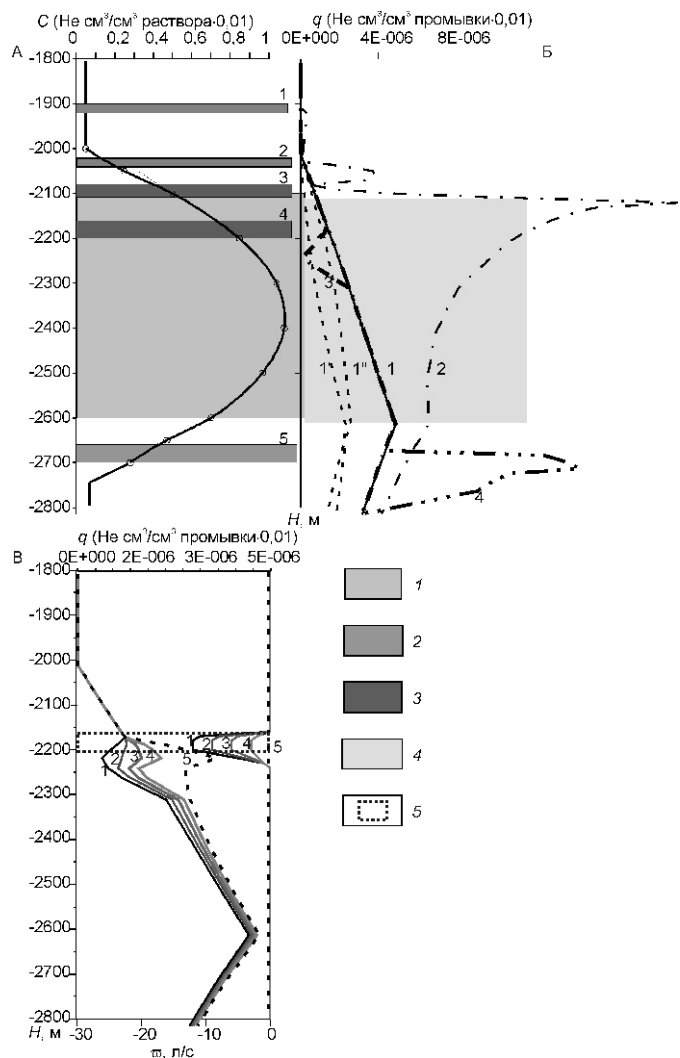


Рис. 2. Модельные представления отражения в содержаниях промывочной жидкости и дебитах ее поглощения полей концентраций и коллекторов с различным фазовым насыщением:

А — линза диффузионного обмена и отображающая ее вариация в поле концентраций гелия, а также коллектора (1—5) различного фазового насыщения; Б — отражение в распределении содержания гелия в промывке вариации поля концентраций гелия и коллекторов: 1 и 1' — отражения вариаций в кривой непосредственного взаимодействия, в фоновой составляющей, соответственно; 1'' — вариация в суммарной кривой; 2 — два водоносных и газоносный горизонты в режиме проходки без поглощений и проявлений; 3 — газоносный коллектор при глубоком поглощении; 4 — водоносный коллектор при проявлении пласта; В — варианты отражения в промывке поглощающего коллектора в содержаниях и дебитах при различных уровнях оттеснения природного флюида из пор (кривые слева и верхняя шкала — содержания, кривые справа и нижняя шкала — дебиты); кривые — различные уровни оттеснения пластового флюида (в %): 1 — 100, 2 — 75, 3 — 50, 4 — 25, 5 — 0; 1 — диффузионная линза; 2 — водо насыщенный коллектор; 3 — газонасыщенный коллектор; 4 — положение линзы по кривой концентраций; 5 — пласт-коллектор

рицательной вариацией кривой отображения диффузионной линзы. Вариация рассчитана для дебита поглощения 12,17 л/с и постоянной выделення 0,01 с⁻¹. Средняя скорость поглощения ($u_{\text{abs}} / (R^2 - r^2)$) равна 0,4 м/с, а средняя скорость промывки в кольцевом зазоре опустилась до 0,6 м/с. С этим связано увеличение кажущейся мощности горизонта, оцениваемой как разность между отметками минимума и вступления вариации. Истинная оценка этой меры должна составлять 0,6 от кажущейся. Пятый (водоносный) горизонт проходится при проявлении пластового флюида в скважине. Его отражение (кривая 4) построено по соотношению (9) в предположении, что линейная скорость поступления раствора в ствол $u_{\text{rev}} = \text{rev} / (R^2 - r^2)$ равна 2 см/с. Это соответствует дебиту проявления 0,6 л/с, что составляет лишь 0,02 от расхода промывки. На оценку мощности пласта такое проявление не влияет. Однако амплитуда пика отражения увеличивается в 20 раз по сравнению с аналогичной характеристикой вариации от непроявляющегося пласта, и, если проявление не регистрируется, пласт может быть воспринят как продуктивный.

Критерием разделения пласта на продуктивный и не продуктивный является сумма отношений:

$$\sum_{i=1}^n (mC)_i / b_i, \quad (10)$$

где n — число компонентов, анализируемых в извлеченном газе; b_i — растворимость компонентов в пластовых водах в условиях залегания. Если сумма превосходит единицу, то не проявляющийся пласт должен быть отнесен к категории продуктивных.

Моделирование показывает: 1) при отсутствии поглощений и проявлений зоны с различным режимом обмена коллектора должны уверенно выделяться и их мощности надежно оцениваться, а продуктивные пласты должны уверенно диагностироваться; 2) при поглощениях и проявлениях по содержаниям компонентов возможны ошибочные заключения как при идентификации фазового насыщения коллекторов, так и при оценках их мощности.

Влияние коллектора на циркуляцию промывки моделируется, исходя из следующих представлений. Поверхность, вскрываемая долотом, находится под воздействием дифференциального давления, равного разности между давлением столба промывки и пластовым давлением [9]. Дебиты поглощения и проявления связаны с дифференциальным давлением соотношением вида:

$$P_{df} = g Q^2 \sum_{m=1}^L \frac{g}{h} \sum_{w=1}^m dh P_{ov}, \quad (11)$$

где P_{df} — дифференциальное давление; g — величина (не константа), отображающая пропорциональность между дебитом и дифференциальным давлением (в промысловой практике она именуется приемис-

тостью или продуктивностью); g — ускорение силы тяжести; Q — константа, зависящая от соотношений между радиусами скважины и бурильной колонны;

m , w — плотности промывки и водного раствора соответственно; L — длина бурильной колонны; h — расстояние между основанием бурильной колонны и зеркалом вод; P_{ov} — давление, избыточное над гидростатическим.

При превышении первым членом в замыкающих скобках второго разрез поглощает промывку, при обратном соотношении разрез поставляет поровый флюид в ствол. В штатном режиме интервалы без избыточных давлений разбуриваются на промывке плотностью 1,2 г/см³ — с репрессией на вскрываемые пласты [13]. Только малые отрезки зон избыточного давления проводятся с отмеченной плотностью с целью более точного определения отметки нуля дифференциального давления. После этого пройденная часть разреза изолируется цементной колонной, а проводка стволом меньшего диаметра продолжается на утяжеленной (вплоть до плотности 1,44 г/см³) промывке. Соответственно, некоторый уровень поглощения является регулярной составляющей штатного режима проходки, а проявление допускается лишь на очень коротких ее интервалах.

В рамках моделирования штатного режима положим, что свежий срез забоя вскрыл «глотки» N числа каналов, радиусы которых заключены в диапазоне от r_{min} до r_{max} , и их распределение по размерам представлено некоторой функцией. Каждый из каналов охарактеризован траекторией, длиной и лимитирующим радиусом сечения на траектории. При однородном водонасыщении мерой скорости течения фильтрата в канале в стационарном приближении должна быть следующая [2, 8]:

$$v_{mw} = \frac{r_{th}^2 P_{df} (r_{wII}^2 P_w - 2 l_w l_w r_w - r_{mII}^2 P_m - 2 l_m l_m r_m)}{2 (l_w l_w - l_m l_m)}, \quad (12)$$

где v_{mw} — скорость течения фильтрата в первично водонасыщенном канале; r_{th} — радиус глотки; l_w и l_m — части траектории, занятые раствором и фильтратом соответственно; P_w и r_{wII} — расклинивающее давление и радиус сужения, на котором это давление формируется, в водной части траектории; P_m и r_{mII} — аналогичные характеристики для части траектории, занятой фильтратом; w и r_w — начало сдвига и радиус, детерминирующий сдвиговое сопротивление водного раствора; m и r_m — аналогичные характеристики, относящиеся к фильтрату; η_w и η_m — вязкости раствора и фильтрата соответственно.

Из соотношения (12) следует, что при данных P_{df} и условиях залегания забоем могут вскрываться каналы *промытые*, поставляющие в промывку ту же промывку, и *непромытые*, подразделяющиеся на раскрывающиеся в промывку и поставляющие в нее материал, и не раскрывающиеся, сохраняющие материал в шламе. Коллектор может быть *поглощающим* и

не поглощающим. В случае однородного газонасыщения пустот аналогичной мерой скорости течения в канале должна быть следующая:

$$v_{mG} = \frac{r_{th}^2 P_{df} / r_{th}}{2} \frac{r_{mП}^2 \Pi_m}{l_m} \frac{2}{m} l_m r_m, \quad (13)$$

где v_{mG} — скорость течения фильтрата; — поверхностное натяжение раздела фильтрат—газ.

Фактором, препятствующим проникновению фильтрата в канал, является противодействие на фазовом разделе. Расход фильтрата через канал — произведение скорости на сечение «глотки», дебит поглощения — сумма всех расходов свежего сечения, т.е.

$\sum v_i r_i^2$, где суммируются проводящие «глотки». Непосредственные расчеты по соотношениям (12) и (13) при предположении, что расклинивающее давление и начало сдвига в пленках воды подчиняются закономерностям и характеризуются значениями, представленными в публикации [2], поверхностное натяжение может быть оценено по справочным материалам [14], вязкости фильтрата и раствора равны и оцениваются значением 0,001 Па·с, а линейные размеры траектории канала, занятые раствором и фильтратом, оцениваются порядками $1 \cdot 10^5$ и $1 \cdot 10^2$ см соответственно, показывают, что при типичных распределениях температур, давлений и плотностей водных растворов в разрезах пороговые радиусы проникновения фильтрата в глотку водонасыщенного канала занимают диапазон от $1 \cdot 10^5$ до $2 \cdot 10^4$ см, а аналогичные радиусы для глоток газонасыщенных каналов в тех же условиях залегания определяются пределами $4 \cdot 10^7$ — $1,3 \cdot 10^5$ см. Если, как и ранее, скорость проходки взять равной 1 см/с, то в качестве промытых можно рассматривать каналы таких радиусов, скорость течения в которых превосходит данное значение. Пороговые значения радиусов каналов, в которых промывка обгоняет забой скважины (при увеличении дифференциального давления с 1 до 20 МПа), для водонасыщенного и газонасыщенного разрезов представлены диапазонами $3,1 \cdot 10^3$ — $4,7 \cdot 10^3$ и $4,2 \cdot 10^4$ — $9,4 \cdot 10^5$ см соответственно. Скорости поглощения фильтрата в газонасыщенные пласты более чем на два порядка превосходят аналогичные скорости в те же пласты с водным насыщением. Высокие дебиты поглощения и почти 100%-ное промывание горизонта фильтратом могут рассматриваться как диагностические признаки газового насыщения.

Фактором, лимитирующим проникновение промывки в приствольную область, является формирование глинистой корки на стенках скважины [1, 11]. Согласно экспериментальным исследованиям, расход поглощения через покрытый коркой срез породы уменьшается более чем на два порядка, и происходит это за первые единицы минут после начала формирования корки. В работе [1] предложена модель отображения поглощающего пласта в расходе промывки.

Обоснованные авторами зависимости базируются на представлениях о радиальной фильтрации через двухслойную среду (корка—порода), в которой толщина первого слоя (корки) нарастает со временем по установленному закону. В используемых моделях предполагается, что основным фактором, определяющим масштаб поглощения, является площадь «освежаемого» сечения, представленного забоем скважины и примыкающей частью ствола, с которой корка непрерывно сдвигается. В соответствии с данным представлением момент вскрытия кровли коллектора отмечается скачкообразным увеличением дебита, определяемым расходом фильтрата через проводящие глотки забоя. Далее следует постепенное увеличение дебита вплоть до выхода на асимптотическое значение в момент заглужения всей поверхности «освежаемого» сечения в тело коллектора. В дальнейшем, вплоть до момента вскрытия подошвы, дебит остается равным асимптотическому значению. В момент ее вскрытия дебит скачкообразно падает вследствие прекращения функционирования забойных глоток. По мере дальнейшего заглужения ствола перестают работать оставшиеся глотки, и поглощение асимптотически сходит на ноль. Семейство кривых отражения коллектора в дебитах поглощения показано на рис. 2, В вместе с кривыми содержания компонента в промывке, представляющими собой диффузионную линзу и поглощающий пласт на своих истинных отметках. Семейства отражений и в дебитах, и в содержаниях построены для вариантов: 1) полного оттеснения пластового флюида из всех 20% пор; 2) оттеснения пластового флюида из 15% пор и попадания его в промывку из оставшихся 5%; 3) оттеснения из 10% и попадания из 10%; 4) оттеснения из 5% и попадания из 15%; 5) отсутствия поглощения и раскрытия всех 20% пор в промывку. Если предположить, что промытые каналы представлены радиусами, превышающими порог промывания, а каналы, отдающие материал в промывку, — диапазоном радиусов между порогами проникновения и промывания, то каждая пара отражений пласта будет характеризовать всю его активную пористость. Такой постулат позволяет раскрыть содержание величины как для водонасыщенного, так и для газонасыщенного разрезов. Допустим, что есть такая скорость, произведение которой на площадь, равную сумме сечений глоток каналов, составит истинное значение расхода через указанный диапазон. Для варианта водонасыщенного разреза из этого допущения следует:

$$\frac{r_{1ef}^2 P_{df}}{2} \frac{k}{m} \frac{r_{th}^2}{(L-h)_{k_0}}; \quad \frac{r_{2ef}^2 P_{df}}{2} \frac{N}{m} \frac{r_{th}^2}{(L-h)_{k_1}}, \quad (14)$$

где r_{1ef} и r_{2ef} — составляющие дебита поглощения через выделенные диапазоны; r_{1th}^2 и r_{2th}^2 — эквивалентные сечения соответствующих диапазонов; k_0 и k_1 — пороги суммирования, определяющие часть порис-

тости m_A , обеспечивающую отражение пласта в содержаниях компонента в промывке; k и N — пороги суммирования, определяющие пористость m_A , отвечающую за отражение коллектора в дебитах поглощения. Суммы представляют собой части просветности *освежаемого* сечения. Предполагая, что просветность и пористость тождественны, представим их в следующем виде:

$$\sum_{k_0}^k r_{th}^2 m_A S, \quad \sum_k^N r_{th}^2 m_A S$$

(S — площадь *освежаемого* сечения). Естественно ожидать,

Приемистости для водонасыщенных w и газонасыщенных G разрезов определяются из уравнений:

$$w \frac{(r_{1ef}^2 - r_{2ef}^2)(m_A - m_A)}{2 m (L - h)} S \frac{(\quad)}{P_{df}} \frac{(\quad)}{P_{df}}; \quad (15)$$

$$G \frac{(r_{1ef}^2 - r_{2ef}^2)(m_A - m_A)}{2 m L_m} S \frac{(\quad)}{P_{df}} \frac{(\quad)}{P_{df}}. \quad (16)$$

Величина $s_{abs} = w/S$ характеризует удельную приемистость поверхности коллектора. Из соотношений (15) и (16) следует, что $G/w \sim (L - h)/l_m$. Из оценок порядков делителя и делимого ($L - h \sim 10^3$ м, а $l_m \sim 1$ м) следует, что приемистость газонасыщенного коллектора может на порядки превосходить приемистость такого же водонасыщенного коллектора.

Если рассматривать забой как сечение, на котором происходит ветвление потока на поглощаемую и циркуляционную части, то, опираясь на представления о гидродинамических сопротивлениях, можно получить оценку активной пористости коллектора. В установившихся потоках расходы пропорциональны квадратам сечений [8]. Если предполагать, что данное положение справедливо, то оценки пористости должны раскрыться следующими зависимостями:

$$m_A \frac{(R^2 - r^2)}{S} \sqrt{\frac{vS}{Q}} \quad (a) \quad \text{и} \quad m_A \frac{vS}{m_A} \sqrt{\frac{vS}{Q}} \quad (b). \quad (17)$$

Предельный радиус околоскважинного влияния промывки (R_{inf}) оценивается по ее объему, поглощенному в коллекторе за время его проходки (W_{ABS}), и мощности коллектора (h_{col}) из следующего равенства:

$$W_{ABS} = \frac{h_{col}}{v} m_A (R_{inf}^2 - R^2) h_{col}$$

и составит:

$$R_{inf} = \sqrt{R^2 + \frac{W_{ABS}}{v m_A}}. \quad (18)$$

Таким образом, на основе дебитометрических исследований возможны: 1) определение положения коллектора в разрезе и оценка его мощности; 2) веское заключение о вероятном типе насыщающего флюида; 3) оценка удельной приемистости для данного типа насыщения; 4) оценка активной пористос-

ти; 5) оценка размера области околоскважинного влияния промывки.

Вывод о фазовом насыщении коллектора при поглощении должен обосновываться всеми доступными показателями, к которым относятся: 1) дебит поглощения (в форме vS — эта оценка не зависит от размеров долота); 2) сумма C/b_i составоопределяющих компонентов (метан и другие углеводороды, азот, двуоксид углерода, сероводород), причем наиболее представительным этот показатель может оказаться вне поглощающего интервала — в пике контролирующей диффузионной линзы, поскольку будет отражать насыщенность непромытой части разреза, непрерывно связанную с насыщенностью горизонтов; 3) соотношения между гомологами метана, играющие основную роль при различии газа и нефти; 4) показатель He/CH_4 , существенно отличающийся в коллекторах разного фазового насыщения из-за независимой вариативности констант фазового равновесия компонентов.

Итак, в режиме штатной проходки в вскрытом разрезе могут быть: 1) выделены зоны диффузионного и конвективного обмена; 2) определено положение коллекторов и флюидоупоров и оценены их мощности. Не поглощающие коллектора должны быть уверенно дифференцированы по характеру фазового насыщения. Поглощающий коллектор может быть охарактеризован оценками приемистости, активной пористости, а также аргументированным предположением о характере его фазового насыщения.

Рис. 3 демонстрирует, как в дебитометрии и содержаниях компонентов должна отражаться проходка забоем области давлений, превышающих гидростатическое (эти давления избыточные). От отметки 3000 м (H_i) избыточное давление начинает увеличиваться и на отметке 3180 м (H_e) пластовое давление достигает забойного (см. рис. 3, А). Это отметка нулевого значения дифференциального давления — точка перехода от поглощения к проявлению. Чередование коллекторов и флюидоупоров представлено на рис. 3, А, а ожидаемое отображение данного разреза в кривой дебитометрии — на рис. 3, Б (кривая 1). На интервале 3000... 3180 м снижаются и амплитуды пиков (в коллекторах), и общий фон поглощения (линии 3 и 4). Переход через ноль дифференциального давления отмечается пересечением этих кривых с осью ноль дебита. Тем самым диагностируется положение отметки \bar{H}_e и предопределяется глубина перекрытия ствола цементной колонной. В распределении содержаний (см. рис. 3, Б, кривая 2) на рассматриваемом интервале также отмечается специфическая вариация: снижение поглощения сопровождается увеличением значений фоновой составляющей с возрастающим темпом, а переход через ноль дифференциального давления отмечается скачком градиента этой зависимости. Точка скачка смещена вниз по стволу от отметки ноль на отрезок $vH_e/2u_z$ (см. рис. 3,

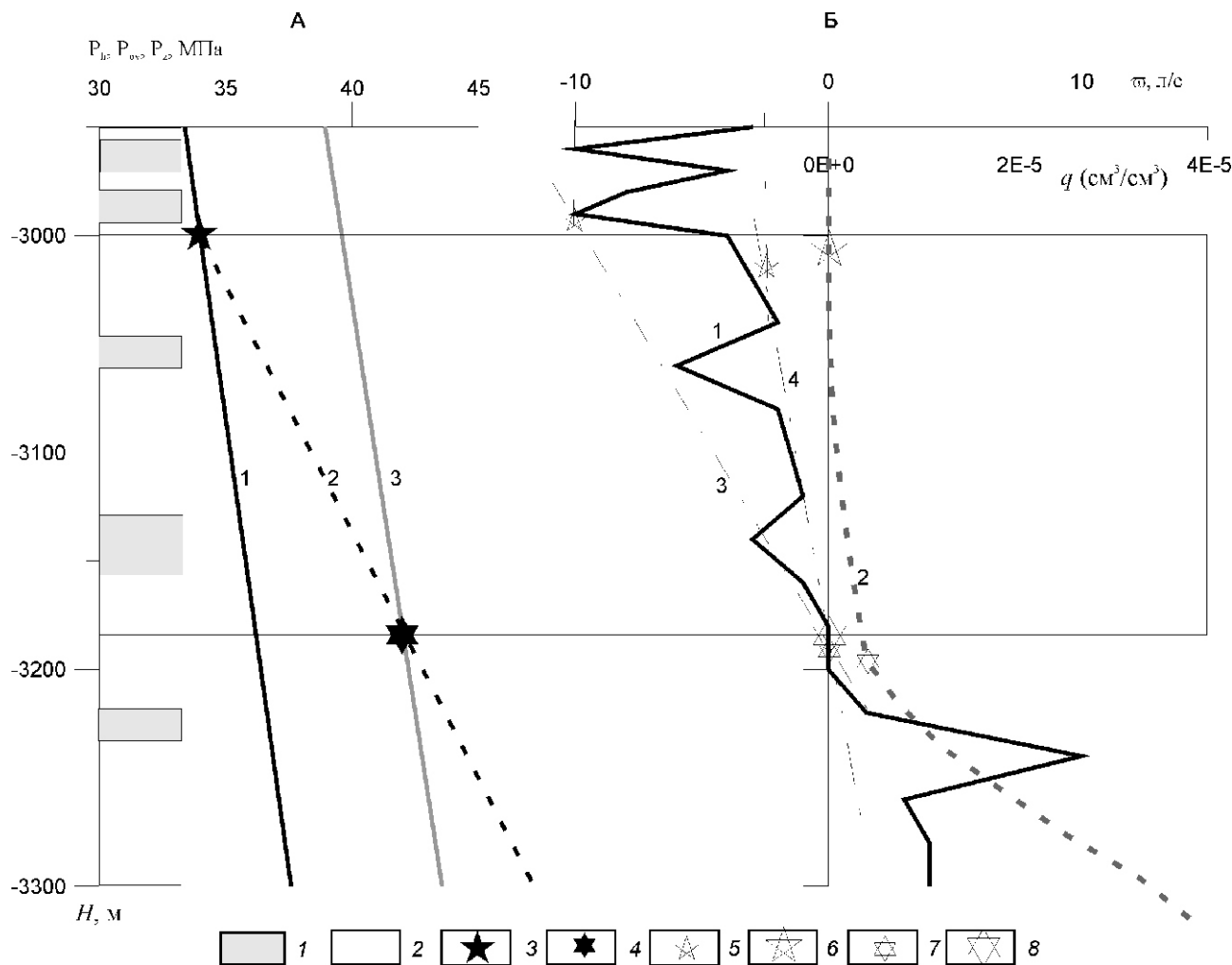


Рис. 3. Отражение интервалов с избыточными давлениями в кривых дебитов и содержаний промывки:

А — соотношения между гидростатическим (кривая 1), избыточным (кривая 2) и забойным (кривая 3) давлениями во вскрываемом разрезе; Б — кривые дебитов (1) и содержаний (2 — фоновая составляющая) на интервале с избыточным давлением; ломаные (3) и (4), огибающие аномальной и фоновой составляющих кривой дебитов; 1 — коллекторы; 2 — флюидоупоры; 3 — точка отхода избыточного давления от гидростатического (кровля области приложения начального градиента); 4 — точка пересечения пластового и забойного давлений (ноль дифференциального давления); 5 — частные оценки положения точки отхода по кривой дебитов; 6 — средневзвешенная оценка этого положения; 7 — частные оценки положения точки пересечения пластового и забойного давлений по кривым дебитов и содержаний; 8 — средневзвешенная оценка этого положения

Б). В геологическом отношении интерес представляют точки отхода кривой избыточного давления от гидростатического (H_i), экстремума вариации (H_m) и повторного схождения избыточной и гидростатической кривых (H_f). Области избыточного давления — зоны полифазного насыщения пустотного пространства [5]. Газонасыщение (σ) и избыточное давление (P_{ov}) связывает зависимость: $P_{ov} \sim V$, где V — модуль объемного сжатия конденсированных фаз. Определяющим фактором формирования вариации избыточного давления является распределение начального градиента J_0 . Последний термин означает порог перепада давления на единице длины, который должен быть превзойден для инициации течения вдоль данной траектории. В разрезе изотропном по отношению к начальному градиенту следующие соотноше-

ния связывают градиент с углом наклона вариации в точке ее расхождения с гидростатической составляющей, а угол — с отношением амплитуды к мощности вариации и запасом газа, приходящимся на единицу поверхности Земли [5]:

$$\arctg J_0, \frac{P_{Aov}}{2 \sin \alpha}, \frac{(1 - \cos \alpha)}{2 \sin \alpha}, \frac{1}{2} \sin^2 \alpha \quad (19)$$

где α — угол наклона вариации на отметке H_i ; N/M — согласующий масштабный множитель, равный отношению шкалы отображения расстояний N (в м/см) к шкале отображения давлений M (в МПа/см) и имеющий размерность м/МПа; P_{Aov} — амплитуда вариации

ции избыточного давления (отметка H_m); — мощность вариации ($H_i - H_j$); — площадной запас газа в ее пределах, $\text{м}^3/\text{м}^2$; P_a — атмосферное давление.

Экстремум вариации находится либо непосредственно на разделе между зонами конвективного и диффузионного обмена, либо в ближайшей его окрестности. Точка расхождения гидростатической и избыточной кривых (H_i), как правило, представляет собой кровлю области действия начального градиента. Отметки (H_i , H_m , H_j) на кривой содержаний не представлены, а на кривой дебитов могут быть намечены как точки пересечения тенденций, отражающих области постоянного, увеличивающегося или уменьшающегося дифференциального давления по пикам или фону распределения. Так, на рис. 3, Б отметка расхождения кривых представлена ее оценкой, полученной как среднее из точек пересечения пиковых и фоновых огибающих. Она и рассматривается как оценка положения отметки кровли области приложения начального градиента (\bar{H}_i), а величина $\bar{J}_0 (P_{ze} - P_{he}) / (\bar{H}_e - \bar{H}_i)$ — непосредственная его оценка. Аналогично может быть оценено положение точки схождения кривых (\bar{H}_j) и, соответственно, рассчитана вскрытая мощность вариации избыточного давления ($\bar{H}_i - \bar{H}_j$). После этого с использованием соотношения (19) может быть рассчитан и площадной запас в пределах вариации.

Если на интервале дозволяемого проявления будет встречен коллектор с дебитом rev , то он может быть охарактеризован величинами активной пористости и удельной продуктивности, которые, по аналогии с соответствующими характеристиками поглощающего пласта, должны выглядеть следующим образом:

$$m_A \frac{(R^2 - r^2)}{S} \sqrt{\frac{rev}{Q}} \text{ и } s_{rev} \frac{rev}{P_{df} S}. \quad (20)$$

Таким образом, наряду с характеристиками разреза, полученными в режиме штатной проходки, по материалам исследования ствола на интервалах, вскрываемых с проявлением разреза, могут быть оценены: 1) отметка с нулевым дифференциальным давлением, определяющая длину изолирующей колонны; 2) отметка расхождения кривых избыточного и гидростатического давлений (кровли области приложения начального градиента); 3) значение начального градиента. Последующая проходка на промывке повышенной плотности позволяет оценить положение точки схождения избыточной и гидростатической кривых, рассчитать амплитуду вариации и запас газа.

Предлагаемые примеры демонстрируют работоспособность развитых положений. Распределение содержаний гелия и метана в промывке скв. 203 Жетыбайского месторождения [15] представлена на рис. 4. Регистрация режима проходки на момент проведения работ была технически невыполнимой задачей. Это предопределяет неточность привязки выделяемых зон и горизонтов и ограничивает возможности коли-

чественной оценки их характеристик. В некоторой степени такие ограничения компенсируются данными о глубинных распределениях концентраций гелия и метана в пластовых водах разреза Жетыбайской площади [7, 6]. На нем показаны и интервалы, занятые зонами диффузионного и конвективного обмена, положение которых намечено по кривой гелия с использованием ранее обоснованной методики [4]. Распределения содержаний названных компонентов в промывке показаны на рис. 4, Б. Разделение такого типа кривых на фоновую и аномальную должно базироваться на их сопоставлении с дебитограммой с учетом расхождения моментов регистрации дебитов и содержаний. В непоглощающих разрезах фоновая кривая огибает основания пиков снизу, в поглощающих — сверху. В изучаемом варианте при отсутствии информации об осложнениях, допускается, что одна часть интервалов проходила без поглощений, другая — с поглощениями, и аппроксимация искомого разделения выполняется на основе объединения (с помощью сплайновой интерполяции) отрезков изменчивости, которые по формальным соображениям представляют собой не поглощающие интервалы, в континуальную кривую. Эти составляющие выделены на рис. 4, Б. Разности между исходными распределениями и найденными зависимостями и есть аномальные составляющие, причем правые пики представляют интервалы не поглощающие, а левые — поглощающие.

Из анализа изменчивости фоновых кривых следует, что в разрезе представлено не менее трех диффузионных линз различной мощности (см. рис. 4, Б). По положению они сопоставляются с аналогичными интервалами, выделенными по данным гидрогеологических исследований. Однако, как следует из последнего восстановления, дифференциация водной толщи по режимам обмена носит существенно более сложный характер. Сравнение фоновых кривых с распределениями концентраций гелия и метана в водах в интервале 800... 1100 м позволило оценить вероятный уровень активной пористости, обеспечивающей воспроизведение фоновых компонент в промывке, оказавшийся близким к 0,03 (3%).

Интервалы, занятые коллекторами, до глубины 1500 м намечались по пикам аномальной составляющей метана, поскольку пики кривой гелия на этом отрезке близки к порогу флюктуации. С отмеченной глубины наоборот выделение таких интервалов производилось по кривой гелия, поскольку по причинам технического характера измерения концентраций углеводородов на этом отрезке оказались нерегулярными. Коллекторы на рис. 4 показаны полосами, толщина которых соответствует их мощности. Таблица, составленная по результатам предлагаемой дифференциации, может рассматриваться как вариант листа инвентарной ведомости, посвященного коллекторам вскрытой части геологических образований. Оценки пористости, при-

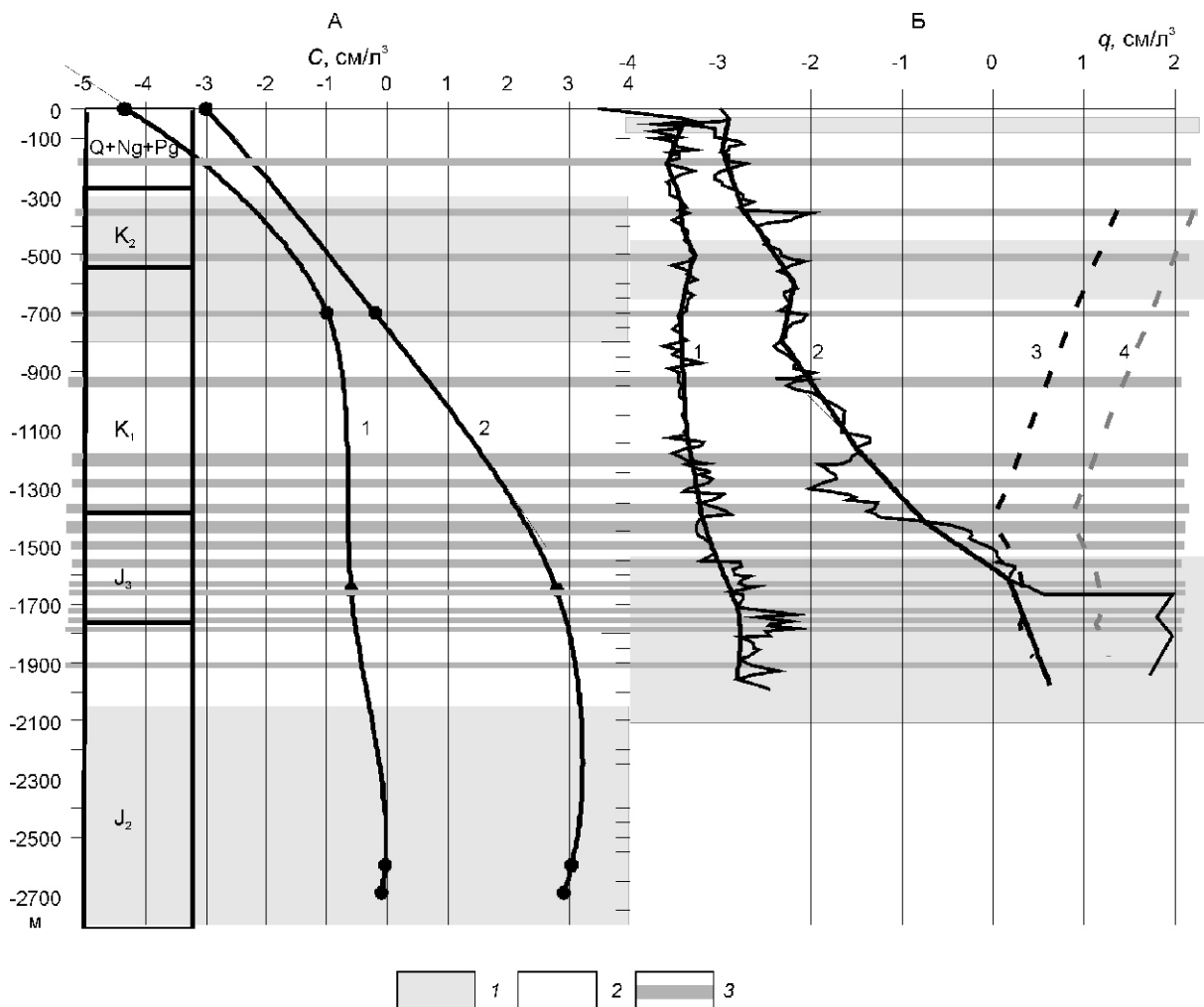


Рис. 4. Распределения содержаний гелия и метана в промывочной жидкости Жетыбайской площади Южного Мангышлака (скв. 203):

распределения концентраций гелия (1) и метана (2): А — в подземных водах разреза Жетыбайской площади, Б — в промывочной жидкости скв. 203; кривые: 1 и 2 — фоновые составляющие распределений, 3 и 4 — приведенные к наблюдаемому уровню разбавления растворимости метана для вариантов 3 и 20% активной пористости соответственно; зоны: 1 — диффузии, 2 — конвекции, 3 — коллекторы

мистости и фазового насыщения коллекторов получены при следующих допущениях. В отношении непоглощающих коллекторов положено: 1) их пористость пропорциональна отношению содержания метана в промывке к его концентрации в поровой воде на той же глубинной отметке; 2) влияние глубины залегания коллектора и его мощности на оценку пористости может быть скорректировано с использованием выведенных ранее соотношений. Кроме того, принято, что пористость коллектора 2 равна 20% и вычисляемый на основе этого постулата «технологический множитель» может быть использован и для оценок пористости других непоглощающих коллекторов. Эти оценки представлены в таблице (столбец 7).

В отношении поглощающих коллекторов принимается, что изменчивость содержаний на ветвях диагностирующих участков кривых от вступления до экстремума определяется разгазированием, постоян-

ная отдачи метана равна $1 \cdot 10^3 \text{ с}^{-1}$, расход промывки 30 л/с, радиус ствола 10,8 см, внешний радиус буровых труб 4,45 см, объем промывки в циркуляционной системе 100 м^3 . Эти постулаты позволяют рассчитать для каждого коллектора расход и эффективную линейную скорость поглощения и, исходя из полученных оценок, активную пористость и приемистость при данном дифференциальном давлении. Данные оценки представлены в таблице (столбцы 8 и 9). Приемистость рассчитана в предположении, что освежаемая поверхность ствола в 5 раз превышает поверхность забоя, и выражена в кубических метрах поглощаемой промывки на квадратный метр свежего среза коллектора в секунду.

Фазовое насыщение определялось в непоглощающих коллекторах исходя из фактического уровня разубоживания метана в промывке по отношению к поровым растворам в предположении, что этот уровень

Перечень коллекторских горизонтов разреза, вскрытых стволом скв.203 на Жетыбайской площади Южного Мангышлака (1967) с оценками их пористости, приемистости и фазового насыщения

Горизонт	Глубина кровли, м	Мощность, м	Стратиграфия, литология	Режим обмена	Коллекторы				
					Непоглощающие		Поглощающие		
					Пористость, %	Фазовое насыщение	Пористость, %	Приемистость, м/с	Дифференциальное давление, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	180	10	Ng, карбонат	Конвективный	11	Вода	—	—	—
2	350	10	K _{2m-sm} , карбонат	Пограничный	20	Вода	—	—	—
3	500	20	K _{2sm} , песчаник	Диффузионный	5	Вода	—	—	—
5	900	50	K _{1al} , песчаник	Конвективный	—	—	13	5,4 10 ⁻⁵	12,8
8	1370	20	K _{1vlj} , песчаник	Пограничный	—	—	16	5,2 10 ⁻⁵	18,8
13	1650	10	J _{3okf} , карбонат	Диффузионный	27	Газ—нефть	—	—	—
17	1750	10	J _{2kl} , песчаник	Диффузионный	14	Газ—нефть	—	—	—
19	1880	20	J _{2bt} , песчаник	Диффузионный	7	Газ—нефть	—	—	—

обеспечивался одним и тем же значением активной пористости. По распределениям параметров состояния, характеризующих разрез Жетыбайской площади [6], построена кривая растворимости метана в поровых водах. Трансформация этой кривой к наблюдаемому уровню разубоживания выполнялась с помощью умножения полученных оценок растворимости на отношение — содержание в промывке на фоновой зависимости к концентрации в растворе на той же глубинной отметке. Эта кривая должна отображать отдачу порового флюида в промывку из пространства пористостью примерно в 3%. Если предположить, что предельная отдача в коллекторе может соответствовать 20% активной пористости, то оценки трансформированной кривой следует увеличить примерно в 7 раз. Обе кривые показаны на рис. 4, Б. На глубинной отметке 1620 м правая из построенных зависимостей пересекается с кривой фактических метаносодержаний, причем отношения последних к соответствующим оценкам растворимости находятся в интервале значений 3—7. Подобное обстоятельство позволяет с высокой степенью уверенности отнести коллектора, находящиеся ниже отметки

пересечения, к категории продуктивных и предположить, что их продукция представлена либо газом, либо предельно насыщенной нефтью. В качестве иллюстрации предлагается таблица с сокращенным перечнем выделенных горизонтов.

Фрагмент газокаротажной диаграммы скв. 3 Пограничной площади Саратовского Поволжья показан на рис. 5, А. Эти данные поступили в лабораторию Методологии ВНИИгеосистем из треста Нижневолжскнефтегеофизика в конце 80-х годов прошлого столетия. Распределение концентраций метана в промывке свидетельствует о том, что стволом скважины в интервале разреза 2600—2850 м вскрыта диффузионная линза. Вступление ее прикровельного диффузионного слоя отмечается на глубине 2665 м, а отметка подошвы находится вблизи экстремума вариации на глубине 2750 м. Непосредственно у отметки вступления на глубине ~2670 м регистрируется кровля поглощающего горизонта большой мощности ~70 м, сильно искажающая форму отражения линзы. Опираясь на опыт моделирования линзы в промывке, представим неискаженный облик ее отражения, соединив отрезками прямых экстремальные точки вари-

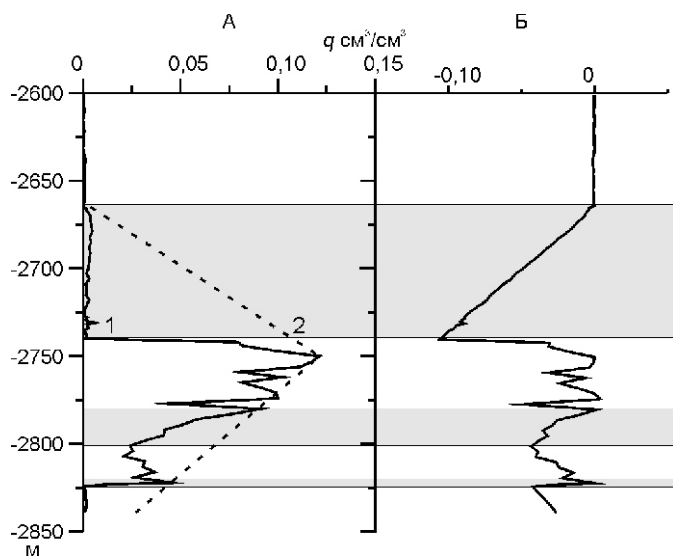


Рис. 5. Фрагмент распределения содержаний метана в промывочной жидкости Пограничной площади Саратовского Поволжья (скв. 3):

А — кривые: 1 — распределение содержаний метана в промывке, 2 — восстановленное по кривой 1 отражение диффузионной линзы; Б — качественное отображение кривой дебитов поглощения; см. услов. обозн. к рис. 4

ации. Кривая на рис. 5, Б получена вычитанием восстановленной кривой из исходной. Это распределение — качественное воспроизведение дебитов поглощения вдоль вскрытого интервала разреза. Положение основных коллекторов также показано на рисунке. Оценки дебитов поглощения для выделенных коллекторов найдены с учетом их мощностей, данных о конструкции и режиме проходки скважины и в предположении, что постоянная метаноотдачи равна $1 \cdot 10^3 \text{ с}^{-1}$. Дебиты (от верхнего коллектора к нижнему) составили (в $\text{м}^3/\text{с}$) соответственно: 0,024; 0,025 и 0,023. Пористость и приемистость коллекторов, рассчитанные с использованием оценок дебитов, должны быть 33% и $6,6 \cdot 10^4 \text{ м/с}$, 37% и $7,1 \cdot 10^4 \text{ м/с}$, 29% и $6,9 \cdot 10^4 \text{ м/с}$ соответственно. Эти значения дают основания предполагать, что коллекторы насыщены газом (по уровню поглощения).

Прямой вывод о фазовом насыщении обосновывается из сопоставления оценок концентраций метана, этана, пропана и бутана в пустотном пространстве линзы, рассчитанных по их содержаниям в промывке в максимуме вариации с растворимостями названных компонентов в условиях залегания. Содержания составили (в $\text{см}^3/\text{см}^3$): q_{CH_4} 0,0208, $q_{\text{C}_2\text{H}_6}$ 0,0293, $q_{\text{C}_3\text{H}_8}$ 0,0261, $q_{\text{C}_4\text{H}_{10}}$ 0,1041. Если положить, что активная пористость имеет значения в интервале 0,01—0,1, то концентрации этих компонентов в пустотном пространстве должны находиться в пределах: C_{CH_4} 450 4500, $C_{\text{C}_2\text{H}_6}$ 634 6340,

$C_{\text{C}_3\text{H}_8}$ 565 5650, $C_{\text{C}_4\text{H}_{10}}$ 2250 22500 $\text{см}^3/\text{см}^3$. Растворимости этих компонентов должны быть близкими к следующим значениям (если предположить, что температура изменяется с глубиной по стандартной кривой, а давление гидростатически возрастает (в $\text{см}^3/\text{см}^3$): b_{CH_4} 3, $q_{\text{C}_2\text{H}_6}$ 1,38, $b_{\text{C}_3\text{H}_8}$ 0,65, $b_{\text{C}_4\text{H}_{10}}$ 0,226. Сумма отношений полученных оценок концентраций к растворимостям должна быть заключена в интервале 11 410—114 100, т.е. выделенные пласты однозначно могут быть отнесены к категории продуктивных. По данным пластоиспытателя фазовое насыщение пакерированного горизонта 2690—2740 м действительно определено как газ. Таким образом, уже отмеченная роль интенсивности поглощения и максимума вариации как индикаторов фазового насыщения коллектора материалами диаграммы убедительно подтверждается.

Рассмотренный пример наглядно показывает, что: 1) вне представлений о дифференциации пустотных пространств разрезов на области с диффузионным и конвективным режимами обмена невозможно разобраться в истоках регистрируемой в промывке изменчивости; 2) диффузионные линзы представляют собой совершенно самостоятельный поисковый интерес; 3) дебитометрия поглощения и проявления промывки должна стать естественной составной частью обслуживания процесса бурения; 4) самое главное, никакими другими средствами, кроме как такого рода обслуживанием, столь полных и представительных характеристик дифференциации вскрываемого разреза на флюидоупоры и коллекторы, а также емкости, приемистости и фазового насыщения коллекторов получить невозможно.

Следующий пример демонстрирует ту роль, которую исследование промывки может сыграть при корреляции разрезов. Распределения содержаний гелия и метана по стволам скважин 93 (Восточно-Тарасовская) и 126 (Восточно-Таркассалинская) площадей Западной Сибири, показаны на рис. 6. Анализируемые материалы получены при участии авторов настоящей статьи (В.А.Бушмакин и В.И.Медовый). Расстояние между скважинами 36 км. В отложениях верхнепалеоген-четвертичного возраста чередуются песчаные прослойки с отдельными включениями относительно маломощных глинистых образований. В нижележащих толщах, представленных напластованиями нижнего и среднего палеогена и турон-датскими отложениями мела, преобладают глины. Они подстилаются терригенной последовательностью из песчаников, алевролитов и глин апт-альб-сеноманского возраста. Справа от вертикальных линий, отмечающих стволы скважин (см. рис. 6), отложены содержания метана, слева — гелия. Фоновые компоненты изменчивости (толстые линии) построены на основе тех же соображений, что и Жетыбайские кривые. По стволу каждой из скважин вариации на близких горизонтах уверенно сопоставляются. Линзы выделены по фоновым кривым. За отметку

кровли каждой из них принималась точка вступления положительной вариации, за отметку подошвы — точка ее экстремума. При несовпадении вступлений максимумов по кривым метана и гелия, приоритетными предполагались показания гелиевых распределений. Межскважинная корреляция диффузионных линз проводилась на основе горизонтальной сопоставимости отметок их кровли и подошвы. Коллекторы выделены по пикам пилообразной изменчивости. При несовпадении вступлений и экстремумов в полях гелия и метана приоритет отдавался наиболее четко выраженному пику. При межскважинной корреляции коллекторов их падение согласовывалось с залеганием стратиграфических разделов.

В итоге в изученной части разреза выделены 4 линзы мощностью 160—460 м и 14 коллекторов различной мощности. Положение линз не обязательно согласуется с слоистостью разреза. В мощных пачках глин отмечены связанные области конвективного обмена. Как продуктивная выделена часть коллектора, вскрываемая Таркасалинской скважиной в интервале

глубин 1260—1300 м, на основе следующих характеристик ее отражения: 1) отношения содержаний и гелия, и метана в пиках к содержаниям в вступлениях превосходят 10 и далеко выходят за оценки средних и средних колебаний активной пористости водонасыщенных пластов разрезов; 2) положение пиков и метана, и гелия точно совпадает, что характерно именно для продуктивных коллекторов (в водонасыщенных разрезах экстремумы вариаций этих полей разнесены один от другого, поскольку гелиевые максимумы тяготеют к центрам диффузионных тел, а метановые — к их разделам); 3) отношения гелия к метану в рассматриваемом интервале на порядок отличаются от значений этой характеристики во всех остальных пробах.

Таким образом, данные исследования промывки способны внести очень весомый вклад в воссоздание единого образа исследуемых геологических образований, в воспроизведение текущих в них процессов, в выделение коллекторов и в диагностику их продуктивности.

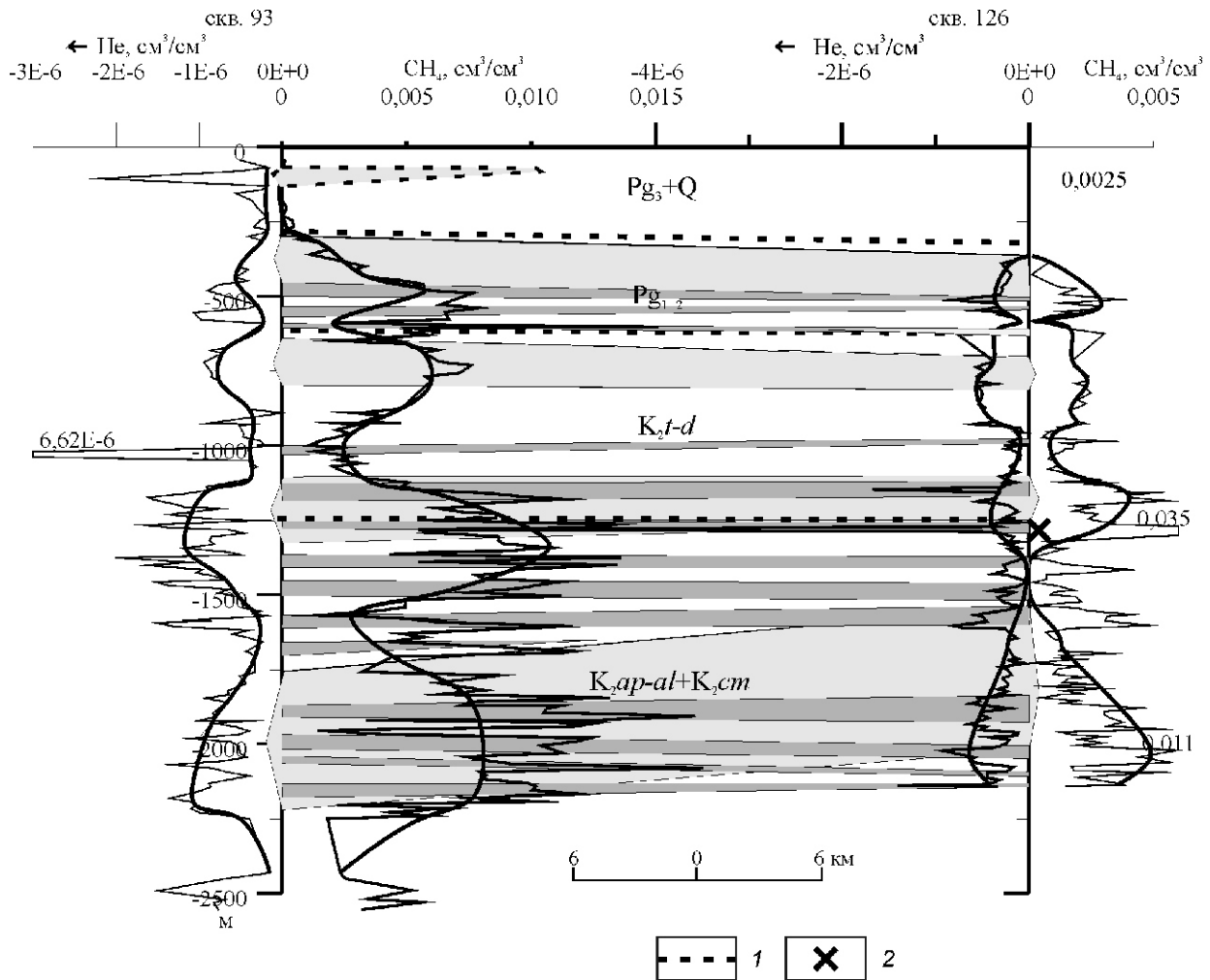


Рис. 6. Корреляция скважинных разрезов по материалам исследования промывочной жидкости площадей Западной Сибири (Восточно-Тарасовская и Восточно-Таркасалинская):

1 — стратиграфические разделы; 2 — продуктивные интервалы; цифры у кривых — амплитуды обрезанных пиков (в cm^3/cm^3); см. услов. обозн. к рис. 4

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Промывочная жидкость (промывка) скважин представляет тот агент цивилизационного воздействия на разрез, проходимый бурильной колонной, в изменчивости химического состава, гидродинамического режима, общего объема и физических свойств которого отражаются истинные характеристики, присущие вскрываемому материалу. Из анализа промывки непосредственно в процессе бурения могут быть сделаны заключения о типе пустотной емкости породы (флюидоупор, коллектор), емкости и приемистости (продуктивности) коллекторов и их фазовом насыщении, режиме обмена в пустотах разреза (диффузионный, конвективный), избыточном (недостаточном) давлении в разрезе и дисперсном газонасыщении вскрытых образований.

2. Данные исследования промывочной жидкости скважин поставляют массовый материал для формирования документов, которые можно квалифицировать как протоколы первичной инвентаризации разрезов. В этих документах должны быть перечислены последовательно расположенные: 1) интервалы конвективного и диффузионного обмена с указанием оценок положения их кровли и подошвы; 2) отметки скачкообразного изменения значений начального градиента и сами оценки этого градиента; 3) интервалы проявления избыточного над гидростатическим давлением с указанием отметок кровли и подошвы, а также оценок амплитуды и площадного запаса газа, характеризующих данную вариацию; 4) коллектора с указанием отметок их кровли и подошвы, оценок их мощности, активной пористости и удельной приемистости или продуктивности и значений дифференциального давления, при которых последние из этих характеристик регистрируются, а также с заключением о предполагаемом характере их фазового насыщения и, если это насыщение представлено водным раствором, то об уровне его минерализованности (по исследованию электропроводности промывки). Такого рода документация еще не является основой для проектирования подземных народохозяйственных сооружений (водозаборы, газохранилища, резервуары закачки отходов и др.), но уже предоставляет широкие возможности для альтернативного подбора мест заложения подобных объектов с учетом потребности территории и развитости ее инфраструктуры и с широким использованием поисковых систем.

3. При проведении операций картирования подземных обмена и превращений [3] данные об отметках разделов между зонами диффузионного и конвективного обмена, об избыточных (недостаточных) давлениях, об отметках скачкообразного изменения начального градиента представляют естественное дополнение к исходной гидрогеологической выборке, с использованием которого могут быть уточнены пространственные очертания картируемых образований (зоны диффузии и конвекции, трассы подземных

дрен и водоразделов и др.). Данные о положении и промысловых характеристиках коллекторов позволят получить четкие представления о возможных вместилищах прогнозируемых залежей полезных ископаемых и предварительные оценки хозяйственно-экономической эффективности их разработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дикгоф Ю.А., Дикгоф А.Ю. Физико-математические основы гидродинамического способа выделения коллекторов в процессе бурения / Методика и интерпретация геофизических наблюдений. —Казань: Изд-во Казанского государственного университета, 1974. С. 7—34.
2. Иванов В.В., Антоненко Е.Ф., Обухова С.Н. Проводимость поровых сред при дисперсном распределении одной из фаз порового флюида. Препринт 6-88. —М., 1988.
3. Иванов В.В., Гулиев И.С. Подземные массообмен и превращения: распознавание и перспективы использования // Отечественная Геология. 2006. № 1. С. 65—77.
4. Иванов В.В., Гулиев И.С. Массообмен, углеводородообразование и фазовые переходы в осадочных бассейнах. —Баку: Нафта-Пресс, 2001.
5. Иванов В.В., Гулиев И.С. О характере изменения давлений в процессе формирования месторождений углеводородов // Изв. Национальной академии наук Азербайджана. Сер. Науки о Земле. 2004. № 3.
6. Иванов В.В., Медовый В.И., Мусиченко Н.И. Поля концентраций метана и гелия в пространствах с формирующимися и рассеивающимися углеводородными фазами (на примере месторождений Южного Мангышлака) / Результаты разработки и опробования прямых геохимических методов поисков месторождений нефти и газа. —М.: Недра, 1971.
7. Корценштейн В.Н. Гидрогеология нефтегазовых месторождений Южного Мангышлака. —М.: Недра, 1967.
8. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. —М.—Л.: Госиздат технико-теоретической литературы, 1950.
9. Лукьянов Э.Е. Исследование скважин в процессе бурения. —М.: Недра, 1979.
10. Обработка и интерпретация геолого-геохимической информации при поисках залежей нефти и газа / В.А.Ванюшин, В.В.Иванов, В.А.Сиротюк и др. —М.: Недра, 1987.
11. Орлов Л.И., Ручкин А.В., Свихнушин Н.М. Влияние промывочной жидкости на физические свойства коллекторов нефти и газа. —М.: Недра, 1976.
12. Померанец Л.И. Газовый каротаж. —М.: Недра, 1982.
13. Промывка при бурении, креплении и цементации скважин. / А.Г.Беликов, А.И.Булатов, Р.Х.Уханов и др. —М.: Недра, 1974.
14. Рид Р., Праусниц Д., Шервуд Г. Свойства газов и жидкостей. —Л.: Химия, 1982.
15. Славягина И.И., Медовый В.И. Результаты газометрических исследований скв. 203 на газонефтяном месторождении Жетыбай / Геохимические методы поисков нефти и газа и вопросы ядерной геологии. —М.: Недра, 1970.
16. Чекалин Л.М. Газовый каротаж скважин и геологическая интерпретация его результатов. —М.: Недра, 1965.
17. Черемисинов О.А. Проблемы газометрии скважин. —М.: Недра, 1973.
18. Юровский Ю.Н. Методика интерпретации результатов газового каротажа. —М.: Недра, 1977.

Литология и фации алмазоносных отложений верхнего палеозоя на востоке Тунгусской синеклизы

И.Г.КОРОБКОВ (АК «АЛРОСА»)

Западная Якутия традиционно занимает ведущее место в поставках сырья для алмазодобывающей отрасли России. В то же время проводимые здесь поисковые работы, направленные на открытие новых алмазных месторождений в закрытых районах, становятся все более трудоемкими и недостаточно эффективными. В первую очередь это относится к перспективным площадям, расположенным на восточном борту Тунгусской синеклизы, где в перекрывающихся образованиях широко развиты верхнепалеозойские отложения (рис. 1).

Таким образом, с целью совершенствования методики поисков на закрытых территориях большое значение приобретает изучение осадков терригенных комплексов, направленное на реконструкцию условий формирования древних коллекторов алмаза. Выполненные исследования показали, что основной объем алмазов и их минералов-спутников в пределах поисковых площадей сосредоточен в каменноугольных отложениях выделяемых в нижнеботуобинской подските [1], в связи с чем именно эта часть верхне-

палеозойского разреза была подвергнута детальному литолого-фациальному изучению, результаты которого представлены в настоящей статье.

Литолого-фациальная характеристика алмазоносных отложений. Значительное разнообразие литогенетических типов пород нижнеботуобинской подските позволило выделить в ее составе шесть типов фаций.

Фация песчано-гравийно-галечных осадков русла палеоводотоков I порядка. Отложения этой фации широко линейно распространены в пределах долин крупных транзитных рек, прослеживаемых в западной части исследуемого региона. Основными литогенетическими типами и здесь являются разнообломочные конгломераты и галечники с включениями валунов, реже с прослоями и линзами гравеллитов и крупно-грубозернистых песчаников с крупной косою однонаправленной слоистостью [3]. Состав гравийно-галечного материала довольно разнообразен. Он представлен кварцем, кремнями, кварцитами, гнейсами, кислыми и средними эффузивами. В подчиненном количестве присутствуют обломки терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и щепы углефицированной древесины. Количество грубообломочного материала в конгломератах часто достигает 40—60%. Заполняющая масса представлена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. В поперечном профиле долин эти отложения сменяются осадками кос, прирусловых отмелей, а вверх по разрезу перекрываются пойменным аллювием и бассейновыми осадками позднеботуобинского времени. Мощности отложений руслового аллювия в разных частях долин от 10 до 40 м. По данным литологического анализа минеральный состав легкой фракции характеризуется относительно низким весовым содержанием кварца (11%). Содержание полевых шпатов составляет 12%, минералов группы слюд 3%, остальная часть — кремнисто-слюдястые агрегаты и обломки кремней. Тяжелая фракция анализируемых осадков в целом представлена гранат-магнетит-ильменитовой ассоциацией. Характер распределения основных минералов этой группы приведен на рис. 2. Глинистая фракция данных осадков имеет следующий состав (в %): каолинит 50, монтмориллонит 26, гидрослюда 15, хлорит 8.

Минералы-спутники алмаза в рассматриваемых отложениях характеризуются небольшим преобладанием пироповой ассоциации (по весовым концентрациям) при более высоком абсолютном содержании зерен пикроильменитов в основном за счет мелких

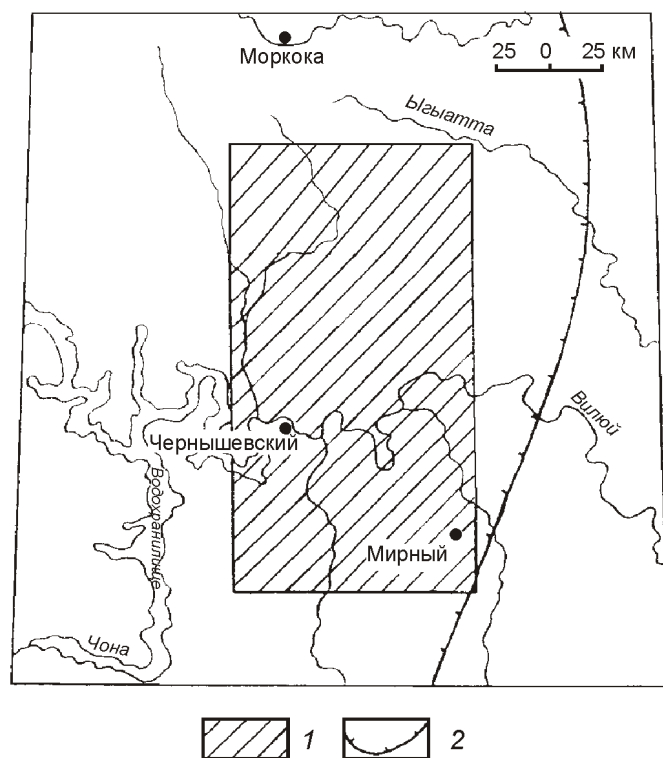


Рис. 1. Обзорная карта:

1 — район исследований; 2 — восточная граница Тунгусского бассейна

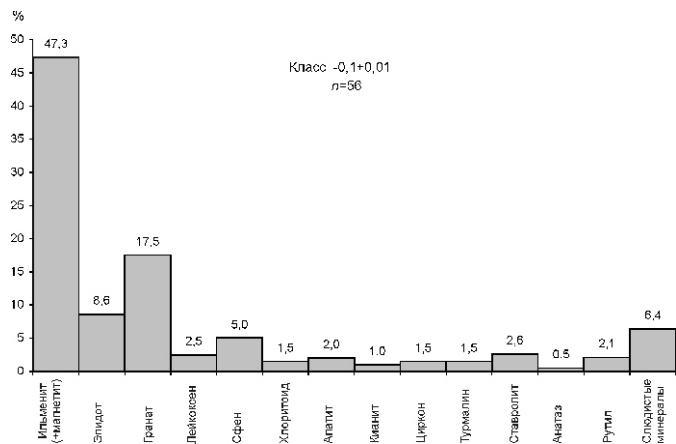


Рис. 2. Характер распределения минералов тяжелой фракции в песчано-гравийно-галечных осадках русла палеоводотоков I порядка

(0,5 мм) гранулометрических классов. Участки с повышенными содержаниями минералов-спутников алмазов в плане слабо вытянуты, иногда изогнуты и приурочены к приустьевым частям боковых притоков. Весовые концентрации минералов-спутников составляют в основном 0,01—0,05 г на 10 л, редко до 0,1 г на 10 л.

Фация гравийно-галечных и крупнозернистых песчаных осадков русла палеоводотоков II и III порядков. Отложения этого комплекса включают два основных тесно связанных между собой литогенетических типа: гравийно-галечные отложения (галечники) и песчаники разнозернистые, преимущественно крупнозернистые с включениями гравия и гальки. Галечные отложения в той или иной степени развиты практически во всех палеодолинах II порядка и фрагментарно участвуют в русловом аллювии палеоводотоков III порядка. Количество грубообломочного материала здесь изменяется от 30 до 40%, достигая максимальных значений в нижних (приплотиковых) частях разреза. В его составе преобладают кремни, кварциты, метаморфические породы, в меньшей степени отмечаются кварц, кислые и средние эффузивы. Нередко встречаются уплощенные обломки нижнепалеозойских пород, а также обломки углефицированной древесины. Текстура беспорядочная, иногда наблюдается слабо выраженная косая слоистость, подчеркиваемая пологонаклонной ориентировкой уплощенных галек и обломков пород. Мощность этих отложений в различных частях русла палеоводотоков изменяется от 0,2 до 3 м.

По результатам литологических исследований, в галечниках палеоводотоков II порядка в легкой фракции по средним весовым концентрациям преобладают (в %): кварц 61, калиевые полевые шпаты 15 и плагиоклазы 7. Обломки кремнистых пород составляют в среднем 4%, глинисто-слюдистые обломки — 7%, кремнисто-углистые — 2%.

В галечных отложениях палеоводотоков III порядка среди минералов легкой фракции также преобладают весовые концентрации (в %): кварц 52, плагиоклазы 18, калиевые полевые шпаты 12. Средние содержания обломков кремней не превышает 6%, глинисто-слюдистых — 5%, кремнисто-углистых — 3%. Характер распределения аллотигенной группы минералов для грубообломочных отложений палеоводотоков II и III порядков определяется гранат-эпидот-(магнетит)-ильменитовой ассоциацией (рис. 3).

Основную роль в глинистой фракции гравийно-галечных осадков играет каолинит, среднее содержание его 51%, монтмориллонит 24%, гидрослюда 15%, среднее содержание хлорита 10%. Отложения данного типа залегают с размывом на породах карбонатного цоколя. В продольном профиле долин палеоводотоков они переходят в крупнозернистые песчаники руслового аллювия, в верховьях водотоков к ним примыкают песчаные и песчано-алевритовые делювиально-пролювиальные осадки склонов, в краевых частях долин они граничат с отложениями кос и прирусловых отмелей и перекрываются образованиями пойменного комплекса.

На исследуемой территории русловые галечники палеоводотоков — один из основных коллекторов

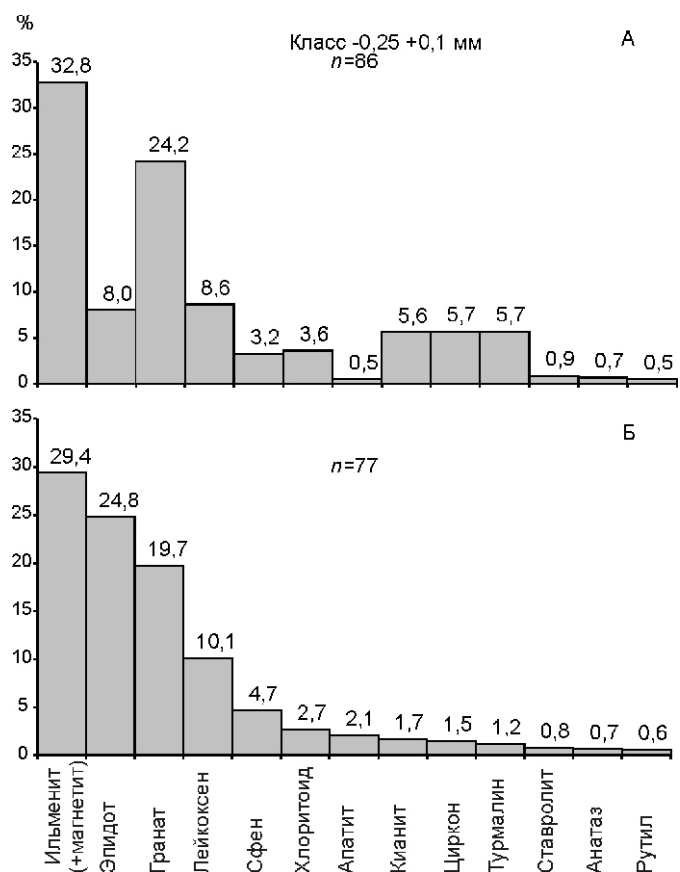


Рис. 3. Распределение минералов тяжелой фракции в галечных отложениях палеоводотоков II (А) и III (Б) порядков

алмазов и их минералов-спутников. Усредненные максимальные концентрации последних здесь достигают для пироба 0,5—1,0 г на 10 л и пикроильменита 8—11 г на 10 л, при самых различных их соотношениях. На отдельных участках с данными грубообломочными осадками связаны погребенные россыпи алмазов [3].

Ко второму литотипу руслового аллювия относятся песчаники крупнозернистые с включениями гравия и гальки. Они весьма широко развиты в пределах долин палеоводотоков, частично перекрывают уже описанные ранее гравийно-галечные отложения. Структура песчаников разномзернистая, преимущественно средне-крупнозернистая, крупнозернистая и крупно-грубозернистая. Включения приурочены в основном к нижним частям разреза и представлены гравийно-галечным материалом и обломками местных пород. Количество грубообломочного материала не превышает 10%, достигая изредка 15—20%. В гравийно-галечном материале преобладает кварц, кремни, кварциты, а также мелкие уплощенные обломки нижнепалеозойских пород и щепа углефицированной древесины. Песчаники преимущественно кварц-полевошпатовые, часто с резким преобладанием кварцевой составляющей. Иногда, где отмечается повышенное содержание темноцветных, главным образом рудных минералов, состав песчаников становится близким к полимиктовому. Текстурные особенности этого литотипа характеризуются наличием крупной и мелкой косой однонаправленной слоистости, подчеркиваемой ритмической сортировкой материала, скоплениями углефицированного детрита и темноцветных минералов. Мощности косых серий колеблются от 5 до 40 см. Максимальная мощность отложений подобного типа фиксируется в наиболее пониженных участках долин, где она составляет от 1 до 5 м. К бортам долин наблюдается ее закономерное уменьшение до 0,2—0,5 м.

По результатам литологических исследований установлено, что распределение минералов легкой фракции в данном литотипе для палеоводотоков II и III порядков имеет схожий характер. Средние содержания (в %): кварца соответственно 53 и 57, калиевых полевых шпатов 11 и 13, плагиоклазов 13 и 23, обломков кремней 8 и 4, глинисто-углистых агрегатов 3 и 1. Особенности распределения аллотигенных минералов характеризуются лейкоксен-гранат-эпидот-(магнетит)-ильменитовой ассоциацией с хлоритом и сфеном (рис. 4).

В глинистых минералах песчаных осадков выделяются каолинит, содержание которого 76%. В меньших количествах встречаются хлорит (8%) и гидрослюда (7%). Отложения данного литотипа в виде различно протяженных полос с размывом залегают на образованиях карбонатного цоколя, частично перекрывают и фациально замещают гравийно-галечные осадки руслового аллювия. В верхних частях долин

они граничат с комплексом делювиально-пролювиальных осадков склонов, вблизи бортов долин к ним примыкают отложения кос и прирусловых отмелей. Перекрываются данные отложения песчаными и песчано-алевритовыми осадками поймы.

По результатам алмазопоисковых работ установлено, что отложения этого литогенетического типа являются по значимости вторым после галечников коллектором алмазов и их минералов-спутников. Весовые концентрации пироба здесь достигают 0,1—1 г на 10 л. Участки с повышенными концентрациями минералов-спутников алмазов имеют в плане вытянутую, иногда слабоизогнутую форму. В крупнообъемных (валовых) пробах выявлены находки алмазов.

Фацция гравийно-галечных и песчано-гравийных осадков стрессевого аллювия палеоводотоков II и III порядков. В отложениях этого типа участвуют мелкогалечные конгломераты с частыми включениями обломков нижнепалеозойских пород, гравелиты и грубозернистые песчаники в основном кварцевого состава. Отличительная особенность их — резко пониженное содержание глинисто-алевритовой составляющей, что свидетельствует о повышенной гидродинамике водных потоков на таких участках русла. В

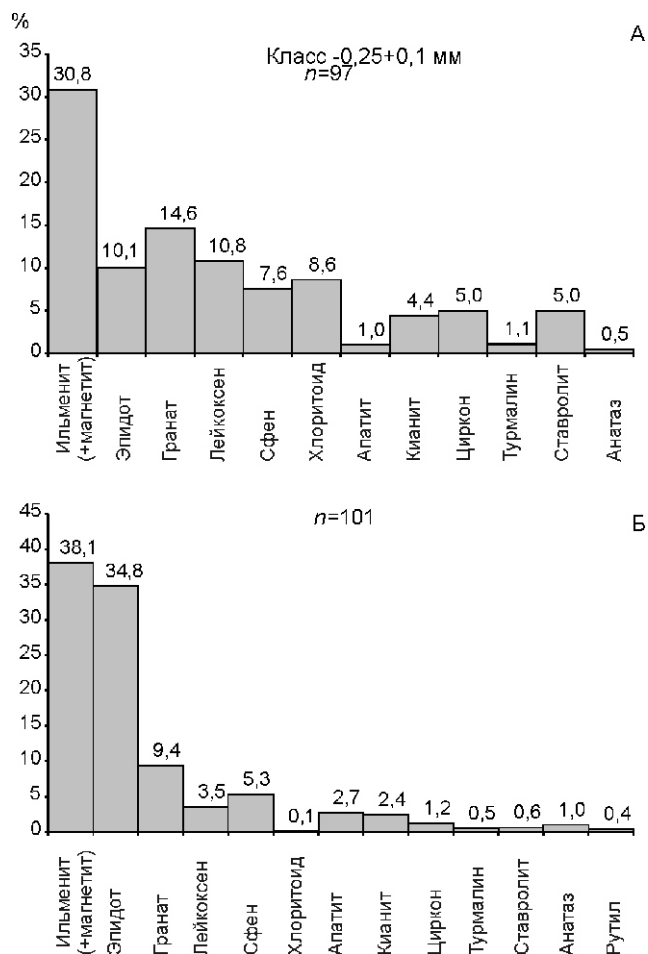


Рис. 4. Особенности распределения минералов тяжелой фракции в крупнозернистых песчаниках руслового аллювия палеоводотоков II (А) и III (Б) порядков

гравеллитах и грубозернистых песчаниках наблюдается косая однонаправленная градационная слоистость, подчеркиваемая скоплениями тяжелых, преимущественно рудных минералов по плоскостям напластования и обусловленная чередованием слоев гравийного и песчаного материала. В конгломератах слоистость выражена слабо и подчеркивается лишь наклонным положением галек и обломков местных пород уплощенной и линзовидной формы. Среди обломочного материала в конгломератах наряду с кварцем отмечаются кремни, кварциты, кислые и средние эффузивы. Количество обломочного материала изменяется от 20 до 40%.

В поперечном профиле долин отложения этого комплекса залегают на породах карбонатного цоколя, перекрываются и переходят в отложения руслового аллювия. Картируемые участки развития стрежневого аллювия имеют в плане форму узких слабо изогнутых полос, ориентированных вдоль тальвегов палеоводотоков. Мощность отложений стрежневого аллювия невелика и составляет в среднем 1—3 м.

Результаты литологических исследований показали, что отложения стрежневого комплекса существенно отличаются от других литологических разновидностей руслового аллювия. Здесь наблюдается максимальный медианный размер зерен, что объясняется присутствием большого количества гравийного материала (61%) в стрежневом аллювии водотоков II порядка и песчаного (80%) в водотоках III порядка. Отличительная особенность этих отложений — относительно высокая степень мономинеральности, подчеркиваемая характером распределения минералов легкой фракции. Так, весовое содержание кварца во многих случаях достигает 80% и более. Для отложений этих типов характерно высокое содержание минералов тяжелой фракции (43%), в которой резко преобладает ильменит, составляя до 95% от ее общего объема.

Поисково-минералогический аспект для отложений стрежневого аллювия заключается в значительно пониженных концентрациях минералов-спутников алмазов, содержание которых не превышает 0,01 г на 10 л. Основной объем их представлен мелкими окатанными и вторично колотыми зернами пикроильменитов.

Фацция песчаных и песчано-гравийно-галечных осадков кос и прирусловых отмелей палеоводотоков. Данные отложения представлены песчаниками мелко-среднезернистыми и среднезернистыми с включениями гравия, мелкой гальки и обломков местных пород. В целом эти литотипы по генетическим признакам во многом сходны с таковыми из русловых отложений и отличаются от них наличием в цементирующей массе повышенного количества глинисто-алевритового материала, поступавшего сюда во время паводков. Здесь нередко отмечаются и прослойки заиления незначительной мощности (5—10 см) и слабо выраженные по простиранью.

В песчаных осадках кос и отмелей преобладают мелко-, средне-, реже тонкозернистые разновидности. Состав песчаников кварц-полевошпатовый. Текстурные особенности выражены мелкой пологой косой, часто слабоволнистой слоистостью, чередующейся с мелкой косоволнистой. Слоистость подчеркивается наличием прослоев глинисто-алевритового материала, а также скоплениями углефицированного детрита. Мощность отложений 1—5 м. В песчаниках с включениями обломочного материала преобладающая структура среднезернистая, состав кварц-полевошпатовый. Здесь также наблюдаются мелкая косая и слабоволнистая слоистости, подчеркиваемые цветовыми оттенками, скоплениями детрита и мелких обугленных древесных обломков. Среди грубообломочного материала преобладают гравийные зерна кварца и кремней. Галечный материал, размерность которого не превышает 2—3 см, представлен кислыми и средними порфиритами и кварцитами. Группа местных пород — угловато-сглаженные, линзовидно-уплощенные обломки глинистых алевритов и углистых аргиллитов, древесная щепа. При непосредственном налегании на породы карбонатного цоколя в этой группе заметно возрастает роль обломков известняков, сидеритов, мергелей. В целом содержание обломочного материала невелико и не превышает 5—10% при самых различных соотношениях его вещественного состава. Мощность отложений данного литотипа зависит от гидродинамической обстановки того или иного палеоводотока на конкретном участке русла. Для крупных транзитных рек эти мощности могут составлять до 5—8 м, в то время как для водотоков II и III порядков они не превышают 1—2 м. Отложения кос и прирусловых отмелей залегают на осадках руслового аллювия или на породах карбонатного цоколя. В поперечном профиле долин они нередко примыкают к их бортам и перекрываются осадками пойменного комплекса. Участки их развития в плане имеют слабоизогнутую изометричную и линзовидно-вытянутую форму. В минеральном составе легкой фракции песчаных отложений значительную долю составляет кварц (66%), калиевые полевые шпаты (13%) и плагиоклазы (12%), весовые содержания обломков кремнистых пород в среднем 6%, глинисто-слюдяных 2%, кремнисто-углистых 1%. Весовые концентрации этих минералов для песчано-гравийно-галечных осадков распределяются близко (в %): кварц 59, калиевые полевые шпаты 9, плагиоклазы 18, обломки кремней 5, глинисто-слюдяные и кремнисто-углистые обломки 1—3. Характер распределения терригенной группы тяжелых минералов (рис. 5) свидетельствует о гранат-магнетит-ильменитовой ассоциации со сфеном, цирконом и эпидотом для отложений песчаных кос и отмелей и об эпидот-гранат-магнетит-ильменитовой ассоциации со сфеном и биотитом для песчано-гравийно-галечных кос.

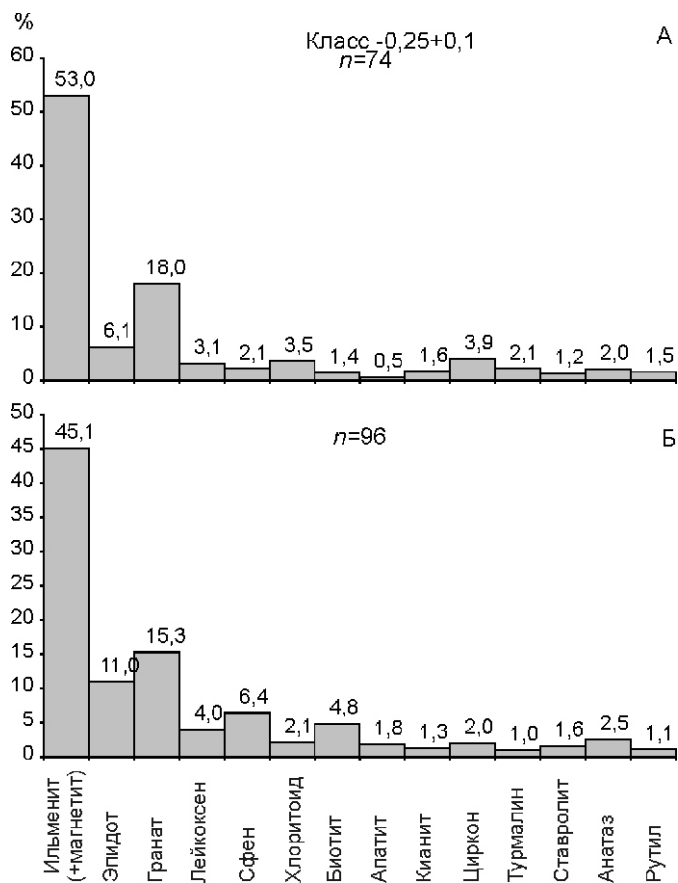


Рис. 5. Характер распределения минералов тяжелой фракции в песчаных (А) и песчано-гравийно-галечных (Б) осадках кос и прирусловых отмелей

В минеральном составе глинистой фракции преобладает каолинит, составляющий до 43% в песчаных и 41% в песчано-гравийно-галечных осадках, содержание монтмориллонита соответственно 22 и 26%, гидрослюд 18 и 15%, хлорита 16 и 18%.

Отложения кос и прирусловых отмелей содержат значительное количество минералов-спутников алмаза, являясь одним из основных коллекторов на исследуемой территории. Содержание минералов-спутников изменяется от единичных знаков до 0,1 г на 10 л и более; в значительных пределах изменяется и соотношение пиропов к пикроильменитам, а также их гранулометрия. В пределах отдельных ореолов выявлены находки алмазов.

Фацция песчаных, песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых осадков поймы. Основные литогенетические типы пойменных образований — мелко-тонкозернистые песчаники, крупно- и мелкозернистые алевриты и глинистые алевриты, связанные между собой плавными, постепенными переходами. Более грубозернистые (песчаные) разности, залегающие в нижней части разреза, фиксируются в основном в прирусловой части поймы. Для них характерно наличие косой однонаправленной, горизонтально-волнистой, иногда горизонтальной слоистости. Мощность слоев изменяется от 0,2—0,5 до 8—10 мм, изредка дости-

гая 15—20 мм. Углы наклона слоев в косых сериях составляют от 15 до 30°. Отмечается погрубление материала в слоях, расположенных в основании серий. Мощность косых серий в среднем 3—5 см, реже 10—15 см, горизонтальных до 15—20 см. Слоистость подчеркивается цветовыми оттенками, скоплениями углефицированного детрита и растительных остатков. Горизонтальная и горизонтально-волнистая слоистость часто обусловлена чередованием слоев песчаников и глинистых алевритов.

По мере удаления от русла к бортам долин накапливается более тонкий, в основном глинисто-алевритовый материал. Здесь уже преобладает горизонтальная слоистость, косая и косоволнистая слоистости развиты фрагментарно. По характеру слоистость часто прерывистая. В косоволнистых сериях угол наклона слоев более пологий, чем в песчаных разностях, и не превышает 5—10°. Наблюдается уменьшение мощности серий вверх по разрезу. Нередко отмечается и массивная текстура. В глинистых алевритах и аргиллитах по плоскостям напластования встречаются присыпки, реже линзовидные прослои тонкозернистого песчаного материала. Мощности отложений пойменного аллювия в целом не велики и составляют в среднем 0,5—5 м, достигая максимальных значений 15—18 м в долинах крупных транзитных палеоводотоков I порядка. Вверх по разрезу данные отложения перекрываются с размывом дельтовыми, подводно-дельтовыми осадками верхнеботуобинской подсвиты. В поперечном профиле долин они примыкают к ее бортам и граничат с делювиально-пролювиальными осадками пологих склонов. Проведенные литологические исследования показали, что в отложениях пойменного комплекса преобладает в основном тонкозернистый алевритовый (37%) и глинистый (33%) материал, песчаная составляющая не превышает 30%. Распределение минералов легкой фракции в песчаниках характеризуется преобладанием кварца (23%) над полевыми шпатами (11%) и относительно высоким содержанием слюдяных минералов, весовые содержания которых здесь достигают 13%. Остальной объем составляют обломки пород и кремнисто-слюдяные образования. В составе минералов легкой фракции в алевритах значительно распространены плагиоклазы, содержание которых по отдельным пробам достигает 50%. Весовые концентрации кварца здесь 30—35%. Резко подчиненное значение имеют калиевые полевые шпаты (6%), кремнистые (6%) и глинистые (5%) агрегаты, хлорит (4%), мусковит (4%) и глауконит (2%). В тяжелых фракциях, выделенных из песчано-алевритовых пород, преобладают аллотигенные минералы (до 92% всего объема фракции). Средние содержания этих минералов в глинистых породах не превышают 46% объема тяжелой фракции. Аутигенные минералы представлены почти полностью пиритом. Характер распределения терригенной части тяжелых минералов показан на

рис. 6. Среди минералов глинистой фракции, широко развиты гидрослюда (38%), содержание которых понижается в песчаных разностях. Каолинит наоборот преобладает в песчаных породах (34%), в алевролитах он составляет не более 21%. Среднее содержание монтмориллонита в глинистых фракциях достигает 50%, содержание хлорита не превышает 15%, в среднем составляя в песчаных породах до 4%, в алевролитах до 9% и глинах до 13%. Минералы-спутники алмаза в отложениях этих типов распространены весьма ограниченно и представлены в основном мелкими зернами пиропов, реже пикроильменитов. Находок алмазов не выявлено.

Фация дресвяно-щебнистых, песчано-алеврит-глинистых делювиально-пролювиальных склоновых осадков. Отложения этого типа в целом незначительно распространены и тяготеют к нижним частям разрезов ботубинской свиты. Они формировались в основном в пределах коротких ложков и линейных понижений, развитых на склонах долин палеоводотоков и локальных возвышенных участков. Осадки такого типа представлены практически несортированными глинисто-алевритовым и песчаным материалом с включениями дресвы и щебня пород карбонатного цоколя. Текстура отложений преимущественно беспорядочная, иногда просматривается неясная субгоризонтальная слоистость. Нередко встречаются мелкие обломки углефицированной растительности. Мощность осадков данного типа не превышает 1—3 м, в исключительных случаях достигает 5—7 м. Делювиально-пролювиальные отложения залегают на эродированной поверхности карбонатного цоколя. В профиле долин они граничат и перекрываются отложениями пойменного аллювия. По результатам гранулометрического анализа осадки данного комплекса характеризуются большим количеством тонкозернистого материала. Так, глинистые и алевритовые частицы составляют 65% при равном их соотношении. Главную роль в составе глинистой фракции играет каолинит, содержание которого достигает 54%, хлорит и гидрослюда соответственно 24 и 14%, монтмориллонит — 8%.

Находки минералов-спутников алмаза здесь крайне редки и представлены преимущественно мелкими зернами пиропов, реже пикроильменитов. Однако в случае обнаружения в делювиально-пролювиальных осадках, являющихся отложениями ближайшего сноса, повышенных концентраций кимберлитового материала, их роль как поискового коллектора резко возрастает, что необходимо учитывать при прогнозной оценке на коренную алмазонасность конкретных поисковых участков.

Литолого-минералогические ассоциации продуктивных горизонтов и их связь с фациальными обстановками. Среди всего комплекса фациальных обстановок раннеботубинского времени по настоящему высокие коллекторские свойства характерны

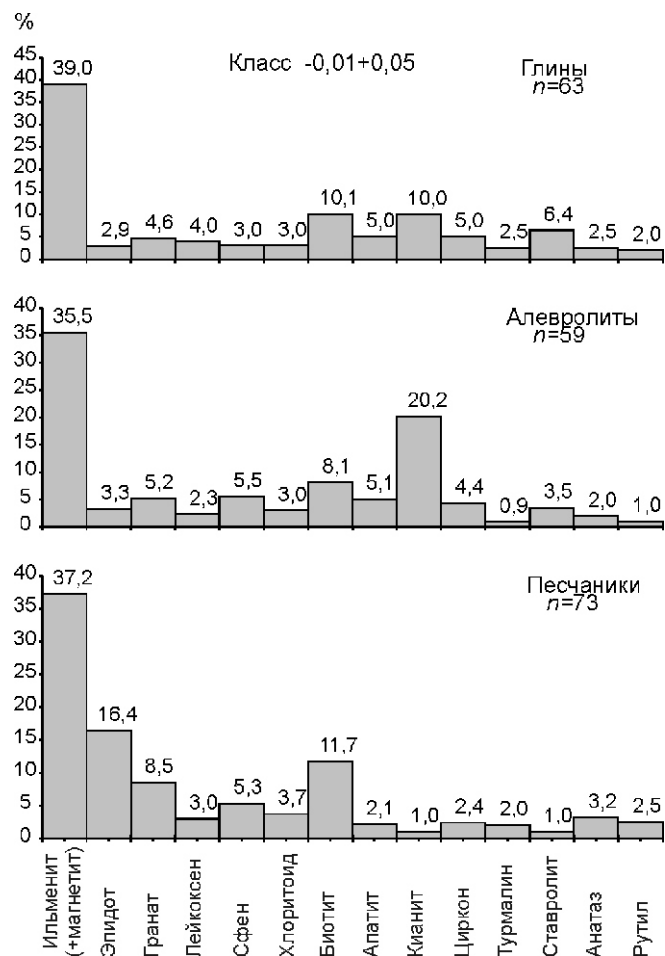


Рис. 6. Характер распределения минералов тяжелой фракции в осадках пойменного аллювия

лишь для фаций гравийно-галечных и крупнозернистых песчаных осадков русла палеоводотоков II и III порядков, а также фаций песчаных и песчано-гравийно-галечных осадков кос и прирусловых отмелей [3]. Все литотипы данных фациальных обстановок отличаются общностью распределения минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций. Так, среди группы основных породообразующих минералов традиционно первое место принадлежит кварцу. Его содержание отличается заметным постоянством и составляет в среднем 55%, несколько повышенные средние концентрации (66%) отмечены в песчаных осадках кос и прирусловых отмелей. Калиевые полевые шпаты также имеют выдержанный количественный состав, не выходящий за рамки 12—15%. Пониженные концентрации плагиоклаза (7%) характерны для галечных осадков палеоводотоков II порядка, в других продуктивных литотипах его содержание более устойчиво и составляет в среднем 13—18%. Обломки пород для большинства продуктивных литотипов в среднем 8—9% объема фракции, несколько повышенное их содержание (до 11—14%) отмечено в русловых галечниках водотоков II и III порядков.

Распределение минералов тяжелой фракции в продуктивных отложениях раннеботубинского периода

характеризуется устойчивой гранат-эпидот-ильменитовой или гранат-ильменитовой (песчаные косы и отмели) ассоциацией.

При рассмотрении поведения в коллекторах группы глинистых минералов следует отметить, что практически близкие (с отличием в первые проценты) содержания основных глинистых компонентов, образуют здесь устойчивую монтмориллонит-каолинитовую ассоциацию с хлоритом и гидрослюдой. Несколько обособляются из этого ряда крупнозернистые песчаные осадки русла палеоводотоков II и III порядков, для которых характерно более высокое содержание (до 75%) каолинита и пониженные почти вдвое концентрации хлорита и гидрослюды.

Анализируя в целом особенности распределения минерального состава алмазоносных горизонтов можно составить для них ряды характерных минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций по количественному принципу. В соответствии с полученным распределением они будут иметь следующий вид: кварц калиевые полевые шпаты плагиоклазы ильменит эпидот гранат каолинит монтмориллонит гидрослюда хлорит.

В заключение следует подчеркнуть, что в результате проведенных исследований фациальные обстановки осадконакопления оказали значительное влияние на характер и особенности распределения кимберли-

товых минералов, причем как по площади, так и в разрезе каменноугольных отложений. Все основные продуктивные отложения фациальных комплексов характеризуются общностью поведения минералов легкой, тяжелой и глинистой фракций с образованием подобных литолого-минералогических ассоциаций в пределах единых стратиграфических уровней.

Полученные выводы, несомненно, имеют большое практическое значение, при прогнозных оценках площадей характеризуемого региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коробков И.Г. Стратиграфия и фашии каменноугольных отложений западной части Мало-Ботуобинского района / Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири / Под ред. И.В.Будникова. — Новосибирск, 1991. С. 79—90.
2. Коробков И.Г. Геология и фашии верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы / Под ред. В.В.Гавриленко. — С-Пб.: Изд-во С.-Пб. ун-та, 2006.
3. Коробков И.Г. Литологическая характеристика русловых отложений палеоводотоков и их роль в формировании локальных ореолов минералов-спутников алмаза в западной части Мало-Ботуобинского района / Минералогические аспекты металлогении Якутии / Под ред. В.К.Маршинцева. — Якутск, 1990. С. 108—114.
4. Позднепалеозойские терригенные коллекторы алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / О.Г.Салтыков, Ю.М.Эринчек, В.Н.Устинов и др. — С-Пб., 1991.

УДК 550.(4+41+7)

Коллектив авторов, 2008

Миграция и распределение мышьяка в зоне окисления месторождений Бодайбинского золоторудного района

Н.В.ВИЛОР, О.А.СКЛЯРОВА, Е.В.ЧУПАРИНА (Институт геохимии СО РАН), Ю.Р.ЗАХАРОВА (Лимнологический институт СО РАН)

Геохимическая ассоциация золота и мышьяка, типичная для многих золоторудных месторождений и определенно связанная с их совместным переносом в гидротермальных растворах, сохраняется при гипергенезе во вторичных ореолах рассеяния. Однако в зоне окисления рудных объектов по причине существенного различия химических свойств элементов концентрационные зависимости между ними изменяются, и возникают дифференцированные пути их миграции в отложениях перекрывающего рыхлого чехла. Распределение мышьяка тесно связано с разрушающимися рудными телами вследствие образования как твердых, так и растворимых его соединений, появляющихся на основе As(III), As(V) и сорбционных взаимодействий. И поскольку устанавливаются совмещенные или сближенные вторичные литохимические ореолы рассеяния As и Au, достаточно отчетлива проблема изучения поведения

мышьяка в рыхлых отложениях рудных районов, расположенных в ландшафтно-климатической обстановке сибирского севера и соответствующих физико-химических условиях. Данная проблема имеет прямое отношение к разработке эффективных поисковых методик для прогнозной оценки рудных зон.

Один из главных факторов миграции мышьяка — водная среда. В природных термальных, рудничных и поверхностных водах концентрации мышьяка находятся в пределах 0,002—280 мг/л [7]. При окислении сульфидных рудных отвалов они могут достигать 22 г/л [20]. В образующихся растворах количественно преобладают формы As(III), главным образом в виде мышьяковистой кислоты H_3AsO_3 . С ростом Eh 0,4 V в кислом растворе они уступают формам As(V), среди которых преобладает H_3AsO_4 — мышьяковая кислота [16]. Однако наряду с неорганическими комплексами вследствие их взаимодействия

с микроорганизмами почвы мышьяк может присутствовать в метилированных формах — метиларсоновой и диметиларсиновой кислотах [7]. В холодной воде, насыщенной кислородом, свободно проникающей в зону окисления, пирит, обычно преобладающий в рудах, окисляется с появлением серной кислоты:



Образующийся сульфат железа гидролизуетс я с появлением дополнительного количества сульфат-иона. Очевидно, что при разрушении главного концентратора золота и элементов-примесей — пирита, переходят в раствор или сорбируются As, Ni, Co, Cu и др. Концентрация арсенат-иона As(V) прямо пропорциональна содержанию растворенного кислорода [21] в водах с повышенной кислотностью. Сопутствующее образование гидроксидов железа — ожелезнение существенно ограничивает миграцию мышьяка вследствие адсорбции, эффективной именно в условиях снижения pH за счет возникновения предпочтительной связи Fe—As [24]. При уменьшении железистости мышьяк поглощается гелями, содержащими «реакционный» алюминий и обменный кальций. Сорбция арсенатов возрастает с увеличением глинистости материала [7]. В первичных ореолах рассеяния золоторудных месторождений Бодайбинского рудно-россыпного района типоморфна ассоциация Au—Ag—As [5], имеющая значение прямого поискового признака. Перечисленные причины изменений концентраций мышьяка как результат его подвижности и осаждения на путях миграции и рассеяния в рыхлых отложениях проявлены на всех рудных объектах этого региона. Их изучение и описание позволили сформулировать цель и содержание данной работы.

Район исследования. Ленская золотоносная провинция, частью которой является Бодайбинский рудно-россыпной район, обеспечивает добычу золота более 150 лет. В районе выделяется три основных рудных узла: собственно Бодайбинский, Маракано-Тунгусский и Хомолхинский. Располагаясь в контурах единой региональной структуры — Бодайбинского синклиория, они имеют общий стиль геологической структуры, хотя относятся к двум различающимся крупным литологическим комплексам [9]. Бодайбинский рудный узел расположен в пределах распространения вендского терригенно-полимиктового литокомплекса с подчиненным количеством углеродистых пород — ритмически сложенных пакетов с широким участием микрографитовых микросланцев. Два другие рудные узла локализованы в верхнерифейском литокомплексе существенно олигомиктового состава, характеризующегося преимущественным распространением углеродистых микрографитовых терригенных и терригенно-карбонатных разновидностей от песчаников до микросланцев и карбонат-

ных пород. Разрез комплекса имеет в целом «черносланцевый» профиль.

Мамско-Бодайбинский зональный метаморфический комплекс, сформированный в результате двух циклов регионального метаморфизма верхнерифейского и каледонского возрастов [4], на рассматриваемой территории соответствует уровню зеленосланцевой фации с первым появлением биотита лишь в северном Хомолхинском узле (месторождение Голец Высочайший). Гранитоидный магматизм представлен мамско-оронским и конкудеро-мамаканским интрузивными комплексами верхнерифейского и нижнепалеозойского (каледонского) возрастов соответственно. Серии куполов и массивов этих комплексов располагаются по южным контурам рудного района. Внутренняя часть Мамско-Бодайбинского зонального метаморфического комплекса интродуцирована Джекдокарским массивом (PZ₁) с узким метаморфическим ореолом низких давлений и незначительным Константиновским штоком. Более поздние отдельные маломощные дайки спессаритов, эссекситов и гранит-порфиров относятся к верхнепалеозойским кадали-бутуинскому и аглан-янскому интрузивным комплексам [11].

Для золоторудных месторождений района наиболее характерны два основных типа минерализации: сульфидно-прожилковый и кварцево-жильный. Все разнообразие существующих составов рудных зон соответствует лишь количественным соотношениям между ними, образуя практически непрерывный ряд промежуточных структурно-минералогических групп. Количественно в нем преобладает тип кварцево-жильных зон и штокверков, к которым относится большинство обнаруженных рудных объектов, особенно в Бодайбинском и Маракано-Тунгусском рудных узлах. Этот тип включает кварцево-жильный штокверковый подтип и его аналог, отличающийся присутствием зон сульфидизации. В контурах зон регионального сульфидно-углекислотного метасоматоза выделяются протяженные блоки металлоносных гидротермалитов с невысоким содержанием золота, для которых характерны большие объемы с содержанием крупных запасов металла. С ними связаны все выработанные богатые россыпи. В их контурах расположены рудные месторождения. Для месторождений характерно единство структурного плана, поздней и постметаморфическая эпоха рудообразования при последующих этапах переотложения рудного вещества. Детальные исследования показали полихронность и многофакторность рудного процесса. Образование золотого оруденения происходит под влиянием суммы факторов, общих для большинства месторождений региона, создающих определенные черты формационного единства при обычно низком (не более 3—5%) содержании сульфидов. По сочетанию признаков рудолокализации месторождения региона соответствуют золотосульфидной руд-

ной формации (сульфидно-прожилковый тип) и золотокварцевой для типичных кварцево-жильных и штокверковых объектов.

Важнейшие условия формирования зоны окисления месторождений определяются климатическим фактором бореальной зоны с переходами в нивальную на выложенных вершинах хребтов и гольцов наиболее крупного геоморфологического элемента — Бодайбинской внутренней впадины [10]. На территории впадины отмечается серия поднятий с абсолютными отметками не более 1200—1400 м при относительно небольших превышениях над долинами в пределах 300—400 м. Водораздельные пространства имеют уплощенные и слабо выпуклые поверхности на высотах 800—1600 м. Они сложены устойчивыми к выветриванию кварцитами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками. На водоразделах выражены центриклинальные замыкания крупных синклиналей.

Понижения рельефа соответствуют карбонатным породам, трещиноватым сводам антиклиналей, вмещающих рудоносные метасоматиты, минерализованным зонам и разрывным нарушениям. На водоразделах распространены курумники, маломощные элювий и делювий, редкие валуны экзотических пород, главным образом гранитов. В седловинах встречаются реликты ледниковых отложений мощностью до 30 м. У подножия некрутых гольцов расположены широкие делювиальные шлейфы и увалы, сложенные мореной и флювиогляциальными отложениями, мощность которых иногда достигает 100 м. Речная сеть врезана на глубину 200—700 м. Общая мощность рыхлого чехла в долинах 30—100 м. Наибольшая мощность соответствует четвертичным флювиогляциальным и сопутствующим озерно-аллювиальным отложениям. Под рыхлыми отложениями скрыт древний эрозионный рельеф долин (террасы, тальвеги), на котором залегает погребенный высокозолотоносный аллювий.

Золоторудные месторождения перекрыты рыхлыми отложениями автохтонного и аллохтонного происхождения. Автохтонные отложения представлены элювием, делювием и коллювием, аллохтонные — флювиогляциальным материалом и мореной, перекрывающими маломощный элювий и коренной цоколь. Ледниковые отложения широко распространены в южной части Бодайбинской внутренней впадины. Их верхняя граница достигает предвершинных частей невысоких гольцов (месторождение Копыловское) с отметками 1100—1200 м. В районе устойчива многолетняя мерзлота и проявлена сопутствующая ей солифлюкция. Вертикальный разрез пород *автохтонного* материала в зоне окисления следующий:

1. Тонкий почвенный слой (<0,2 м).
2. Глинисто-щебнистый делювий.
3. Щебнисто-обломочный элювий.
4. Коренные породы, слабо смещенные по трещинам и отдельностям.

5. Трещиноватые коренные породы с пустотами выщелачивания Mg-Fe карбонатов и пирита..

Общая мощность разреза до 2—2,5 м.

При распространении *аллохтонных* ледниковых отложений в составе разреза появляются под тонкой почвой (1):

2. Флювиогляциальный галечник (1—1,5 м).

3. Морена (1—2 м).

4. Слабо смещенный щебнисто-обломочный элювий.

Ниже располагаются обычные 4 и 5 уровни окисленных пород (см. выше).

Общая мощность разреза может достигать 3 м.

На склонах мощность аллохтонного материала достигает 10 м и более. Полное или частичное окисление сульфидов железа (пирит и пирротин) и магнезиально-железистых карбонатов ряда сидерит—анкерит—Fe-доломит в больших объемах верхних горизонтов рудоносных метасоматитов сульфид-карбонатно-слюдисто-кварцевого состава изменяет их прочностные и фильтрационные свойства. Разложение сульфидов при взаимодействии с поверхностными и грунтовыми водами создает устойчивый сернокислотный профиль зоны окисления с высокой степенью выщелачивания сульфидно-карбонатной части пород, в целом соответствующий последовательности формирования рудной зоны окисления, рассмотренной С.С.Смирновым [17]. Остаточная матрица, приобретающая бурый цвет гидроксидов железа, содержит многочисленные пустоты и поры растворения неустойчивых минералов. На выходах грунтовых вод, фильтрующихся по зонам сульфидизированных метасоматитов и преобразующихся в кислотные железистые растворы, возникают пятна интенсивного экзогенного поверхностного ожелезнения в виде рыхлого материала, сцементированного гидроксидами железа, и почвенно-растительного слоя, замещенного натечно-пористым агрегатом лимонита. В обводненных карьерах при открытой разработке золоторудных месторождений из слабо кислотных растворов отлагаются высокожелезистые илы и гетитовые глины в трещинах. Грунтовые, поверхностные, поровые воды, фильтруясь через рудные отвалы и блоки, приобретают высокую минерализацию и выделяют при естественном испарении светлые налёты, кристаллические корки и слои растворимых солей, смываемые после выпадения обильных атмосферных осадков. Полное сернокислотное разложение сульфидно-карбонатной части рудных тел и метасоматитов в верхней части зоны окисления месторождений переводит большинство рудных микропримесей в подвижное состояние и способствует их миграции и рассеянию в рыхлом чехле, грунтовых и поверхностных водах.

Методика исследований. Геохимические пробы отобраны на месторождениях из коренных пород, по периметру рудных карьеров, на их бермах, днище, из

верхних слоев рыхлого покрова: почвенного слоя С, делювия, элювия, ледникового материала по профилям, из шламов скважин ударно-канатного бурения (УКБ) и из аллювиальных отложений. Скопления и слои, сложенные смесью растворимых солей, опробованы горстьевым способом. Масса образцов не менее 300 г. В пробах рыхлого материала проводился ситовой фракционный анализ с установлением содержаний As и Au в выделенных гранулометрических фракциях. При определении концентраций мышьяка использована методика неdestructивного рентгенфлюоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре VRA-30 (Carl Zeiss, Iena), при которой, учитывая летучесть соединений элемента, исходное состояние измельченной пробы не претерпевает изменений. Данный способ надежно зарекомендовал себя при анализе объектов окружающей среды [17]. Методика обеспечивает предел определения $3 \cdot 10^{-3} \%$ и точность 10—30%. Содержания мышьяка в поверхностных отложениях на золоторудных месторождениях, установленные в склоновом материале (делювий, элювий) вне рудных полей, имеют фон, равный 0,003%.

Определение микроэлементного состава вод, включая мышьяк, выполнялось методом ИСП-МС на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия). Для градуировки прибора использовали многоэлементные растворы CLMS-1, -2, -3 фирмы SPEX США. Временной дрейф прибора учитывался добавлением внутреннего стандарта (Rh с конечной концентрацией 2 нг/мл). Пробы воды консервировались азотной кислотой (HNO_3) марки «ultrapure» немецкой фирмы MERCK до pH 1—2. Содержания Au, Ag и As установлены последовательным применением полуколичественного спектрального эмиссионного скантillationного метода чувствительностью до 0,1 г/т для Au и Ag с дальнейшим раздельным атомно-абсорбционным анализом их рудных и ореольных концентраций в методике «печь—пламя» чувствительностью до 0,01 г/т, и кларковых до 0,5 мг/т в методике экстракции золота растворами сульфидов нефти в толуоле на анализаторах «Перкин—Элмер» — 303 и 307. Точность до 10—20%. Методика атомно-эмиссионного спектрометрического определения Ag, Cu, Pb, Zn аттестована по международной серии стандартов системы GeoPT [22].

Для бактериологического анализа исследовали пробы воды, илов и биоматериалов бактериально-водорослевых матов, отобранных в районе месторождения Верный. Пробы транспортировались и хранились в стерильной посуде при температуре 4 С. Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и pH исследуемых вод и илов измерен в полевых условиях при помощи портативных приборов EC/pH-meter WM-22EP (ТОА, Япония) и Eh-meter (HORIBA, Япония). Общая численность железоокис-

ляющих микроорганизмов учитывалась на мембранных фильтрах с использованием цитохимического метода окраски Fe^3 с применением желтой кровяной соли $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$. Железоокисляющие бактерии выделялись с помощью селективных питательных сред Виноградского, Летена, Сильвермана-Лунгрена 9К [12]. Значения изобарно-изотермических потенциалов при термодинамических расчетах заимствованы из работ [8, 13], в т.ч. для арсенопирита — из публикации [23].

Некоторые основные тенденции распределения мышьяка в рыхлом чехле месторождений. Распределение в рудах и породах. Наиболее значительные концентрации мышьяка Бодайбинского рудно-россыпного района связаны с кварц-пирит-арсенопиритовым оруденением Маракано-Тунгусского рудного узла (месторождения Верный, Александр Невский). Эти объекты соответствуют типу кварцево-жильных зон и штокверков при участии зон сульфидной вкрапленности. В арсенопирите и мышьяковистом пирите содержится As до 2—3%. На месторождении Сухой Лог и в месторождениях сульфидно-прожилкового типа Хомолхинского и Бодайбинского рудных узлов арсенопирит встречается редко, а в пирите присутствует As до 0,2%. Арсенаты проявлены в нижней части зоны окисления в виде тонких зеленоватых налетов скородита на блоках с обильной вкрапленностью арсенопирита (месторождение Верный). В наиболее распространенных кварцево-жильном и кварцево-жильно-штокверковом типах оруденения мышьяк концентрируется в пирите. Содержания мышьяка в рудах, метасоматитах и породах представлены в табл. 1. Максимальные концентрации этого элемента характерны для месторождений Верный и Западное. В сульфидно-прожилковых и сульфидно-вкрапленных рудах месторождений Сухой Лог и Высочайший отмечаются низкие концентрации мышьяка. На месторождениях типа кварцево-жильных зон и штокверков (Первенец, Копыловский) в крупнокристаллическом жильном кварце содержится As не более 0,004%, а в толще полимиктовых песчаников — на уровне 0,003%, что соответствует региональному кларку данного элемента в слабо метаморфизованных породах региона, без гидротермальных изменений. Концентрации мышьяка в верхнерифейских микрографитовых микросланцах (без пирита, Голец Высочайший) ниже на порядок, чем в вендских (Копыловский).

Распределение мышьяка в рыхлых отложениях. В автохтонных отложениях уровень концентрации мышьяка обнаруживает прямую корреляцию с содержанием его в коренных породах (табл. 2), хотя значения могут различаться на 0,5—1 порядок. Фонный элювиально-делювиальный склоновый материал за пределами месторождений содержит As около 0,004%. Аллохтонная группа, включающая флювиогляциальные, моренные и аллювиальные отложения,

1. Содержания мышьяка в рудных метасоматитах и слабо измененных породах (в %)

Месторождение	C _{cp}		Материал	As	
				C _{cp}	
Верный	0,217 в метасоматитах	0,259	Метасоматиты с арсенопиритом (12)	6,564	3,261
			Метасоматиты с пиритом (7)	0,605	0,117
			Песчаники, сланцы с пиритом (12)	0,031	0,0258
			Породы окварцованные (4)	0,014	0,0129
			Породы слабо минерализованные (6)	0,002	0,0009
Голец Высочайший	0,007	0,0076	Рудные метасоматиты с пиритом (9)	0,023	0,0162
			Пиритизированные породы (3)	0,004	0,0031
			Окварцованные породы (2)	0,002	0,00005
			Сланцы (6)	0,001	Не опр.
Западное	0,268 в руде		Кварц-пиритовые, пиритовые метасоматиты, рудные (2)	0,268	0,0031
Сухой Лог	0,008 в метасоматитах		Пиритизированные углеродистые рудные метасоматиты (19)	0,009	0,004
Копыловский	0,011	0,0059	Песчаники пиритизир, карбонатиз. (11)	0,011	0,0046
			Песчаники прокварцованные (5)	0,011	0,0039
			Сланцы пиритизир, карбонатизир. (7)	0,015	0,0045
			Сланцы прокварцованные (6)	0,018	0,0081
			Кварц жильный (10)	0,004	0,00092
			Зона дробления (1)	0,003	Нет
			Песчаники неизменен. полимиктовые (6)	0,003	0,0013
			Сланцы микрографитовые (4)	0,023	0,006
Жильная зона Первенец	0,092	0,0994	Песчаники с пиритом (4)	0,007	0,003
			Микросланцы с пиритом (6)	0,007	0,0018
			Микросланцы на контакте с кварц. жилами (4)	0,021	0,0025
			Микросланцы интенсивно пиритизир. (5)	0,034	0,0212
			Алевролиты интенсивно пиритизир. (3)	0,137	0,0409
			Алевролиты с вкрапленностью арсенопирита (2)	0,395	0,005
			Пирит мелко- и тонкозернистый (2)	0,043	0,027

особенно за пределами рудного района, характеризуется содержанием мышьяка в количествах около предела или ниже (0,001%). Наименьшие концентрации отмечаются в моренных отложениях. Содержания мышьяка в гипергенных трещинных

гётит-глинистых массах месторождения Голец Высочайший соответствуют его невысоким концентрациям в рудных метасоматитах.

Распределение As и Au в толще элювия и ледниковых отложений на месторождении Копыловский раз-

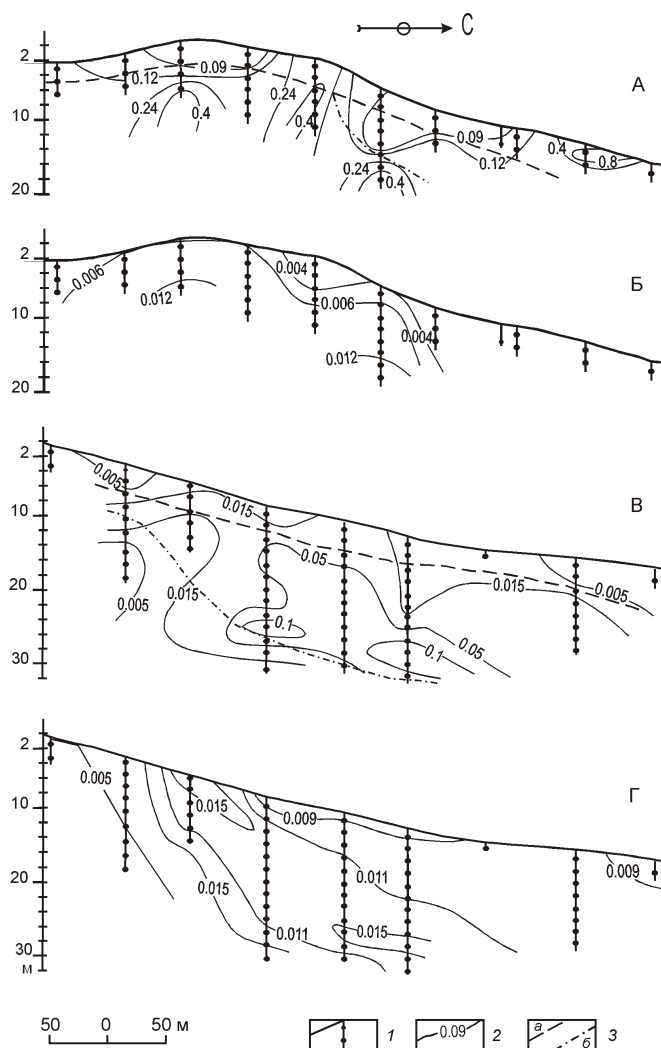
2. Содержание мышьяка в грунтах

Материал	Месторождение	As, %	
		С _{ср}	
Почва	Верный	0,026	Нет
Флювио-гляциальные отложения делювий		0,044	0,0115
Делювий		0,026	0,0094
Элювий		0,044	0,0166
Элювиально-делювиальный материал, фон		0,004	0,00019
Флювио-гляциальные отложения	Копыловский	0,008	0,0043
Морена		0,004	0,0012
Элювий		0,022	0,0064
Делювий	Голец Высочайший	0,004	Нет
Элювий			
Смесь гётита и глины в трещинах		0,007	
Аллювиальные пески, 2-я надпойменная терраса	г.Бодайбо, р.Витим	0,001	

личаются по структуре поля концентраций (рис. 1) в зависимости от экспозиции элемента рельефа. В разрезе рыхлой толщи пологого водораздела создаются варианты монотонного снижения содержаний мышьяка в направлении к поверхности при минимальных значениях в экзарационном врезе, заваленном мореной (см. рис. 1, А, Б). Для золота характерны небольшие повышения концентраций в коренных породах рудонесной минерализованной зоны и оторванный вторичный механический ореол рассеяния в виде убогой россыпи у подножия склона на ледниковом материале. На пологом склоне в основании разреза рыхлых отложений, расположенном ниже, находятся реликты зоны вторичного обогащения. На развитие подобных зон указывал Н.В.Нестеров [14]. Неустойчивым повышениям содержаний золота сопутствуют концентрации мышьяка, монотонно снижающиеся на периферии этого блока (см. рис. 1, В, Г). При сравнении распределения в ситовых гранулометрических фракциях покровных отложений элювий выделяет

Рис. 1. Распределение золота и мышьяка в рыхлых отложениях месторождения Копыловский:

А, Б — буровая линия УКБ-8, А — золото, Б — мышьяк;
В, Г — буровая линия УКБ-11, В — золото, Г — мышьяк; 1 — буровые скважины и пробы; 2 — изолинии содержаний Au (в г/т) и As (в %); 3 — границы: а — элювий и склоновые отложения, б — коренные породы



3. Распределение золота и мышьяка по фракциям в грунтах месторождения Копыловский

Проба	Образец	Фракция, мм	Тип грунта	Au, г/г	Au _{ср}	As, %	As _{ср}
201-81	1	0,1	Флювиогляциальные отложения	0,114	0,0393	0,005	0,0065
	2	0,5		0,0026		0,008	
	3	3,0		0,0012		0,006	
201-82	4	0,1	Морена	0,0552	0,0217	0,003	0,0062
	5	0,1		0,0134		0,005	
	6	0,2		0,0102		0,006	
	7	0,5		0,0064		0,007	
	8	3,0		0,0232		0,010	
201-83	9	0,1	Элювий	0,1608	0,117	0,013	0,0165
	10	0,2		0,1032		0,013	
	11	0,5		0,1806		0,016	
	12	0,3		0,0216		0,024	

ся возрастанием концентрации обоих элементов (табл. 3). Однако у золота большие концентрации связаны с мелкими фракциями материала, а у мышьяка — с более крупными.

Илы как продукт отложения частиц мутьевых суспензий появляются в каждой части потока рассеяния рудного материала. Они присутствуют на всем его протяжении от рудных карьеров, отвалов и элювия до удаленных аллювиальных отложений. Содержания мышьяка в илах на основных точках формирования потока рассеяния представлены в табл. 4. По месту образования илы подразделяются на мутьевые карьерные, рудных отвалов, илохранилища золотоизвлекательной фабрики, элювия, ручейные в окрестностях месторождения и аллювиальные. По цветовой гамме они подразделяются на серые, черные рудничные, красно-бурые железистые карьерные и желтоватые ручейные и аллювиальные. По химическому составу черные и мутьевые илы соответствуют рудным сланцевым метасоматитам. Железистые илы отличаются пониженными содержаниями кремнезема и глинозема и повышенными оксида Fe (III) до 24,4%, Ni и Co соответственно до 570 и 320 г/т.

Концентрация мышьяка в карьерных, железистых илах зависит от содержания его в рудных сланцевых метасоматитах и достигает 0,48% на Вернинской части одноименного месторождения, снижаясь до 0,019—0,027% в его жильной зоне Первенец. В аллювиальных ручейном и речном илах содержание As 0,004—0,0072%, двукратно увеличивается во фрак-

циях крупнее 0,2—0,5 мм. На поверхности отвалов пород, обломках и выходах рудных метасоматитов с вкрапленностью, главным образом пирита, и реже арсенопирита при длительном периоде сухой погоды за счет испарения поровых растворов образуются плотные налеты тонкозернистых порошкообразных белых растворимых солей. В рентгенофазовом анализе они идентифицированы как пентагидрит сульфата магния $MgSO_4 \cdot 5H_2O$. Соли включают MgO до 15% и сульфатной серы до 35%, ППП 69%. Содержание As в них соответствует местному фону 0,006—0,004%, а концентрации Ni и Co достигают 440 и 330 г/т соответственно.

Распределение мышьяка в водах и растворах. Гидрографически вся территория Ленской золотоносной провинции, частью которой является Бодайбинский рудный район, относится к водосборному бассейну р.Лена. Ее авандельта и прилегающие части Восточно-Сибирского моря поглощают всю металлогеническую нагрузку, выносимую с речным стоком из северных частей Евразийского материка. Питающие его континентальные воды Маракано-Тунгусского и Бодайбинского рудных узлов относятся к типу поверхностных и подземных грунтовых. Они проявляются как скопления в карьерных понижениях, частично или полностью затопленными рудными карьерами, склоновыми, штольневными и отвальными нисходящими источниками, ручьями на площади месторождений и небольшими реками. Воды рудных месторождений по макросоставу относятся к типу кальциево-магниевых сульфатно-гидрокарбонатных.

4. Концентрации мышьяка в иловых фракциях и растворимых кристаллогидратах

Образец	Пробы	Илы	Месторождение	As, %
1	Б206-10	Из карьера мутьевый	Верный	0,29
2	Б206-11			0,27
3	Б206-12	железистый		0,48
4	Б206-13	черный		0,13
5	205-38	железистый	Зона Первенец	0,013
6	205-22	Железистый из источника	руч.Верный	0,011
7	205-18	Черный	Зона Первенец	0,013
		из карьера		
		под рудным отвалом		
		в илохранилище		
8	205-19			0,019
9	179-2003			0,027
10	205-20	Русловой	руч.Верный	0,004
11	201-123			0,007
12	201-124			0,005
13	201-125	Русловой, фракция 0,2 мм		0,018
14	201-126	Русловой, фракция 0,5 мм		0,013
15	201-127	Русловой		руч.Верный, промплощадка
16	201-127А		р.Ныгри	0,006
17	78-204	Гётитовая глина в трещинах рудного массива, карьер	Голец Высочайший	0,007
18	86-204	Мутьевый из карьера		0,003
19	87-204	Донный из ручья		0,004
20	205-7	Кристаллогидрат сульфата магния	Верный	0,004
21	171-203			0,006

Концентрации иона $С1$ не превышают 3 мг/л, Na и K изменяются в пределах 0,8—3 мг/л с повышением до 8 и 16 мг/л соответственно в кислых рудничных водах. Содержание растворенного кремнезема достигает 14 мг/л. Минерализация вод, используемых для питьевого водоснабжения, 74—83 мг/л. Кислые сульфатные воды рудных карьеров и отвалов отличаются ее максимальными значениями, достигающими 14 г/л.

Геохимическая характеристика вод представлена в табл. 5. В анионной части растворов (HCO_3 , SO_4^2) нет прямой зависимости концентраций бикарбонат-

и сульфат-ионов, но имеется некоторая тенденция к их обратному соотношению. Так, выше по течению от месторождения Верный в водах одноименного ручья и р.Ныгри сульфатно-бикарбонатное отношение равно 0,32—0,34, ниже по течению от рудных выходов 1,75, а в кислых рудничных водах содержание бикарбоната близко к нулю. Концентрации большинства катионов являются функцией ($\log K$) содержания сульфат-иона (рис. 2, логарифмические координаты соответствуют концентрациям Ca^2 , Mg^2 и SO_4^2 в мг/л, Fe , Mn и As — в мкг/л; C — концентрации компонентов). Отчетливо выражены линейные

5. Состав вод и растворов в зоне окисления

Пробы	Источники	pH	As	HC ₃	SO ₄ ²⁻	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Sr	TDS*
<i>Месторождение Верный, жилая зона Перевену</i>															
5	р.Ныгри	8,01	0,32	175	62	10,3	63	3	0,1	0,22	0,02	0,45	0,81	511	314
6		8,03	0,61	151,28	102	10,83	64,94	786	167	4,99	2,99	3,52	10,67	486,7	
7	Руч.Верный	6,5	1,15	95	32	12,2	19,8	171	35	4,01	0,78	3,8	22	274	162
8	Руч.Верный, железистый источник	6,9	0,54	220	401	70,5	110	7	689	26,67	3,03	0,67	1,43	1480	807
9	Руч.Верный	7	0,377	200	357	66,9	105,2	356?	39,03	Нет	0,336	1,65	1,9	1064	747,46
10	Илохранилище	6,95	13,7	165,9	112,3	24,93	59,12	112?	11,29	Нет	0,223	0,627	0,286	433	381,26
11	Штольня	7,5	22,6	207,5	826,7	134,2	181,6	826?	887	Нет	22,5	1,575	5,634	1842	1377,6
12	Скважина	7,68	12,01	169,33	84	23,64	38,16	1005	73	2,09	0,82	3,52	33,51	1165,5	3166
13	Карьер	6,8	0,86	187	666	120	130	147	1102	134,4	30,79	3,44	47	2244	1106
14		3,43	45,5	0	2539	191,59	430,59	15397	20449	1318,2	626,92	557,37	979,17	5802,8	3166
15	Рудный отвал	3,62	257	0	11538	1622,4	475,9	33749	114093	7016	3589	1453	5944	14039	
16		6	5,96	98	9840	2219	475	164	22710	1094	30,79	8,97	159	12363	12660
<i>Месторождение Копыловский</i>															
17	Чистый ручей	7,1	0,392	48,82	2,0	3,4	10,42	2?	0,19	Нет	0,04	0,87	0,23	34,72	83,84
18	Плотик россыпи	7,4	0,782	36,61	2,0	2,07	8,02	2?	0,37	Нет	0,04	0,8	0,22	17,51	73,01
19	Штольня	7,3	0,582	103,7	6,0	13,98	20,79	6?	0,76	Нет	0,05	1,64	1,28	63,84	160,65
<i>Месторождение Голец Высочайший</i>															
20	Ручей вдоль до-роги от карьера	6,7	0,1	117,12	90	12,9	48	93	7,36	2	0,26	2,02	8,3	484	270
21	Карьер, траншея 13	3,43	21,5	0	3000	456	450	5893	2719	22058	10000	201	3494	3196	3924

* TDS — общая минерализация (в мг/л)

зависимости логарифмов концентраций при значимых величинах коэффициентов корреляции ($n = 22$):

Коррелируемые компоненты	As, SO ₄	Ca, SO ₄	Mg, SO ₄	Fe, SO ₄	Mn, SO ₄
Коэффициенты корреляции	0,707	0,966	0,961	0,48	0,76

Для элементов-примесей наибольший уровень статистической связи в растворе у Ni и Co $K_{кор}$ 0,998, у

Ni Co с Fe $K_{кор}$ составляет 0,72. Коэффициент корреляции содержаний As и Fe в растворе $K_{кор}$ 0,759. Прямые корреляции главных компонентов раствора с содержанием сульфат-иона, аналогичные связи микропримесей (Ni, Co, As) с железом однозначно отражают их появление за счет сернокислотного окисления массы рудных сульфидов – пирита и арсенопирита. Количество растворенного As достигает 45,5— 257 мкг/л в кислых поверхностных водах карьеров и рудных отвалов. В них также высоки содержания других рудных компонентов (см. табл. 5). Как в грунтах, так и илах, концентрации мышьяка в растворах увеличиваются при повышении его содержания в рудах. В

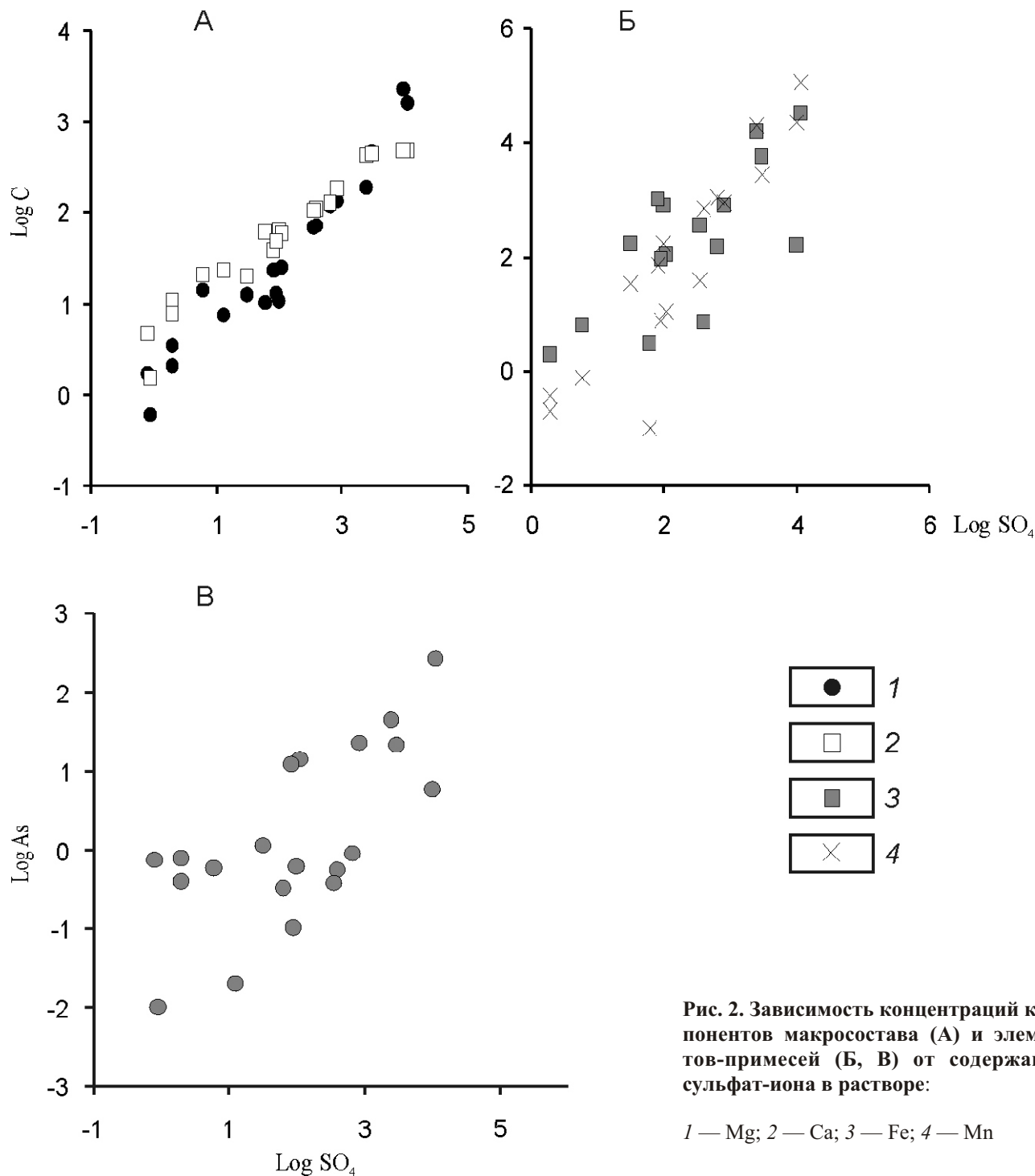


Рис. 2. Зависимость концентраций компонентов макросостава (А) и элементов-примесей (Б, В) от содержания сульфат-иона в растворе:

1 — Mg; 2 — Ca; 3 — Fe; 4 — Mn

Бодайбинском рудном узле на месторождениях минерального типа кварцево-жильных зон и штоков верхов бикарбонатные воды ($\text{SO}_4^{2-}/\text{HCO}_3^-$ 0,02 0,05) содержат As не более 0,4—0,8 мкг/л (его содержание в коренном субстрате не превышает 0,02%). В составе солевых выделений природного сернокислого магния, образующегося при испарении поровых и минерализованных грунтовых вод, повышенные концентрации мышьяка также отсутствуют.

Возникновение локальных сорбционных барьеров. По контуру рудных отвалов на урезе воды в рудных карьерах и на выходах нисходящих источников, отлагающих гидроксиды железа, образуются каймы влажных железистых илов шириной первые метры. Они образуются при распаде скоплений альгобактериальных (бактериально-водорослевых) матов, рас-

6. Состав карьерных илов

Компоненты	Илы	
	Черный, сланцево-глинистый	Красно-бурый, железисто-окисный
<i>Микрокомпоненты, %</i>		
SiO ₂	54,63	33,12
TiO ₂	1,14	0,9
Al ₂ O ₃	18,41	13,6
Fe ₂ O ₃	7,56	23
MnO	0,25	0,9
MgO	1,90	1,3
<i>Микропримеси, г/т</i>		
As	0,19—0,012	0,48—0,013
Ni	100	46
Co	до 570	до 320

полагающихся под небольшим слоем воды, и покрывают черные рудничные илы, отличаясь от них по составу (табл. 6).

В красно-бурых илах увеличивается содержание оксидов Fe, Mn, Ni, Co и As. Различия количества других компонентов состава незначительны. Вокруг выходов вод, высачивающихся из отвалов или по дну образовавшихся источников, как и в теплом мелководье карьеров обильно развиваются бактериальные маты, рост которых сопровождается выделением газа. Их деградированные и отмершие блоки, насыщенные пузырями газа, отрываясь всплывают при последующем окислении до скоплений тонкодис-

персной Fe(OH)₃. Донные маты регенерируются с высокой скоростью. Возникшая экологическая ситуация (ниша) характеризуется пониженными значениями окислительно-восстановительного потенциала Eh и pH (табл. 7) в противоположность грунтовой и речной воде. В пробах кислых растворов и влажных илов определена численность микроорганизмов, окисляющих железо. Содержание железобактерий в воде составляет $4,7 \cdot 10^3$ — $5,5 \cdot 10^4$ кл/мл (пробы 1, 2, 3, 7), в илах $2,3$ — $6,7 \cdot 10^7$ кл/г (пробы 4, 5). В пробах 6 и 8 железобактерии не обнаружены. Из бактериальных матов и проб воды получены накопительные культуры железобактерий по морфологическим признакам отнесенных к *Thiobacillus ferrooxidans* [15]. Под действием бактерий соединения Fe(II) подвергаются окислению и осаждаются из водной среды, накапливаясь в нерастворимой форме Fe(III) при распаде биоматов в поверхностных илах (см. табл. 7). Бактерии представлены спорообразующими палочками, палочками и кокками. Красные металлоносные илы появляются при смешении отмирающего вещества матов с карьерными илами и одновременном преобразовании состава последних за счет снижения доли алюмосиликатной части и замещения ее гидроксидами Fe и Mn. Вследствие тонкой дисперсности и высоких сорбционных свойств образующиеся илы содержат повышенные концентрации As, Ni, Co, Cu и создается эффективный местный комбинированный (сорбционный и окислительно-восстановительный) барьер для их накопления.

Миграция мышьяка в рыхлом чехле зоны окисления. Месторождения Бодайбинского рудного района расположены в нивально-бореальной климатической зоне, для которой характерны грунты многолетней мерзлоты и летней активности деятельного слоя, мощность которого достигает 3 м. Над его нижней границей устойчивы увлажнение и аэрация дезинтегрированной, высокопроницаемой верхней части коренных пород. По поверхности мерзлоты стекают переувлажненные талые грунты на склонах, а ниже располагается ее монолитная, замерзшая, почти непроницаемая толща с отдельными таликами и каналами фильтрации внутримерзлотных вод. Интенсивная дезинтеграция пород вследствие кратковременных колебаний температур и влажности в деятельном слое в сочетании с влажностью и неглубоким залеганием подземных вод обуславливает динамику перераспределения мышьяка в трех формах миграции: обломочная, суспензионно-мутевая (взвеси) и растворимая.

График зависимости уменьшения величин концентрации элемента как функция расстояния *l* переноса от рудных тел (рис. 3) соответствует верхней части формирования потока рассеяния. Он характеризует снижение содержания мышьяка при экзогенном измельчении материала пород и метасоматитов на относительно коротких расстояниях. В сопутствующих

7. Условия нахождения и вид железобактерий

Проба	Место опробования раствора	pH/Eh, mV (t C)	Общая численность микроорганизмов, окисляющих Fe в 1 мл	Бактерии, окисляющие Fe	
				Хемолитотрофные	Гетеротрофные
1. Б-206-9	Растворы из карьера	3,43/ 234 (13)	4,7 10 ³		
2. Б-206-10	Бурый раствор	3,43/ 234 (13)	6,7 10 ⁴		
3. Б-206-11	Серый раствор	3,38/ 237 (13,2)	5,5 10 ⁴		
4. Б-206-12	Красный ил из карьера	4,4/ 30 (13,9)	2,3 10 ⁷		
5. Б-206-13	Черный ил из карьера	4,99/ 13 (13,8)	6,7 10 ⁷		
6. Б-206-16	Раствор из скважины	7,68/ 268 (0,3)	Нет		
7. Б-206-22	Отвальный раствор	3,62/ 246 (2,6)	9,4 10 ³		
8. Б-206-19	Речная вода	8,03/ 17 (14,8)	Нет		

Примечание. Вид бактерий: наличие — плюс, отсутствие — минус.

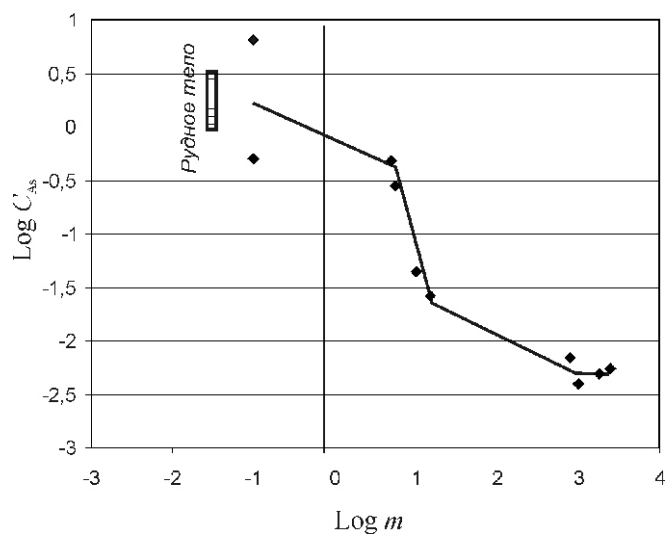


Рис. 3. График зависимости величин концентраций мышьяка как функции расстояния переноса от рудных тел при формировании потока рассеяния месторождения Верный

растворах (поверхностных и грунтовых водах) концентрация As не превышает 0,05 мг/л, за исключением единичных образцов вод на рудных отвалах (0,257 мг/л). Концентрации мышьяка в сухих сульфатах поверхностных солевых отложений также не пре-

вышают местный фон As 0,003%. Незначительные содержания элемента в наиболее подвижных мигрантах, а также малая величина коэффициента рассеяния α_{As} , рассчитанного по методике, соответствующего 3 [18] и не превышающего первого десятка метров, характеризуют ограниченную подвижность мышьяка в зоне окисления золоторудных месторождений в данной ландшафтно-климатической зоне.

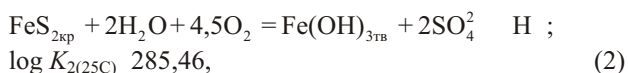
Хотя широкое распространение собственно арсенатов не обнаружено, естественные продукты экзогенного физико-химического преобразования рудносных сульфидизированных, пиритизированных метасоматитов, содержащие концентрации мышьяка, сопоставимые с рудными, представлены железистыми и мутьевыми илами (см. табл. 4). Их формирование происходит в присутствии железобактерий. Наиболее вероятна адсорбционная природа накопления мышьяка на тонкозернистом субстрате с высоким содержанием гидрата оксида железа. Этот процесс проявлен на всех месторождениях, в т.ч. и при незначительной мышьяковистости руд (Голец Высочайший), когда в гетитовых гипергенных глинах содержания мышьяка приближаются к рудным. Очевидно, что ограничением миграции мышьяка в холодной, аэрированной и увлажненной зоне окисления является сорбционный барьер, создаваемый ожелезненными глинистыми продуктами, промотиро-

ванными железоокисляющими бактериями, для которых сернокислотно-окислительный профиль среды обитания создает устойчивую экологическую нишу.

Зональность химического состава вод определяется условиями их происхождения: 1) сернокислотные сульфатные поверхностные рудничные; 2) близнеитральные сульфатно-гидрокарбонатные ручьев; 3) слабощелочные внутримерзлотные гидрокарбонатные подземные из скважин и подземных выработок; 4) слабощелочные гидрокарбонатно-сульфатные речные.

Первая группа вод имеет наибольшую общую минерализацию. Однако в целом концентрации компонентов макросостава и компонентов-примесей зависят от кислотности и содержания сульфат-иона (см. рис. 2). Логарифмическая шкала приведенных графиков обусловлена широким интервалом вариаций определяемых концентраций. Вид корреляционных графиков отражает соотношение различных форм переноса при формировании валовой концентрации компонентов. На линиях элементов макросостава Ca и Mg по отношению к графику сульфатного эквивалентного катионно-анионного соотношения (рис. 4) выделяются катионно-избыточная и катионно-дефицитная области, разделяемые $0,002m$ концентрацией сульфат-иона. При ее уменьшении избыток катионов (относительно эквивалентных количеств) объясняется дополнительным или преобладающим участием гидрокарбонатной системы и соответственно повышенным значением гидрокарбонат-ионов в переносе Ca и Mg. Однако при больших концентрациях иона SO_4^{2-} проявляющийся катионный дефицит обусловлен предшествующим выщелачиванием карбонатов и пирита, их недостатком в поверхностных слоях минерализованных пород и метасоматитов. Магнезиальность растворов относительно возрастает и при поверхностном испарении выделяется кристаллогидрат сульфата магния. В группе катионов элементов-примесей выделяется марганец, концентрации которого достигают уровня компонентов макросостава в кислых сульфатных растворах. К постепенно возрастающему содержанию устойчивых гидрооксокомплексов с увеличением кислотности прибавляются ионы Mn^{2+} .

Низкие концентрации железа вполне объясняются его малой подвижностью вследствие глубокого гидролиза сульфатов железа, при котором оно переходит в твердую фазу гидроксида:



где K — константа равновесия реакции.

Количество SO_4^{2-} определяется соотношением масс воды и пирита в дезинтегрированном породном массиве и обломках. В кислых аэрированных поверхностных водах (карьерные, отвальные воды с Eh $234mV$, pH 3,43) количества Fe(II), достигающие 15,4 мг/л и возникающие как следствие не менее интенсивной реакции сульфатообразования:

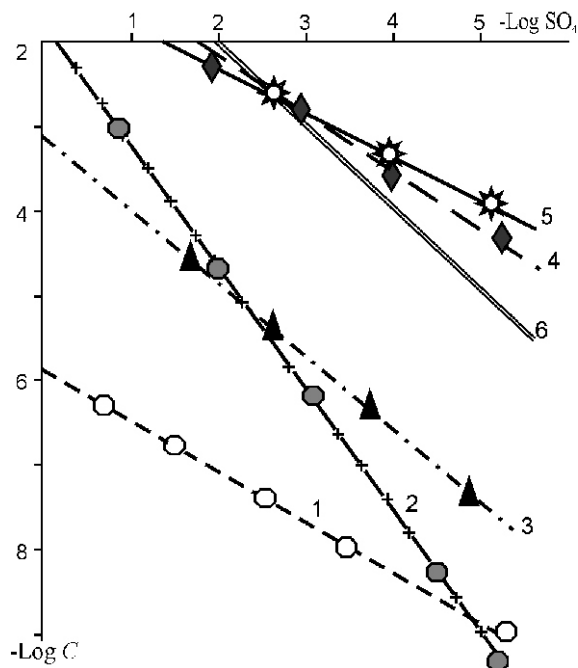


Рис. 4. Сульфатопределяемые зависимости концентрации подвижных компонентов в зоне окисления золоторудных месторождений:

графики: 1 — As, 2 — Mn, 3 — Fe, 4 — Mg, 5 — Ca; 6 — отношение концентраций сульфат-ион к катиону, соответствующее эквивалентному отношению 1:1



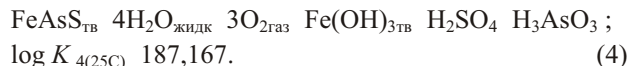
Сульфат железа используется железоокисляющими бактериями. Реакция (3), по-видимому, является быстро текущей промежуточной стадией реакции (2), прямое действие которой ограничивается скоростями растворения и диффузии кислорода. В зоне глубокой мерзлоты, из которой происходит слабо напорный излив по скважинам (Eh $268mV$, pH 7,68), при ее относительно низкой проницаемости пирит более устойчив из-за дефицита кислорода. Железо подвижно в форме гидросульфида $Fe(HS)$ и гидроксоиона $Fe(OH)$. В речной воде (Eh $17mV$, pH 8,03) устойчивы гидрозоли $Fe(OH)_3$ и гидроксоион $Fe(OH)$. Некоторая концентрация иона Fe^{2+} сосуществует с ними [8]. Обильное развитие альгобактериальных (бактериально-водорослевых) биоценозов на выходах кислых вод, содержащих Fe(II), создает локальные редокс-барьеры скопления гидроксида железа, фиксирующие элементы-примеси (табл. 8) и, таким образом, косвенно с сульфат-ионом отражают появление не только этих, но и других рудных микропримесей Cu, Zn, Pb преимущественно за счет растворения пирита, пирротина, арсенопирита с мельчайшими вкраплениями халькопирита и сфалерита. Массовому осаждению железа на биогенных редокс-барьерах, особенно в рудных карьерах, сопутствуют концентрации Ni и Co (соответственно 570 и

8. Статистические связи никеля, кобальта и мышьяка с железом

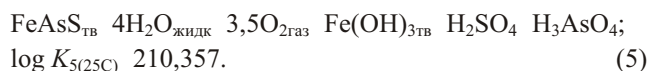
Коррелируемые компоненты	Число определений	Уравнение корреляции логарифма концентраций, мкг/л	Коэффициент корреляции
Fe—As	17	$\log \text{As} = 0,5477 \log \text{Fe} - 0,8097$	0,759
Fe—Ni	11	$\log \text{Ni} = 0,902 \log \text{Fe} - 0,5787$	0,697
Fe—Ni Co	11	$\log (\text{Ni Co}) = 0,897 \log \text{Fe} - 0,720$	0,419

320 г/т), 5-кратно превышающие их содержания в рудных метасоматитах. Свободные члены уравнений корреляции Ni и Co отражают возможность их появления при отсутствии железистого компонента и миграцию в виде двухзарядных ионов или гидроксоионов [8]. На это указывает и их участие в поверхностных скоплениях пентагидрита магния (до 440 и 330 г/т соответственно), формирующихся на испарительном геохимическом барьере.

В соответствии с окислительно-восстановительными характеристиками в рыхлом чехле при образовании потока рассеяния растворенный мышьяк переносится главным образом в форме мышьяковистой кислоты H_3AsO_3 As(III) [14] и ее анионов. Так, вследствие процесса окисления арсенопирита количества сульфата и арсенита эквивалентны:



С повышением окислительного потенциала возможно преимущественное образование мышьяковой кислоты H_3AsO_4 As(V):



Оба процесса происходят с высокой интенсивностью при глубоком гидролизе сульфида железа и одинаковой активности H_2SO_4 . В результате их пространственно-временного совмещения степень окисления мышьяка — As(III)/As(V) — определяется как функция парциального давления кислорода через соотношение активностей соответствующих кислот:

$$\frac{a_{\text{H}_3\text{AsO}_3}}{a_{\text{H}_3\text{AsO}_4}} = \frac{K_4}{K_5} \frac{1}{P_{\text{O}_2}^{0,5}}. \quad (6)$$

Величина парциального давления кислорода в соответствии с Eh и pH, измеренных при опробовании, вычисляется из уравнения, предложенного О.А.Алехиным и Ю.И.Ляхиным [3]:

$$\text{Eh} = 1,23 - 0,059 \text{pH} + 0,0145 \log P_{\text{O}_2}. \quad (7)$$

Определение $\log P_{\text{O}_2}$ с использованием экспериментально установленных величин Eh и pH в равенстве (7) дает по уравнению (6) рассчитанные отношения логарифмов активностей ($a_{\text{H}_3\text{AsO}_3}/a_{\text{H}_3\text{AsO}_4}$) для

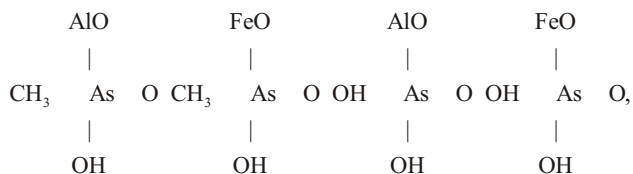
9. Зависимость As(III)/As(V) от окислительно-восстановительных условий

Проба	Eh, V; pH	0,5lgP _{O₂}	$\log \frac{a_{\text{H}_3\text{AsO}_3}}{a_{\text{H}_3\text{AsO}_4}}$
Б206-9	0,234; 3,43	27,365	4,175
Б206-11	0,237; 3,38	27,365	4,175
Б206-12	0,030; 4,4	32,427	9,237
Б206-13	0,013; 4,99	32,710	9,521
Б206-16	0,268; 7,68	36,030	12,841
Б206-22	0,246; 3,62	26,565	3,375
Б206-19	0,017; 8,03	26,668	3,472

условий зоны окисления месторождений, равные представленным в табл. 9. Полученные величины отражают преимущественно устойчивость арсенитов.

Хотя количественно в растворе преобладают формы переноса трехвалентного мышьяка, появление некоторой концентрации анионов арсената As(V) в поверхностных и подземных водах возможно за счет деятельности мышьякоокисляющих бактерий в биоокислительном процессе, аналогичном производимому *Thiobacillus ferrooxidans*.

Однако вследствие адсорбции ионов мышьяка на глинисто-гидроксидных частицах илов значительная доля его переносится во взвешях. Низкие содержания в растворе и близость существующих Eh-pH условий к уровню появления As^0 ограничивают подвижность элемента, создавая мало смещенные вторичные ореолы рассеяния (см. рис. 1, А, Б). Кроме того, изменение окислительно-восстановительных свойств на верхней границе многолетнемерзлых пород с понижением Eh приводит к появлению «вторичных оторванных» ореолов мышьяка в толще отложений северной экспозиции склонов (см. рис. 1, В, Г). Их появление возможно при сочетании низшей степени окисления и комбинированной адсорбции As-анионов на ожелезненных глинах в виде поверхностной структуры [7]:



взаимодействующей с грунтовыми и почвенными растворами и участвующей в переносе мышьяка как при склоновых смывах и размывах, так при дальнейшей миграции.

В заключение рассмотрим факторы ограничения рассеяния As в зоне окисления. Как главные факторы, инициирующие миграцию мышьяка, на первый план выходят сернокислотное разложение сульфидов-концентраторов и образование его подвижных форм в растворе анионов — арсенитов и арсенатов. Однако масштаб переноса элемента существенно ограничивается сорбционными барьерами, среди которых наиболее эффективен железо-гидроксидный. Возможно, не менее значимы его аналоги — алюмогидроксидный, кремневых гелей и карбонатный барьеры [7]. Дальнейшая подвижность мышьяка в зоне окисления определяется соотношением его растворенных и сорбированных форм, процессами сорбции-десорбции. И здесь особое значение приобретает фактор pH.

Влияние кислотности—щелочности на растворимость, устойчивость сульфидных минеральных форм, содержащих мышьяк, обуславливает двойственность направления диссоциации мышьяковистой кислоты, происходящей как по щелочному, так и кислотному принципу с образованием гидроксоионов и примитивных полимеров — димеров [1]:

pH	1 2	2 8	8 10	10 12	12
Комплекс	H ₃ AsO ₃ As(OH) ²⁺ As(OH) ₂ , а также AsO ⁺	H ₃ AsO ₃ H ₆ As ₂ O ₆	H ₅ As ₂ O ₆	H ₂ AsO ₃	HAsO ₃ ²⁻ AsO ₃ ³⁻

Поэтому в области кислотных растворов вполне ожидаемо появление гидратных катионов с положительным зарядом, так как амфотерный гидроксид As(III)—As(OH)₃⁰ является изомером H₃AsO₃⁰. Вследствие структурной идентичности гидратные катионы мышьяка входят в состав ядра мицелл гидроксидов Fe(III) и Al(III), что и служит основной причиной значительной адсорбции мышьяка на этих гидратах, типичных для зоны окисления. При условиях снижения общего окислительного потенциала в мицеллах возникают связи Fe—As, повышающие устойчивость их структуры. Однако образующиеся золи неустойчивы и автокаталитически коагулируют в тонкодисперсные осадки под влиянием избытка двухзарядного сульфат-иона, а также алюмосульфатов [6], возникающих при кислотном разложении сульфидов.

Таким образом, в зоне окисления сочетаются низкие растворимости мышьяка с его адсорбцией на продуктах выветривания рудных минералов. Эти два обстоятельства не способствуют высокой подвижности элемента, имеющей аналитическое выражение через малый коэффициент геохимического рассеяния. Мышьяку свойственно осаждение, локализация переноса на местных как сорбционных, так и комбинированных геохимических барьерах физико-химического, а также биогенного происхождения при коэффициенте биологического поглощения, сопоставимом с его изовалентными аналогами — Fe и Al [2]. Ограничения подвижности мышьяка при нивально-бореальных условиях развития зоны окисления на золоторудных месторождениях Бодайбинского района способствуют образованию его мало перемещенных, «закрепленных» вторичных ореолов рассеяния. Ореолы мышьяка проецируют выходы рудных тел, в т.ч. и с тонкодисперсным золотом, на современной поверхности, являясь их надежными поисковыми признаками. Последующая миграция элемента с расширением контуров рассеяния связана в большей степени с гравитационными и гидравлическими перемещениями склоновых отложений. При развитии типичной для севера многолетней мерзлоты значительная транспортирующая роль принадлежит солифлюкционным растеканиям переувлажненной массы склонового материала. Размыв склонов, особенно усиленный по техногенным причинам, обуславливает поступление мышьяксодержащего грунтового субстрата в водную среду с последующим формированием потоков рассеяния и дальнего переноса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азербеева Р.Г., Адищева Н.П., Гладышев В.П., Сыроешклина Т.В. О растворимости мышьяка в водных растворах, имеющих pH 0,3—13,3 // Журнал неорганической химии. 1979. Т. XXIII. Вып. 9. С. 2570—2572.
2. Алексеенко В.А. Экологическая химия. —М.: Логос, 2000.
3. Алехин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. —Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
4. Вилор Н.В. Флюидные системы зональных метаморфических комплексов и проблема их золотоносности. —Новосибирск: Гео, 2000.
5. Вилор Н.В., Кажарская М.Г., Чупарина Е.В., Коткин В.В. Au, Ag и As в первичных геохимических ореолах золоторудных месторождений Бодайбинского рудно-россыпного района / Золоторудные месторождения востока России // Тр. Всерос. совещ. Улан-Удэ, 2004. —Магадан, 2006. С. 88—102.

6. *Воюцкий С.С.* Курс коллоидной химии. —М.: Химия, 1975.
7. *Гамаюрова В.С.* Мышьяк в экологии и биологии. —М.: Наука, 1993.
8. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. —М.: Мир, 1968.
9. *Докембрий* Патомского нагорья. —М.: Недра, 1995.
10. *Казакевич Ю.П., Реввердатто М.В.* Ленский золотоносный район. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского района. Т. 2 // Труды ЦНИГРИ. Вып. 88. —М.: Недра, 1972.
11. *Кондратенко А.К.* Магматические комплексы центральной части Ленской провинции и их металлогеническая специализация. —М.: Недра, 1977. С. 142.
12. *Кузнецов С.И., Дубинина Г.А.* Методы изучения водных микроорганизмов. —М.: Наука, 1989.
13. *Наумов Г.Б., Рыженко Б.И., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. —М.: Атомиздат, 1971.
14. *Нестеров Н.В.* Способ поисков вторичных золоторудных месторождений. —М.: Наука, 1991.
15. *Определитель бактерий Берджи* / Под ред. Дж.Хоулта, Н.Крига, П.Снита и др. Т. 2. —М.: Мир, 1997.
16. *Сергеева Э.И., Ходаковский И.Л.* Физико-химические условия образования самородного мышьяка в гидротермальных месторождениях // Геохимия. 1969. № 7. С. 846—859.
17. *Смирнов С.С.* Зоны окисления сульфидных месторождений. —М.: Изд-во АН СССР, 1951.
18. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. —М.: Недра, 1985.
19. *Чунарина Е.В.* Разработка методических основ неструктивного рентгенофлуоресцентного анализа растительных материалов / Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. —Иркутск, 2004.
20. *Giery R., Sidenko N.V., Lazareva E.V.* The role secondary minerals in controlling the mineralization of arsenic and metals from high sulfide waters (Berikul gold mine, Siberia) // *Applied Geochemistry*. 2003. 18. P.1347—1358.
21. *Hollibaugh J.T., Carin S., Gurihyck H.* et al. Arsenic speciation in Mono Lake, California: response to seasonal stratification an anoxia // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2005. Vol. 69. № 8. P. 1925—1937/
22. *Kuznetsova A.I., Chumakova N.L.* Determination of the difficult elements Ag, B, Ge, Mo, Sn, Tl and W in geochemical reference samples and silicate rocks of GeoTP proficiency tasting series by DS arc atomic emission spectrometry // *Geostandards Newsletter*. 2002. Vol. 26. № 3. P. 307—312.
23. *Pokrovski G.S., Kara S., Roux J.* Stability and solubility of arsenopyrite in crustal fluids // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2002. Vol. 66. № 13. P. 2361—2378.
24. *Rubinos D.A., Arias M., Dias-Fierros F., Barral M.T.* Speciation of adsorbed arsenic (V) on red mud using a sequential extraction procedure // *Mineral Magazine*. 2005. Vol. 69. № 5. P. 591—600.

УДК 551.263:551.71/72

И.А.Бергман, 2008

Могут ли признаки фракционирования изотопов сульфидной серы осадочно-метаморфических формаций раннего докембрия свидетельствовать о появлении свободного кислорода в атмосфере Земли?

И.А.БЕРГМАН (ВИМС)

Сульфиды в железисто-кремнистых и других осадочно-метаморфических формациях раннего докембрия — геохимическая система, обособленная от основного петрогенного процесса и эволюционирующая в геологической истории Земли по своим особым законам. Фракционирование изотопов сульфидной серы этих формаций не имеет никакого отношения к индикации времени зарождения биогенной сульфатредукции и появления свободного кислорода в атмосфере Земли.

Как известно, экзогенные процессы раннего докембрия сопровождалась образованием крупнейших месторождений железа, золота, урана, а также марганценосных и глиноземистых формаций, дальнейшее преобразование которых приводило к формированию крупных месторождений марганца, бокситов, мусковитовых пегматитов и т.д. Поэтому восстановление условий образования и преобразования экзогенных руд раннего докембрия остается актуальной задачей, нацеленной на совершенствование методов прогноза и поиска перечисленных и других видов минерального сырья этой важнейшей рудогенерирующей эпохи. Кро-

ме того, представления о химизме древней атмосферы имеют исключительно важное теоретическое значение. Именно поэтому время появления свободного кислорода в атмосфере — предмет непрекращающихся дискуссий, обостряющихся с предложением новых и, как обычно утверждают, эффективных методов реконструкции химизма газовой оболочки Земли. Очередной виток в развитии взглядов по затронутой проблеме связан с внедрением в практику исследований изотопных методов, в частности изотопно-серного метода, данным которого нередко придается фундаментальное значение [6].

Разрабатывая изотопные методы реконструкции в приложении к объектам раннего докембрия, ученые все внимание сосредоточили на результатах изотопных исследований, тогда как правомерность их применения к названным объектам подразумевалась как бы сама собой разумеющаяся. Вероятно, именно в фетишизации изотопных данных следует искать причины противоречивой ситуации, сложившейся с материалами реконструкции докембрийских железисто-кремнистых

формаций элементно-геохимическими методами, выполненной автором настоящей статьи.

В основных чертах изотопно-серный метод в применении к геологическим объектам сформировался к концу 50-х годов прошлого столетия, а уже в 60-х его стали применять к докембрию [9, 11 и др.]. В частности, применение изотопно-серного метода к объектам осадочного докембрия с целью индикации времени зарождения биогенной сульфатредукции и появления свободного кислорода в древней атмосфере рассматривается в работе В.И.Виноградова [6], согласно которой во внимание должно быть принято следующее:

1. На начальных этапах развития Земли изотопный состав серы в любой ее точке был одинаков и идентичен изотопному составу серы метеоритного троилита ($^{34}\text{S} \sim 0\%$).

2. Основной или даже единственной причиной существенного разделения изотопов серы в природных процессах является фракционирование между окисленными и восстановленными соединениями.

3. Существование окисленных соединений серы предполагает наличие в атмосфере свободного кислорода, который связан с развитием биосферы или несколько запаздывает относительно него.

4. В условиях кислородной атмосферы сульфидная сера окисляется до шестивалентного состояния с образованием в бассейнах седиментации сульфатов, восстановление которых серобактериями (бактериальная сульфатредукция) сопровождается интенсивным фракционированием изотопов серы: легкие изотопы концентрируются в сероводороде, тяжелые — в остаточном сульфате. Изотопный состав серы океанических сульфатов $^{34}\text{S} \sim 22\%$.

5. Поэтому только после накопления в атмосфере свободного кислорода можно ожидать разброса изотопных отношений серы в различных образцах. Таким образом, изучение изотопного состава серы древних метаморфических толщ открывает принципиальную возможность оценки времени возникновения кислородной атмосферы и жизни на нашей планете.

К настоящему времени изотопными анализами серы охвачены сульфиды железисто-кремнистых и осадочно-метаморфических субконтинентальных формаций возрастом 3,85—1,85 млрд. лет. Исследования показали, что фракционирование изотопов серы в сульфидах железисто-кремнистых формаций от 3,85 до 3,2—2,9 млрд. лет характеризуются узким размахом значений ^{34}S около нулевого уровня вне зависимости от их формационной принадлежности, что было расценено специалистами как указание на отсутствие процессов бактериальной сульфатредукции [16, 19 и др.]. В железисто-кремнистых формациях следующей возрастной эпохи (~2,75 млрд. лет) на фоне ограниченного фракционирования изотопов серы сульфидов были обнаружены первые признаки расширенного диапазона значений ^{34}S до 15—30%

при средней величине ^{34}S , по-прежнему близкой к нулевому уровню (сульфиды в железисто-кремнистых формациях позднеархейского возраста Канады — Мичипикотен, Вуман-Ривер, и др.) [17, 21 и др.]. М.Шидловски [12] резко увеличившийся разброс значений ^{34}S расценивает как указание на зарождение процесса бактериальной сульфатредукции. Напротив, Г.Скайринг и Т.Донелли [20] отдают предпочтение среднему значению изотопного состава серы сульфидов, близкому к нулевому уровню, и на этом основании считают, что сера имеет вулканогенное происхождение. А.Гудвин и др. [17] все проанализированные сульфиды делят на две генетические группы: 1) сульфиды в оксидных фациях железисто-кремнистых формаций, характеризующиеся или отсутствием признаков изотопного фракционирования серы, или их крайне слабым проявлением (по мнению цитируемых исследователей, это согласуется с относительно низкой концентрацией сульфидов и почти полным отсутствием углеродистого вещества в оксидных фациях); 2) сульфиды в сульфидно-сидеритовых фациях, отличающиеся наибольшим диапазоном значений ^{34}S — до 30%. С точки зрения авторов указанной работы, изотопный состав серы сульфидов оксидных фаций свидетельствует о том, что они формировались или непосредственно за счет полностью гомогенизированного источника ювенильной серы (вулканические эксгаляции), или в результате ассимиляционного восстановления морских сульфатов архея с изотопным составом серы $^{34}\text{S} 0,0\%$. Совершенно иначе А.Гудвин с соавторами интерпретируют изотопный состав серы сульфидов в сульфидно-сидеритовых фациях железисто-кремнистых формаций. Эти исследователи делают вывод о том, что лишь бактериальное восстановление сульфатов могло обеспечить 30% колебание значений ^{34}S в сульфидах, опираясь на ряд геологических и геохимических данных: 1) отсутствие сульфидных слоев и локального массивного сульфидного оруденения в железисто-кремнистых формациях Мичипикотена; 2) протяженный характер железисто-кремнистых формаций в отличие от руд гидротермальных месторождений, локализующихся в узких зонах вокруг термальных источников и вулканических центров; 3) бедность сульфидных фаций железисто-кремнистых формаций такими элементами как медь, свинец, цинк и отсутствие какой-либо пространственной связи с полиметаллическими месторождениями гидротермального происхождения; 4) затрудненность региональной миграции сульфидов в бассейнах седиментации; 5) ограниченный диапазон изотопного состава серы сульфидов вокруг термальных источников в Красном море (впадина Атлантис-П) и Галапагосском спрединговом центре Тихого океана, не превышающий ~12%, и т.д. (с точки зрения логики познания все перечисленные А.Гудвином и др. аргументы относятся к категории

внешних, несущественных, и при отсутствии эталонов никакой доказательной силой не обладают! И.Б.).

В связи с этим большой интерес представляет работа Ю.Камерона [14], в которой объектом изотопно-серных исследований явились толщи углеродистых сланцев (иначе — сульфидная фация железисто-кремнистых формаций) докембрия Канады, США, Южной Африки и Австралии абсолютным возрастом 2,5—1,9 млрд.лет. Если бы в это время биогенные процессы на Земле действительно играли сколько-нибудь важную роль, то в углеродистых сланцах они должны были бы проявить себя с наибольшей силой. Однако в большинстве случаев изотопный состав серы сульфидов в этих толщах характеризуется легким сдвигом значений ^{34}S в область положительных составов от 0,7 до 6,6‰. В одном случае имеет место смещение в область отрицательных составов (4,9‰), а в другом средние составы наиболее близки к нулю (0,7‰); размах значений ^{34}S серы сульфидов в каждой отдельно взятой толще не превышает 4,5‰. Ю.Камерон считает, что сера такого изотопного состава в наибольшей степени согласуется с представлениями о гидротермальном, подводном эксгальционном образовании сульфидов из магматического источника или в результате высокотемпературного восстановления содержащихся в морской воде сульфатов. Полученные результаты поддерживают, но не доказывают генетическую связь железа и кремнезема протерозойских железисто-кремнистых формаций с подводной гидротермальной деятельностью.

Условия седиментации железисто-кремнистых формаций следующего возрастного этапа (2,6—1,9 млрд.лет) с точки зрения изотопного состава серы сульфидов анализируются в работах [1, 7, 9] на примере Криворожской серии Украинского щита. Изотопный состав серы сульфидов в подстилающих амфиболитах (абсолютный возраст 3,0 млрд.лет) практически соответствует нулевому значению (^{34}S 0,3‰), и ювенильный источник серы у цитируемых авторов не вызывает сомнений. Также близок к нулевому значению изотопный состав серы сульфидов нижней, существенно кластогенной свиты Криворожской серии (по данным разных авторов, ^{34}S от 2,3 до 2,9‰). Я.Н.Белевцев с соавторами [1] и О.В.Гнатенко [7] считают, что наиболее вероятным источником серы были или вулканические эксгальции, или первично магматические сульфиды. В отличие от них А.И.Тугаринов и В.А.Гриненко [9] расценивают полученные данные как указание на появление первых сульфатов в океанах и свободного кислорода в атмосфере Земли. В сульфидах вышележащей железисто-кремнистой формации изотопный состав серы сульфидов несколько облегчается, причем тем сильнее, чем выше стратиграфическое положение сульфидосодержащей толщи, и одновременно увеличиваются его вариации (^{34}S от 9,9 до 4,3‰). Все указанные исследователи единодушно интерпретируют такие данные как свидетельство активизи-

зации биогенной сульфатредукции в осадках железисто-кремнистой формации и появления кислорода сначала в гидросфере, а затем в атмосфере, и стабилизации его концентрации в общепланетарном масштабе. Наконец, в сульфидах верхней свиты, завершающей разрез Криворожской серии, диапазон изотопных значений резко расширяется (крайние значения ^{34}S от 10,3 до 35,7‰), и сера в целом приобретает тяжелый изотопный состав, приближающийся к составу серы современных океанических сульфатов (^{34}S от 15 до 20‰). Это, как полагают А.И.Тугаринов и В.А.Гриненко [9], а также О.В.Гнатенко [7], дает основание считать, что на границе отложения пород средней (железисто-кремнистая формация) и верхней свиты произошла смена состава атмосферы до существенно кислородного; широкий разброс значений ^{34}S пиритов в отложениях верхней свиты свидетельствует о развитии сульфатредуцирующих бактерий.

Представленные материалы по изотопному составу серы сульфидов характеризуют древние, предположительно осадочные породы морского генезиса. А в каких условиях осуществлялся в докембрии осадочный процесс на континентах? Выяснить это — задача, которую поставили перед собой К.Хаттори, Ф.А.Кемпбелл, Х.Р.Кроуз [10], выбрав объектом исследований сульфиды в породах Гуронской серии Канады (абсолютный возраст 2,5—2,2 млрд.лет), покоящихся на архейском фундаменте. Считается, что породы этой серии формировались преимущественно в континентальных обстановках — аллювиально-озерных, эстуариевых и дельтовых; возможно, часть алевролитов и песчаников аккумуляровалась в солоновато-водных морских условиях. Предполагается, что породы серии испытали лишь слабый метаморфизм (не выше зеленосланцевой фации); перекристаллизация зерен незначительна, и первичная структура осадочных отложений хорошо сохранилась. Породы серии стратифицируют на четыре толщи или группы (снизу вверх): Эллиот-Лейк, Хок-Лейк, Квирк-Лейк (нижнегуронские отложения) и Кобальт (верхнегуронские отложения). Исследования показали, что изотопный состав серы сульфидов нижнегуронских отложений изменяется в узких пределах и в среднем близок к нулю; наоборот, в сульфидах формаций группы Кобальт изотопными анализами выявлены широкие вариации состава (максимально для формации Лоррен — ^{34}S от 20,4 до 18,2‰). Последнее интерпретируется К.Хаттори и другими исследователями как указание на протекание окислительно-восстановительных реакций, совпадающее с возникновением кислородной атмосферы ~2,2 млрд.лет назад, что подтверждается [10] появлением красной окраски в цементе пород формации Гоуганда (появление красной окраски не может это подтвердить, другое дело — история появления красной окраски, что в работе [10] отсутствует). Отмеченная закономерность еще резче проявляется в более молодых отложениях группы Кобальт — формациях Лоррен и Гордон-Лейк. Это позволило

С.Роско предположить, что возникновение кислородной атмосферы совпадает по времени с началом аккумуляции отложений группы Кобальт. В заключение К.Хаттори с соавторами [10] обращают внимание на резкую разницу в характере изменения во времени значений ^{34}S сульфидов морских и континентальных осадочных пород, превышающую 800 млн.лет (3,0—~2,2 млрд.лет). По их мнению, эта разница во времени начала окислительно-восстановительных превращений серы в морских и континентальных обстановках должна быть отнесена на счет разной природы процессов осадконакопления. В континентальной обстановке образование сульфидов происходит при интенсивном взаимодействии источника серы с атмосферой; в отсутствие свободного кислорода в атмосфере сульфаты в континентальных обстановках не образуются. Напротив, морские сульфаты могли образоваться в результате окисления без участия свободного кислорода — например, ферментации и(или) фотосинтеза при участии бактерий, использующих сероводород в качестве донора электронов. Как полагает П.Клауд [15], свободный кислород не мог появиться в атмосфере до тех пор, пока все восстановленные соединения в гидросфере, главным образом сульфиды и двухвалентное железо, не были окислены кислородом, образовавшимся при фотосинтезе.

Однако по мере того как геохимики вовлекали в исследования все новые и новые объекты, а микробиологи все дальше продвигались в изучении процессов метаболизма микроорганизмов с участием серы, интерпретация изотопных данных теряла первоначальную определенность, все сильнее стали ощущаться ограниченные возможности изотопно-серного метода. Так, например, согласно изотопно-серным данным К.Хаттори с соавторами [10], свободный кислород в атмосфере Земли появился ~2,2 млрд.лет назад. По данным А.И.Тугаринова и В.А.Гриненко [9], биогенная сульфатредукция и свободный кислород в атмосфере Земли появились 2,6 млрд.лет, а согласно аналогичным данным Ф.И.Жукова с соавторами [8] — уже в позднем архее (2,8 млрд.лет). В работе Г.Тода и А.Гудвина [21] на основе контрастного различия изотопно-серных составов, полученных, в частности, по сульфидам сидеритовой и оксидной фаций железисто-кремнистых формаций позднего архея Канады (в первых размах значений ^{34}S достигает 13—22‰, во вторых равен ~0‰) делается вывод о резко различных условиях их формирования: железистых кварцитов сидеритовой фации в бассейнах с ограниченными физико-химическими условиями и функционирующей биогенной сульфатредукцией, а железистых кварцитов оксидной фации вне таковых с ювенильным или ассимиляционным (за счет высокотемпературного восстановления сульфатов) источником серы сульфидов. Такая интерпретация противоречит геологическим и элементно-геохимическим данным. Во-первых, выделению оксидной фации в железисто-кремнистых формациях противоре-

чит присущее ей аномально низкое — на уровне кларка и ниже — содержание элементов-сорбатов (V, As, TR, Sc, U, Th, Cr и др.) и величины Li/Mg и других, не соответствующие осадочным/вулканогенно-осадочным гидроксидно-оксидным железным рудам и осадкам [2, 3, 4 и др.]. Во-вторых, по абсолютному содержанию элементов-сорбатов, величине Li/Mg, редкоземельным эффектам (Eu/Eu*, La/Yb и др.) железистые кварциты сидеритовой и оксидной фаций практически идентичны [2, 3, 5 и др.]. В-третьих, железистые кварциты сидеритовой и оксидной фаций между собой в разрезах связаны постепенными переходами. В-четвертых, в статье анализируются изотопно-серные эффекты, полученные по сульфидам в породах железисто-кремнистых формаций, а выводы делаются об условиях образования железистых кварцитов, что не одно и то же! В-пятых, Г.Тод и А.Гудвин [21] из анализа условий образования железисто-кремнистых формаций полностью исключили тектонику и метаморфизм, а для интерпретации изотопно-серных эффектов в сульфиды этих формаций использовали современные эталоны, что находится в противоречии с принципом историзма геологической науки.

В 1980 г. Д.Ашендорф [13] выступила с критикой выводов М.Шидловски о возникновении сульфатного дыхания 3,1—2,8 млрд.лет назад. С ее точки зрения, имевшаяся в то время информация по геохимии стабильных изотопов серы недостаточна для установления времени появления биогенной сульфатредукции. Во-первых, взаимодействие между микроорганизмами в серометаболизирующих сообществах и его влияние на фракционирование не исследованы; во-вторых, механизм(ы) фракционирования изотопов серы все еще плохо изучены; в-третьих, для одних и тех же значений изотопного фракционирования серы нередко можно предложить альтернативную интерпретацию; в-четвертых, совместные лабораторные и полевые исследования, в задачу которых входил бы анализ правомерности перенесения лабораторных измерений фракционирования серы на природные объекты, не проводился. Кроме того, продолжает Д.Ашендорф, на фракционирование изотопов серы могут влиять и влияют неорганические процессы. Так, например, незначительное изменение в рН-условиях способно привести к смещению величины ^{34}S в пирите на 5‰. А.Харрисон и Г.Тод [18] в опытах по восстановлению сульфата фосфорноватистой кислотой получили сероводород с ^{34}S 22‰, и т.д. Среда минералообразования влияет на величину ^{34}S , смещая ее в ту или иную сторону, как в процессах с участием микроорганизмов, так и в неорганических процессах.

Критические замечания Д.Ашендорф позволяют глубже заглянуть в изотопный аспект проблемы и увидеть очевидную тенденциозность в интерпретации изотопно-серных данных в работах М.Шидловски [12] и многих других, но все же они, по мнению

автора статьи, не затрагивают существа обсуждаемой проблемы. Дискуссия замкнулась в сфере изотопной геохимии, тогда как у этой проблемы есть еще не менее важные неизотопные методологический и геолого-геохимический аспекты: имеют ли вообще сульфиды и изотопный состав содержащейся в них серы какое-либо отношение к индикации зарождения биогенной сульфатредукции и появления свободного кислорода в древней атмосфере?

Вопрос этот не случаен. Дело в том, что выполненная автором статьи реконструкция докембрийской и первичной природы докембрийских железисто-кремнистых формаций и механизма их слоистого сложения (Криворожский, Костомукшский, Приимандровский и Омолонский железорудные районы и Курская магнитная аномалия, абсолютный возраст 2,8—2,0 млрд.лет, Россия) приводят к диаметрально противоположным выводам: отложение рудного вещества этих формаций происходило в форме хемогенных железистых карбонатов, а хемогенная форма карбонатов в сочетании с их фаціальным положением (принадлежностью ко 2-ой, более глубоководной половине обобщенного фаціального профиля бассейновых осадков) и планетарным распространением свидетельствуют о господстве в раннем докембрии (точнее, в эпохи железисто-кремнистого осадконакопления) углекислотной восстановительной атмосферы. Корректность реконструкции обеспечивается тем, что в ее основу положены элементарно-геохимические свойства вещества, среды, которые не зависят от геологического времени, по своему достоинству относятся к категории внутренних, существенных и к тому же достаточно устойчивы к метаморфизму (критерии сорбционная емкость и величина Li/Mg). Реконструкция носит трехступенчатый характер, контролируемый независимыми корректными методами [2, 3 и др.] . В сульфидной системе нет признаков, которые можно было бы использовать, минуя эталоны, и поэтому положить в основу реконструкции химизма докембрийской атмосферы.

Что же представляет собой методологическая основа изотопно-серных исследований, не в ней ли кроются причины противоречивых взглядов на химизм раннедокембрийской атмосферы? Прежде всего уместно напомнить о том, что наши знания основаны на системе эталонов и что для каждой геологической эпохи должны быть свои собственные природные эталоны. Как обстоит дело с обеспеченностью изотопно-серных исследований древними природными эталонами? Так же, как и в других сферах исследований этой возрастной эпохи — их нет. Нет по той простой причине, что сами по себе изотопно-серные данные — числа, которые приобретают геологический смысл только на основе геологических эталонов. Однако таких эталонов, изотопный состав серы которых свидетельствовал бы о превращении бескислородной атмосферы в кислородную в раннем докембрии, на сегодня не существует.

Вместо этого изотописты предлагают и используют в качестве эталона первые признаки фракционирования изотопов сульфидной серы, выходящие за рамки их фракционирования в метеоритах. Идея проста: изотопный состав серы Земли в начальный момент ее образования, отождествляемый с таковым сульфидной серы метеоритов, принимается за ноль; изотопный состав серы современных океанических сульфатов, определяемый исключительно процессами биогенной сульфатредукции, равен 22‰. Поскольку, как предполагают, процессы окисления серы на Земле, с одной стороны, и восстановления серы серометаболизирующими бактериями в океанах, с другой, стали возможны только с появлением кислорода в атмосфере Земли, то первые признаки фракционирования изотопов серы в сульфидах геологических объектов стали рассматривать в качестве эталона, символизирующего появление свободного кислорода в атмосфере Земли, а возраст сульфидов с признаками фракционирования изотопов — как время его появления. Между тем, у этой простой идеи много недостатков: 1) резкое несоответствие возрастов: возраст метеоритов — 4,65 млрд.лет, возраст океанических сульфатов — современный (пусть даже фанерозойский), тогда как возраст событий, индицируемых изотопно-серными эффектами, ~3,85—1,85 млрд.лет; 2) несоответствие состава и природы как базовых геологических объектов (метеориты сульфаты), так и базовых с индуцируемыми на их основе геологическими объектами (метеориты железисто-кремнистые и другие осадочно-метаморфические формации океанические сульфаты); 3) априорный характер представлений о том, что изотопно-серные эффекты в сульфидах осадочно-метаморфических пород раннего докембрия имеют отношение к индикации появления свободного кислорода в атмосфере Земли; 4) априорное игнорирование метаморфизма железисто-кремнистых и других осадочно-метаморфических формаций или отрицание его влияния на изучаемые изотопно-серные эффекты; 5) доминирование взглядов на метаморфизм как на изохимический процесс (изохимичность постоянство; исходить или доказывать постоянство природных процессов эквивалентно взглядам на то, что материя может остановиться в своем движении, развитии) при отрицании сопутствующих метаморфизму окислительно-восстановительных процессов; 6) полное игнорирование процессов раннедокембрийского гипергенеза и его возможного влияния на изотопно-серные эффекты; 7) априорные представления о том, что значительное фракционирование изотопов серы возможно только в процессах с участием микроорганизмов и, соответственно, отрицание фракционирования изотопов серы в неорганических процессах.

Необходимо добавить, что метод познания, в т.ч. изотопно-серных эффектов, основанный на эталонах и взятый за основу В.И.Виноградовым, А.И.Тугариновым и В.А.Гриненко, А.М.Гудвином, К.Хаттори, Я.Н.Белевцевым и другими исследователями, обла-

дает рядом недостатков: 1) субъективизм в подборе эталонов (то, что заметное фракционирование изотопов сульфидной серы в осадочно-метаморфических породах имеет отношение к индикации появления свободного кислорода в атмосфере Земли — личное убеждение пишущих об этом авторов), 2) действие современных эталонов в лучшем случае ограничено фанерозоем, а то, что принцип актуализма якобы применим к более древним геологическим объектам, — опять же личное убеждение пишущих об этом авторов. Пусть для начала эти исследователи объяснят, как, руководствуясь принципом актуализма, перейти от человека к динозаврам, а от динозавров — к трилобитам! А ведь это всего-навсего 300—500 млн. лет.

Кроме того, в связи с обсуждением в этой статье вопроса о времени появления свободного кислорода в атмосфере Земли, полезно обратить внимание на следующие особенности состава докембрийских железисто-кремнистых формаций, которые не без оснований считаются ключевыми в решении данного вопроса:

1. Пространственное сонахождение в железистых кварцитах минералов-антагонистов, таких как кварц и магнетит, кварц и гематит. В условиях кислородной атмосферы не существует процессов, которые могли бы привести к образованию столь необычной на первый взгляд ассоциации минералов, и тем более таких планетарных образований, какими являются рассматриваемые формации.

2. В основе реконструкций природных процессов, претендующих на объективность, должны лежать не абстрактные объяснения, предположения, расчеты, а конкретные реликты — геологические, петрографические, элементно-геохимические и др. Соответственно, нелишне напомнить о том, что в настоящее время не обнаружено реликтов гидроксидного железа ниже зоны окисления ни в одной докембрийской железисто-кремнистой формации мира!

3. Если бы свободный кислород в атмосфере Земли действительно появился ранее 1,85 млрд. лет, как о том судят по интерпретации первых признаков фракционирования сульфидной серы в железисто-кремнистых и сопряженных с ними осадочно-метаморфических формациях, это не замедлило бы сказаться на докембрийских железисто-кремнистых формациях в целом и железистых кварцитах в особенности. Однако во всем интервале образования (3,75—1,85 млрд. лет) железистые кварциты отличаются удивительным постоянством сложения, элементной геохимии и «необычной» ассоциации минералов-антагонистов кварца и магнетита/гематита (железистые кварциты формаций Исуа, Гренландия; оз. Верхнее, США; Кривой Рог, Украина; Курская магнитная аномалия, Россия и др.).

Дело не только в этом, но и в том, что природа изотопного состава серы сульфидов железисто-кремнистых и других осадочно-метаморфических формаций

раннего докембрия не изучена, и как его следует интерпретировать — неизвестно, вот по каким причинам:

1) до сих пор не разработаны (не узаконены) природные эталоны железисто-кремнистых и других осадочно-метаморфических формаций раннего докембрия, иначе говоря, нет той геологической основы, которая придает изотопным данным геологический смысл;

2) в осадочно-метаморфических породах сера не входит в петрогенные минералы — кварц, полевые шпаты, пироксены, гранат, а также магнетит, гематит/мартит, сидерит и другие, следовательно, сульфидный процесс, определяемый серой, не связан с основным петрогенным процессом материально;

3) в осадочно-метаморфических породах (и не только в осадочно-метаморфических!) сера не образует ранних минералов, в частности сульфидов. Так, например, в железисто-кремнистой формации Кривого Рога (Украина) пирит образуется в конце регрессивной стадии метаморфизма после кварца, куммингтонита/грюнерита, магнетита, роговой обманки, регионального окварцевания, щелочных амфиболов и гематита/мартита, приблизительно одновременно с хлоритом и другими слоистыми силикатами. Таким образом, сульфидный процесс оторван от основного петрогенного процесса во времени. Поэтому исследователи в настоящее время не могут проследить за тем, что, в частности, происходит с серой в процессе метаморфизма, изменяется ли и как ее изотопный состав и какая информация заложена в нем. Это положение осложняется тем, что в работах по изотопии сульфидной серы полностью обойден вниманием вопрос отбора сульфидов на изотопный анализ. Само отнесение тех или иных толщ к осадочно-метаморфическим является, по существу, априорным. Однако дело еще и в том, что в осадочно-метаморфических сериях раннего докембрия, кроме сульфидов с предположительно осадочной (хемогенной) серой, а также предположительно осадочных кластогенных сульфидов с серой неизвестного происхождения, формирующихся за счет размыва осадочных, метаморфических и интрузивных пород, распространены сульфиды с серой иного происхождения — переотложенные метаморфогенные и наложенные эндогенные (?), ассоциирующие, в частности, с дайками основных пород. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, зоны послонной и секущей сульфидизации в рассеянной и жильной формах (Михайловское месторождение Курской магнитной аномалии, Костомукшское и Кировогорское месторождения Балтийского щита и др.) и, с другой, исчезновение сульфидов из превращенных в кварциты олигомиктовых кварцевых конгломератов с сульфидным цементом, из сульфидосодержащих углеродистых сланцев, преобразованных в различные по составу сланцы, и др. Поскольку требуемых эталонов нет, и природа отбираемых образцов сульфидов определяется «на глаз», не

исключено, что полученные в итоге изотопно-серные данные во многих случаях представляют собой гетерогенный материал. Наконец, к индикаторам вообще (и к сере, в частности) предъявляется требование избирательности к индицируемым ими процессам и объектам. Что представляют собой сульфиды с этой точки зрения? Как известно, сульфиды железа имеются в метеоритах, во всех типах изверженных и вулканических пород от ультраосновных до ультракислых (причем, согласно К.К.Турекяну и К.Г.Ведеполу [22], содержание серы в магматических породах вне зависимости от их кислотности одно и то же — 0,03%), карбонатитах, гидротермально-метасоматических породах — грейзенах, скарнах и других, а также в диагенетических и осадочных породах и т.д. Это свидетельствует о том, что сульфидный процесс в значительной степени индивидуален по отношению к основному петрогенному процессу и является следствием специфической геохимии серы, отличной от геохимии петрогенных элементов.

Из изложенного следует, что сульфиды в геологических объектах — система, обособленная от петрогенной системы и эволюционирующая в геологической истории Земли по своим особым законам, поэтому связывать фракционирование изотопов серы с изменением химизма земной атмосферы нет никаких оснований.

Вопрос о том, есть ли в сульфидной системе признаки, связанные своим образованием с теми или иными компонентами раннедокембрийской атмосферы, может быть решен только путем сопоставления с такими геологическими объектами, которые могут быть корректно реконструированы и действительно несут информацию о химизме раннедокембрийской атмосферы. С точки зрения автора статьи, по крайней мере, следующие требования должны предъявляться к индикаторам химизма древней атмосферы: 1) это должны быть реконструируемые хемогенные осадочные образования, заключающие в себе соответствующую информацию; 2) их вещество должно иметь континентальное происхождение; 3) по возможности они должны иметь планетарное распространение. В настоящее время всем этим требованиям удовлетворяют только докембрийские железисто-кремнистые формации (исключая содержащиеся в них сульфиды, природа которых не исследована). Однако, как уже было отмечено, выполненная автором данной публикации реконструкция таких формаций и химизма раннедокембрийской атмосферы опровергает выводы специалистов, использующих для этой цели материалы изучения изотопного состава серы сульфидов железисто-кремнистых и других осадочно-метаморфических формаций раннего докембрия. В денудированных породах железо находилось в двух- и трехвалентной формах, а отлагалось исключительно в двухвалентной карбонатной форме. Следовательно, выветривание, миграция и отложение железа сопровождалось тотальным восстановлением трехва-

лентного железа и, как показывают данные по редкоземельным элементам [5], одновременным восстановлением европия до Eu^2 — меньшим в раннем протерозое, большим в позднем архее. В процессе метаморфизма, наоборот, происходит окисление двухвалентного железа — умеренное, но масштабное с образованием магнетита в прогрессивную стадию, и интенсивное, но локальное с образованием гематита/мартита в регрессивную стадию метаморфизма. Более позднее по отношению к гематиту/мартиту образование сульфидов в железистых кварцитах свидетельствует о смене в конце регрессивной стадии метаморфизма окислительных условий восстановительными. К наибольшему фракционированию изотопов серы приводят именно окислительно-восстановительные процессы, поэтому не исключено, что эта многократная смена окислительно-восстановительных условий (гипергенез—метаморфизм) в сочетании с общей эволюцией осадочных оболочек Земли и обусловила те изотопные эффекты, которые исследователями ошибочно принимаются за признаки бактериальной сульфатредукции и появления свободного кислорода в атмосфере Земли.

Несомненно и другое: тенденциозной интерпретации изотопно-серных данных во многом способствовали господствующие представления о первичной гидроксидно-оксидной природе рудного вещества докембрийских железисто-кремнистых формаций, расхожие представления о практическом отсутствии метаморфизма в осадочно-метаморфических породах раннего докембрия, его изохимическом характере и др. Все это — дань принципу актуализма, нежелание понять или смириться с тем, что принцип актуализма и эволюция геологических образований в истории Земли несовместимы, и для геологических объектов, начиная с позднего протерозоя или, как крайний случай, с раннего протерозоя и далее в глубь геологической летописи, надо разрабатывать другие подходы и создавать соответствующие древние природные эталоны.

В данной публикации сознательно не делается обзор представлений о химизме древней атмосферы и не говорится о влиянии изотопно-серных исследований древних сульфатов на формирование таких представлений, поскольку это выходит за рамки возможностей данной статьи.

Автор выражает благодарность С.Ф.Карпенко и В.Т.Покалову за просмотр рукописи статьи и полезные замечания по ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевцев Я.Н., Жуков Ф.И., Савченко Л.Т., Оверчук В.М. Процессы накопления осадков железисто-кремнистой формации Кривого Рога по данным изотопных исследований углерода и серы // Геологический журнал. 1984. Т. 44. № 3. С. 94—102.
2. Бергман И.А. Принципы и методы реконструкции первичной природы докембрийских железистых формаций в связи с проблемой их генезиса и прогнозом месторож-

- дений // Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. —Москва, 1991.
3. Бергман И.А. Особенности химизма атмосферы и осадочного минералообразования на Земле в докембрии // Минеральное сырье. 1997. № 1. С. 34—49.
 4. Бергман И.А. Еще раз о литий-магниевом отношении как критерии карбонатной природы рудного вещества докембрийских железистых формаций // Отечественная геология. 2002. № 5—6. С. 55—61.
 5. Бергман И.А., Колесов Г.М., Воробьев В.С. К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских железистых формациях в связи с проблемой их генезиса // Геохимия. 1985. № 6. С. 821—833.
 6. Виноградов В.И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы / Очерки геохимии отдельных элементов (Развитие идей А.А.Саукова). —М.: Наука, 1973. С. 244—274.
 7. Гнатенко О.В. Условия седиментации и метасоматоза Желтореченского месторождения железа (по изотопным данным) // Геологический журнал. 1985. Т. 45. № 1. С. 91—102.
 8. Жуков Ф.И., Савченко Л.Т., Березовский Ф.И. и др. Условия формирования железорудных толщ Костомукшского месторождения (Западная Карелия) по изотопным исследованиям // Геологический журнал. 1983. Т. 43. № 3. С. 26—32, 53.
 9. Тугаринов А.И., Гриненко В.А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным вариаций изотопного состава серы в сульфидах / Проблемы геохимии. —М.: Наука, 1965. С. 193—203.
 10. Хаттори К., Кемпбелл Ф.А., Кроуз Х.Р. Распространенность изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834—849.
 11. Чухров Ф.В., Виноградов В.И., Ермилова Л.П. К вопросу об изотопном фракционировании серы в протерозое // Известия АН СССР. Сер. геол. 1968. № 11. С. 3—11.
 12. Шидловски М. Изотопный состав серы в докембрии. Свидетельства возникновения сульфатного дыхания // Геохимия. 1980. № 2. С. 194—204.
 13. Ashendorf D. Are sulfur isotope ratios sufficient to determine the antiquity of sulfate reduction? // Origins of Life. 1980. Vol. 10. P. 325—333.
 14. Cameron E.M. Genesis of Proterozoic iron formation: Sulphur isotope evidence // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 47. № 6. P. 1069—1074.
 15. Cloud P. Atmospheric and hydrospheric evolution of the primitive earth // Science. 1968. Vol. 160. P. 729—736.
 16. Fripp R.E.P., Donnelly T.H., Lambert I.B. Sulfur isotope results for Archean banded iron-formation, Rhodesia // Geol. Soc. S.Africa. Spec. Publ. 1979. № 6. P. 205—208.
 17. Goodwin A.M., Monster J., Thode H.G. Carbon and sulfur isotope abundances in Archean iron-formations and early Precambrian life // Econ. Geol. 1976. Vol. 71. P. 870—891.
 18. Harrison A.G., Thode H.G. Mechanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies // Trans. Faraday Soc. 1958. Vol. 54. P. 84—92.
 19. Monster J., Appel P.W.U., Thode H.G. et al. Sulphur isotope ratios in late and early Precambrian sediments and their implications regarding early environments and early life // Origins of Life. 1979. Vol. 10. P. 127—136.
 20. Skyring G.W., Donnelly T.H. Precambrian sulfur isotopes and a possible role for sulfite in the evolution of biological sulphate reduction // Precamb. Res. 1982. Vol. 17. № 1. P. 41—61.
 21. Thode H.G., Goodwin A.M. Further sulfur and carbon isotope studies of the late Archean iron-formation of the Canadian shield // Precamb. Res. 1983. Vol. 20. № 2—4. P. 337—356.
 22. Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's Crust // Geol. Soc. Amer. Bull. 1961. Vol. 72. P. 175—192.

Краткие сообщения

УДК 552.3 552.578 550.42

В.С.Зубков, 2008

Конденсированные нефтиды в магматических породах различных геодинамических обстановок

В.С.ЗУБКОВ (Институт геохимии СО РАН)

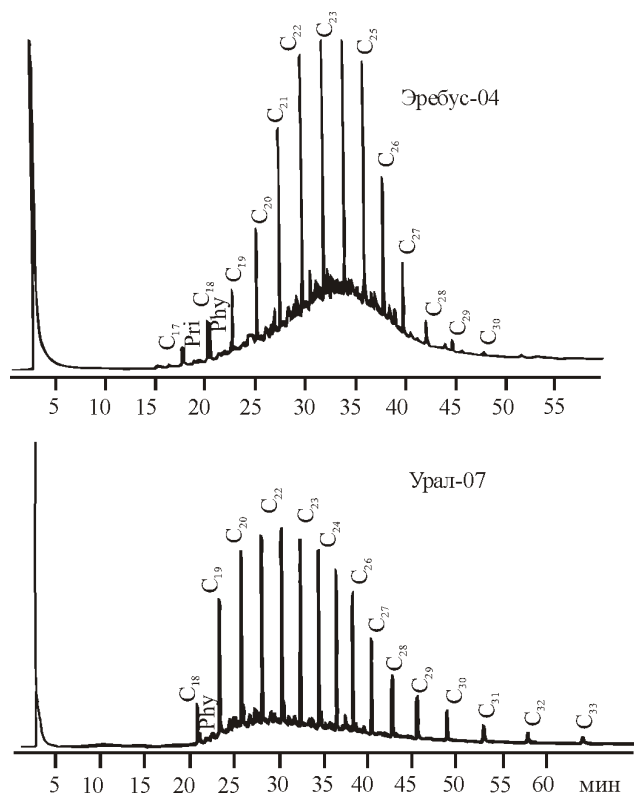
В магматических породах разного состава и возраста установлены закономерности распределения конденсированных нефтидов, изменения их элементного и группового составов и поведения микроэлементов. В настоящей публикации приведены основные выводы, вытекающие из этих исследований.

Конденсированные нефтиды и тяжелые (высокомолекулярные) углеводороды присутствуют в мантийных ксенолитах из магматических пород различных геодинамических обстановок. Так, тяжелые алканы обнаружены [35]: в ксенолитах лерцолитов 0,6—1,0 г/т и пироксенитов 0,5 г/т из щелочных базальтоидов (Salt Lake Crater) Гавайских островов, излившихся 0,3—0,6 млн. лет назад; в ксенолитах гарцбургитов 0,5 и 1,0 г/т,

дунитов 0,2 и 0,3 г/т и пироксенита 0,2 г/т из щелочных базальтов действующего вулкана Эребус в Антарктиде; в ксенолитах дунита 1,0 г/т и пироксенита 0,4 г/т из плиоценового щелочного базальта (Takashima), ксенолитах шпинелевых лерцолитов 0,5 и 1,0 г/т из современного известково-щелочного базальта (Ichinomegata) в Японии. Состав тяжелых алканов в ксенолитах мантийных ультрабазитов из щелочных базальтоидов различных регионов мира изменяется от C₁₄H₃₀ до C₃₃H₆₈ (по углеродному числу от C₁₄ до C₃₃). Например, в ксенолите гарцбургита (образец 04) из щелочного базальтоида вулкана Эребус обнаружены тяжелые алканы C₁₇—C₃₀ (см. рисунок; Prt и Phy — приставки и фитан соответственно). Вместе с тяжелыми ал-

канами обычно фиксируются изопреноиды — пристан и фитан, а, судя по «горбу» на хроматограммах возможно присутствие циклоалканов [35]. Полициклические ароматические углеводороды установлены в ксенолите лерцолита из кайнозойского базальта Монголии [28], в ксенолите эклогита 4,6 г/т [31], алмазе 0,316 г/т [17] и других минералах из среднепалеозойских кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района Сибирской платформы. Приведенное содержание полициклических ароматических углеводородов в алмазе, очевидно, ниже истинного, так как установлен неполный список этих углеводородов. В первых публикациях по составу таких углеводородов в высокобарических минералах кимберлитов [18, 3, 17 и др.] еще не определялся количественно высокотемпературный дефинил $C_{12}H_{10}$, но в последующих работах было показано, что он, как и гомологи нафталина, играет важную роль в составе полициклических ароматических углеводородов (массовое содержание, %): в ксенолите эклогита из трубки Мир соответственно 77 и 18,3 [31], гранате из трубки 1 Далдыно-Алакитского района 26,2 и 40 и оливине из трубки Удачная-Восточная 12,6 и 70,0 [6]. Битумы обнаружены в первичных флюидных включениях в гранате из трубок Мир и Спутник [3], а воскоподобное вещество — в алмазе из Заира (Африка) [33].

Содержание тяжелых алканов в мантийных ксенолитах ультрабазитов составляет 0,56 г/т по 14 образ-



Газовые хроматограммы гексановой фракции из ксенолита гарцбургита щелочного базальта вулкана Эребус в Антарктиде и пироксенита Войкаро-Сыньинского массива Уральской офиолитовой серии [35]

цам [35] и уступает содержанию полициклических ароматических углеводородов в эклогите 4,6 г/т [31] и высокобарических минералах кимберлитовых трубок Сибирской платформы — оливине 0,74 г/т по 9 образцам и гранате 6,2 г/т по 5 образцам [18, 6].

Конденсированные нафтиды (таблицы 1 и 2) и тяжелые углеводороды присутствуют в магматических породах различных геодинамических обстановок: в современных зонах спрединга [32] и горячих точках океанов [35, 7], островных дугах западной части Тихоокеанского огненного кольца [29, 19 и др.], на древних платформах и их щитах [22, 9, 2, 4 и др.] и в юрско-меловом Монголо-Забайкальском [28] и девонском Саяно-Минусинском [26, 25 и др.] внутриконтинентальных рифтах юга Сибири.

Присутствие конденсированных нафтидов и тяжелых углеводородов установлено как в интрузивных [22, 3, 27, 1, 32, 35 и др.], так и эффузивных [9, 28, 29, 26 и др.] породах. Содержание указанных нафтидов и углеводородов определено в интрузивных породах разных возрастов, основности и щелочности. Так, тяжелые алканы идентифицированы в надвинутых в палеогене гипербазитах Восточного Папуа 0,5 и 1,0 г/т, в палеозойских гипербазитах Урала 1,0—2,3 г/т (см. рисунок) и в миоценовых гранитах S-типа массива Ohsumi в Японии 0,1—0,2 г/т [35]. Полициклические ароматические углеводороды зафиксированы в кимберлитах Сибирской платформы 5,16 г/т по 3 трубкам, 20 образцам [20] и 3,55 г/т по 7 трубкам [6] и в серпентинизированных гипербазитах Урала от 0,012 до 1000 г/т [32]. В кимберлите трубки 1 Далдыно-Алакитского района содержание битумоида достигает 600 г/т, а на долю полициклических ароматических углеводородов в этом битумоиде приходится только 0,03 %. В твердом битуме трубки Мир содержится 85 г/т таких углеводородов [31]. Еще большие концентрации битумов (0,07—1,53%) в трубках взрыва приведены в работе [4]. Хлороформенные битумы извлечены из девонских щелочных пород Кия-Шалтырского массива [5], комагматичных разновозрастным щелочным базальтоидам Северо-Минусинской впадины [26] (см. табл. 1). В щелочных породах Хибинского массива (Балтийский щит) содержание $C_{орг}$ изменяется от 160 до 570 г/т, а хлороформенных битумов — от 11 до 30 г/т (см. табл. 2) [22]. В хибините этого массива находятся 1,12 бензоперилен ($C_{22}H_{12}$), 3,4 бензпирен ($C_{20}H_{12}$) [27]. Вместе с тем следует отметить, что тяжелые алканы не обнаружены во многих интрузивных породах — серпентинизированных и тектонизированных ультрабазитах, перидотитовых кумулатах, габброидах и гранитоидах различных регионов мира [35]. Создается впечатление, что в магматических расплавах более устойчивы бензольные кольца, из которых образуются полициклические ароматические углеводороды, чем длинные цепочки алканов, в основе структуры которых находится группа метилена ($-CH_2-$).

1. Состав битумов в магматических породах различных геодинамических обстановок (в %)

Порода, тело	Место взятия образца	Битумы	Элементный состав				С/Н	Групповой состав			Источник	
			С	Н	N	O		S	Масла	Бензолы-ные смолы		Спиргобензолы-ные смолы
<i>Анадырско-Корякский пояс</i>												
Серпентинит	р. Чирынай 1064 м	Хлороформенный (холдная экстракция)	72,51	10,09	17,40	7,2	Не определялось			[1]		
<i>Курильская островная дуга</i>												
Базальтовый пепел	Вулкан Тятя	Хлороформенный	76,44	11,90	не определялось	6,4	Не опр.	14,4	40,5	3,3	[19]	
<i>Сибирская платформа</i>												
Кимберлит	Трубка Удачная	Асфальтит	78,29	9,87	10,0	1,84	7,9	16,76	24,61	58,63	[2]	
Кимберлит	Трубка Мир	Мальга	85,73	11,24	0,42	2,18	7,6	51,38	15,11	12,12	[2]	
Fe-рудная трахитовидная	Желдон III	Асфальт	85,12	9,55	5,22	0,11	8,9	40,44	9,53	17,64	[2]	
Fe-рудная трахитовидная	Юбилейная	Хлороформенный	86,13	10,19	Не обн.	2,53	8,5	45,54	15,51	26,07	[4]	
Тектоническая брекчия в траппе	Оз.Бельдучан	Асфальт	85,37	10,50	Не определялось		8,1	38,8	47,8	13,40	[9]	
Кварц-кальцитовая жила	р.Нижняя Тунгуска	Хлороформенный (холдная экстракция)	86,00	10,12	2,80	1,08	8,5	Не определялось			[9]	
		Парафин	84,55	14,41	0,39	0,65	5,9				[9]	
<i>Северо-Минусинская впадина</i>												
Силл базальта	г.Красная горка	Кериг	85,12	7,15	Не обн.	5,08	2,90	11,9	Не определялось			[26]
			84,86	7,11	0,25	6,88	2,30	11,9				[26]
<i>Кузнецкий Алатау</i>												
Габбро	Кия-Шалтырский массив	Хлороформенный	63,67	9,30	27,03		6,8	Не определялось			[5]	
			74,61	10,18	15,21		7,3				[5]	
Нефелин-сиенит			57,85	12,50	34,15		4,6				[5]	

2. Состав нефтяных масел в щелочных массивах и пегматите Кольского полуострова

Место взятия образ- ца	Порода, тело	Битумы	C _{ср.} , г/т	Элементный состав, %					Групповой состав, %				Источ- ник		
				C	H	N	O	S	C/H	Масла	Бензол- ные смо- лы	Спирто- бензол- ные смо- лы		Асфаль- тены	
Хибинский массив	Мельтейгит	Хлорофор- менный, г/т	11	75,90	8,99		15,11		8,4	Не определялось			[22]		
			14	80,40	12,30		6,70		6,5				[22]		
	Хибинит гра- хитонидный		Не опр.	17	72,37	11,67	0,01	15,58	0,38	6,2	50,69	22,09	8,08	19,22	[21]
				30	76,00	11,20		12,80		6,7	Не определялось			[22]	
	Рисчоррит		Не опр.	13	72,03	11,42		17,55		6,3	28,00	21,62	35,11	10,5	[22]
				27	75,59	10,00		14,41		7,6	22,00	28,96	29,16	19,97	[22]
	Нефелин из ургита		1600	16	84,90	13,30		1,80		6,4	Не определялось			[22]	
				13	68,00	8,91		23,09		7,6				[22]	
	Фойяит гра- хитонидный		400	25	77,48	10,53		11,90		7,4	29,19	21,93	20,51	28,23	[22]
				10	70,01	10,54		19,45		6,6	Не определялось			[22]	
Хибинский массив, штольня Магериаль- ная	Пегматит	Графит III		98,30	0,45		1,25		218,4	0,005			[12]		
			Антраксолит		86,87	4,02	1,24	5,28	1,69	21,6	0,05			[12]	
				Импсонит		72,44	6,98	0,82	19,16	0,60	10,2	5,18			[12]
			Альбертит			76,97	8,29	1,04	12,24	1,46	9,3	18,25			[12]
				Асфальтит		81,23	8,65	0,80	8,37	0,95	9,3	23,40	28,50		48,10
			Асфальт			79,68	9,08		11,26		8,8	36,90	30,50		32,60
				Мальта		80,73	7,45		11,82		10,8	58,70	13,10		28,20
Нефтеподоб- ное вещество		76,47	11,22			12,31		6,8	94,25	4,60		1,15	[12]		
	Ловозер- ский массив	Фойяит	Не определялось		72,50	10,14		17,36		7,1	Не определялось			[5]	
Луаврит лей- кократовый					72,00	11,40		16,60		6,3				[5]	

Примечание. Содержание золы в графите III — альбертит изменяется от 1,35 до 6,2% [12].

Присутствуют тяжелые углеводороды и конденсированные нафтиды также в вулканических породах разных возрастов, основности и щелочности. Полициклические ароматические углеводороды установлены в толеитах 0,052—0,062 г/т, щелочных оливиновых базальтах 0,036 г/т, кислой тефре 0,05—0,4 г/т действующих вулканов Исландии [7], в базальтовых пеплах и бомбах вулканов Тятя и Толбачик Курило-Камчатской островной дуги [29]. В твердых битумах из миндалин девонских силлов и потоков трахибазальтов Северо-Минусинской впадины преобладают полифенилы [25]. Тяжелые алканы не найдены в толеитовых базальтах Японии, щелочных базальтах вулкана Эребус в Антарктиде и Японии [35]. Битумы обнаружены в базальтах Исландии [34] и Северо-Минусинской впадине [26 и др.].

Конденсированные нафтиды присутствуют в первичных минералах магматических пород. Например, в краевых частях нефелина из щелочных пород Хибинского и Ловозерского массивов (Балтийский щит) установлен аморфный углерод [27]. Битумы извлечены из нефелина и эгирин-диопсида ийолитов, нефелина, калий-натрового полевого шпата и темноцветных минералов трахитоидных хибинитов [15], нефелина ургита и черного апатита (см. табл. 2) [22].

Подробно битумы исследованы в широко распространенных пегматитах Хибинского массива. В одном из пегматитов в эвдиалите хлороформенных битумов 24 г/т, в газовых включениях 0,2—0,3 мм присутствуют кристаллы-узники эгирина и пленки и капельки битума. При нагревании до 330—350 С битум частично переходит в газообразное состояние с выделением жидкой фазы, которая обособляется в краевых частях полости [14]. Конденсированные нафтиды, изменяющиеся по составу от антраксолитов до нефтеподобного вещества, установлены в крупном (400 180 м) пегматитовом теле в ургитах на Юкспора (штольня Материальная) [12]. В этом ряду конденсированных нафтидов возрастает содержание водорода (от 0,45 до 11,22%) и имеет место тенденция убыли количества углерода (см. табл. 2). Одновременно происходит смена парагенезисов минералов — от эгирина, сфена, калий-натрового полевого шпата и графита до появления нефтеподобного вещества в межзерновом пространстве и трещинах спайности в натролите, пектолите, гакманите и других минералах [27].

Из таких наблюдений вытекает важный вывод о смене состава битумов в процессе кристаллизации пегматита и его гидротермального изменения в следующей последовательности: антраксолит кериты (импсонит и альбертит) асфальтит асфальт мальта нефтеподобное вещество, т.е. в последовательности обратной той, что принята в нефтегазовой геологии при фильтрации органической нефти по осадочным коллекторам.

Процесс кристаллизации магматических расплавов завершается их дегазацией и образованием

гидротермальных растворов, сопровождающихся отложением относительно низкотемпературных минералов. Так, дегазация в fumarole Трубка на Северном конусе Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975—1976 гг. сопровождалась отложением углеродистого вещества — графита, шунгита, а также карбидов Fe, Si, W, самородных элементов (Fe, Cu, Al, Bi, Pb, Zn, Sn, Au) и других минералов — силикатов, сульфидов, сульфатов и оксидов [8].

В сольфатарах и гидротермах Камчатки диагностировано 73 углеводородных соединения, в т.ч. 25 алканов (C₄-C₁₂), 5 алкенов, 9 аренов, 8 (O-), 12 (S-) и 6 галогенсодержащих производных углеводородов. Из этих соединений самые высокие концентрации приходились на долю бензола (C₆H₆) в газах сольфатар до 5 мг/м³ [16]. Содержание полициклических ароматических углеводородов в гидротермальных нонтронит-цеолитовом (0,58 г/т, 4 образца) и смектит-селадонитовом (1,29 г/т, 5 образцов) комплексах минералов, заполняющих трещины и полости в миоценовых базальтах Исландии на 1—2 порядка больше, чем в неизмененных породах. Причем от базальтов к гидротермальным минералам изменяется соотношение гомологов дифенила и флуорена по сравнению с гомологами нафталина (соответственно 46—71 и 25—42% против 0—46 и 16—100%) в пользу последнего [7]. В зонах дробления в триасовых траппах Тунгусской синеклизы Сибирской платформы (район оз. Бельдучан) встречаются жилы мощностью до 60—70 см, сложенные в порядке выделения минералов халцедоном, мелко- и крупнокристаллическим кварцем и кальцитом [9]. В халцедоне и кварце асфальт (см. табл. 1) выполняет пустоты до 2,5 см в поперечнике. В миндалине агата из трахибазальта Ононской впадины Монголо-Забайкальского рифта присутствуют полициклические ароматические углеводороды [28]. Широко известны благодаря работам Н.С. Бескровного и других исследователей гидротермальные кальцитовые и кварцевые жилы с битумами в кимберлитовых трубках Сибирской платформы [13]. Жидкие и твердые битумы установлены также в гидротермальной полевошпат-гакманит-натролитовой жиле в мельтейгитах Хибинского массива [12].

Из изверженных пород, содержащих микроклучения битумов, экстрагируют хлороформенные битумы, а из пегматитов, продуктов эксгаляции гидротермальных жил, в которых образуются относительно крупные выделения битумов, последние извлекаются целиком. Причем твердые битумы (антраксолиты, кериты, реже асфальтиты) после дробления образцов выделяются с помощью тяжелых жидкостей, а вязкие и жидкие битумы растворяются в хлороформе обычно полностью. Из антраксолитов и керитов органическими растворителями извлекается несколько процентов битумоидов. Обычно ограничиваются извлечением горячей или холодной экстракцией хлороформенных битумов, но при более детальном изучении битумов дополнительно

экстрагируются битумоиды спиртобензолом и ацетоном [21, 19]. Отметим, что элементный состав экстрактов существенно различается. Например, в хлороформенном и ацетоновом экстрактах из хибинитов (проба массой 70 кг) содержится соответственно (в %): С 72,37 и 50,94; Н 11,67 и 8,95; S 0,38 и 0,61; О 15,58 и 40,11 [21]. В хлороформенном и спиртобензольном экстрактах из базальтового пепла вулкана Тятя кроме N, O и S, обнаружены в значительных количествах Cl, а также Si, Ca, Zn и Hg [19].

Твердые битумы из гидротермально измененных щелочных пегматитов Хибинского и Ловозерского массивов различаются по составу [30]: первые беднее Na и S, но богаче Ca и Th. Установлено на примере битума из цеолитизированных зон в пегматите Хибинского массива, что он (образец 1) представляет собой микрогетерогенное полифазное образование со структурой распада, с микрозернами торита размером от 2—4, редко до 30 мкм, стисиита и кальцита. Углеродистая матрица твердых битумов концентрирует (в %): Ca 1,62—7,02; Sr до 0,24—0,55; Ba до 0,14—0,34; Th до 0,13—0,21; S 0,10—0,48, редкоземельные элементы: La до 1,6; Ce до 1,49; Pr до 0,34; Nd до 0,52, что объясняется присутствием некоторых из элементов в составе элементоорганических соединений. Твердые битумы ассоциируют с микропористыми каркасными Ti-, Nb-, Zr-силикатами, гетерофиллосиликатами и цеолитами [30]. В битумоиде из включений в эвдиалите эгирин-нефелин-эвдиалитового пегматита по сравнению с хибинитом Хибинского массива больше (в г/т): Ni 20,6 и 7,1; Cu 33,3 и 12; W 0,18; Tl 0,075; Pb 2,45 и Bi 0,047. В этом перечне элементы, начиная с W, в хибините не обнаружены. В высшем керите (импсоните) из полевошпат-содалит-натролитовой жилы по сравнению с мельтейгитом повышены содержания (в г/т): Ba 835 и 335, Sr 1492 и 1352; Nb 168 и 110; Mo 2,7 и 1,9 и др. Следует отметить, что содержание редкоземельных элементов в импсоните (59,7 г/т) намного выше, чем в битумоиде (3,68 г/т), причем по уровню содержаний тяжелых редкоземельных элементов импсониты приближаются к мельтейгитам [10]. Иная ассоциация минералов наблюдается в углеродистом веществе из тектонических зон в гипербазитах Оспинско-Китойского района Восточного Саяна. В этих углеродизированных зонах обнаружены микрозерна самородных элементов и интерметаллических соединений Pt, Pd_{0,54}Pt_{0,45}, минералы ряда рустенбургит Pt₃Sn — атоцит Pd₃Sn, Au и его соединения, содержащие (в %): Ag до 46, Cu 26 и Hg 27,2, аварунит (Ni₃Fe), Fe, Zn, Cu, Ag, Pb и другие минералы, образующиеся в восстановительных условиях. Кроме того, присутствуют зерна сульфидов, но повсеместно распространены только оксиды (магнетит, хромшпинелид, ильменит, рутил), циркон и апатит [24, 11 и др.]. Как видно из приведенных примеров, состав минералов и набор микроэлементов в углеродистом веществе зависит от состава исходных расплавов и прежде всего от их щелочности.

В асфальтенах мальты (образец 5) из битумной шляпы над нефтеносной зоной дробления в трахибазальтах Северо-Минусинской впадины по сравнению с вмещающими породами (образец 6) установлено многократное превышение содержаний (в г/т): Pb 2814 и 4,7; Cu 279 и 34,9; As 7,0 и 0,3; Sb 13 и 0,1; Ba 2600 и 536, а также Hg 0,75 г/т и 0,01 мг/т [23].

Из анализа закономерностей распределения конденсированных нафтидов и тяжелых углеводородов в магматических породах и минералах вытекают следующие основные выводы.

В магматических породах различных геодинамических обстановок присутствуют конденсированные нафтиды и тяжелые углеводороды; обнаружены в породах разного возраста, начиная с мезопротерозоя до настоящего времени; находятся как в интрузивных, так и в вулканических породах, включая пирокластическую; встречаются в породах различной основности и щелочности, но преимущественно в ультраосновных и основных (см. таблицы 1 и 2). Вместе с тем, в ряде пород — перидотитовых кумулатах, габбро, гранитах различных регионов мира — содержания тяжелых алканов находятся ниже предела обнаружения. В гидротермально измененных пегматитах конденсированные нафтиды изменяются по составу от антраксолитов до нефти, причем смена парагенезисов минералов сопровождается снижением молекулярной массы битумов и изменением их агрегатного состояния — от твердых до жидких, элементного (С и Н) и группового (масел и асфальтенов) составов (см. табл. 2). Из углеводородов присутствуют тяжелые алканы (C₁₄—C₃₃) нормального и изостроения, незамещенные и замещенные полициклические ароматические углеводороды, кислородсодержащие производные и др. В состав битумов входят гетеро- (N, O, S, Cl, F) и микроэлементы, образующие, очевидно, элементоорганические соединения. Со временем происходит распад битумов с образованием ламелей и нано- и микроминералов. Состав элементоорганических соединений и минералов определяется основностью и щелочностью пород.

В мантийных ксенолитах и высокобарических минералах кимберлитов и щелочных базальтоидов присутствуют конденсированные нафтиды и тяжелые углеводороды. Они находятся не только в магматических породах, но и в их дериватах — пегматитах и гидротермальных жилах, причем в этом эволюционном ряду происходит изменение состава битумов — от антраксолитов до нефти — и состава полициклических ароматических углеводородов — от высокотемпературной бифенил (C₁₂H₁₀)-флуореновой (C₁₃H₁₀) ассоциации до замещенных нафталин-фенантреновой и нафталин-хризеновой ассоциаций.

Обычно рассматриваются следующие гипотезы образования конденсированных нафтидов в магматических породах: ассимиляция органического вещества вмещающих осадочных пород [26 и др.], синтез

битумов из неорганических газов [22, 18 и др.]. Допускается возможность частичного сохранения тяжелых углеводородов в магматических расплавах в ходе их метастабильного подъема к земной поверхности с последующей конденсацией [13].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса // *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии*. —Новосибирск: Наука. 1976. С. 64—74.
2. Бескровный Н.С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. —Л.: Недра, 1967.
3. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Крот А.Н. и др. Первичные углеводородные включения в гранатах из кимберлитовых трубок Мир и Спутник // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 280. № 2. С. 468—473.
4. Воронцов А.Е., Развозжаева Э.А., Сынгаевский Е.Д., Хлебникова А.А. Геохимические особенности углеродистых веществ из диатрем Сибирской платформы // *Геохимия*. 1986. № 2. С. 226—235.
5. Галимов Э. М., Петерсилье И.А. Изотопный состав углерода битумов изверженных и метаморфических пород // *Докл. АН СССР*. 1968. Т. 182. № 1. С. 186—189.
6. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах / Под ред. А.Н.Геннадиева и Ю.И.Пиковского. —М.: Изд-во МГУ, 1996.
7. Гептнер А.Р., Алексеева Т.А., Пиковский Ю.И. Полициклические ароматические углеводороды в свежих и гидротермально измененных вулканах Исландии // *Докл. РАН*. 1999. Т. 369. № 5. С. 667—670.
8. Главатских С.Ф., Трубкин Н.В. Находка шунгита в продуктах эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка) // *Докл. РАН*. 2000. Т. 371. № 5. С. 655—658.
9. Гольдберг И.С. О закономерностях распространения битумопроявлений в северной части Тунгусской синеклизы // *Тр. ВНИГРИ. Геол. сб. Вып. 186*. —Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 128—142.
10. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Кулакова И.И. Геохимические особенности восстановленных флюидов щелочных пород Хибинского массива // *Докл. РАН*. 2006. Т. 407. № 1. С. 82—87.
11. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Агафонов Л.В. и др. Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // *Геология и геофизика*. 2004. Т. 45. № 2. С. 228—243.
12. Зезин Р.Б., Соколова М.Н. Макропроявления углеродистых веществ в гидротермальных образованиях Хибинского массива // *Докл. АН СССР*. 1967. Т. 177. № 4. С. 921—924.
13. Зубков В.С. Постмагматическая гипотеза генезиса нефтидов в кимберлитовых трубках Сибирской платформы // *Отечественная геология*. 2006. № 6. С. 45—51.
14. Икорский С.В. Углеводородные газы и битумы в породообразующих минералах Хибинского массива // *Докл. АН СССР*. 1964. Т. 157. № 4. С. 876—878.
15. Икорский С.В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород (на примере Хибинского щелочного массива). —Л.: Наука, 1967.
16. Исидоров В.А., Зенкевич И.Г., Карпов Г.А. Летучие органические соединения в парогазовых выходах некоторых вулканов и гидротермальных систем Камчатки // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 3. С. 19—25.
17. Каминский Ф.В., Кулакова И.И., Оглоблина А.И. О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 283. № 4. С. 985—988.
18. Кулакова И.И., Оглоблина А.И., Руденко А.П. и др. Полициклические ароматические углеводороды в минералах-спутниках алмаза и возможный механизм их образования // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 267. № 6. С. 1458—1461.
19. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь: (проблемы биовулканологии). —М.: Мысль, 1980.
20. Оглоблина А.И., Руденко А.П., Кулакова И.И. и др. Особенности состава полициклических ароматических углеводородов в кимберлитах // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 272. № 4. С. 964—967.
21. Павлова М.А. Новые данные о составе рассеянных битумов изверженных горных пород Хибинского массива // *Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова*. Вып. 2. —Апатиты, 1971. С. 256—270.
22. Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. —М.—Л.: Наука, 1964.
23. Писоцкий Б.И., Готтих Р.П., Васильев Б.Д., Журавлев Д.З. Генетические аспекты образования углеродистых веществ Минусинской впадины // *Докл. РАН*. 2006. Т. 410. № 6. С. 804—808.
24. Савельева В.Б., Звонкова Н.Г., Аникина Ю.В. Углеродистые тектониты Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 5. С. 598—610.
25. Серебренникова О.В., Васильев Б.Д., Туров Ю.П., Филиппова Т.Ю. Нефтиды в базальтах нижнего девона Северо-Минусинской впадины // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390. № 4. С. 525—527.
26. Федосеев Г.С., Фадеева В.П., Меленевский В.Н. Жильный пиробитум в долеритах кузьменского комплекса (Минусинский межгорный прогиб) // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 7. С. 1110—1117.
27. Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. —М.: Наука, 1968.
28. Флоровская В.Н., Корытов Ф.Я., Оглоблина А.И., Раменская М.Е. Полициклические ароматические углеводороды в глубинном ксенолите (лерцолите) и базальтах // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 262. № 5. С. 1223—1225.
29. Флоровская В.Н., Теплицкая Т.А., Мархинин Е.К., Подклетнов Н.Е. Полиядерные арены в продуктах вулканических извержений // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 240. № 1. С. 221—222.
30. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Соколов С.В. и др. К вопросу об образовании и геохимической роли битуминозных веществ в пегматитах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия) // *Геохимия*. 2006. № 7. С. 774—789.
31. Шепелева Н.Н., Оглоблина А.И., Пиковский Ю.И. Полициклические ароматические углеводороды в углеродистом веществе Далдыно-Алакитского района Сибирской платформы // *Геохимия*. 1990. № 5. С. 731—740.
32. Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Углерод в ультрабазитах и базитах. —М.: Наука, 1984.
33. Giardini A.A., Melton C.E., Mitchell R.S. The nature of the upper 400 km of the Earth and its potential as the source for non-biogenic petroleum // *Jour. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 5. № 2. P. 173—189.
34. Jakobsson S.P., Fridleifsson G.O. Asphaltic petroleum in amygdalae in Skyndidalur, Lon, SE Iceland // *Naturufraedingurinn*. 1989. Vol. 59. № 4. P. 169—188.
35. Sugisaki R., Mimura K. Mantle hydrocarbons: Abiotic or biotic? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. Vol. 58. № 11. P. 2527—2542.

Ранние этапы эволюции континентальной литосферы Волго-Камской антеклизы и возможная природа Ромашкинского месторождения

С.А.ДОКУЧАЕВ, Н.А.ДОКУЧАЕВА, Е.Е.АНДРЕЕВА (ГУП «НПО Геоцентр РТ»)

В гравитационном поле Волго-Камской антеклизы фиксируются регулированные системы аномалий, в т.ч., девять концентрической и одна полосовой, близкой к линейно-дуговой, зональности. Все центры систем концентрической организации поля отмечаются абсолютным или относительным минимумом силы тяжести, переходящим в кольцевой максимум и заканчивающийся внешним минимумом. Максимум и сопряженный с ним внешний минимум концентров состоят, как правило, из нескольких элементов (в среднем из пяти) и только в одном — Аксубаево-Ромашкинском — гравитационный максимум сохранил сплошность (непрерывность) по всему периметру. Географическое положение центров концентрических систем и их характеристики приведены в таблице, из которой следует что, численные характеристики концентров изменяются в широких пределах. При этом просматривается тенденция прямой связи между числом отдельных аномалий в кольцевом максимуме и относительными поперечными размерами центральных минимумов, свидетельствующем, на наш взгляд, с одной стороны, о более раннем становлении объекта, вызывающего максимум, а с другой — о деструкции (растаскивании, нарушении сплошности) его под воздействием тела, обуславливающего центральный минимум силы тяжести. Подтверждением этому может быть и прямая связь между максимальной удаленностью близких по интенсивности аномалий кольцевого максимума и числом этих аномалий в центре. По-видимому, изначально объект, вызывающий кольцевой максимум, был единым. Нарушение его целостности (сплошности) происходит за счет разрастания тела внутри этого максимума.

Мерой деструкции объекта изнутри, вероятно, может служить число положительных аномалий, слагающих кольцевой максимум. В связи с этим можно утверждать, что Аксубаево-Ромашкинский центр (см. таблицу, 9) минимально разрушен изнутри, а объект 5 наоборот претерпел максимальное разрушение.

Из современной структурной позиции систем концентрической зональности пять из них (см. таблицу, 5—9) непосредственно совпадают со сводовыми выступами кристаллического фундамента, две (2, 3) находятся в зоне перехода от прогиба к своду, одна (1) — в восточном борту Московской синеклизы и одна (4) — в Казанско-Кажимском прогибе, которые в той или иной степени представляют нефтепоисковый интерес.

Система линейно-дуговой зональности непосредственно примыкает к Аксубаево-Ромашкинскому центру с северо-запада и состоит из пяти состав-

ляющих: трех минимумов и двух максимумов северо-восточного направления поочередно сменяющих друг друга слева направо. При этом интенсивность и протяженность первых двух элементов системы практически соответствуют полю северо-западного сегмента Аксубаево-Ромашкинского центра.

Возникновение концентров связывается с бомбардировкой Земли космическими телами примерно 4 млрд. лет назад [3, 5]. В результате соударения и перехода кинетической энергии в тепловую произошел выброс расплавленного базальтового материала из мантии, который и обусловил гравитационный максимум изометричной формы. По мере эволюции литосферы и перемещения магматической камеры вверх по разрезу в ней генерировались все более кислые [2] дефицитные по плотности компоненты вещества, в результате чего в месте соударения со временем возник минимум силы тяжести, абсолютный или относительный. Этот же материал явился причиной деформации, ассимиляции базальтового основания, его гранитизации и разрушения.

Возникновение внешнего концентрического минимума связано, по-видимому, с процессом «выметания» с периферии расплавленных масс базальтового материала, опусканием поверхности и заполнения опущенных участков продуктами дезинтеграции вулканического материала, менее плотных, чем расплав. Наличие в центре трех составляющих (центральный минимум, кольцевой максимум и внешний минимум) позволяет надежно восстанавливать исходную структуру в случае его разрушения.

Отмеченный ранее факт сплошности кольцевого максимума Аксубаево-Ромашкинского центра по всему периметру очевидно способствовал длительному сохранению в недрах тепловой энергии, а следовательно, магматической деятельности и других процессов, таких как гранитизация, концентрированно проявившаяся в формировании зеленокаменного пояса в северо-западной части центра (второй—третий минимумы линейно-дуговой системы). В процессе его развития северо-западный сегмент Аксубаево-Ромашкинского центра был отторгнут от основной части. Миграция сегмента на северо-запад продолжилась с образованием внутри пояса эмбрионального рифта, зафиксированного в гравитационном поле линейно-дуговым максимумом (второй максимум линейно-дуговой системы зональности).

Таким образом, в результате возникновения зеленокаменного пояса и рифта северо-западный сегмент Аксубаево-Ромашкинского центра занял место современного восточного склона Токмовского свода

Географическое положение концентрических систем и их характеристики

Положение центра системы	Диаметр системы, км	Число аномалий в кольцевом максимуме	Уровень поля, мГал				Поперечные размеры, км		Наибольшая удаленность аномалий кольцевого максимума друг от друга, км	Современная структурная позиция системы по поверхности кристаллического фундамента
			Центральный минимум	Кольцевой максимум	Внешний минимум	Центральный минимум	Кольцевой максимум			
1. В 27 км на СВ от г. Юрьевец (Ивановская область)	80	3	3	16	13	15	26	28	Восточный борт Московской синеклизы	
2. В 12 км на В-ЮВ от населенного пункта Вохма (Костромская область)	155	8	5	16	2	60	36	82	В зоне перехода от восточного борта Московской синеклизы к Котельничскому своду	
3. Населенный пункт Сорвиши (Кировская область)	90	3	13	25	2	10	37	22	В зоне перехода от Котельничского свода к Казанско-Кажимскому прогибу	
4. В 6 км западнее населенного пункта Паранга (Республика Марий Эл)	75	4	9	25	4	30	26	60	Казанско-Кажимский прогиб	
5. В 21 км на СВ от населенного пункта Черепецкий (Кировская область)	115	14	1	20	2	64	28	124	Северо-западная периферия Северо-Татарского свода	
6. В 6 км восточнее населенного пункта Векмора (Республика Коми)	112	7	3	22	5	52	47	126	Ориентировочно Сысольский сводовый выступ	
7. В 8 км на СВ от населенного пункта Керос (Пермская область)	105	3	0	16	2	32	58	30	Ориентировочно Коми-Пермяцкий свод	
8. Точка пересечения границ Горьковской области и Республики Марий Эл	293	3	17	37	8,7	48	82	45	Котельничский свод, Марийская седловина	
9. Населенный пункт Миннибаево (Республика Татарстан)	160	1	11	28	1	23	37,5	0	Южно-Татарский свод	

и Кукморского выступа, т.е. это, по существу, аллохтонные, «бескорневые» структуры.

Из девяти концентров установленная промышленная нефтеносность имеет место только в пределах Аксубаево-Ромашкинского. В отторгнутой его части — на восточном склоне Токмовского свода и Кукморском выступе — месторождений нефти до сих пор не обнаружено. Представляется, что это не случайно.

Известно, что матрица нефтяных залежей — органический углерод, который в воде находится в растворенном состоянии, эффективные осадители его из воды — железо и марганец [1], поставляемые из недр (магматических камер) интрателлурическим потоком. Проводниками потока являются вулканы (точечные или трещинные) и глубинные разломы длительного действия. Наряду с железом и марганцем потоком поставляется и тепло — основа для рифостроящих организмов. Следовательно, в ареале функционирования потока наиболее вероятно и формирование углеводородных залежей. Однако, принимая во внимание способность углеводородов к миграции, необходимо учитывать структурные, литологические, тектонические, фильтрационно-емкостные и другие особенности разреза.

Сохранности Аксубаево-Ромашкинского центра от разрушения способствовала аккумуляция в его недрах тепловой энергии и длительное действие интрателлурического потока, который и привел к накоплению в девонских и каменноугольных осадках значительного количества органического углерода трансформированного в нефтяные месторождения, в т.ч. Ромашкинский гигант.

Разрушенные изнутри концентры не могли сохранить тепловую энергию и, конечно, сколько-нибудь длительное действие интрателлурического потока. По этой же причине контрпродуктивны на нефтеносность «бескорневые» аллохтонные структуры: такие как восточный склон Токмовского свода и Кукморский выступ.

Определенным подтверждением этому может быть карта изолиний температур на абсолютной отметке

1000 м центральных районов Приволжского региона [4], на которой Южно-Татарский свод, соответствующий Аксубаево-Ромашкинскому центру, даже в современном тепловом поле отмечается повышенными, а восточный склон Токмовского свода и Северо-Татарский свод (Кукморский выступ) пониженными значениями изотерм.

На Аксубаево-Ромашкинском центре в гравитационном поле ареалы длительного функционирования потоков (магматические камеры) фиксируются понижениями поля силы тяжести близкой к треугольной формы (Ромашкинский, Нурлатский, Бавлинский и др.), а по материалам сейсморазведки методом ОГТ — зоны с явным нарушением волновой картины, переходящих в участки с отсутствием фазо-

вой корреляции. В магнитном поле места разгрузки потоков отмечаются точечными положительными аномалиями высокой интенсивности.

Если проводником потока является разлом линейной, линейно-дуговой (кольцевой) формы, то в поле силы тяжести ему соответствует локальный линейно-дуговой минимум или гравитационная ступень, а в магнитном поле — цепочка точечных максимумов, иногда на фоне магнитной ступени.

На территории Республики Татарстан местом сосредоточения потоков в зоне прохождения разлома может быть палеорифт, имеющий тенденцию к развитию северо-восточнее г.Елабуга. Поэтому становится понятным сосредоточение здесь Елабужско-Бондюжской группы месторождений, в т.ч. достаточно крупное Первомайское. На других территориях Волго-Камской антеклизы в сохранившихся концентриках перспективными могут быть и более древние комплексы (рифейские, вендские). Из выделенных концентров относительную сохранность имеет центр 7 (см. таблицу) в зоне Коми-Пермяцкого свода и восточная часть центра 8 (восточная часть Котельнического свода). В этих частях структур вполне вероятно функционирование интрателлурических потоков длительного действия.

Информация, полученная на основе интерпретации региональных аномалий гравитационного поля о структуре и самых ранних этапах эволюции континентальной литосферы в восточной части Русской платформы-региона сосредоточения уникальных нефтяных месторождений, может способствовать совершенствованию тектонических концепций, используемых в качестве теоретической основы для выбора объектов и направлений поисково-разведочных работ. В частности, установление факта отсутствия деструкции Восточного (Аксубаево-Ромашкинского) центра изнутри, могло способствовать, с одной стороны, долговременному сохранению интрателлурического потока, прогреву бассейна осадконакопления и, как следствие, бурному развитию биопланктона, а, с другой, вследствие выхода под дно этого бассейна магматических очагов-поставщиков железа и марганца, активному осаждению органического вещества. *Одновременное проявление этих двух факторов при прочих равных условиях возможно и привело к формированию здесь уникального по запасам Ромашкинского месторождения нефти.*

Достаточно надежное картирование элементов сиалической оболочки континентальной литосферы и, в частности, центров гранитизации, реликтов базальтового (гранулит базитового) слоя, зеленокаменных поясов, позволяет использовать гравиметрию как инструмент для восстановления структуры литосферы на самых ранних этапах ее развития. Актуальность таких исследований вызывается тем, что раннедокембрийские комплексы, слагающие фундамент всех древних платформ, вмещают многие крупные месторождения

разнообразных полезных ископаемых, доступных для освоения (Балтийский, Анабарский, Алданский щиты, Воронежский и другие массивы).

Результаты анализа особенностей распределения аномалий поля силы тяжести позволяют сделать вывод о том, что первые признаки тектоники плит (плейт-тектоники) проявились в центрах гранитизации (в гравитационном поле центральные минимумы концентров) и зеленокаменных поясах, в которых вертикальное наращивание коры трансформировалось в горизонтальное и как следствие — внутренняя и внешняя деструкция концентров и перемещение реликтов тектонопары (базальтовый слой—зеленокаменный пояс ранней генерации) на 22—165 км от исходного места зарождения.

Есть основание полагать, что наиболее мобильные участки литосферы менее благоприятны для долгов-

ременной консервации скоплений углеводородного сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология океана. Геологическая история океана.* —М.: Наука, 1980.
2. *Моралев В.М.* Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. —М.: Наука, 1986.
3. *Салон Л.И.* Эволюция земной коры в раннем докембрии / Проблемы эволюции докембрийской литосферы. —Л.: Наука, 1986. С. 28—37.
4. *Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н., Христофоров А.В.* и др. Тепловой режим и оценка перспектив нефтегазоносности Приволжского региона // *Георесурсы.* 2004. № 1. С. 24—27.
5. *Grieve R.A.* Impact bombardment and its role in protocontinental growth of the Earth *Precambrian Res.* 1980. Vol. 10. P. 217—247.

УДК 550.84

В.А.Романов, 2008

Потоки рассеяния: теория, методика и практика. Пути дальнейшего развития

В.А.РОМАНОВ (Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН)

В последние десятилетия прошлого века опробование компонентов природной среды — почв и потоков рассеяния (вода и твердый сток) — получило широкое распространение в связи с их использованием в области многоцелевого геохимического картирования больших территорий России [3] и Земли в целом [20]. Однако изначально [2, 10—12, 17, 18] опробование и почв (вторичные ореолы рассеяния), и потоков рассеяния (литогидрогеохимия) развивалось как отдельные виды геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых, причем, до сих пор поток рассеяния — единое целое (сток вещества с суши, [9]) — разделен на два самостоятельных метода, «конкурирующих» между собой: «В процессе гипергенной миграции элементов в любой из геосфер возможно появление различных вторичных аккумуляций химических элементов. Все эти геохимические аномалии вследствие непрерывного обмена между геосферами тесно связаны между собой. ... Рудные месторождения могут сопровождаться одновременно лито-, гидро-, атмо- и биогеохимическими аномалиями. Однако из соображений целесообразности геохимические поиски должны проводиться **только одним, в редких случаях двумя методами** (выделено автором). Накопленный опыт показывает, что в широком диапазоне геологических условий преимущества для поисков рудных месторождений имеют литохимические исследования. ... В горных районах, где поиски рудных месторождений успешно проводятся литохимическим методом, проводить гидро-

атмо- и биогеохимические поиски, как правило, можно, но не нужно. В других случаях предпочтение должно быть отдано тому из геохимических методов (реже их сочетанию), применение которого способно обеспечить наибольшую геолого-экономическую эффективность поисков» [13, с. 43—46].

Поэтому возникают вопросы не только корректной интерпретации полученных результатов по отдельно взятым видам геохимических съемок, но и по методике полевых исследований — что, где и как отбирать в пробы какие инструментальные и измерительные работы дополнительно к рекомендациям (или необходимы новые?) инструкции [4] следует проводить в экспедициях, какое минимальнонеобходимое снаряжение и оборудование должны иметь исполнители, в каком виде вести полевую документацию и т.д. Автор настоящей статьи попытался решить эти вопросы.

С одной стороны, почвы — самый «удобный» компонент природной среды, который наиболее полно, в особенности ее верхний горизонт А (А₀, А₁, А₂), отражают антропогенное влияние: осадки от радиоактивных взрывов и выбросы (иногда аварийные) промышленных предприятий, которые в этом горизонте проявляются аномальными содержаниями элементов, в т.ч. и долгоживущими радиоактивными изотопами. С другой, почвы — это то, что осталось от разрушенных коренных пород после выноса части материала потоком рассеяния — речным поверхностным водотоком в виде взвесей, раствора и волочения по

дну [9]. При этом по отношению к коренным породам плотность почв по вертикали уменьшается от 2,5—3,0 в дезинтегрированном слое до 1,2 г/см³ в приповерхностном слое и на дневной поверхности, а ее состав обогащается элементами атмосферы (С, F, Cl и др.) и принимает устойчивые формы в зоне гипергенеза, т.е. происходит процесс превращения неорганического материала в органические соединения («питание» биоты).

Другое дело — потоки рассеяния. В них колебания содержаний элементов настолько значительны, что при интерпретации полученных результатов и использовании расчетного регионального (или локального) фона даже на заведомо безрудных площадях по отдельным элементам выделяется множество аномалий, объяснить природу которых исследователи не в состоянии. Это положение — следствие отрыва относительно хорошей теоретической проработки образования и питания потоков рассеяния от практического их использования при различных съемках и картировании: экологическом, геохимическом и др.

Теория. Наиболее полно теоретические вопросы образования потоков рассеяния рассмотрены А.П.Соловьевым [12, 13] и В.В. Поликарпочкиным [6]. В них обсуждается не только генезис, но и говорится о влиянии фактора времени, модуле стока воды, динамике водного потока и т.д. В их работах, однако, просматривается противопоставление литогеохимического метода поисков месторождений полезных ископаемых гидрогеохимическому методу. И это несмотря на то, что в определении термина «поток рассеяния» говорится, что «*Области повышенных содержаний ценных или сопутствующих им элементов на путях твердого, растворимого (водного) или газообразного, поверхностного или подземного стока с суши*» (выделено автором) развивающиеся за счет вторичных ореолов рассеяния месторождений, «принято именовать потоками рассеяния» [13, с. 16]. И до сих пор эти методы самостоятельны, в т.ч. и при эколого-геохимических исследованиях (используются «старые» наработки по методике полевого опробования, закрепленные в инструкции, [4]), а поток рассеяния как единое целое [9] не рассматривается.

Опыт проводимых исследователями геохимических съемок показал, что если в дренируемом речным водотоком бассейне есть рудная минерализация (а первые такие съемки проводились на известных рудных объектах [2, 10 и др.]), то в потоках рассеяния она проявляется аномально высокими содержаниями соответствующих элементов: на полиметаллических — Pb, Zn, Ag, иногда Cu и Bi; на редкометалльных — Mo и W; на золоторудных — Au и др., а также элементами-индикаторами этого оруденения [2, 11, 12].

Все это позволило А.П.Соловьеву [12] увязать содержания элементов с вышележащей денудированной площадью речного бассейна: так появилось одно из

самых фундаментальных понятий в теории потоков рассеяния — их продуктивность и ее постоянство (как оказалось, теоретическое) в шлейфе последних. Далее, сделав еще один шаг, приняв за расчетную глубину 1 м (целесообразная глубина оруденения, по [13]), исследователи стали определять на основе расчетных величин прогнозных ресурсов металлов перспективность исследуемых территорий на выявление промышленной рудной минерализации. Расчеты рекомендовалось проводить по литогеохимическому потоку рассеяния. А так как запасы полезного компонента, имеющие промышленную значимость, — основной критерий для продолжения дальнейших геолого-геохимических поисково-оценочных работ, то все внимание исследователей и сосредоточилось на методике количественных расчетов, позволяющих оценить перспективность картируемых территорий на тот или иной вид полезного ископаемого.

Несоответствие величин прогнозных ресурсов полезного компонента величинам его запасов на известных рудных объектах авторы «устраняли» посредством введения различных коэффициентов и поправочных множителей — k, k', g , и [6, 7, 13, 14]. При этом они не учитывали ни динамику водотока, ни фактор времени, ни подвижность элементов в зоне гипергенеза, зависящую от минеральной формы, в которой этот элемент находится в исходных коренных породах (т.е. какая часть элемента переносится механически, а какая — в растворе), ни ежегодный слой денудации дренируемого водотоком бассейна (последний измеряется в миллиметрах, что позволяет напрямую, не вводя в формулы величину в 1 м, рассчитывать продуктивность и прогнозные ресурсы металлов на 1 м³ коренных пород, который принимается равным 1 км² площади, эродированной на 0,001 мм/год. В этом случае осуществляется «безболезненный» переход от площади к объему) и т.д. Причем, несмотря на различие исходных параметров — А.П.Соловьев рассматривает идеальный поток рассеяния (литогеохимический), а В.В.Поликарпочкин — его математическую модель (гидрогеохимический поток рассеяния), формулы для расчетов продуктивности потока рассеяния у них отличаются только вводимыми коэффициентами. А.П.Соловьев вводит «склоновый коэффициент аллювия»

$$\left(\lg(C_R C_{\phi}/C_x C_{\phi})/\lg(S_x/S_R) \right)$$

и поправочный множитель

$$(P_i P_{\max} [1 (S_{R0}/S_R)/1 (S_{R0}/S_R)] P_{\max}),$$

а В.В.Поликарпочкин — фазодинамический коэффициент $g(g = P/(C_x C_{\phi}) x)$

$$P S_x(C_x C_{\phi}) [13];$$

$$1/k P P g(C C_{\phi}) x [7];$$

$$Q_H = 1/k k 1/40 H^m P_i [13],$$

где C , C_{ϕ} , C_R , C_x — содержания элементов в потоке рассеяния, соответственно: фоновое, в начале шлейфа, в точке x (% или г/т); x — интервал опробования потока, м; P , P_i , P_{\max} , P — продуктивность потока рассеяния, соответственно: «истинная», максимальная и приращение продуктивности на интервал x , м²%; k , k — коэффициенты пропорциональности; S_{R0} , S_R , S_x — площадь бассейна денудации, соответственно: в начале, конце поступления рудного материала и точке x , м²; Q_H — прогнозные ресурсы металла, подсчитанные на целесообразную глубину, т; $1/40$ — деление на 40 отвечает переходу от квадратных метропроцентов к тоннам металла.

Относительно количественных расчетов в работе [16, с. 457] сказано, что «как показала практика по геохимическому прогнозированию, в подсчете запасов по данным литохимического опробования не может быть раз и навсегда установленных приемов (методик)».

Методика и практика. Основные методические приемы и разработки полевого опробования и обработки результатов анализов по потокам рассеяния, практическое их применение изложены также в работах А.П.Соловова и В.В.Поликарпочкина [6, 7, 13—16]. В них отмечается, что, как и где отбирать в пробы, но отдельно для съемок лито- и гидрогеохимических.

Для *литохимического* опробования до сих пор актуальны два вопроса: выбор информативной фракции и шаг пробоотбора. В.В.Поликарпочкин рекомендует отбор проб литопотока различной крупности, вплоть до илов, которые «... отбираются горстевым способом в нескольких (4—5 или более) точках, расположенных вблизи заданного пункта опробования» [6, с. 337], а А.П.Соловов говорит, что «вопрос о наилучшей фракции, которую следует отсеивать из пробы для передачи на анализ, однозначного решения не имеет» [13, с. 77].

Таким образом, выбор наилучшей (наиболее информативной для данного вида полезного ископаемого) фракции однозначно не сделан до сих пор. Поэтому исследователи вынуждены вначале проводить опытно-методическое опробование исследуемой территории с разделением отобранных проб на гранулометрические классы (обычно используется стандартный набор почвенных сит) — от фракции 0,25 мм до фракции 5,0 мм, т.е. число проб при этом возрастает в 6 раз. По результатам анализов гранулометрических классов (процентное соотношение между которыми не определялось) и выбирается наиболее информативная фракция, которая далее используется для геохимической характеристики опробуемой исследователями площади. По ней рассчитываются локальные или региональные фоновые концентрации элементов, по отношению к которым и выделяются аномальные потоки рассеяния, а далее на основе количественных расчетов по величинам продуктивнос-

ти данной аномалии P или прогнозным ресурсам Q_H рассчитываемого элемента определяется перспективность той или иной «аномальной» площади на выявленный вид полезного ископаемого. Следует заметить, что в процесс расчета фоновых содержаний элементов, осуществляемый путем вариационно-статистической обработки данных, заложена, на наш взгляд, существенная ошибка: фон определяется по 50% проб, включенным в выборку. Следовательно, в «оставшихся» 50% уже есть аномальные содержания, которые искажают истинную картину природы выделенных аномальных площадей, т.е. часть из них будет ложными, выделенными *искусственно* на основе вычисленного таким образом фона, аномалиями.

Относительно интервала пробоотбора у исследователей также возникают вопросы, несмотря на то, что число отбираемых литопроб потока рассеяния регламентируется масштабом проводимой геохимической съемки и «закреплено» в инструкции [4]. Однако шаг пробоотбора также определяется по результатам опытно-методических работ совместно с выбором наиболее информативной фракции потока рассеяния.

Что же касается *гидрогеохимического* опробования, ограничимся только замечанием, что этот вид геохимических исследований считается по отношению к другим видам более глубинным, но его применение ограничено: он рекомендуется на стадии «Региональные геологосъемочные и геофизические работы», т.е. для опоискования больших территорий, а методика опробования (интервал пробоотбора и как отбирать воду, в какую емкость и т.д.) подробно изложена в инструкции [4] и в работах [17—19].

Пути развития. Поток рассеяния — это сток вещества с суши, осуществляемый водой в виде раствора, взвесей и волочения по дну [9]. Значит, пробы воды и взвесей — части единого целого: стока вещества с суши. Следовательно, и опробование потока рассеяния необходимо проводить с отбором всех его фаз из одной точки поверхностного водотока (характеризующей весь вышележащий дренируемый речной бассейн), по объему и с замерами всех необходимых параметров. Рассмотрим их подробнее.

Вначале необходимо произвести замеры гидрологических параметров водотока — площади поперечного сечения реки и скорости ее течения. Таким образом определим расход воды на данный момент времени в литрах в секунду, а замерив по топографической карте масштаба 1:25 000—1:50 000 вышележащую площадь, характеризующую данной точкой опробования речного бассейна, сможем определить величину модуля стока v л/с с 1 км². Модуль стока — один из важнейших параметров водотока, характеризующий динамику реки с учетом фактора времени, т.е. можно рассчитать годовой расход воды из опробуемого речного бассейна. Далее проведем опробование потока рассеяния, его фаз:

1. **Вода.** Отбираем ее в объеме 10 л. На месте отбора пробы сразу же определяем ее температуру, Eh, pH и содержания в ней летучих компонентов O_2 , HCO_3^- , Cl и др. Затем фильтруем (фильтр «синяя полоса») необходимый для анализов объем воды: 0,1 л подкисляем, 0,1 л — просто фильтрат и 5 л — для выпаривания (анализ сухого остатка). Не более чем через 3, максимум 5 суток вода должна поступить в лабораторию на анализ.

2. **Взвеси.** Если на фильтре «синяя полоса» осталось недостаточное для анализов количество материала, то продолжаем фильтровать воду до тех пор, пока не наберем необходимую для проведения анализов массу. Затем определяем массу (в г/л) материала, полученного таким образом и отправляем его в лабораторию на анализы. Кроме того, по полученной величине массы взвешенного в воде материала рассчитываем модуль его стока R_0 (в кг/с), что необходимо для дальнейших количественных расчетов.

3. **Влекомый** по дну реки материал отбираем в объеме 0,1—0,2 dm^3 из под воды. Он представляет собой материал различной крупности, переносимый водным потоком в чисто механическом виде. Следовательно, требует подготовки для проведения анализов — истирания до 200 меш, после которого и поступает в лабораторию.

При опробовании следует провести замеры скорости течения и определить площадь поперечного сечения водотока. Для этого необходимы: мерная линейка (3 м), металлическая рулетка (50 м) и вертушка для определения скорости течения.

Описание точки опробования следует проводить по унифицированной карточке полевой документации, в которой указываются организация, исполнитель, дата, номенклатура топоосновы, координаты точки, ландшафт, топография, растительность, экологическое состояние (антропогенная нагрузка), номер пробы, компонент опробования окружающей среды. Так, для опробования воды в ней указываются тип водотока, характеристика воды (мутность, цвет, запах, температура, pH и др.), объем.

Таким образом, проведя опробование и определив инструментально и аналитически необходимые для количественных расчетов параметры — v и R_0 , можно рассчитать величину ежегодного слоя денудации исследуемого речного бассейна на данный момент времени (h , мм/год). Затем, имея количественные величины содержаний элементов в различных фазах потока рассеяния, можно рассчитать не только коэффициент водной миграции элементов (K_x , % [9]), но и модуль стока каждого элемента в граммах на секунду с 1 km^2 денудированного слоя 0,001 мм/год. Этот модуль характеризует 1 m^3 /год выносимого рекой материала, т.е. его можно сопоставить с кларковым содержанием элемента в разновидности пород (или их комплексе), слагающей опробуемый денудированный речной бассейн.

Методика количественной оценки. Выше уже были приведены основные формулы, по которым в настоящее время исследователи проводят количественную оценку оруденения по потокам рассеяния. Однако основной для подсчета запасов является следующая формула:

$$Q = Cvd,$$

где Q — прогнозные запасы в тоннах металла; C — содержание полезного компонента, г/т; V — объем предполагаемого рудного тела на целесообразную глубину оруденения, m^3 , d — объемная масса полезного ископаемого, t/m^3 .

Содержания полезного компонента определяем по данным аналитических исследований; объем, как было отмечено, вначале рассчитываем на 1 m^3 коренных пород и только затем на целесообразную глубину оруденения; величину плотности коренных пород или рудного тела принимаем равной в зависимости от предполагаемого вида полезного ископаемого.

В заключение на основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Лито- и гидрогеохимические потоки рассеяния являются частями единого целого — стока вещества с суши.

2. Опробование следует проводить из одной точки денудированного рекой бассейна с замерами и расчетом параметров стока v , R_0 . На основе этих параметров определяется величина ежегодного слоя денудации h .

3. Описание места опробования и характеристику компонентов окружающей среды следует проводить по унифицированной карточке полевой документации.

4. Сток каждого элемента определяется в граммах в секунду с 1 km^2 денудированного слоя 0,001 мм/год.

5. Величина миграционной подвижности элементов рассчитывается в процентах (K_x , %, [9]).

6. По результатам геохимической съемки необходимо рассчитывать геохимический (элементный) баланс вещества в опробуемом речном бассейне.

7. При количественных расчетах определять величину прогнозных ресурсов следует вначале для 1 m^3 , используя при этом ежегодный слой денудации (мм/год), а затем — до целесообразной глубины оруденения.

8. Инструкцию по геохимическому опробованию потоков рассеяния необходимо пересмотреть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. —М.: Наука, 1981.
2. Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов. —М.: Госгеолтехиздат, 1957.
3. Головин А.А., Морозова И.А., Ачкасов А.И. Многоцелевое геохимическое картирование территории России и

- масштабе 1:1 000 000 / Разведка и охрана недр. 1996. № 3. С. 4—9.
4. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Министерство геологии СССР. —М.: Недра, 1983.
 5. *Овчинников Л.Н., Григорян С.В.* Теоретические основы геохимических методов поисков рудных месторождений. —М.: Наука, 1986.
 6. *Поликарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. —Новосибирск: Наука, 1976.
 7. *Поликарпочкин В.В., Белоголова Г.А.* Математическая модель гидрогеохимического потока рассеяния и количественная оценка оруденения на ее основе // *Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений.* —Новосибирск: Наука, 1982. С. 12—27.
 8. *Романов В.А.* Потоки рассеяния и геохимический баланс вещества / *Отечественная геология.* 2001. № 3. С. 56—60.
 9. *Романов В.А.* Потоки рассеяния: сток вещества с суши и водная миграция элементов / *Отечественная геология.* 2002. № 5—6. С. 46—50.
 10. *Сауков А.А.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. —М.: Изд-во МГУ, 1963.
 11. *Сафронов Н.И.* К вопросу об «ореолах рассеяния» месторождений полезных ископаемых и их использование при поисках и разведке / *Проблемы советской геологии.* 1936. № 4. С. 302—323.
 12. *Соловов А.П.* Основы теории и практики металлометрических съемок. —Алма-Ата, 1959.
 13. *Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. —М.: Недра, 1985.
 14. *Соловов А.П., Матвеев А.А.* Геохимические методы поисков рудных месторождений: Сборник задач. —М.: Недра, 1990.
 15. *Справочник по геохимии* / Г.В.Войткевич и др. —М.: Недра, 1990.
 16. *Справочник по геохимическим методам поисков месторождений полезных ископаемых* / А.П.Соловов и др. —М.: Недра, 1990.
 17. *Удодов П.А., Онуфриенко И.П., Париллов Ю.С.* Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. —М.: Изд-во Высшая школа, 1962.
 18. *Шварцев С.Л.* Гидрогеохимия зоны гипергенеза. —М.: Недра, 1978.
 19. *Щербина В.В.* Теоретические основы гипергенной миграции элементов // *Литохимические поиски рудных месторождений.* —Алма-Ата, 1972. С. 44—52.
 20. *Darnley A.G., Bjorklund A., Bolviken B. et al.* A global geochemical database environmental and resource management: recommendations for international geochemical mapping / *Science Report 19. UNESCO. Paris, 1995 (Reprinted 1996).*

УДК 553.078 (517.3)

А.Ф.Бойшенко, 2008

Посвящается геологам Советского Союза, создавшим минерально-сырьевую базу Монголии

Горные породы Монголии

А.Ф.БОЙШЕНКО (ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ»)

Под *горными породами* понимаются плотные или рыхлые естественные агрегаты однородных (мономинеральных) или различных минералов, либо минералов и обломков других пород, а также вулканические стекла. По происхождению горные породы Монголии разделяются на осадочные, магматические, эффузивно-пирокластические, метаморфические и контактово-метаморфизованные. В зависимости от количества SiO₂ породы бывают ультракислые, кислые, средние, основные и ультраосновные, а породы, содержащие щелочи, — субщелочные и щелочные. По содержанию вкрапленников породы подразделяются на порфировые, порфиroidные и афировые. В зависимости от размера кристаллов, зерен или обломков, слагающих породу, они разделяются на микро-, мелко-, средне-, крупно- и гигантокристаллические.

Породные ассоциации распределены по площади Монголии неравномерно. Особенно это относится к породам интрузивного и эффузивного происхождения, которыми представлены многофазные батолиты и вулканические постройки (вулканотектонические

структуры). Аномально высокое их разнообразие приурочено к районам, где интрузивная, эффузивная и тектоническая активность проявлялись на протяжении нескольких эпох и даже периодов. Многие районы по разнообразию породных ассоциаций уникальны. Например, хребет Тайшин-Нуру в Монгольском Алтае, где обнажается вся гамма горных пород, составляющих офиолитовую ассоциацию, вулканическое плато Дариганга с 222 вулканами, в базальтах которых присутствуют включения глубинных мегакристаллов и пород, отторженцев вещества верхней мантии.

В геологической истории Монголии выявлен ряд эпох континентального вулканизма: девонская, каменноугольная, пермская, ранне- и позднемезозойская и кайнозойская. Продукты вулканизма различных эпох образуют крупные ареалы, которые прослеживаются и за пределами страны, на прилегающих территориях России и Китая. С континентальным вулканизмом связано образование вулканотектонических структур, вулканогенных и осадочно-вулка-

ногенных толщ. Они сложены лавами и туфами, тесно ассоциирующими с гипабиссальными и экстрезивными телами.

Горные породы слагают разнообразной формы и размеров геологические тела (согласные и секущие) — массивы, штоки, трубки взрыва, дайки, силлы, купола, потоки, жилы, линзы, штокверки, пласты (слои), пирокластические толщи, будины, а также присутствуют в качестве инородных включений (ксенолитов) в матрице. Кристаллические горные породы (коренные обнажения) занимают примерно 2/3 территории Монголии, а на 1/3 развиты слабо сцементированные и рыхлые осадки и образования четвертичного возраста.

Какие же горные породы распространены в Монголии и сколько их? Этим вопросам и посвящена данная статья, написанная с использованием большого числа опубликованных работ русских (советских), национальных и зарубежных авторов. Список использованной литературы (559 наименований) полностью не приводится.

Первые сведения о горных породах Монголии относятся к начальному периоду ее изучения (вторая половина XIX в.) и содержатся в публикациях военных специалистов Генерального штаба, отчетах географических экспедиций, организованных Императорским Русским географическим обществом, представителей отдельных торговых фирм, духовных миссий, царских послов [31, 33, 35, 40, 43]. Первые коллекции монгольских горных пород, собранные в конце XIX—начале XX веков братьями Бутиными, Г.Н.Потаниным, А.М.Ломоносовым, В.А.Обручевым, П.Н.Крыловым, И.А.Молчановым, С.П.Перетолчиным, П.К.Козловым, Б.С.Домбровским, И.П.Рачковским изучали петрографы И.В.Мушкетов, П.Н.Венюков, А.П.Герасимов, А.М.Зайцев (проф. Томского университета), А.А.Штукенберг (проф. Императорского Казанского университета), Б.М.Куплетский, А.А.Арсентьев, М.А.Литвин, А.П.Лебедев, Т.М.Окнова и др. Петрографическое описание образцов подкреплялось единичными химическими анализами. Это различные граниты, гнейсы, гранодиориты, базальты, порфиры, порфириты, песчаники, метаморфические и глинистые сланцы, конгломераты и др.

Русские путешественники-геологи В.А.Обручев, Д.А.Клеменц, А.А.Чернов внесли большой вклад в изучение вещественного состава геологических образований Центральной Азии. Резкий количественный и качественный скачок в наших знаниях о горных породах Монголии приходится на 30-е годы и последующие десятилетия XX в. [4]. Одним из главных итогов изучения монгольских горных пород явились публикации результатов геолого-петрографических исследований [9, 11—13, 18—21, 25—30, 34, 36, 37, 39, 41, 42], а также карт: геологической [14, 15], полезных ископаемых [22], метаморфических,

палеозойских и раннемезозойских магматических, интрузивных и рудных формаций [8, 23, 24] страны, пояснительных записок, монографий [16, 17]. Так, на территории Монголии выделено 28 метаморфических [23] и 32 рудных формации, потенциально перспективные, в т.ч. 7 промышленных: фосфоритовая, молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая), медно-молибденовая, флюоритовая гидротермальная, серебросульфосольная, цеолитовая, золотоносных россыпей [38].

Магматические породы занимают большую часть территории страны, являются важнейшим элементом геологической структуры и во многом определяют эндогенную металлогению Монголии. Характерная черта — исключительно большое разнообразие магматических пород: плутонические — от ультраосновных до ультракислых; очень редкие калиевые и натриевые щелочные породы недосыщенные, насыщенные и пересыщенные кремнеземом, а также карбонатиты.

Названия горных пород широко применяются в формационном анализе. Горная порода — исходная единица формационного анализа. Так, парагенезис интрузивных пород образует естественное геологическое тело — *массив*, который характеризуется определенным вещественным составом, строением и возрастом. Парагенезис массивов составляет конкретную формацию. Интрузивные и эффузивные формации разного состава распределены по площади неравномерно, образуя закономерно расположенные в пространстве и времени ассоциации магматических пород. Общая структура ареала магматизма на территории страны — грубо концентрическая. Наиболее широко распространены формации известково-щелочных магматических пород (интрузивные и эффузивные); среди интрузивных пород — гранодиоритовые и гранитовые формации, среди вулканических — базальт-андезитовая и риолитовая. К наиболее редким относятся формации щелочных пород (интрузивные и эффузивные), а также интрузивных литий-фтористых лейкогранитов. Магматические формации западной и восточной частей страны отличаются. На востоке значительно больше распространены формации лейкогранитов известково-щелочной серии, в то время как на западе они редки. Однако в этой части широко наблюдаются гранодиорит-гранитные формации и формации лейкогранитов повышенной щелочности.

Особое место среди магматических пород занимают габбро-гипербазитовые массивы, которые можно считать выходами на поверхность меланократового основания офиолитовых серий, т.е. древней коры океанического типа. К докембрийским базитовым ассоциациям относятся массивы автономных анортозитов, являющихся наиболее древними магматическими породами основного состава в Монголии. Прекрасная обнаженность территории создает исключительные воз-

возможности для изучения горных пород, образовавшихся на разных глубинных уровнях земной коры и верхней мантии. Среди интрузивных пород наиболее распространены и разнообразны по цвету, структуре и текстуре гранитоиды, что позволяет называть Монголию «страной гранитов» или «гранитным семенем Азии». Размеры отдельных магматических интрузий (по площади) колеблются от 2 км² до десятков тысяч. Большое разнообразие гранитоидных пород обусловлено процессами дифференциации магмы и гибридизации, связанных с ассимиляцией вещества вмещающих осадочных и эффузивно-терригенных пород. Контактный метаморфизм пород, вмещающих граниты, зависит от размеров и формы интрузивного тела и местами достигает в ширину 1,5—2 км.

Более 1/3 топографической поверхности Монголии занято продуктами деятельности древних вулканов, слагающими четыре вулканические области: Восточно-Монгольскую и Северо-Монгольскую мезозойские, Южно-Монгольскую верхнепалеозойскую и Западную среднепалеозойскую. Позднемезозойские эффузивные образования и интрузивные тела, широко распространенные на территории Центральной и Восточной Монголии, принадлежат к одной из наиболее важных в металлогеническом отношении магматических ассоциаций страны. Магматические образования можно разделить на две группы пород: 1) основные и средние; 2) кислые и щелочно-кислые. Среди первых различают: собственно эффузивная фация, наиболее широко распространенная, фация субвулканических интрузий, фация близповерхностных интрузий (со структурами, отвечающими эффузивам), а также редко встречающиеся породы гипабиссальной фации. Среди кислых и щелочно-кислых магматических пород выделяются две группы: фации вулканитов и гипабиссальная фация.

На территории Монголии русскими исследователями выявлены как редко встречающиеся минералы (муассанит, эльпидит и др.), так и новые минералы (армстронгит, монголит) и горные породы. В Онгон-Хайрханском массиве гранитов (одноименное вольфрамовое месторождение) впервые описаны субвулканические дайки топазсодержащих кварцевых кератофилов, названные *онгониты* [30].

Цветовая палитра и структурно-текстурное строение монгольских горных пород весьма декоративны и разнообразны. Как правило, они хорошо принимают зеркальную полировку. Породы имеют как сочную, яркую окраску, так и выраженную в спокойных неярких тонах. Горные породы окрашены в следующие цвета и оттенки (в порядке их убывания): серые (*алевролиты, аргиллиты, граниты, гранодиориты, диориты, известняки, песчаники, туфы*), розовые (*граниты, дациты, кварцевые порфиры, мергели, туфы, фельзиты*), лиловые (*алевролиты, глины, известняки, песчаники, туфы, филлиты, яшмиды*), красные (*алевролиты, аргиллиты, глины, гнейсы, граниты, граносиениты, кон-*

гломераты, кремни, песчаники, суглинки, туфоалевролиты, яшмокварциты), коричневые (*алевролиты, глины, известняки, мергели, песчаники, риолиты**, *туфопесчаники, сланцы*), бурые (*алевролиты, глины, пески, суглинки*), бордовые (*алевролиты, андезитобазальты, конгломераты, песчаники, туфогравелиты, туфопесчаники*), зеленые (*алевролиты, амазонитовые граниты, аргиллиты, глины, диабазы, листвениты, нефрит, туфоалевролиты, туфопесчаники, филлиты, яшмы*), черные (*алевролиты, глины, диабазы, известняки, кремни, лампрофиры, перлиты, углеродистые сланцы*), желтые (*глины, доломиты, известняки, кремни, песчаники, риолиты*), белые (*альбититы, глины, магнетиты, мергели, мраморы*), оранжевые (*аргиллиты, глины, кремни*), оливковые (*серпентиниты, эпидозиты*), голубые (*кремни, трахиандезиты*), фиолетовые (*алевролиты, андезиты, кварциты, кварцевые порфиры, песчаники, трахиты, трахидациты, туффиты, туфопесчаники, филлиты*). Нередко горные породы буро-красные, красно-серые, желто-серые, розовато-бурые, зеленовато-серые, фиолетово-серые, голубовато-зеленые, зелено-бурые, серо-зеленые, фиолетово-красные. Распределение окраски горных пород нормально-равномерное, полосовидное, пятнистое. Часто горные породы и слоистые толщи пород имеют пеструю окраску, т.е. красно-желто-лиловую, красно-розовато-белую с зеленоватыми пятнами. Характерно, что в ранних геологических публикациях, как правило, присутствовало два основных определения-названия: «гобийские отложения или породы», под которыми описывались песчаники, глины, конгломераты, мергели, известняки окрашенные в красные, кирпично-красные, бурые, желтые, оранжевые, лиловые и другие цвета и оттенки и «хангайские отложения» — окрашенные в пестрые зеленоватые и серые цвета, а также «хангайские граниты».

Преобладающая структура горных пород в отдельных геологических телах микро-, мелко-, средне-, крупно-, гигантозернистая (кристаллическая), порфировая, порфиробластовая, фельзитовая, афировая и другие; текстура — массивная, слоистая, полосчатая, флюидальная, трахитоидная, сланцеватая, такситовая, брекчиевая и др. Набор порфировых вкрапленников изменяется в зависимости от состава горной породы, а их количество часто достигает 30—39%. В брекчиях размер обломков колеблется от долей сантиметра до нескольких дециметров в поперечнике.

В монгольских осадочно-терригенных горных породах протерозойского возраста (рифее) к настоящему времени выявлены многочисленные органические остатки водорослевого происхождения — микрофи-

*Названия кислых пород «липариты» (кварцевые порфиры) заменено термином «риолит», получившим широкое распространение в международной петрографической литературе.

толиты (онколиты, катаграфии) и строматолиты [2, 34], а палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов — трилобиты, псилофиты, рыбы, насекомые, пресмыкающиеся, аммониты, млекопитающие, птицы, папоротниковые, цветковые, хвойные [3, 5]. В частности, тонкообломочные разности туфогенно-осадочных горных пород являются основными местами флоры, определяющими возраст всей ассоциации вулканитов.

Горные породы — один из основных источников поступления химических компонентов в воды бессточных озерных бассейнов Монголии, в которых насчитывается более 3500 озер. Процессы физико-химического выветривания магматических, осадочных и метаморфических горных пород непрерывно поставляют в природные воды растворимые и растворенные вещества. Во многих межгорных впадинах наблюдаются выцветы солей.

Начало использования монгольских горных пород относится к каменному веку, о чем свидетельствуют находки кремневых и базальтовых артефактов в различных районах страны. В более поздние исторические времена список используемых горных пород пополнился глинами, кварцитами, песчаниками, яшмами, нефритом, агальматолитом, агатом. Некоторые горные породы в настоящее время применяются в промышленности и хозяйстве страны: глины, суглинки, пески, песчаники, алевролиты, известняки, мергели, туфы, пемза, перлиты, граниты и др. Количество используемых горных пород составляет менее 0,01%.

Коллекции горных пород сыграли определенную положительную роль на первом этапе (1945—1970) становления урановой геологии в Монголии. Ревизионные работы на радиоактивные элементы наряду с измерениями горных пород в коллекциях на электрооскопе проводились на пегматитовых полях, в грейзенах, красноцветных песчаниках, проявлениях горючих сланцев, бурого угля [32]. В начальном периоде изучения геологического строения страны были собраны образцы горных пород, хранившиеся в коллекциях Монгольского Ученого Комитета в Улан-Баторе (б.Урга). Значительная часть горных пород страны представлена в экспозиции Монгольского государственного университета (г.Улан-Батор). Они также присутствуют в краеведческих музеях некоторых аймачных центров. Редкие штуфы горных пород, минералов и минеральных агрегатов можно увидеть и в музеях Москвы, Санкт-Петербурга и других городов Российской Федерации и стран СНГ.

Ряд живописных скалистых обнажений горных пород, сложенных редкими разновидностями, по существу, являются геологическими памятниками страны, т.е. неотъемлемой частью национального геологического наследия. В силу своей уникальности или редкой встречаемости некоторые горные породы (и их местонахождение) могут быть объективно от-

несены к рангу глобальных и региональных, а остальные объекты — локальных геологических памятников. На статус геологического памятника глобального уровня могут претендовать корундиты (Алагульское месторождение), включения глубинных пород верхней мантии (Шаварын-Царам, Дариганга), гипербазиты (хребты Хан-Тайшир, Дзолен); регионального уровня — онгониты (месторождение Онгон-Хайрхан), карбонатиты, трахириолиты (Мушугай-Худук), многоактные излияния лав основного и кислого составов (Дорнотская вулcano-тектоническая структура) и другие; локального уровня — амзонитовые граниты (Абдарский массив), пегматиты с топазом, аквамаринном, дымчатым кварцем (массивы Горихо, Дзун-Баян) и др.

К настоящему времени на территории Монголии открыты и описаны 1415 горных пород, в т.ч. 815 разновидностей. Анализ показывает, что при дальнейшем изучении вещественного состава геологических образований число новых названий горных пород может возрасти на 3—7%, а их разновидностей — до 19%. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристики горных пород хорошо изучены и подтверждены силикатными анализами, число которых составляет несколько тысяч. В совокупности они представляют оригинальный банк данных химических анализов горных пород Центральной и Восточной Азии. Опираясь на обширный материал аналитических работ, выполненный по коллекционным сборам В.В.Кеппежинскас и И.В.Луцицкого, в публикации [25] авторы дают первую петрохимическую характеристику континентальных вулканических ассоциаций позднего палеозоя—раннего мезозоя в Центральной Монголии. По материалам аэрогеофизических работ составлен комплект карт различных масштабов, отражающих характер радиоактивных и магнитных свойств горных пород практически всей территории страны [10, 32].

Изучение монгольских горных пород показало, что они представляют практически неограниченные запасы нерудного сырья в стране. Большое число горных пород пригодно к использованию в качестве поделочных и декоративно-облицовочных цветных камней. К поделочным камням относятся моно- и полиминеральные тонкозернистые и скрытокристаллические образования, обладающие красивой окраской, рисунком, слабо просвечивающие в тонких сколах или вовсе непрозрачные и, как правило, хорошо поддающиеся обработке — режутся, полируются: агальматолиты (пагодит), яшмы, кремни, листвениты, кварциты, цветной мрамор и др. Известен ряд проявлений природного камня — гранитов, сиенитов, диоритов, габбро, риолитов, дацитов, туфов, известняков, песчаников и других горных пород, обладающих прекрасными декоративными свойствами, требующих специального изучения на возможность их использования в качестве облицовочных материалов. Они образуют значительные по раз-

мерам и морфологии геологические тела – толщи, пласты, покровы, массивы, дайки, жилы, линзы, объемы которых исчисляются сотнями тысяч и миллионами кубических метров. Декоративные горные породы – сырьевая основа строительных материалов, которые в последнее время пользуются повышенным спросом на мировом рынке. Широкий спектр наименований монгольских горных пород и их разновидностей, минералов [7] и ископаемой фауны и флоры [3, 5] позволяют считать Монголию классической страной-экспортером на мировой рынок коллекций минералов, горных пород (поделочные и декоративно-облицовочные камни) и ископаемой биоты для научных, учебных и музейных целей. Многие районы страны также интересны и перспективны для развития научного туризма – геотуризма. На изданной Геотуристической карте Монголии масштаба 1:3 000 000 показано 304 геотуристических объекта [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение / Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 7. —М.: Наука, 1973. С. 1—107.
2. Бойшенко А.Ф. Геология докембрия Баян-Хонгорской структуры Центральной Монголии // Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. —М., 1979.
3. Бойшенко А.Ф. Имена и фамилии русских исследователей в названиях ископаемой флоры и фауны Монголии // Палеонтологический журнал. 2001. № 5. С. 3—9.
4. Бойшенко А.Ф. 70 лет научно-технического сотрудничества геологов России и Монголии // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 62—63.
5. Бойшенко А.Ф. Монгольские названия фауны и флоры в региональной биостратиграфической шкале Центральной Азии // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 72—77.
6. Бойшенко А.Ф. Геотуристическая карта Монголии. Масштаб 1:3 000 000 / Под ред. Г.А.Машковцева. —М., 2004.
7. Бойшенко А.Ф. Минералы Монголии // Отечественная геология. 2006. № 2. С. 82—86.
8. Борзаковский Ю.А., Хасин Р.А. Карта палеозойских и раннемезозойских магматических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:4 500 000. Приложение III / Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. Магматизм, метаморфизм, тектоника / Под ред. Р.А.Хасина, Ю.А.Борзаковского, Л.П.Зоненшайна. —М.: Недра, 1973. С. 1—752.
9. Владыкин Н.В. Минералого-геохимические особенности редкометалльных гранитоидов Монголии. —Новосибирск: Наука, 1983. С. 1—200.
10. Высокоостровская Е.Б., Зубов Е.И., Миронов Ю.Б. Эффективность аэрогаммаспектрометрических съемок на территории Монголии // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов: Информационный сборник. Вып. 149. —М., 2006. С. 119—131.
11. Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яшина Р.М. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 14. —М.: Наука, 1975. С. 1—288.
12. Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б., Ярмолюк В.В. и др. Континентальный вулканизм Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 36. —М.: Наука, 1983. С. 1—189.
13. Гаврилова С.П., Лучицкая А.И., Фрих-Хар Д.И. и др. Вулкано-плутонические ассоциации Центральной Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 50. —М.: Наука, 1991. С. 1—230.
14. Геологическая карта Монгольской Народной Республики Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. В.А.Обручева, Н.А.Маринова. —М.: Госгеолтехиздат, 1957.
15. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. Н.А.Маринова, Р.А.Хасина. —М., 1972.
16. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. Магматизм, метаморфизм, тектоника / Под ред. Р.А.Хасина, Ю.А.Борзаковского, Л.П.Зоненшайна. —М.: Недра, 1973. С. 1—752.
17. Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые / Под ред. Н.А.Маринова, Р.А.Хасина, Ч.Хурца. —М.: Недра, 1977. С. 1—703.
18. Геология и магматизм Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 30. —М.: Наука, 1979. С. 1—235.
19. Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 46. —М.: Наука, 1990. С. 1—69.
20. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 31. —М.: Наука, 1980. С. 1—195.
21. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др. Габброидные формации Западной Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 46. —Новосибирск: Наука, 1990. С. 1—265.
22. Карта полезных ископаемых Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. Н.А.Маринова. —М., 1973.
23. Карта метаморфических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:2 500 000 / К.Б.Кеpezжинскас, В.В.Кеpezжинскас. —Новосибирск, 1989. (Препринт. Институт геологии и геофизики СО АН СССР; № 4).
24. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000 / Под ред. А.Л.Яншина. —М.: ГУГК, 1989.
25. Кеpezжинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 8. —М.: Наука, 1974. С. 1—72.
26. Кеpezжинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 25. —М.: Наука, 1979. С. 1—312.
27. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 5. —М.: Наука, 1971. С. 1—239.

28. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 430—433.
29. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 8. С. 38—49.
30. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов // Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 15. —М.: Наука, 1976. С. 1—127.
31. Кондратьева М.И. Материалы для библиографии Монголии // Хозяйство Монголии. 1929. № 5 (18).
32. Литвинцев В.Ф. История развития и становления урановой геологии в МНР // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов: Информационный сборник. Вып. 149. —М., 2006. С. 110—118.
33. Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. —М.: Недра, 1967. С. 1—843.
34. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 32. —Л.: Наука, 1981. С. 1—156.
35. Обручев В.А. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание. Ч. 1, 2. Обзор литературы, орографический и гидрографический очерки. —М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
36. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 36. —М.: Наука, 1984. С. 1—200.
37. Подлесский К.В., Власова Д.К., Кудря П.Ф. Скарны и связанное с ними оруденение Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 45. —М.: Наука, 1988. С. 1—149.
38. Поляков Г.В., Оболенский А.А., Кебезинская К.Б., Сотников В.И. Вопросы магматизма, метаморфизма и металлогении Монголии в связи с проблемами геологии Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 3—11.
39. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). —М.: Наука, 1984. С. 1—202.
40. Тюляева В.П. Монгольская Народная Республика. Библиография книжной и журнальной литературы на русском языке. 1935—1950 гг. // Труды Монгольской комиссии АН СССР. Вып. 42. —М.: Изд-во АН СССР, 1953.
41. Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья (Центральная Монголия) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 21. —М.: Наука, 1977. С. 1—152.
42. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 24. —М.: Наука, 1978. С. 1—67.
43. Яковлева Е.Н. Библиография Монгольской Народной Республики (систематический указатель книг и журнальных статей на русском языке) / Под ред. Ф.Е. Тележникова // Труды Научно-исследовательской ассоциации по изучению национальных и колониальных проблем. Вып. 18. —М., 1935.

Дискуссии

УДК 559.311

Ю.А.Багдасаров, 2008

К вопросу о рациональной систематике пород «карбонатитового семейства»

Ю.А.БАГДАСАРОВ (ИМГРЭ)

Вопросы номенклатуры, систематики и генезиса ряда эндогенных пород, часто в основной массе являющихся минерализованными, представляющих собой *рудную породу*, остаются в центре внимания геологов, оказываясь дискуссионными. Широко известны дискуссии о природе и номенклатуре как апогранитов и карбонатитов, так и некоторых других рудно-породных образований, особенно выявленных в последние десятилетия. Все это не должно вызывать удивления: общеизвестно, что значительная часть понятий и терминов, применяемых в геологии в ходе практических исследований, не основаны на точных константах и во многом базируются на понимании по «договоренности». Большинство таких понятий, применяемых в геологии — в петрографии, учении о рудных месторождениях и других, тем не менее, являются достаточно определенными

и сложившимися в результате многолетнего опыта поколений исследователей.

По нашему мнению, в значительной степени это относится и к двум публикациям геологов украинских научно-исследовательских учреждений В.Н.Воеводина и его коллег [3, 4]. Охарактеризовав главные отличительные особенности небольшого хромитового массива в Среднем Побужье (Украина), эти авторы выступили с концепцией о новых границах применения хорошо известного термина «карбонатит», распространив его на любые эндогенные карбонатные образования, генетически связанные с любыми эндогенными силикатными породами. Такими условиями, существенно расширяющими принятые границы применения этого термина, согласно их воззрениям, являются следующие:

1. Необязательность наличия генетической связи карбонатитов с щелочными разновидностями пород силикатного состава, или хотя бы щелочной специализацией пород, относимых к *карбонатитам*, что фиксируется в числе других признаков ассоциацией *характерных элементов-примесей*.

2. У большинства исследователей карбонатитов условие — мантийный, подкоровый источник магматических, флюидно-магматических и других исходных для их формирования субстанций, в качестве необязательного прямо не указывается, но, по-видимому, подразумевается, поскольку в текстах названных публикаций говорится о возможности отнесения к карбонатитам разнообразных «зон карбонатизации» эндогенного происхождения. В краткой форме первое из названных условий формулируется так: «Существует ряд определений карбонатитов. И не во всех из них обязательное требование — наличие щелочных пород и других вещественных и текстурных признаков... акцессориев, рудных минералов... и др.» [4, с. 105].

Заметим, что автор этих строк подобных «определений» не слышал. Заострять на этом внимание, кажется, не стоит. Возможно, где-то в литературе подобное суждение и промелькнуло, но осталось ему неизвестным. По существу, подобное расширение понимания термина на «все эндогенные карбонатные породы» автор статьи считает неоправданным, затрудняющим и понимание, и его практическое применение.

Безоговорочно можно согласиться с авторами работы [4] в том, что мнение отдельного геолога, частного лица, группы исследователей, даже небольшой школы, сложившейся в научно-исследовательском учреждении или научном центре, конечно, не является «официальным документом, обязательным для всех геологов» [4, с. 104]. Возьму на себя смелость предположить даже то, что и тексты таких «официальных изданий» как петрографические и геологические словари, учебные пособия, написанные ведущими петрологами и минерологами, тоже не могут служить «истинами в последней инстанции». В этом несложно убедиться, проанализировав хотя бы содержание статей о карбонатитах и ряде щелочных разновидностей силикатных пород в словарях и пособиях последних 60—70 лет, начиная, например, с «Петрографического словаря» Ф.Левинсон-Лессинга и Э.Струве 1930-х годов, его переизданий 1960-х, «Геологических словарей» 1960—70-х годов, ряда аналогичных изданий (Х.Вильяме и др., 1983) вплоть до «Классификации магматических пород...» [6]. Вероятно, это тоже никак не должно удивлять.

Признавая справедливость всех указанных оговорок и вариаций в понимании термина, замечу, что и в геологической номенклатуре все же существуют границы применения терминов, ревизия которых просто нецелесообразна. Принятие существенно других

трактовок таких понятий, как *гранитоиды* или *ультраосновные породы*, *скарны* или *грейзены* никак не способно упростить и понимание, и практическое пользование данной терминологией в геологическом обиходе. Это относится и к карбонатитам, хотя объем этого термина, введенного В.Брэггером около 90 лет назад, претерпевал существенные изменения.

Помимо карбонатитов, относимых к формации ультраосновных-щелочных пород массивов центрального типа, выделенных В.Брэггером в 1921 г., и впервые детально охарактеризованным в работах Ю.М.Шейнманна (1961—1962), описывались карбонатиты, принадлежащие еще к нескольким формационным типам — щелочных габброидов; пород линейного (линейно-трещинного) типа, иногда не ассоциирующихся с какими бы то ни было магматическими щелочными породами (формация, впервые выделенная автором в 1971 г. [1]), и ряда других, менее четко очерченных.

Однако всем им присущи черты принадлежности к изначально щелочной специализации, минералогической и геохимической, причем во всех случаях ее источник рассматривался как подкоровый, мантийный.

Разумеется, одинакового мнения о возможности отнесения тех или иных пород к карбонатитам с учетом упомянутых условий, признаваемых как обязательные, у геологов не существует.

Так, автор этих строк *не может согласиться с ограничениями, указанными в уже цитированных «Рекомендациях...»* [6] о возможности отнесения к собственно *карбонатитам* пород с не менее чем 50% карбонатов. Опыт изучения *мелакарбонатитов*, широко развитых на флангах карбонатитовых комплексов линейного типа (Черниговский в украинском Приазовье, Дубравинский на Белгородчине), а также массивов центрального типа с распространением пород *рудного комплекса* (фоскориты, камафориты) с весьма широкими колебаниями составов и изменением содержания карбонатов, с одной стороны, и силикатно-магнетит-апатитовой части, с другой, и т.п., демонстрирует, на взгляд автора статьи, искусственность такого ограничения. Если типичные трехминеральные ассоциации пород *рудного комплекса*, силикатно-магнетит-апатитового состава, явно отличны от карбонатитов (массивы Севера Сибири), то, например, магнетит-кальцитовые породы Ковдора или Ессея, с подчиненными количествами форстерита, флогопита и апатита (30—40% карбоната), принципиально неотличимы от пород смежных с ними блоков того же состава, но с 60—80% кальцита.

Несомненно, подобные расхождения с принятыми «каноническими» формулировками термина *карбонатиты* имеются и у других исследователей. Однако мы полагаем, что предложения о кардинальном изменении границ применения общепринятого термина, распространении его на геологические объекты

принципиально иных формационных рядов, происхождения, с иными петрографо-минералогическими и геохимическими отличительными чертами и другие, требуют очень тщательного анализа и должны диктоваться весьма весомыми прагматическими соображениями. Выявление объекта, относящегося, на первый взгляд, к не вполне определенному формационному типу и генезису (механизму образования), необычные особенности его состава и другие черты, думается, далеко не достаточное основание для предложений ревизии сложившихся классификаций.

Этап более детальных исследований зачастую лишает такой объект черт загадочности и позволяет найти ему место в привычных классификационных и номенклатурных схемах.

Главное, авторы подобных радикальных предложений должны *очень четко представлять особенности строения, состава, генезиса и других признаков объектов генотипа*, достаточно ясно осознавать значимость, удельный вес ведущих, принципиальных условий его выделения, необходимость и достаточность черт, положенных в его основу и др.

Всего этого автор настоящей публикации не увидел ни в первой работе В.Н.Воеводина и его коллег [3], где речь шла о возможной принадлежности карбонатных пород Капитановского массива к *карбонатитам* особого, бесщелочного типа, ни в их статье [4], в которой давалось более развернутое описание этого нового *силикатного (мафического) типа карбонатитов*.

Исследователи [4] обвиняют нас в стремлении использовать для критики «выхваченные из контекста отдельные фразы» [4, с. 106], что, по их мнению, «искажает мысли авторов». С небольшой оговоркой согласимся с этим обвинением в первой части фразы. Заметим, что обе публикации изобилуют таким количеством неточностей, искажений, неверных толкований текстов других авторов, перечисленных в списке литературы статьи [3], что «выхватывать фразы из контекста» в сущности, нет необходимости. Почти в любом абзаце, кроме касающихся фактического материала рассматриваемого ими Капитановского массива, подобные неточности, а иногда прямые ошибки буквально бросаются в глаза. Так, в самых первых фразах публикации [3, с. 60] авторы пишут, что «генетический таксон» — карбонатиты, «был выделен не по механизму образования, а преимущественно по вещественному составу». Чуть поразмыслив, читатель-геолог вправе спросить: а как обстоит дело с другими «генетическими таксонами», попросту — со всей вообще описательной петрографией (да простится нам эта невольная тавтология)? По какому принципу были выделены и названы *оливиниты, пироксениты, микроклиниты, альбититы*? Принцип механизма формирования здесь отсутствует, хотя две последних из названных разновидностей по этому «механизму» явно отличаются от двух первых. На

той же странице можно прочитать рекомендацию «вернуться к первоначальному представлению о карбонатитах как эндогенных породах карбонатно-силикатного состава, связанных с магматической деятельностью», с чем, собственно, никто и не спорит.

Все сказанное, безусловно, является необходимым условием отнесения пород данного состава к карбонатитам, однако, далеко не достаточным.

В публикации [4, с. 104] сказано, что «авторы выделяли этот *генетический тип* (силикатно-карбонатные карбонатиты) по механизму и условиям формирования в соответствии с требованиями... классификаций...», а не по иным признакам. Возникает серия вопросов, и прежде всего: на каких классификационных позициях все-таки стоят авторы? И главное, правильно или неправильно поступили А.Хёгбом и В.Брёггер в начале XX в., этимологически указав в названии открытой ими породы на ее преобладающий карбонатный состав? Полагаем, истекшее столетие исчерпывающе ответило на этот вопрос.

Другой пример еще одной «выхваченной фразы». Авторы работы [4], отстаивая тезис о возможности ассоциации карбонатитов с любыми ультраосновными породами, и сопоставляя изучавшийся ими объект с Кондёрским массивом кольцевого строения с его известными месторождениями платиноидов, восклицают: «Как быть с платиноидами в карбонатитах... этого массива, которые являются производными ультраосновных, а не щелочных пород?» [4, с. 106]

Ответим, что дискуссия о формационной принадлежности Кондёра, возможном отнесении известных по его периферии кристаллических карбонатных пород к карбонатитам происходила более 45 лет назад, в самом начале 1960-х годов (Г.Андреев, Бурятский ИГ СО АН, в те годы аспирант ВИМС; М.Богомолов, ИГЕМ; затем В.Моралев и А.Ельянов, Аэрогеология и др.). В ходе исследований как этих геологов, так и их последователей в 1980-90-е годы было показано, что эти породы не относятся к карбонатитам, а массив Кондёр, как и его ближайший аналог Чад, а также и третий алданский массив Инагли не являются карбонатитоносными, относящимися к формации ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов [5].

Заметим, что в числе более поздних магматических дериватов Кондёра «постдунитового времени», известна серия пород умеренно щелочного состава, таких как сиенит-диориты, монзониты, а также гранодиориты, габброиды и др. Поэтому вопрос о формационной принадлежности массива, возможно, обнаруживающего черты, принадлежащие к двум формационным рядам, действительно, обсуждался долго, но до конца он не решен и сейчас. Это относится и к проблеме геологического возраста всех названных породных разновидностей.

Что касается платиноидов, рассеянных в дунитах Кондёра и накапливающихся в корях выветривания и

россыпях, связанных с ними, то они не имеют ни малейшего отношения к этим древним карбонатным породам. Таким образом, приходится констатировать, что в этом трехстрочном абзаце допущены, по меньшей мере, две очевидных ошибки.

Авторы публикации [4] отмечают выраженное Ю.Багдасаровым «беспокойство» о «возможно широкое применении термина «карбонатит»... распространяемого... на любые карбонатные жилы, зоны карбонатизации т.п.», указывая, что «пока что... кварцевые жилы не пытались называть «кварцитами», а карбонатные жилы карбонатитами».

Согласимся, что кварцевые жилы и прожилки действительно мало сходны, например, с шокшинскими кварцитами Карелии или «вторичными кварцитами» месторождений Казахстана. Но вот что касается «карбонатных жил»: если речь идет о своеобразных, так называемых жилах «гребенчатого кальцита», весьма обычных в месторождениях и проявлениях широчайшего диапазона состава — оловянно-вольфрамовых, молибденовых, многих полиметаллических, флюоритовых и других, и завершающих низкотемпературный этап гидротермального процесса, то на замечание указанных авторов ответим, бесспорно, согласимся.

Но «карбонатная жила», развитая на периферии щелочного массива соответствующей формационной принадлежности и обнаруживающая явные черты сходства — минералогические, геохимические, в т.ч. и изотопно-геохимические, с карбонатитами одного из названных их типов, по-видимому, должна относиться именно к ним. Вряд ли стоит, по мнению автора данной статьи, иронизировать по этому поводу.

К иным выводам приводит попытка толкования тезиса о том, что «в зависимости от генезиса... зон карбонатизации (магматогенно-гидротермально-метасоматического), часть из них вполне может (и даже должна) (! — Ю.Б.) перейти в карбонатиты» [4].

Проиллюстрируем это утверждение на простых примерах. Магнетитовое месторождение саткинского типа на Урале, или сидеритовые — байкальского типа, как и многие их аналоги в других регионах, сформированы в результате гидротермально-метасоматических процессов в ходе воздействия гидротерм на исходный субстрат, где он тоже карбонатный, осадочного происхождения, в других случаях — на разнообразные интрузивно-магматические породы, и т.д. Инициировал их, скорее всего, глубинный мафический магматизм. Таким образом, в соответствии с текстом работы [4], изложенным и здесь, и в других местах статей, данные карбонатные породы и месторождения должны «перейти в карбонатиты». Это вовсе не измышления Ю.А.Багдасарова, диктуемые «иронией, крайним раздражением» и «гневом» [4, с. 105] — это прямо соответствует тексту авторов.

Комментировать, такое, действительно, весьма широкое применение термина «карбонатиты», по-видимому, не стоит.

Авторы [4, с. 104, 106] упрекают нас, что «рецензент умалчивает о том, что же собой представляют образования Капитановского массива...», и «как именовать» разнообразные карбонатные породы, лишённые типичных признаков карбонатитов (на примерах Селигдара и других — к чему они теперь относятся?) и «с какими оговорками их можно», и к чему именно относить) и т.д.

Надеюсь, ответ на этот вопрос лежит на поверхности, но поскольку он задан, попытаемся ответить и на него.

Дело в том, что автор, как, по-видимому, и многие другие геологи, всегда старался скромно полагать, что право суждения о формационной принадлежности, генетической природе, механизме образования и других, в целом не столь простых вопросах, касающихся того или иного массива или месторождения, в моральном плане может иметь только геолог, принимавший участие в непосредственном изучении этого объекта, в крайнем случае, обстоятельно изучивший обширную, часто и противоречивую специальную литературу о нем. Без этих условий такие суждения оказываются поверхностными, часто заведомо ошибочными. Например, если бы автор этих строк не имел хотя бы предварительного представления о строении и составе таких всемирно известных объектов как Хибинский и Ловозерский массивы, он бы, наверное, не взялся использовать их в качестве примеров для обоснования тех или иных своих тезисов.

Обоснованные суждения о генетической природе Капитановского массива, и прежде всего карбонатных пород в его составе, должны, по всей вероятности, делать изучавшие его исследователи. Что же касается пород, лишённых типичных признаков карбонатитов, уже перечислявшихся — геологических, минералого-геохимических, изотопных, на примерах упоминавшегося Селигдара и других, то, возможно, их и не следует причислять к карбонатитам. Именно это, собственно, и делают современные исследователи.

Рискуя быть противоречивым, попытаюсь все же коснуться и проблемы возможного генезиса рассмотренного в работе [4] Капитановского массива, руководясь материалами, опубликованными теми же авторами. По-видимому, в отношении этого достаточно хорошо изученного объекта авторы не приводят четкого заключения о том, каковыми данные проблемы представлялись их предшественникам? Если в публикации [3, с. 60—62] сказано, что «значительно шире... эти породы стали называть кальцифирами..., скарнами, скарноидами..., что относится и к Капитановскому массиву», т.е. образованиям, карбонатная составляющая которых первично могла обнаруживать экзогенное, чисто осадочное происхождение, то

там же, со ссылкой на практически все работы они «рассматриваются как поздние интрузивные инъекции вдоль расслоенности... без обоснования этого тезиса»; то же говорится и далее в рассматриваемой статье: у «исследователей... магматическая природа всех пород... массива... не вызывает сомнений». Так все же, что думали о природе данного массива «все» исследователи, авторы «всех работ»? Заметим, что наши авторы [3] неизменно подчеркивают многочисленность своих анонимных оппонентов-предшественников, хотя прежде всего следовало бы привести пару ссылок на конкретные работы этих геологов с обоснованием той или иной альтернативной версии происхождения данного массива.

Заметим, что речь идет о достаточно детально разведанном небольшом интрузивном комплексе — месторождении, которому, по-видимому, должны были быть посвящены и обстоятельные исследования научного плана с доказательствами того или иного механизма образования основных типов пород, слагающих массив.

Наконец, об аргументации самих авторов [3]. Ю.А.Багдасаров не является специалистом по геологии расслоенных комплексов магматических пород и, тем более, теории ликвации, хотя признаки наличия ликвационных явлений в карбонатитовых комплексах видеть ему доводилось. Так вот, приходится констатировать, что приводимые авторами [3] доводы — наличие как резких, так и постепенных контактов между двумя типами субстратов, существование текстурно-структурной неоднородности в них и качественно сходный минеральный состав, отличающийся в обоих типах пород лишь количественно, и ряд других не дают оснований для однозначного суждения о признаках ликвационного разделения первичной *карбонатно-силикатной магмы* на две составляющие, образовавшие в настоящее время наблюдаемые разновидности. Полагаем, что возможны и иные версии генезиса и механизма образования данного массива, его карбонатных и хромитовых проявлений.

И последнее, на что хочет обратить внимание автор этой публикации. Существуют ли в природе заведомо глубинные, подкоровые магматогенные карбонатные или силикатно-карбонатные породы, совершенно лишенные щелочной специализации, выражающейся обычно в проявлении типоморфных минералов и элементов, присущих карбонатитам?

Уточним, речь идет только о подкоровых, мантийных дериватах; устранение этого условия резко расширяет число возможных и реально существующих и *карбонатных жил*, и *зон карбонатизации гидротермально-метасоматического генезиса* любого состава.

Отметим, что проявление пород, резко дефицитных по кремнезему, в заключительный период формирования сложных комплексных интрузивов харак-

терно именно для глубинных магматических процессов щелочной специализации. Таковыми чаще всего оказываются карбонатиты, реже породы так называемого *рудного комплекса*, обычно кальцит-форстерит-магнетит-апатитового состава, иногда их биминеральные разновидности с любыми комбинациями минералов из числа названных, еще реже апатитовые анхимономинеральные породы (*анатитолиты*), и флюорит-кальцитовые карбонатиты (Большетагнинский массив, Восточные Саяны).

Например, в Хибинском массиве такими дефицитными по кремнезему дериватами заключительных этапов развития комплекса выступают сразу три разновидности — широко известные апатитоносные ийолит-уртиты, бедные кремнеземом карбонатиты на восточном фланге массива (район р.Тулиок), частично и гидротермалиты натриевого (содового) состава, с карбонато-фосфатами и другими минералами ряда глубинных горизонтов массива.

В пределах сложных комплексных массивов мафит-ультрамафитового состава без щелочных их разновидностей, глубинного, по-видимому, подкорового происхождения, значительных сегрегаций эндогенных карбонатных пород неизвестно, хотя зоны их интенсивно карбонатизированных разновидностей отмечаются довольно широко. Таковые известны среди хромитоносных пород данного состава уральского пояса; в ряде случаев они, по-видимому, в какой-то степени близки к рассмотренным выше образованиям Капитановского массива [3, 4]. Кстати, зоны карбонатизации в породах габбро-перидотитовой формации Украины, в среднем течении р.Южный Буг, а так же и в Западном Приазовье отмечались много ранее в работах И.С.Усенко и др. (1950—60) [7] и др. Тем не менее, заключительными фазами этих и подобных сложно дифференцированных интрузивных комплексов, в т.ч. и расслоенных интрузивов, выступают обычно породы гранитоидного состава, а не карбонатного (комплексы Южной Африки, Гренландии и др.). Иногда указания о проявлении эндогенных карбонатных пород приводились и в связи с образованиями траппов на Сибирской платформе и в других регионах, но приуроченность их к заведомо подкоровым источникам остается сомнительной.

Высказывались предположения и о том, что среди древнейших карбонатных осадочно-метаморфогенных пород на Алдане, в Прибайкалье, ряде зарубежных стран (Египет, Судан и др.), помимо типичных для некоторых из них кальцифиров, встречаются визуально сходные эндогенные, интрузивно-магматические (?) породы того же состава, геохимически иногда довольно близкие к типичным карбонатитам. Подобные указания имелись в работах Г.Шахова [8], в основном оставшихся неопубликованными при жизни этого геолога и сейчас частично готовящихся к выходу в свет; с некоторыми из них в ходе подгото-

вительных работ ознакомился и автор данной статьи. Исключить такую возможность, по-видимому, нельзя, но следует признать, что собрать доказательства эндогенной версии этих пород также чрезвычайно трудно. Высокая «компетентность» карбонатных толщ, в особенности в зонах больших глубин, значительных параметров *P-T*-условий, существовавших на протяжении сотен миллионов лет, их исключительно высокая способность к перекристаллизации, пластическим перемещениям и приобретением свойств, весьма сходных с типично магматическими, отмеченными, в частности, в упоминавшейся публикации А.Ельянова и В.Моралева [5], делает расшифровку первичной природы *кальцифироподобных протрузивов* крайне сложным. Если допустить, что эти древние карбонатные толщи в условиях огромных давлений и высоких температур могли претерпевать конгруэнтное плавление с последующими перемещениями на значительные расстояния как «вторичные» магматические тела, то установление их первичной природы станет еще более трудным. Заметим, что и по изотопному составу ряда элементов (Nd, Sr и др.) древнейшие карбонатные породы также иногда неразличимы с таковыми же параметрами типичных дериватов мантийного происхождения (положительные значения Nd и отношения изотопов стронция, не превышающие 0,704—0,705, и т.д.), так что изотопные определения не позволяют дать однозначное заключение о природе этих пород. Тем не менее, теоретически все же возможно допустить существование эндогенных, глубинных (подкорковых) карбонатных пород, практически лишенных щелочной специализации. Такие образования могут быть связаны и с типичными базитами и гипербазитами, не ассоциируемыми (возможно, лишь на данном эрозионном уровне) со щелочными дериватами. Аналоги подобных пород, хотя, возможно, и достаточно отдаленные, сегодня известны.

Поэтому следует отметить, что карбонатитовые массивы, формально относимые к ультраосновному—щелочному типу, но лишенные пород повышенной щелочности (нефелиновые серии), в карбонатитах не содержат существенных концентраций ниобия и тантала, и, как правило, лишены соответствующей минерализации. Это четко проявлено, например, в массиве Палабора (ЮАР), при огромных ресурсах содержащейся в нем другой рудной и нерудной (апатит, флогопит) полезной минерализации. То же самое относится и к массивам других формационных типов, в т.ч. с крупными скоплениями в карбонатитах редкоземельной минерализации, часто со стронцием и барием, при весьма низких содержаниях рассеянного ниобия, и ничтожных тантала (Маунтин-Пассе; Карасуг; массивы Красномайской группы Кокшетавской области Казахстана; Халютинско-Аршанской группы в Прибайкалье; частично и Маломурунского массива на Алдане, со значительной ролью калий-ще-

лочных пород, с лейцитом и полным отсутствием нефелинсодержащих разновидностей) (Н.В.Владыкин, 2005 и др.)

В других случаях встречаются самостоятельные тела карбонатных пород, не обнаруживающие прямых, четко доказанных генетических связей с силикатными дериватами любого состава, и при этом отличающиеся геохимическими чертами смешанного, «комбинированного» характера, как типичными для карбонатитов (ниобиево-редкоземельная), так и несвойственными им, например, наличием титаномагнетитов с содержанием хрома в десятки процентов, близкими к хромитам, никогда не встречающихся в карбонатитах и др. Такие породы в последние годы обнаружены в районе Муйской глыбы в бассейне р.Витим (Г.С.Рипп и др., 2000—2007).

Нетрудно понять, что полевая диагностика таких *карбонатитоподобных пород*, иногда лишенных традиционных минералого-геохимических черт, присущих карбонатитам, часто с невысокими содержаниями магнетита и примесей радиоактивных элементов, затрудняющих их обнаружение и идентификацию в ходе геофизических, в т.ч. аэрогеофизических поисков, также оказывается достаточно сложной. Поэтому, по-видимому, правомерно предположение о том, что детализация поисково-съёмочных работ ряда труднодоступных регионов России и других стран должна привести к умножению находок подобных и близких к ним образований.

А в отношении «классических» карбонатитовых комплексов ультраосновного—щелочного и щелочно-базитового составов, слагающих массивы кольцевого, центрального типа, и принадлежащих, бесспорно, к «фонду» относительно легкооткрываемых месторождений, можно с большей долей уверенности заключить, что основная масса имеющихся на Земле таких образований уже открыта. Исключение составляют, возможно, лишь древние массивы, перекрытые весьма мощными толщами платформенных отложений, осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения, типа траппов Сибирской платформы, и др. Во всяком случае, статистика подобных открытий, сделанных за последние несколько десятилетий, как будто бы подтверждает это заключение, на что не так давно уже обращал внимание автор данной публикации [1]. По всей вероятности, генетическая классификация пород *карбонатитового семейства* неизбежно должна будет подвергнуться существенной модификации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. Металлогения карбонатитовых комплексов России / Металлогения карбонатитовых комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. —М.: ГЕОС, 2001. С. 128—506.
2. Багдасаров Ю.А. О «новом типе» карбонатитоподобных пород и границах термина «карбонатит» // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 83—85.

3. Воеводин В.Н., Поповченко С.Е., Шукайло Л.Г. Новый тип карбонатитов // Отечественная геология. 2005. № 1. С. 60—63.
4. Воеводин В.Н., Поповченко С.Е., Шукайло Л.Г. Эндогенные карбонатно-силикатные породы (карбонатиты), их генезис и номенклатура // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 104—106.
5. Ельянов А.А., Моралев В.М. Амагматические «интрузии» первично-осадочных карбонатных пород, связанных с массивами центрального типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 35—40.
6. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. —М.: Наука, 1997.
7. Усенко И.С., Личак И.Л., Царовский И.Д., Бернадская Л.Г. Магматические формации Украинского щита / Магматические формации. —М.: Наука, 1964. С. 236—248.
8. Шахов Г.П. Интрузивные кальцифиры в бассейне р.Сутам // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 4. С. 941—945.

УДК 551.263

И.А.Одесский, 2008

Место формаций в системе геологических объектов

И.А.ОДЕССКИЙ (СПГГИ)

Как известно, все геологические объекты в соответствии с формами существования материи (пространство, движение и время) подразделяются на три категории — статические (тела и поля), динамические (процессы) и ретроспективные или исторические (хронологическая последовательность тел, полей и процессов) [3]. Таким образом, формации, которые по дефиниции [1] являются геологическими телами, относятся к первой категории геологических объектов.

В.И.Драгунов вслед за Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым предложил считать, что формации расположены на иерархической ступени, следующей сразу же за горными породами: «...минералы—горные породы—формации—оболочки (геосферы)...» [2, стр. 8], на том основании, что они представляют собой парагенезис (сонахождение) горных пород. На самом же деле, если исходить из логики построения иерархической лестницы, упорядочивающей геологические объекты, объект каждой последующей ступени этой лестницы состоит из объектов предшествующей. Таким образом, вслед за горными породами должны располагаться горно-породные тела, одной из разновидностей которых в т.ч. являются и формации. Однако кроме формаций на этой же ступени находятся и фации или литофации, также являющиеся ассоциациями горно-породных тел (в осадочной геологии слоев). Иными словами, формации, также как и фации, представляют собой парагенезисы (терминология В.И.Драгунова) не горных пород, а горно-породных тел, что однозначно подтверждается и определением формации, т.е. формация — сообщество геологических тел (слоев и т.д.) [1].

Следовательно, и формации, и фации оказываются на одной ступени иерархической лестницы, поэтому для них следует ввести иную систему упорядочения, которая необходима в связи с тем, что в современной геологии наметилось развитие двух самостоятельных

направлений, известных под названием фациология [4] и формациология [7], имеющие собственные объекты исследования.

В данном случае упорядочение фаций и формаций может быть выполнено с помощью таксономирования (установления иерархических подуровней), учитывающего не только их масштабность, но и степень сложности организации, проявляющуюся в форме (размер и очертания), составе, строении, свойствах и, конечно, в их происхождении [5].

Совершенно очевидно, что при этом роль простейшего по своей организации и минимального по размерам должно играть однородное по составу горно-породное тело (например, слой), которое можно назвать элементарным таксоном и рассматривать в ранге вида, а его состав, строение и свойства должны определяться соответствующими факторами, контролирующими процесс формирования данного надпородного геологического тела. Такими факторами являются факторы экзогенные и эндогенные, проявляющие себя соответственно в виде одновременно существующих палеогеографической и тектонической обстановок. Процентное соотношение этих факторов может быть различным, поэтому существует необходимость введения дополнительных подуровней (таксономических уровней), учитывающих разный вклад данных факторов в формирование геологических тел.

При введении дополнительных иерархических подуровней уместно вспомнить о понятиях, предложенных Д.В.Наливкиным [4], но не привившихся, к сожалению, в осадочной геологии, — *сервия* и *нимия*. Напомним, что под *сервией* (в переводе *букет*) автор этого термина предложил понимать «комплекс фаций, переходящих друг в друга и образующих единое географическое явление. Примером их могут служить озеро, бугристые пески, ледниковая долина, лагуна кораллового рифа, пляж открытого моря, морской пролив...»; под *нимией* (в переводе *сверхмер-*

Генетическая принадлежность породно-слоевых тел и их связь с формирующими факторами

Породно-слоевые тела	Физико-географические единицы. <i>По Д.В.Наливкину</i>	Эндогенные факторы	Экзогенные факторы	Критерии выделения тел	Объекты, разделы геоморфологии
Формации (геогенерации)	Материк, море	Тектонический режим, магматизм, метаморфизм		Тектонические дислокации, следы магматизма, метаморфизма и др.	Геотектуры; планетарная геоморфология
Нимии	Шельф, архипелаг, пустыня и др.	Медленные вертикальные тектонические движения	Ландшафт и климат	Аутигенное вещество, мощность, слоевые границы, характерная органика	Морфоструктуры климатические; региональная климатическая геоморфология
Сервии	Лагуна, лиман, озеро, речная долина	Тектонические структуры	Единицы ландшафта	Аллотигенное вещество, общность органики, структурный контроль	Морфоструктуры тектонические; региональная структурная геоморфология
Фации	Русло, пойма, часть дна озера		Топография и режим среды	Степень сортировки, окатанности обломков, морфология органики	Морфоскульптуры; прикладная геоморфология
Породные слои				Литология	

ная) — «комплекс сервий, переходящих друг в друга и образующих крупные географические области. Такковы дельты больших рек, ... замкнутые моря, ... большие горные хребты, ... пустыни, ... шельфы...» [4, с. 13].

Из приведенных разновидностей сервий и нимий видно, что оба понятия исключительно географические и отличаются друг от друга лишь масштабностью своего проявления. При введении же генетической принадлежности, различающей эти понятия, легко устанавливается их место среди таксонов надпородного уровня. Генетическая принадлежность позволяет показать их связь с соответствующими формирующими факторами и определить свойственные им признаки. Так, породный слой — продукт исключительно экзогенной обстановки, выражающейся в химизме среды и ее динамике, сложившихся на локальных участках местности. Критерием расчленения разреза (при анализе осадочных толщ) в данном случае является литологический состав слоев.

Возникновение фаций также контролируется физико-географической обстановкой в виде топографии и режима седиментационной среды (например, ламинарный или турбулентный). При расчленении разреза на фации (русловые, пойменные и др.) в данном случае принимается во внимание степень сортированности осадка, степень окатанности обломочных

частиц, характер слоевых текстур, морфологические особенности органики и т.д.

При формировании сервий помимо участия в подобном процессе отдельных элементов физико-географической обстановки существенная роль принадлежит тектоническим структурам, унаследованным этими элементами (лагуны, лиманы, острова и др.). При расчленении разреза на сервии в первую очередь принимаются во внимание такие их признаки как аллотигенная составляющая осадка, общность органических форм, связь со структурным планом территории.

В образовании нимий роль тектонического фактора существенно возрастает. Теперь он выступает в виде медленных вертикальных движений литосферы, на фоне которых формируется тот или иной ландшафт (море, шельф, архипелаг, пустыня и др.) со свойственной ему климатической обстановкой. Критериями расчленения осадочной толщи на нимии теперь могут служить такие признаки как аутигенная составляющая осадка, климатогенные особенности органики, мощность отложений и характер межслоевых границ.

Главный фактор, контролирующей формации, как это признано в геологии, — фактор тектонический, характеризующийся определенным режимом, приводящим к образованию континентальных или океани-

ческих платформ и геосинклинальных поясов, областей или систем. Данный режим в каждом из перечисленных случаев проявляется в форме различных пликтивных и дизъюнктивных дислокаций, сопровождающихся определенными особенностями магматизма, метаморфизма и гидротермальной деятельности. Географически, как справедливо отмечает Д.В.Наливкин, тектонические режимы проявляются на поверхности Земли в виде морей или континентов. А в геологии при вычленении формаций уже давно пользуются известными традиционными методами, заключающимися как раз в наблюдениях над характером дислоцированности геологических тел, составом магматических, метаморфических, гидротермальных комплексов и их металлогенией.

Введение в геологию терминов *сервия* и *нимия* изобавляет от необходимости различного обыгрывания термина *фация* с использованием разных и абсолютно невыразительных приставок — макро, мезо, микро, элементарные фации, комплексы, группы фаций и другие, предлагаемые различными авторами [6].

С позиций системного подхода безусловный интерес представляет связь горно-породных тел различного таксономического уровня (в т.ч. и формаций) с

теми или иными формами рельефа (изучаемые различными разделами геоморфологии), на фоне которых происходит их образование. В последнем столбце представленной таблицы приведены формы рельефа различного порядка, используемые в современной геоморфологии, и разделы геоморфологической науки, рассматривающие эти формы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геологический словарь*. — М.: Недра, 1973.
2. *Драгунов В.И.* Геологические формации. —Л.: Недра, 1973.
3. *Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.* Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 10—17.
4. *Наливкин Д.В.* Учение о фациях. Т. 1. —М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
5. *Одесский И.А.* Системное мышление. —С.-Пб.: Пангея, 2001.
6. *Справочник по литологии* / Под ред. Н.Б.Вассоевича, В.Л.Либровича, Н.В.Логвиненко, В.И.Марченко. —М.: Недра, 1983.
7. *Шванов В.Н.* Структурно-вещественный анализ осадочных формаций. —С.-Пб.: Недра, 1992.

Памяти Феликса Григорьевича Рейфа

1 января 2008 г. ушел из жизни Феликс Григорьевич Рейф — один из виднейших исследователей недр Байкальского региона, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки России, главный научный сотрудник Геологического института СО РАН.

Вся его трудовая деятельность связана с изучением геологии и минерально-сырьевого комплекса Бурятии, куда он прибыл в 1959 г. после окончания с отличием Воронежского государственного университета. С 1961 г. молодой инженер — старший геолог Северной партии — уже руководил геологической съемкой и поисками масштаба 1:200 000 и стал самым молодым основным автором Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа О-49-XXXI.

Ф.Г.Рейф, являясь начальником ряда геологических партий, вел геологическую съемку масштаба 1:50 000 в Восточном Прибайкалье. Под его руководством выявлены и изучены десятки рудопоявлений, геохимических, шлиховых и геофизических аномалий (в их числе молибденовые Мальгинское и Тарасовское, полиметаллические Нохой-Дошо и Хасурта, группа радиоактивных аномалий Курбы и Анггара). Уже в это время Феликса Григорьевича увлекла связь эндогенного оруденения с магматизмом, появились первые научные публикации. Фактический материал по магматизму, собранный им в 1963—1970 гг., стал основой будущей кандидатской диссертации.

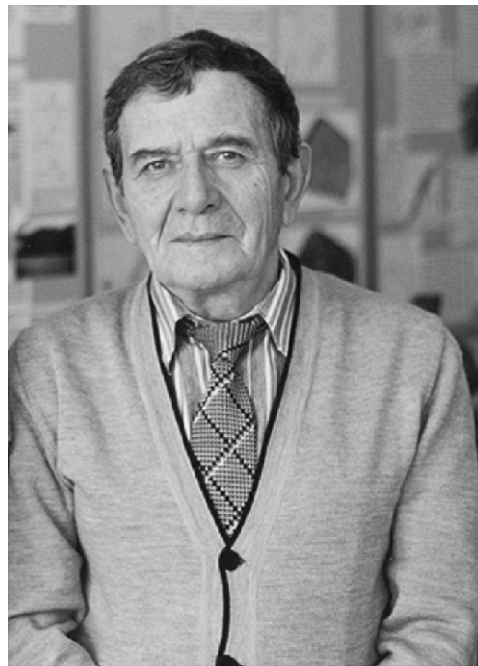
С 1970 г. вся жизнь Феликса Григорьевича Рейфа была связана с Геологическим институтом (ГИН) СО РАН. В полной мере раскрылся его исследовательский и организаторский талант. В 1973 г. он защитил кандидатскую диссертацию, а в 1986 г. — докторскую. С 1989 по 2003 гг. заведовал лабораторией, в последнее время был главным научным сотрудником лаборатории петро- и рудогенеза ГИН СО РАН.

Ф.Г.Рейф — автор более 130 научных работ, из них 5 монографий и десятки статей в ведущих отечественных и международных изданиях. Им создана одна из ведущих в стране школа термобарогеохимических исследований.

Характерная черта творчества Феликса Григорьевича — сочетание фундаментальных исследований, первоклассный уровень которых признан мировым геологическим сообществом, с потребностями геологоразведочной и поисковой практики. Так, основными направлениями его исследований были выяснение физико-химических условий генерации и кристаллизации магм, роли магматического процесса в формировании рудообразующих гидротермальных систем, локальное прогнозирование плутогенных рудных месторождений на термобарогеохимической основе, развитие и совершенствование методов исследования включений в минералах.

С присущей ему ответственностью Ф.Г.Рейф детально изучил практически все крупнейшие редкометалльные месторождения Забайкалья — Первомайское, Мало-Ойногорское и Жарчихинское молибденовые, Инкурское штокверковое вольфрамное, Ермаковское бериллиевое, Орловское танталовое и др.

Феликс Григорьевич Рейф — создатель термобарогеохимического направления в рудогенетическом приложении к гранитным системам. Совместно с Ю.М.Ишковым им разработана методика определения концентраций рудных компонентов в индивидуальных включениях, на основе которой в 1990 г. он создал и возглавил исследовательскую программу, объединившую термобарогеохимиков страны для решения актуальных и трудноразрешимых иным способом проблем рудогенеза. В итоге впервые в



мировой практике определены концентрации ряда рудных элементов в гидротермах, формировавших месторождения Mo, W, Sn, Cu, Pb, Zn, Ag разных генетических типов, установлен нижний предел концентрации металлов в растворах, который необходим для образования промышленных руд. В 1995—1997 гг. он получил и опубликовал в международном журнале первые прямые доказательства выделения высокометаллоносных флюидов кристаллизующейся магмой.

С 1993 г. Феликс Григорьевич постоянно участвовал в конкурсах инициативных проектов, проводимых Российским фондом фундаментальных исследований, и неизменно получал его поддержку. С 1997 г. он являлся экспертом этой организации, с 1995 г. и до последних дней участвовал в реализации международных и российских исследовательских проектов самого высокого уровня.

За крупный вклад в изучение рудообразующих процессов и создание нового метода анализа концентраций рудных элементов в гидротермальных растворах, а также разработку наиболее современной модели гидротермально-магматического рудообразования Феликсу Григорьевичу Рейфу присвоено звание «Заслуженный деятель науки Российской Федерации».

Всем, кто знал Феликса Григорьевича, известны его невероятная работоспособность, высочайший профессиональный уровень, незаурядные творческие способности, широкая эрудиция, способность к критической самооценке, коммуникабельность. Доброжелательный и отзывчивый, замечательный семьянин и ласковый отец, Учитель и Гражданин — таким был и останется в наших сердцах дорогой друг, товарищ и коллега. Выражаем глубокое соболезнование всем его родным и близким.

*Ученые советы
ГИН СО РАН,
ИГХ СО РАН,
ИЗК СО РАН,
ИМиГ СО РАН,
ИМГРЭ*

Редколлегия журнала